

N° d'ordre : 2452

THESE

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

ECOLE DOCTORALE "SCIENCES DU VIVANT, GEOSCIENCES,
SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT"

Par **Xavier GIRAUD**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITE : OCEANOGRAPHIE, PALEO-OCEANOGRAPHIE

**Reconstitution paléocéanographique du signal $\delta^{15}\text{N}$:
modélisation couplée physique et biogéochimique d'un upwelling côtier.**

Soutenue le 20 décembre 2001

Après avis de

FONTUGNE Michel	Ingénieur CEA, LSCE, Gif sur Yvette	Rapporteur
TREGUER Paul	Professeur, IUEM, Plouzané	Rapporteur

Devant la commission d'examen formée de

BARD Edouard	Professeur, CEREGE, Université Aix-Marseille III	Examineur
BERTRAND Philippe	DR CNRS, DGO, Université Bordeaux I	Directeur de thèse
CHARDY Pierre	Professeur, LOB, Université Bordeaux I	Président
FONTUGNE Michel	Ingénieur CEA, LSCE, Gif sur Yvette	Rapporteur
GARÇON Véronique	DR CNRS, LEGOS, Toulouse	Examineur
GROUSSET Francis	DR CNRS, DGO, Université Bordeaux I	Examineur
TREGUER Paul	Professeur, IUEM, Plouzané	Rapporteur

2001

Avant propos et remerciements

La paléocéanographie fut un choix, la modélisation fut un choix. Le mariage des deux, pendant ces trois années de thèse et le DEA qui les a précédées, a abouti à ce manuscrit, partie visible de l'iceberg.

Bordeaux fut aussi un choix. J'y ai trouvé un cadre de travail et un cadre de vie.

Si vous lisez le manuscrit qui suit, et en particulier l'introduction, vous y trouverez toute une argumentation cohérente (du moins je l'espère) et scientifique expliquant de façon rationnelle le pourquoi et le comment de ce travail. Mais je profite de ces quelques lignes pour mettre en avant que j'ai surtout été guidé par l'envie, le plaisir, l'enthousiasme et toutes choses agréables (oui Stéphane, l'argent aussi, ...mais si peu !).

J'ai donc choisi comme discipline la paléocéanographie, l'étude des océans par le passé. Ce thème est porteur de mille rêves, de voyages vers des climats et des lieux différents. C'est une discipline merveilleuse et épanouissante aux mille facettes. Il est vrai que pour ma part j'ai surtout vu celle de mon écran d'ordinateur. Mais qu'importe, le rêve ne m'a pas quitté. J'espère avoir pu apporter ma modeste (très modeste) contribution à cette noble (très noble) quête qu'est l'étude et la compréhension des mécanismes climatiques de notre petite planète. (J'espère aussi que je n'en fais pas trop)

D'un point de vue scientifique, j'ai bénéficié d'une liberté quasi totale, liberté de pensée, de travail. C'est une expérience et une responsabilité qui ne fut pas toujours facile à supporter, mais je suis très content que cela se soit passé comme ça. En cela je remercie Philippe Bertrand. J'ai aimé les quelques moments précieux où nous nous sommes posés à la même table pour discuter science, ces moments où j'ai tout compris, où j'ai cru tout comprendre. J'y ai rencontré l'efficacité d'un esprit synthétique et clair. J'ai beaucoup appris. J'apprécie aussi la simplicité de cette fin de thèse, des démarches auprès du jury que vous avez su organiser.

Toulouse ne fut pas un choix au départ, mais j'aurai aimé avoir à le faire. Car en Véronique Garçon et Isabelle Dadou, mes cotutrices, j'ai trouvé deux personnes vivantes et vraiment sympathiques. Là aussi j'ai découvert des interlocutrices averties pour les questions scientifiques. Vos remarques, vos conseils, l'intérêt que vous avez porté à mon travail, mais aussi à ma personne, m'ont toujours été précieux.

Et puis pour y arriver, il faut une bande de potos...

A tout seigneur tout honneur (avec ça tu vas encore prendre la grosse tête !), je commencerai donc par citer Yann "Bob" Balouin. Deux ans à partager le même bureau et quatre ans pour tant d'autres choses. Toutes les soirées bien sûr, celle sur la plage, les "leçons" de guitare. Merci d'avoir toujours raison...

A toi Jocolat, merci pour toutes ces discussions, récentes et passées, pour les non dits, les mails du matin ou du soir, l'élixir et tout ce qui nous reste à partager.

A vous deux en particulier, pour l'Ecosse et les soirées à l'appart.

Autre incontournable colude, qui a eu la chance lui aussi de partager mon bureau : Stéphane "Amibe" Audry. Râleur pessimiste aux goûts musicaux étranges et buveur de thé ou de pur malte. Pour nos confrontations d'opinions et nos débats souvent détonants, merci d'avoir toujours tort.

Master J, joueur de jumble du groupe "Amibus et les neurones", Karine, notre première groupie, ont été de la fête.

Il y a aussi les exilés, loin de Bordeaux mais qui ont eu un rôle si important et qui continuent à être présents : Camille, pour sa bonne humeur et son énergie, Bergère, qui

rayonne et nous réchauffe le cœur, Mouton, qui prend soin de Bergère, Eke, pour cette amitié née il y a déjà une éternité, et Jung-Hyun qui prend soin de Eke.

Plus récemment, j'ai découvert un type formidable : merci à toi Sébastien R., pour ton ouverture d'esprit et nos longues "pauses muffins" à philosopher ou raconter n'importe quoi. Je te souhaite de continuer à suivre les vagues de surf.

Aux deux folles, Anne et Gwen, qui mettent un peu d'ambiance au labo.

Aux quelques personnes que j'ai aimé rencontrer, même brièvement, et dont j'espère garder le souvenir : Denis et Harriet, qui veulent partir grimper en Australie, Nina, qui est deux maintenant, Yannick, qui est capable de recréer son microcosme partout où il va.

A Kim et Agnès, que je n'oublie pas.

Merci à Trio, Nusrat, Ben (que je n'ai pas pu voir à Carhaix), à Eddy, Aretha, Louis et les autres.

A ma famille, qui s'inquiète régulièrement de ce que je fais et se demande comment on peut être étudiant aussi longtemps.

Et bien sûr, je terminerai par mes parents et ma petite sœur : bisou...

Tous, tout cela, voilà mon moteur et mon énergie.

A mon grand-père.

Table des matières

Introduction	11
Chapitre 1. L'upwelling de Mauritanie : contexte et données	17
1.1. Contexte de l'upwelling de Mauritanie	17
1.1.1 Présentation géographique et climatique	17
. Localisation	17
. Type de marge et topographie	17
. Situation climatique et hydrologique	19
. Conclusion	21
1.1.2 Le phénomène d'upwelling	21
. Aspect physique	21
. Aspect biologique	24
. Variabilité et saisonnalité de l'upwelling	27
1.1.3 Situation au Dernier Maximum Glaciaire	28
. Baisse du niveau marin et changement de topographie	28
. Changement de la circulation atmosphérique	28
. Conclusion	29
1.2. Données sédimentaires des carottes Mauritaniennes	31
1.2.1 Données de flux de matière organique	32
1.2.2 Signal $\delta^{15}\text{N}$	32
1.2.3 Conclusion	33
Chapitre 2. Cycle océanique de l'azote et processus de fractionnement ; modèle biologique	37
2.1. Réseau trophique et modèle NPZD	37
2.1.1 Choix d'un modèle biologique	37
2.1.2 Présentation du modèle NPZD	38
2.2. Transfert d'azote et fractionnement isotopique	42
2.2.1 Fixation d'azote et dénitrification	42
2.2.2 Photosynthèse	43
2.2.3 Excrétion du zooplankton	44
2.2.4 Formation des pelotes fécales	45
2.2.5 Reminéralisation des détritres	45
2.2.6 Broutage du zooplankton et mortalité	45
2.2.7 Conclusion	46
2.3. Calcul du $\delta^{15}\text{N}$ au sein du modèle NPZD	46
2.3.1 Equations	46
. Principe	46
. Equation pour l'excrétion du zooplancton	46
. Equation pour la photosynthèse	48
. Equation pour une situation sans fractionnement isotopique	49
. Système d'équations final	49
2.3.2 Conclusion	50
2.4. Validation de ce calcul du $\delta^{15}\text{N}$	50
2.4.1 Utilisation du modèle NPZD dans un schéma simple d'upwelling	50
2.4.2 Article #1 : "Modeling $\delta^{15}\text{N}$ evolution: First palaeoceanographic applications in a coastal upwelling system"	51
2.4.3 Résumé / Conclusions	75
. L'upwelling côtier : frontières et état d'équilibre	75
. Suivi des isotopes dans le réseau trophique	76

. Rôle de la cellule de recirculation de l'upwelling	77
. Aptitude à l'enregistrement sédimentaire	77
. Conclusion	77
2.5. Evolutions du modèle biologique	78
2.5.1 Type de nutriments	78
2.5.2 Complexité du réseau trophique	79
2.5.3 Colimitation par le fer	81
2.5.4 Conclusion	83
Chapitre 3. Circulation de l'upwelling côtier et modèle physique	87
3.1. Objectifs et critères de sélection	87
3.1.1 Type de modèle	87
3.1.2 Représentation spatiale et type de grille	87
3.1.3 Domaine d'applicabilité	88
3.2. Présentation du modèle POM (Princeton Ocean Model)	91
3.2.1 Equations	91
3.2.2 Résolution spatiale et temporelle ; représentation de la bathymétrie	92
. Critère de stabilité CFL	92
. Critère de cohérence hydrostatique	93
3.2.3 Conditions initiales, conditions limites et forçage	94
3.3. Utilisation d'autres modèles physiques	95
Chapitre 4. Reconstitutions pour la dernière transition glaciaire - interglaciaire appliquées à l'upwelling de Mauritanie	99
4.1. Principe des reconstitutions paléocéanographiques	99
4.1.1 Définition et utilisation du modèle couplé	99
4.1.2 Configuration "actualiste"	100
. Vérification des champs biologiques et physiques	100
. Vérification du signal sédimentaire	101
4.1.3 Scénarios paléoclimatiques et paramètres reconstruits	101
. Application des différents niveaux marins	101
. Courbe de référence	102
. Les paramètres reconstruits	102
4.2. Article #2 : "Interpretation of the nitrogen isotopic signal variations in the Mauritanian upwelling with a 2D physical-biogeochemical model"	103
4.2.1 Publication	103
4.2.2 Résumé / Conclusions	134
. Phases d'immersion de la plate-forme	134
. Genèse du signal sédimentaire	135
. Saisonnalité	135
. $\delta^{15}\text{N}$ de la source en nitrates	136
4.3. Tests de sensibilité aux facteurs de fractionnement isotopique	138
4.3.1 Décalage isotopique entre la courbe de référence et les données de nitrates	138
4.3.2 Un taux de fractionnement différent pour la photosynthèse	139
. Relation entre fractionnement et taux de croissance	139
. Implications sur la reconstitution des paramètres	140
4.3.3 Considération d'un fractionnement isotopique lors de la reminéralisation	143
4.3.4 Conclusion	144
4.4. Des détritits au sédiment fossilisé	146
4.4.1 Transport des sédiments	146
. Production cumulée et "slope depocenter"	146
. Au-delà du "slope depocenter"	149

. Effets topographiques	150
. Conclusions	151
4.4.2 Effets diagénétiques	151
4.5. Discussion sur le fonctionnement de l'upwelling	154
4.5.1 Durée de fonctionnement - saisonnalité	154
4.5.2 Effets de l'orientation des vents	155
. Réorientation du trait de côte	155
. Déplacement de l'ITCZ	155
4.5.3 Effets de l'intensité des vents : un effet paradoxal	155
4.5.4 Conclusion	156
Chapitre 5. Autre cas d'étude : L'upwelling du Benguela	159
5.1. Contexte de l'upwelling du Benguela	159
5.1.1 Localisation	159
5.1.2 Particularités topographiques et implications	159
5.1.3 Mécanismes climatiques et reconstitutions	160
5.2. Modélisation 2D et reconstitution du signal sédimentaire	163
5.2.1 Etude avec un profil de topographie lissé	163
. Présentation du profil	163
. Circulation de haut niveau marin	164
. Circulation de bas niveau marin	164
. Reconstitution et comparaison aux données	167
. Conclusions	169
5.2.2 Etude avec un profil tenant compte de la topographie "en paliers"	170
. Présentation du profil	170
. Circulation de haut niveau marin	171
. Circulation de bas niveau marin	171
. Reconstitution et comparaison aux données	171
5.2.3 Conclusions	175
Chapitre 6. Conclusions et perspectives	179
6.1. Discussion sur le cycle global de l'azote	179
6.2. Stratégie de la modélisation paléocéanographique et reconstitution d'autres traceurs	181
Bibliographie	185
Liste des Figures et Tableaux	193

Introduction



Introduction

L'objectif général de la paléocéanographie comme de l'océanographie ou de la climatologie est la compréhension des mécanismes climatiques de notre planète. C'est en cela que nous cherchons avant tout à identifier les processus et que nous nous intéressons autant à ce qui change, ce qui est variable, qu'à ce qui peut être constant. Mais la mise en œuvre de ces processus se fait à partir de situations bien précises qu'il faut aussi cataloguer, quantifier.

La paléocéanographie utilise les sédiments marins comme archives des climats et des conditions océanographiques passés. C'est dans ce cadre qu'a été organisée en 1994 une campagne océanographique (SEDORQUA) au large de la Mauritanie et du Sahara Occidental, sur la côte Nord-Ouest Africaine, afin d'en ramener des informations. L'intérêt de cette zone est dû au phénomène singulier qui s'y produit, une remontée en surface des eaux profondes et froides, riches en nutriments : il s'agit d'un upwelling côtier. La grande productivité biologique qui en résulte en fait une zone formidable pour l'enregistrement sédimentaire et c'est de plus une zone extrêmement sensible aux conditions climatiques, du fait de sa situation de marge continentale (relation aux variations du niveau marin) et de sa position tropicale (relation aux variations de circulation atmosphérique).

Parmi les nombreux traceurs mesurés dans les différentes carottes de cette mission, figure le rapport isotopique de l'azote organique ($\delta^{15}\text{N}$). Alors que d'autres marqueurs varient différemment d'un endroit à l'autre de la marge en question, celui-ci semble évoluer de façon quasi - similaire quel que soit l'endroit (Martinez, 1997; Martinez *et al.*, 2000). Ce traceur reflète tout un ensemble de processus affectant le stock d'azote océanique fixé et est donc lié au bilan global en nutriment. Cette disponibilité en nutriment est elle-même reliée à l'intensité de production primaire océanique globale et à la séquestration du CO_2 atmosphérique. A l'échelle du cycle glaciaire - interglaciaire, il s'agit donc d'un traceur important permettant de mieux connaître les processus responsables à la fois des variations du cycle de l'azote océanique et du cycle du carbone.

De nombreuses études considèrent les variations de $\delta^{15}\text{N}$ observées dans les carottes sédimentaires comme étant le résultat des variations d'intensité de dénitrification dans les grandes zones que sont l'Est Pacifique et l'Océan Indien (e.g. Altabet *et al.*, 1999; Ganeshram *et al.*, 1995). Ce signal se transmettant ensuite au reste de l'océan. Or Bertrand *et al.* (2000) ont montré, par une approche de modélisation simple des processus physiques et biologiques

de l'upwelling, que les effets d'immersion de la plate-forme continentale, propres à notre zone de marge, peuvent être à l'origine du signal enregistré localement.

C'est dans cette optique d'une meilleure connaissance de ces processus spécifiques à l'upwelling côtier que se place mon travail de thèse. Mon objectif est de mettre en place et d'utiliser un nouvel outil d'interprétation, permettant de comprendre comment est généré ce signal $\delta^{15}\text{N}$ dans un contexte d'upwelling côtier, à l'échelle de la marge. La nécessité d'un nouvel outil vient du fait que notre zone d'étude est particulièrement dynamique, ce qui rend plus délicat l'utilisation et surtout l'interprétation des techniques habituelles. Que représentent par exemple les températures reconstruites à partir des fonctions de transfert et des assemblages fossiles ou bien de l'indice Uk_{37} dans un tel système ? D'où proviennent les sédiments accumulés sur le talus continental alors qu'ils sont absents sur le plateau ? Ces questions, parmi tant d'autres, nous poussent à considérer la marge continentale dans son ensemble.

Le nouvel outil en question est donc la modélisation numérique. Il s'agit d'un outil très souple dont la construction doit être spécifique à la problématique posée. Mon travail consiste donc à mettre en place un modèle numérique régional, couplé physique - biogéochimique, capable de reproduire la dynamique physique et biologique de l'upwelling côtier et surtout le signal $\delta^{15}\text{N}$. L'utilisation de ce modèle numérique vise à répondre à la question principale suivante :

La reconstitution du signal $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire grâce à la modélisation numérique dans un contexte d'upwelling côtier et sur une échelle de temps glaciaire - interglaciaire permet-elle de mieux appréhender les processus physiques et biologiques liés au phénomène d'upwelling et de remonter à des informations d'ordre global, climatiques et biogéochimiques ?

Cette question principale et le développement même de ce travail drainent toute une série de questions et de thèmes auxquels nous allons tenter de répondre.

Concernant la modélisation, nous verrons comment adapter et utiliser des modèles physiques ou biologiques (préexistants ou non) à la problématique particulière de la paléocéanographie et dans quelle limite cela est possible. Quelles réponses avons nous apportées au calcul du proxy $\delta^{15}\text{N}$ au sein d'un modèle biologique ? Nous verrons aussi comment la simulation couplée de processus de base permet d'obtenir une image d'ensemble d'un système complexe et de détailler un enchaînement de processus plus généraux.

Concernant l'utilisation des données sédimentaires, le signal $\delta^{15}\text{N}$ est-il significatif des caractéristiques de l'upwelling ? Comment ce traceur, via l'outil modélisation, nous permet-il de mieux comprendre les processus de formation du signal sédimentaire que l'on retrouve sur le talus ?

D'une manière plus générale, quelle est la part des processus locaux (processus de recyclage de la matière organique, effet de l'immersion de la plate-forme,...) dans la formation de ce signal et quelles implications à plus grande échelle peut-on en tirer ? Nous verrons aussi comment nous pouvons aussi accéder à des informations, des reconstitutions, non pas océanographiques mais climatiques.

Ce manuscrit est organisé comme suit : le Chapitre 1 présente le phénomène d'upwelling côtier et le contexte de la Mauritanie. Les Chapitres 2 et 3 présentent respectivement le modèle biologique que nous avons adapté et le modèle physique auquel nous avons couplé ce modèle biologique. Le Chapitre 4 est l'application du modèle couplé à la reconstitution de scénarios climatiques pour l'upwelling de Mauritanie et la discussion de certaines implications. Le Chapitre 5 concerne l'étude de certains processus de l'upwelling du Benguela (Afrique du Sud Ouest) par ce même modèle. Enfin, le Chapitre 6 conclue sur ce travail et le développement de ce modèle numérique.

Chapitre 1

L'upwelling de Mauritanie : contexte et données



Chapitre 1. L'upwelling de Mauritanie : contexte et données

1.1. Contexte de l'upwelling de Mauritanie

1.1.1 Présentation géographique et climatique

. Localisation

La zone d'étude à laquelle nous allons nous intéresser se situe sur la côte nord-ouest du continent Africain, sur la façade atlantique (Figure 1.1a). L'intérêt premier de notre zone d'étude est d'être une zone côtière. Elle se situe donc à la frontière entre un bassin océanique, l'Atlantique Nord, et un continent aride à semi-aride, l'Afrique du Nord. La troisième composante climatique est le forçage atmosphérique. La combinaison de ces particularités initie le phénomène d'upwelling côtier, c'est-à-dire, selon une première définition, une remontée en surface d'eaux profondes et froides le long de la côte.

L'extension du système d'upwelling concerne toute la côte, de 10°N à 35°N, avec un maximum d'activité localisé essentiellement au niveau du Cap Blanc et de la Mauritanie. Ce système porte diverses appellations. Nous utiliserons le terme "d'upwelling Nord-Ouest Africain" lorsqu'il sera question du système d'upwelling dans son ensemble, alors que nous parlerons de l'upwelling de Mauritanie pour le phénomène restreint à notre zone d'étude entre 21°N, latitude du Cap Blanc, et 26°N, latitude du Cap Bojador (Figure 1.1a), qui est en fait la côte du Sahara Occidental.

. Type de marge et topographie

Il s'agit d'une marge passive, caractérisée par une vaste plate-forme continentale dont la largeur varie entre 30 et 150 km. Entre 15°N et 30°N, la profondeur du point de rupture de pente, position entre le plateau continental et le talus, est en moyenne de 103 m, ce qui est relativement peu profond (Caroli, 1999). Toutefois, la plate-forme comporte de nombreuses dépressions de grande profondeur, dont l'impact sur la circulation de l'upwelling et la sédimentation seront discutés aux Chapitres 4 et 5 (Figure 1.1b). Au delà du point de rupture de pente, le talus continental conduit rapidement à des profondeurs de l'ordre de 4000 m.

C'est sur cette plate-forme continentale peu profonde que se met en place l'upwelling côtier sous l'action du régime de vent régional.

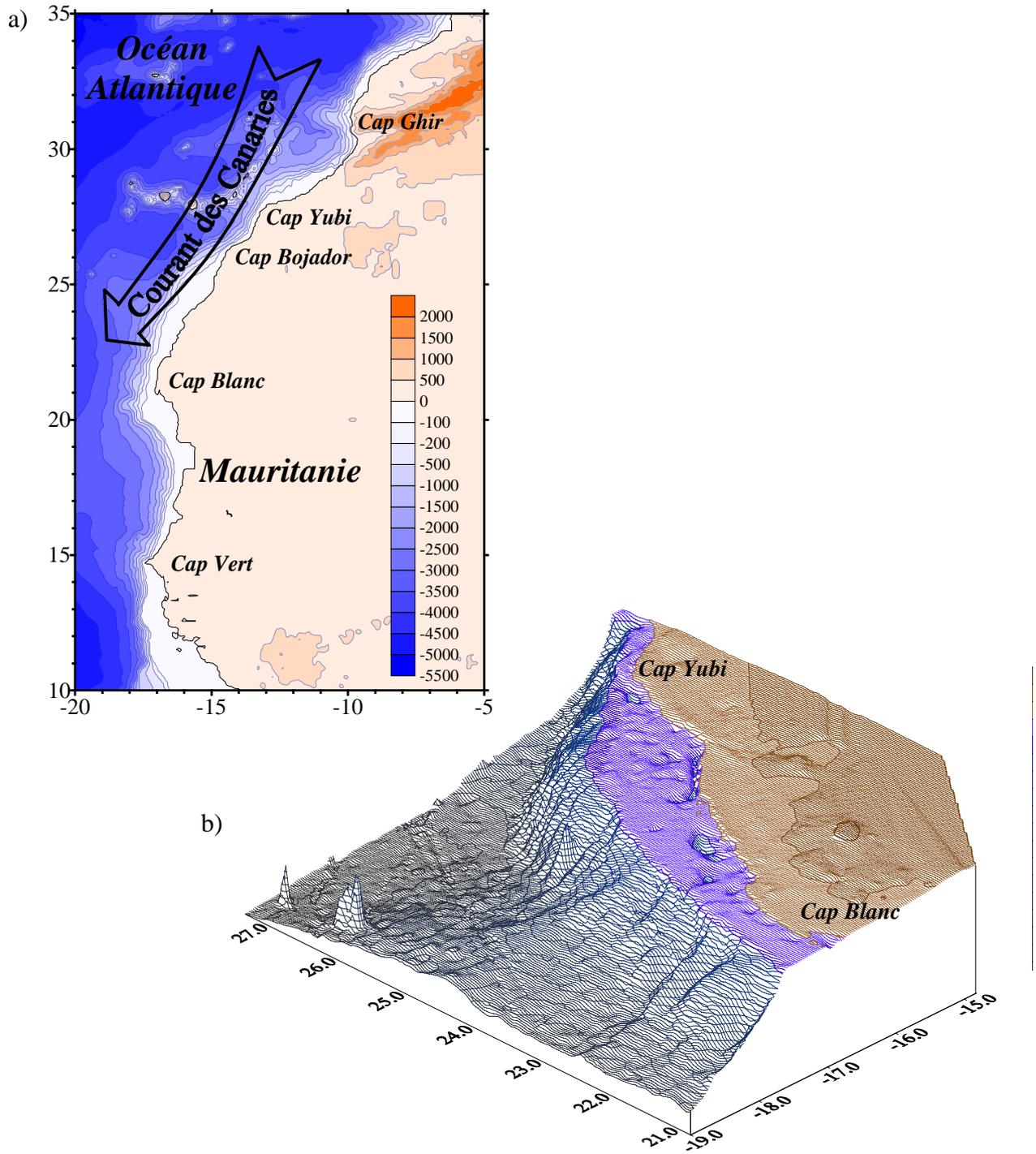


Figure 1.1 : Localisation et topographie de la zone d'étude (a) Géographie de la côte Nord-Ouest Africaine. (b) Topographie de la marge entre 21°N et 27°N.

. Situation climatique et hydrologique

Les vents dominants de notre zone d'étude sont essentiellement influencés par et dirigés vers la zone de convergence intertropicale (InterTropical Convergence Zone, ITCZ). Il s'agit d'une zone dépressionnaire délimitant l'extension météorologique de chaque hémisphère. Deux points sont importants pour comprendre la relation entre les systèmes de vents et l'ITCZ.

Tout d'abord, il s'agit d'une zone de convergence, c'est-à-dire que, à proximité de cette ITCZ, les vents vont du nord vers le sud dans la partie nord, et inversement dans la partie sud. Le deuxième point est que cette ITCZ n'est pas en position fixe, mais suit un rythme de déplacement saisonnier. L'ITCZ est en position nord durant l'été boréal (Figure 1.2a) et en position sud durant l'été austral (Figure 1.2b). Le balancement des saisons d'un hémisphère à l'autre s'accompagne de la migration de l'ITCZ et donc du changement des régimes de vents.

Au niveau de la côte Mauritanienne, la position la plus au nord de l'ITCZ monte jusqu'aux environs du Cap Blanc (Figure 1.2a et 1.3c-d), vers 21°N, qui est la limite sud de la zone qui nous intéresse. Or sous l'action de la force de Coriolis, les mouvements de fluides dans l'hémisphère nord sont déviés sur leur droite (et sur leur gauche dans l'hémisphère sud). Au nord de l'ITCZ, le mouvement des vents convergeants, d'orientation nord - sud, est alors dévié vers l'ouest, donnant ainsi naissance aux alizés (Figure 1.2). Dans notre zone d'étude, les vents sont donc principalement orientés depuis le nord-est vers le sud-ouest quelle que soit la saison. D'un point de vue hydrologique, une première conséquence est l'existence du courant des Canaries, longeant les côtes du Maroc et du Sahara Occidental depuis le nord vers le sud (Figures 1.1a et 1.3). Il faut noter de suite que l'intensité des vents et leur orientation vont être fonction de leur position par rapport à l'ITCZ (en l'absence d'éventuelle influence orographique). Ainsi, lorsque l'ITCZ va migrer vers le sud, un point quelconque de la côte va subir la migration des conditions climatiques.

Toujours en considérant cette position nord de l'ITCZ, les vents de la partie sud ont un comportement différent (Figure 1.2a et 1.3c). En effet, étant donné qu'ils convergent vers l'ITCZ, les vents sont orientés du sud vers le nord alors qu'ils sont dans l'hémisphère nord. Ils sont donc déviés vers l'est et forment le phénomène de mousson du sud-ouest. Au sud de l'ITCZ, le courant côtier est alors dirigé du sud vers le nord et rencontre le courant des Canaries (de sens opposé) aux environs du Cap Blanc (Figure 1.3c et 1.3d).

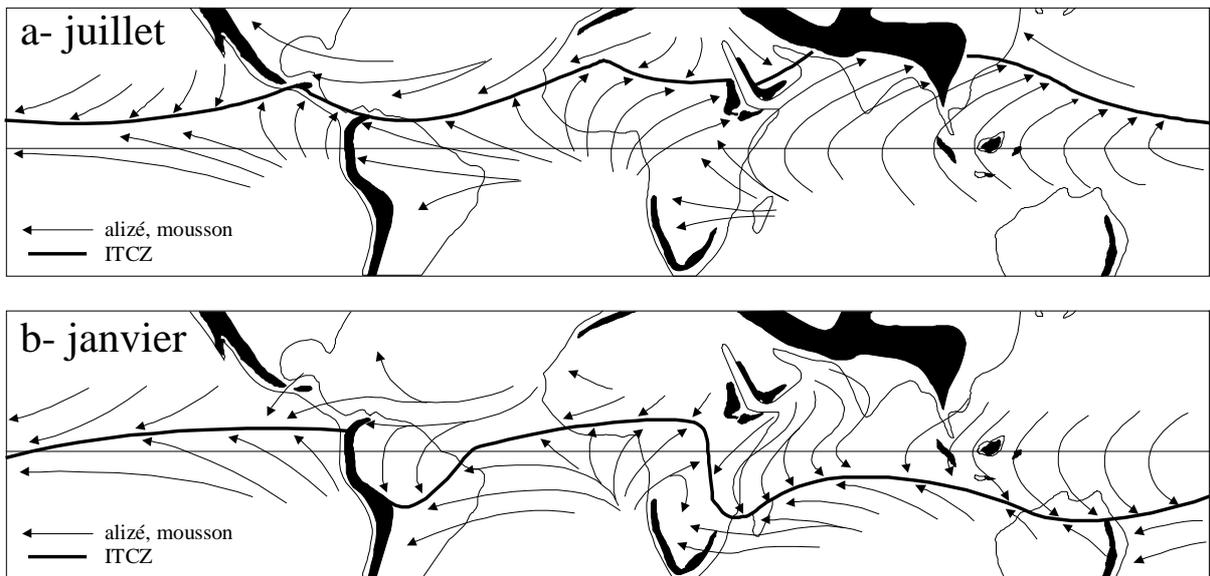


Figure 1.2 : Circulation tropicale du vent en surface (a) en juillet (b) en janvier. (d'après Leroux, 1996)

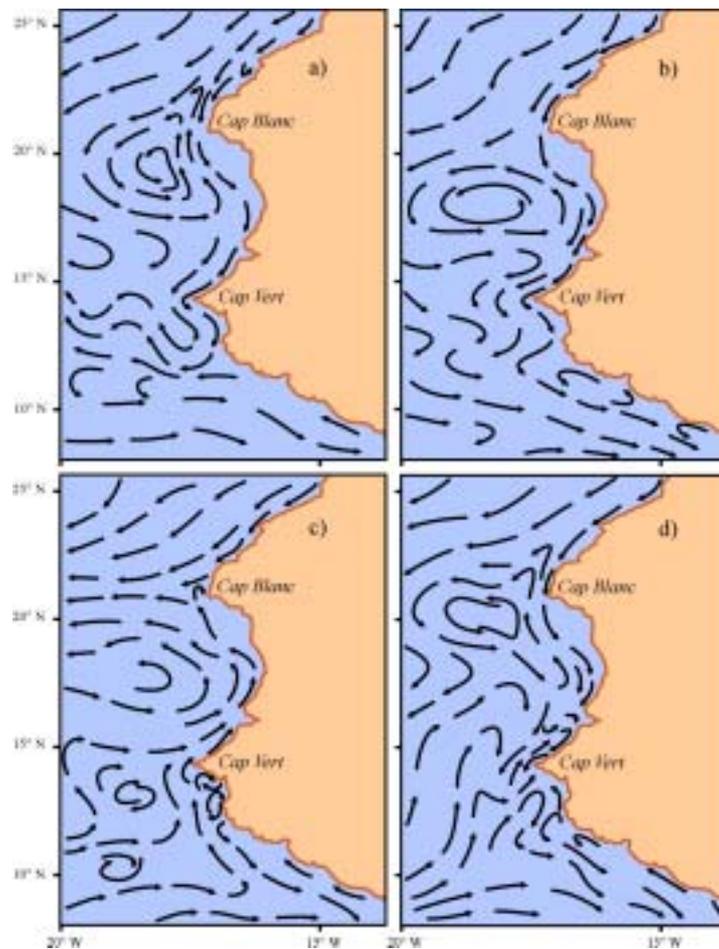


Figure 1.3 : Schéma de circulation de surface pour la côte Nord-Ouest Africaine (a) en hiver boréal, (b) au printemps, (c) en été et (d) en automne. (D'après Mittelstaedt, 1991).

Au moment où l'ITCZ est en position sud, c'est-à-dire en été austral, la mousson est beaucoup moins intense car l'incursion des vents sud dans l'hémisphère nord est moins profonde (Figure 1.2b et 1.3a-b). Sur la côte, les vents de secteur nord poussent le courant des Canaries au delà du Cap Blanc (Figure 1.3b).

Enfin, notons qu'étant sur le bord Est du bassin Nord Atlantique, il existe aussi une composante géostrophique au courant des Canaries, issue de la grande gyre Nord - Atlantique.

. *Conclusion*

Ce positionnement de notre zone d'étude vis-à-vis du bassin Nord Atlantique d'une part, par l'intermédiaire de la circulation océanique, et du régime atmosphérique général d'autre part, par l'action de l'ITCZ et son déplacement saisonnier, nous permet déjà de comprendre que les processus que nous allons étudier de façon régionale, sont de toute évidence en connexion avec des mécanismes plus globaux.

La zone comprise entre 21°N et 26°N, qui nous concerne plus directement, est une région privilégiée où l'upwelling est pratiquement permanent tout au long de l'année puisque les vents y soufflent constamment avec une composante nord - sud.

Voyons donc maintenant la relation qui existe entre le régime de vents et le phénomène d'upwelling côtier.

1.1.2 Le phénomène d'upwelling

. *Aspect physique*

Le vent a une action mécanique sur la surface de l'océan, forçant les courants de surface. Dans le cadre d'un océan idéalisé, la direction de ce courant de surface est à 45° par rapport à la direction du vent, dévié sur la droite pour l'hémisphère nord. Sous l'action de la viscosité et de la force de Coriolis, ce mouvement se transmet dans la colonne d'eau avec une intensité décroissante avec la profondeur et une direction tournant sur la droite. Ces vecteurs vitesses décrivent donc ce qu'on appelle la spirale d'Ekman (Figure 1.4a). Il en résulte un **courant de dérive**, concernant une couche d'une centaine de mètres dont le flux intégré est orienté à 90° sur la droite de la direction du vent.

Toujours concernant un océan idéalisé, en présence d'un rivage, si le vent souffle parallèlement à la côte, du nord vers le sud, alors ce courant de dérive chasse la masse d'eau vers le large (pour l'hémisphère nord). La surface de la mer présente alors une pente, descendante vers la côte. Le gradient de pression ainsi engendré dans la colonne d'eau se traduit par un **courant de pente**, dirigé perpendiculairement à la droite de plus grande pente

décroissante (Figure 1.4b). C'est-à-dire que ce courant de pente est parallèle à la côte, dirigé dans le sens du vent, du nord vers le sud.

A proximité du fond, sous l'action des forces de frottement, apparaît une "spirale d'Ekman inversée" (Figure 1.4b), les vecteurs vitesses se rapprochant à 45° à droite de la direction de plus grande pente du niveau de la mer. Le flux de cette couche de fond est appelé **courant de fond** et a une composante dirigée vers la côte.

Dans un cadre plus réaliste, sous l'action d'un vent parallèle à la côte, la composition des trois types de courants décrits précédemment se traduit par un courant de surface dirigé vers le large et un courant de compensation à proximité du fond dirigé vers la côte. La présence du rivage impose alors une composante verticale reliant les couches de fond et de surface et équilibrant le bilan des flux (Figure 1.4c).

Ce schéma décrit donc une cellule de recirculation se mettant en place sur la plate forme continentale (Figure 1.5a). Concernant le cas particulier de la plate forme de Mauritanie, c'est-à-dire large et peu profonde, cette première cellule serait séparée d'une autre cellule située plus au large par un front. Dans une étude numérique des processus physiques de l'upwelling, Werner (1987) associe ce front à la présence du point de rupture de pente. D'autres auteurs accordent aussi un rôle important à la position du point de rupture de pente sur le schéma de circulation de l'upwelling (Neumann, 1968; Pietrafesa, 1983).

Chen et Wang (1990) décrivent une double cellule de recirculation et associent la formation du front à la plongée de la couche de mélange de surface. Smith (1995), dans sa description de la formation des fronts dans la zone côtière et leur migration, ne relie pas leur position avec celle du point de rupture de pente. Il les attribue à la subduction des eaux froides récemment advectées à la surface sous les eaux chaudes du large.

Quelle que soit son origine, une cellule de recirculation semble localisée sur la plate forme continentale. Cette cellule joue un rôle très important car elle contribue au recyclage des détritiques, de la matière organique et des nutriments dans l'upwelling, favorisant ainsi le développement biologique.

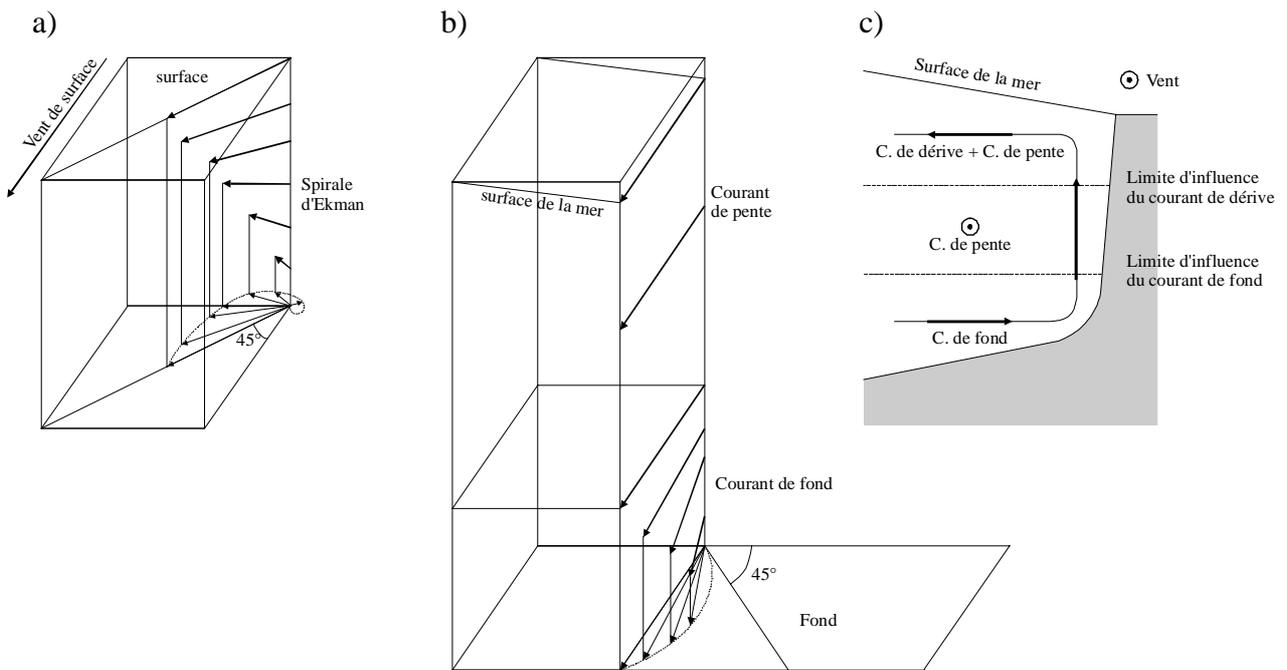


Figure 1.4 : Le phénomène d'upwelling : (a) courant de dérive et spirale d'Ekman ; (b) courant de pente et courant de fond ; (c) composition des courants de dérive, de pente et de fond. Ces schémas sont valables pour l'hémisphère Nord. (D'après Jacques et Tréguer, 1986).

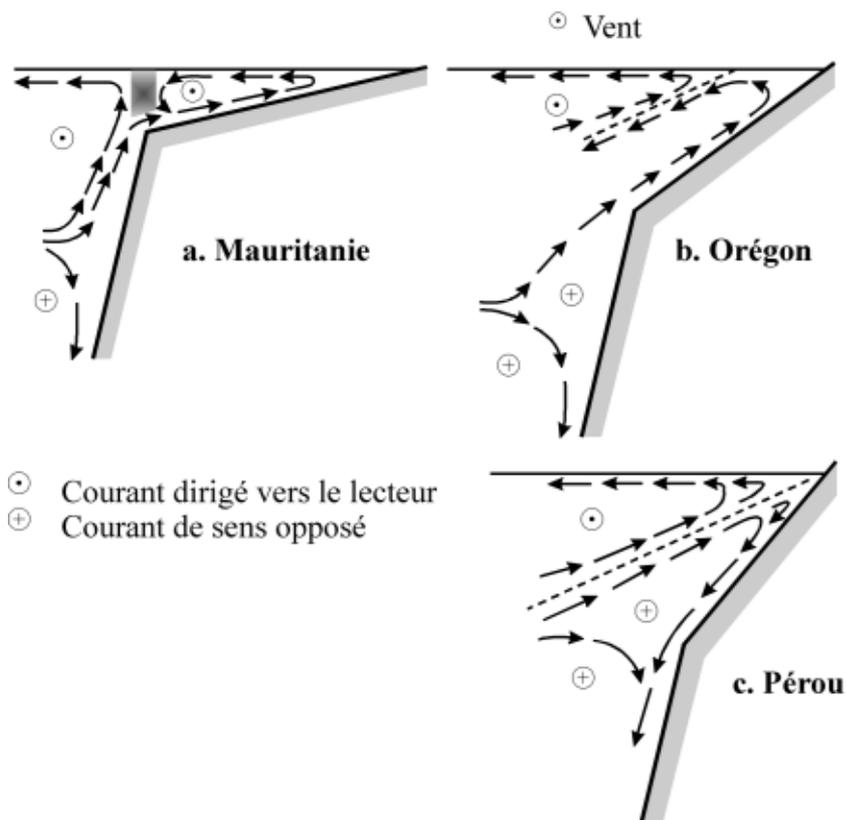


Figure 1.5 : Schéma de circulation des upwellings côtiers (SCOR, 1975).

. *Aspect biologique*

Le phénomène de remontée des eaux profondes et froides à la côte s'accompagne de l'apport des nutriments dans la zone euphotique. Cette disponibilité en nutriments initie le développement du réseau trophique, à commencer par un fort développement phytoplanctonique. Ceci est clairement visible sur des photos satellites de la couleur de la mer, donnant des informations sur la concentration en chlorophylle (Figure 1.6). Ces concentrations peuvent alors atteindre des valeurs jusqu'à $3.5 \text{ mg Chl-a m}^{-3}$ (Gabric *et al.*, 1993; Fischer *et al.*, 1996; Morel, 2000). Nous sommes alors en conditions eutrophes, où la production primaire est la plus élevée, jusqu'à $2 \text{ gC m}^{-2} \text{ j}^{-1}$ (Morel, 2000). Les masses d'eaux froides et riches en nutriments et phytoplancton se présentent sous forme de longs filaments et méandres transportés vers le large (Barton, 1987; Kostianoy et Zatsepin, 1996). Lors de ce transport, le développement du phytoplancton, ainsi que celui du zooplancton et des niveaux trophiques supérieurs, conduit à l'exportation de matière organique vers le fond de la colonne d'eau sous forme de détritus (pelotes fécales, organismes morts, neige marine) (Wefer et Fischer, 1993; Fischer et Wefer, 1996).

Ces détritus, lors de leur chute, vont subir une reminéralisation, ce qui a pour conséquence de régénérer le stock de nutriments. Pour une concentration initiale en nitrates des eaux de subsurface à environ 10 mmol N m^{-3} (Babin *et al.*, 1996), cette masse d'eau peut atteindre une concentration allant jusqu'à 15 à 18 mmol N m^{-3} au point de résurgence de l'upwelling (Jacques et Tréguer, 1986), ce qui représente un taux de recyclage de 50 à 80% . C'est ainsi qu'agit la cellule de recirculation, en favorisant la production biologique par un recyclage.

Cette matière organique est produite en surface et va en partie sédimenter et se fossiliser. C'est cette fraction qui va contenir l'information biochimique de son développement et de ses conditions de développement. La liste des traceurs permettant des reconstitutions de processus physiques et biogéochimiques est aujourd'hui importante. Mais comme nous le verrons par la suite, il est souvent trop simpliste d'associer un traceur particulier à un seul critère physique. Il est souvent nécessaire de considérer un ensemble de traceurs biogéochimiques et des les associer à un ensemble de facteurs causals. D'une manière générale, les traceurs biogéochimiques que nous utiliserons répondront des conditions générales de l'upwelling, mais aussi de ses variations.

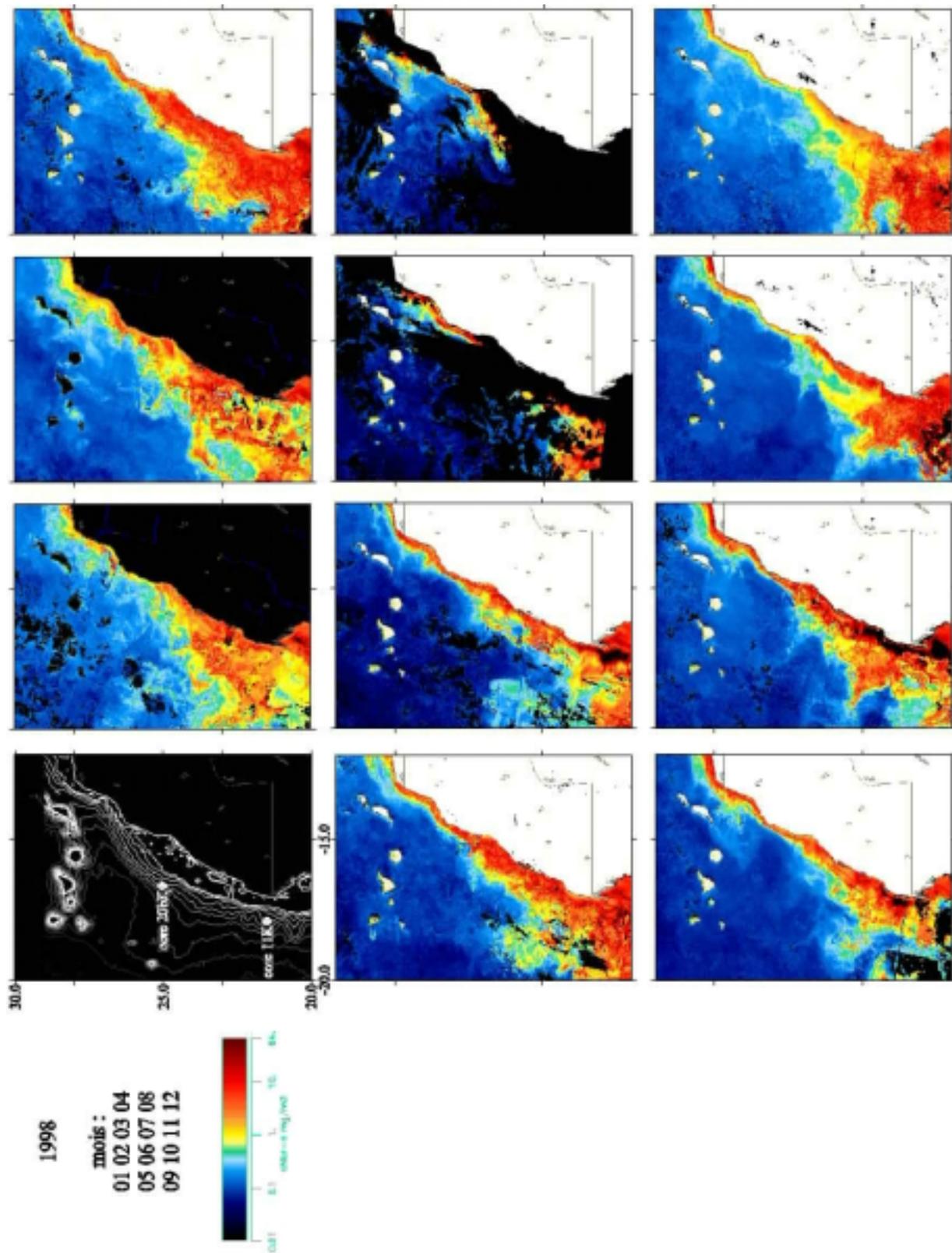


Figure 1.6 : Photos satellites SEAWIFS donnant la concentration en chlorophylle des eaux de surface. Données composites mensuelles pour l'année 1998.

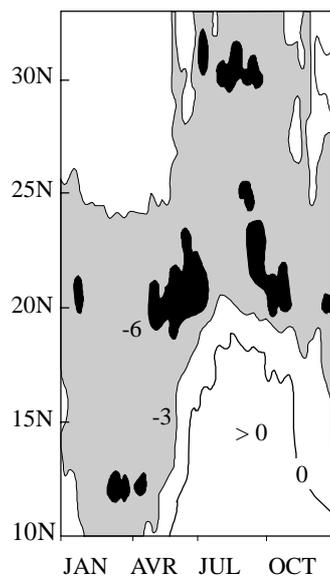


Figure 1.7 : Carte d'index d'upwelling, ente 10°N et 35°N, pour la période 1969-1976 (Speth et Detlefsen, 1982)

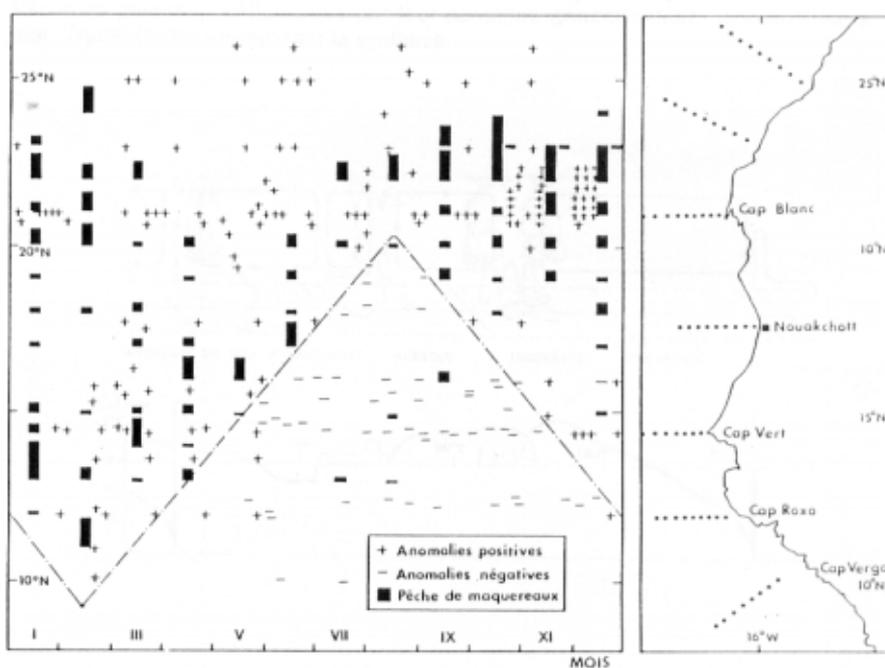


Figure 1.8 : Fluctuations saisonnières des résurgences côtières Nord-Ouest Africaines. Le signe + indique une observation simultanée d'anomalies positives du large vers le rivage pour les sels nutritifs et les densités et d'anomalies négatives en températures (index d'upwelling fortement négatif), salinité et oxygène. Si l'une de ces conditions n'est pas remplie, on note le signe -. Les surfaces noircies sont proportionnelles aux prises du maquereau *Scomber colias*. D'après Schemainda et Nehring, non publié, issu de Jacques et Tréguer (1986).

. *Variabilité et saisonnalité de l'upwelling*

D'un point de vue physique, la saisonnalité de l'upwelling s'exprime par le déplacement de l'ITCZ et des régimes de vents qui l'accompagne. Ce changement de position du régime de vent par rapport à la côte, et donc par rapport à la topographie de la plate-forme, va jouer sur la position et l'intensité des résurgences. Ceci peut se quantifier par l'index d'upwelling, qui est la différence de température des eaux de surface entre la côte et le large (Mittelstaedt, 1991). L'upwelling se caractérisant par la résurgence des eaux froides à la côte, d'une manière simpliste, plus l'index d'upwelling est négatif, plus l'upwelling est intense. Ainsi, cette saisonnalité est clairement visible sur la Figure 1.7, où est présenté l'index d'upwelling moyen entre 10°N et 35°N sur la côte Nord-Ouest Africaine pour la période 1969-1976 (Speth et Detlefsen, 1982). On peut alors remarquer le déplacement saisonnier du maximum d'upwelling, dont les positions extrêmes correspondent aux positions de l'ITCZ en été et en hivers. Toutefois, si la migration de la position des eaux froides à la côte est nette, la zone du maximum d'index d'upwelling, en deçà de -6°C, n'est pas continue. La résurgence des eaux froides se fait donc de manière plus intense aux environs de 12°N en mars, entre 19°N et 25°N pour le printemps et l'automne (mai - juillet et septembre - octobre) et vers 30°N pour juillet - août. Il peut s'agir ici de l'interaction plus ou moins favorable entre les différents facteurs physiques nécessaires au développement de l'upwelling : l'orientation du vent de façon locale par rapport au trait de côte, l'intensité du vent et l'extension plus ou moins large de la plate forme continentale.

D'un point de vue biologique, on peut retrouver cette saisonnalité dans le développement du réseau trophique en corrélation avec la position de l'upwelling. La Figure 1.8 présente, selon une répartition spatiale et temporelle, la relation entre l'index d'upwelling et les pêches de maquereaux sur la côte nord-ouest africaine. Ces pêches sont le reflet d'une production primaire et secondaire favorisées par l'arrivée de nutriments dans les eaux de surface.

A ce mécanisme général de la résurgence côtière, sous l'action des régimes de vents moyens, et évoluant selon les saisons le long de la côte, il faut ajouter une autre variation de plus courte échelle. En effet, les alizés décrits précédemment et qui sont à l'origine du forçage de l'upwelling ne sont bien sûr pas constants et réguliers à l'échelle journalière. On observe alors une périodicité dans l'intensité et l'orientation du vent en chaque point de côte, formant ainsi des pulses. Ceci semble important pour la transmission d'énergie depuis l'atmosphère vers l'océan (Roy, 1989; Smith, 1995). Mais il s'agit alors de conditions non plus générales, mais spécifiques de chaque année. Leur prise en compte, comme nous le verrons

ultérieurement lors de la présentation des modes de reconstitutions paléocéanographiques, peut être incompatible avec les échelles de temps étudiées.

1.1.3 Situation au Dernier Maximum Glaciaire

. *Baisse du niveau marin et changement de topographie*

Notre étude porte sur des reconstitutions du fonctionnement de l'upwelling côtier lors de la dernière transition glaciaire - interglaciaire. Il s'agit d'une évolution du climat entre deux situations extrêmes. La période actuelle est caractéristique d'un climat global chaud, tandis qu'aux environs de 20ka BP, la Terre connaissait une situation glaciaire.

L'un des changements majeurs pouvant différencier ces périodes est le niveau des océans. En effet, l'important volume de glace accumulé sur les calottes Nord-Américaines et Fino-Scandinaves et autres glaciers, et qui caractérise la situation glaciaire, provient de l'océan. Par conséquent, au Dernier Maximum Glaciaire le niveau marin était environ 120 m plus bas qu'aujourd'hui (Bard *et al.*, 1996).

Notre zone d'étude se trouve donc directement influencée par ces variations de niveau marin à l'échelle du cycle glaciaire - interglaciaire ; d'une part parce que c'est une zone côtière, mais plus encore parce qu'elle présente une plate-forme continentale peu profonde. La Figure 1.9 présente les topographies comparées de la marge du Sahara Occidental pour les deux situations extrême de niveau marin, entre la position actuelle et -120 m. On voit alors clairement que la plate-forme continentale présente actuellement disparaît sur la majeure partie de la côte en situation de bas niveau marin. A conditions climatiques égales, le changement de topographie devrait modifier le type de circulation de l'upwelling. On peut alors s'attendre à ce qu'en situation de bas niveau marin, le schéma de circulation de l'upwelling soit plus proche du schéma actuel de l'Orégon ou du Pérou décrit par le SCOR (1975 ; Figure 1.5b et 1.5c). La principale différence réside dans le fait qu'il n'y ait plus de cellule de recirculation de plate-forme. Le recyclage de la matière organique et des nutriments se fera donc selon un autre mode. **Nos reconstitutions tendent donc à identifier et reconstituer les processus physiques et biologiques mis en place pour chaque situation du niveau marin et leur enregistrement sédimentaire.**

. *Changement de la circulation atmosphérique*

A l'échelle du cycle glaciaire - interglaciaire, l'autre changement majeur attendu concerne la circulation atmosphérique. Ainsi, de nombreuses études, basées sur l'étude des fractions lithogéniques dans les sédiments, évoquent des vents plus intenses au Dernier

Maximum Glaciaire (Matthewson *et al.*, 1995; Martinez *et al.*, 1999; de Menocal *et al.*, 2000). D'autre part, Leroux (1996) suggère un déplacement de la zone de balancement de l'ITCZ. L'une et l'autre hypothèse sont à envisager et peuvent jouer sur le mode de fonctionnement de l'upwelling côtier, concernant son intensité et sa position. Ceci fera l'objet de la discussion du Chapitre 4.5.

. Conclusion

Le phénomène d'upwelling côtier est donc le résultat d'une composante climatique permanente et de fluctuations spatiales et temporelles autour de cette moyenne. Il s'agit d'un ensemble de processus physiques et biologiques qui sont à l'origine d'une forte production primaire et de l'enregistrement sédimentaire conséquent. C'est cet aspect de processus couplés et de production sédimentaire que nous chercherons à reproduire à l'aide des modèles numériques biologiques et physiques. Le modèle biologique doit être capable de prendre en compte un degré de complexité du réseau trophique suffisant et le modèle physique doit pouvoir être adapté aux diverses configurations paléocéanographiques, en particulier aux changements de bathymétrie associés au changement de niveau marin. L'un et l'autre modèles sont présentés aux Chapitres 2 et 3.

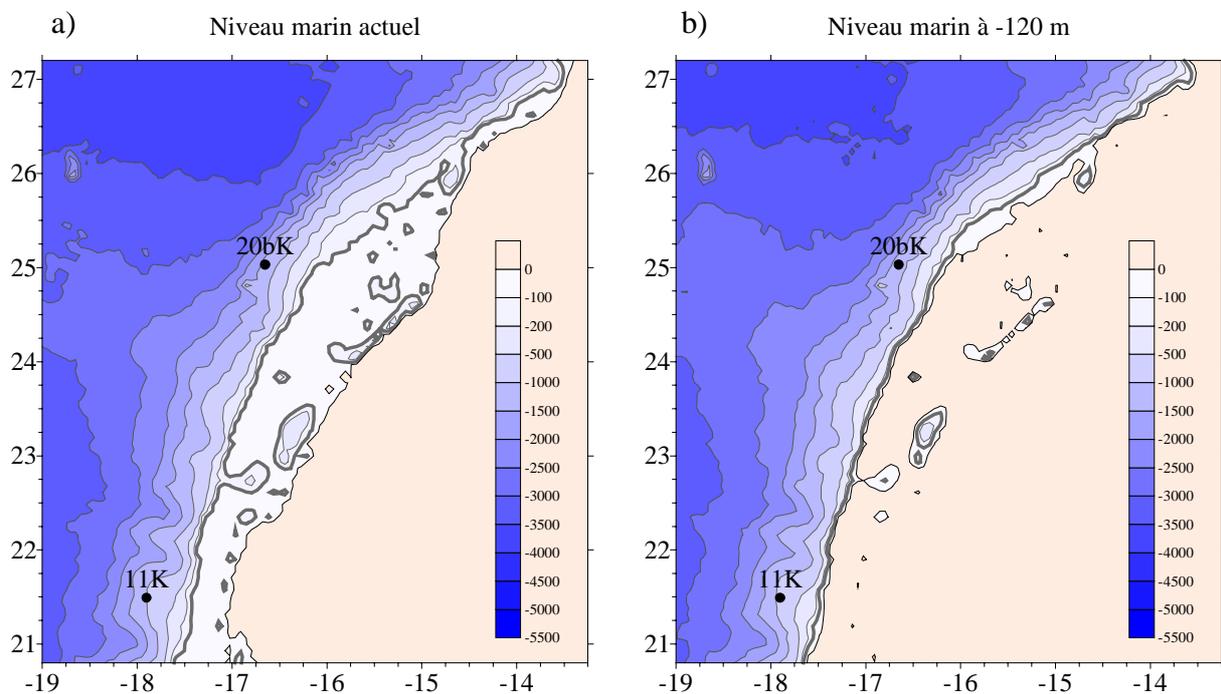


Figure 1.9 : Position des carottes sédimentaires et topographie comparée de la marge du Sahara Occidental pour les situations (a) de niveau marin actuel et (b) du Dernier Maximum Glaciaire (-120 m). La ligne grisée représente l'isobathe -100 m.

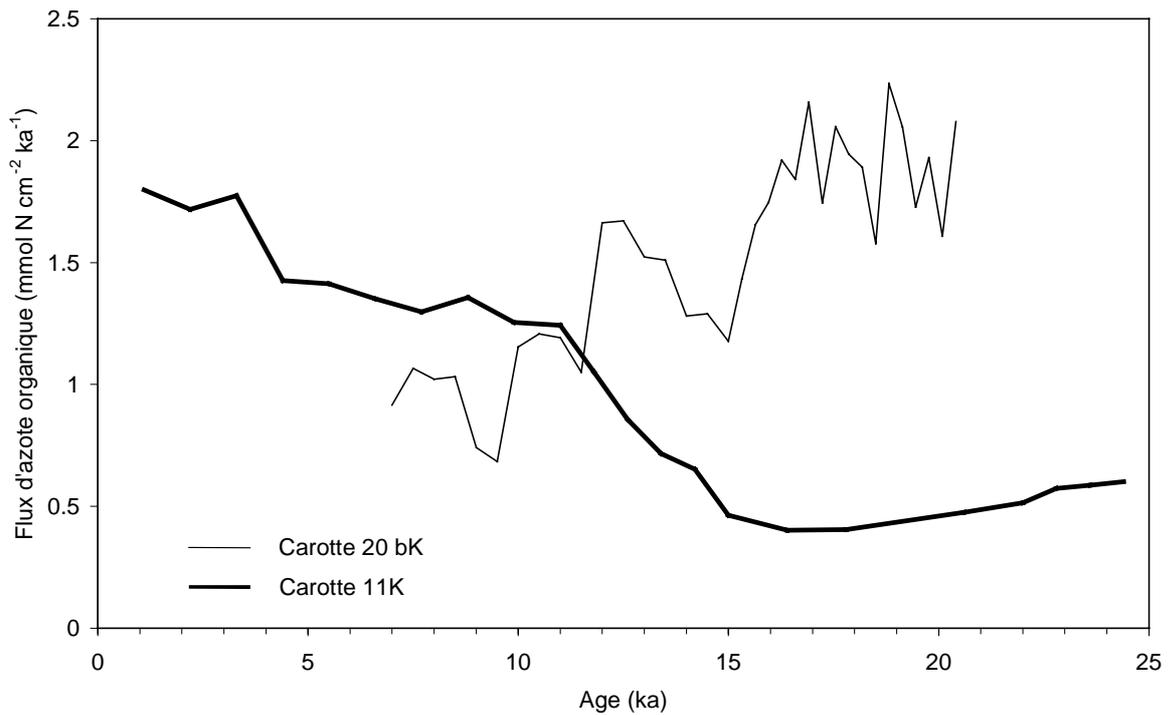


Figure 1.10 : Flux d'azote organique lors de la dernière transition glaciaire - interglaciaire pour les carottes 11K et 20bK (localisation des carottes sur la Figure 1.9). Données issues de Martinez (1997).

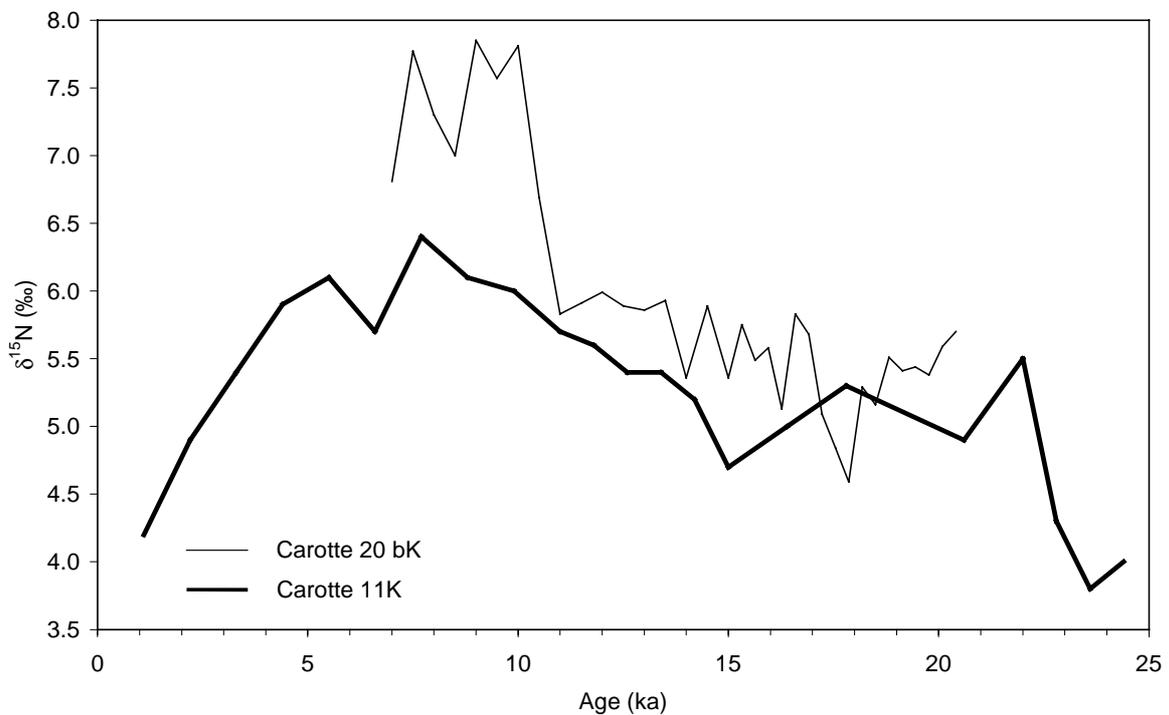


Figure 1.11 : Signal $\delta^{15}\text{N}$ lors de la dernière transition glaciaire - interglaciaire pour les carottes 11K et 20bK (localisation des carottes sur la Figure 1.9). Données issues de Martinez (1997).

Toutefois, ces modèles sont des outils à la compréhension, mais leur utilisation n'est possible qu'à partir de données. L'un des intérêts de la zone d'upwelling côtier est, comme nous l'avons présenté précédemment, d'être une zone fortement productive d'un point de vue biologique, favorisant ainsi un enregistrement sédimentaire : Que peut-on lire de cet enregistrement sédimentaire ? En quoi reflète-t-il les changements physiques paléoclimatiques évoqués précédemment ? La section suivante présente les données de carottes sédimentaires issues de la campagne SEDORQUA, ainsi que certaines voies d'interprétations paléocéanographiques.

1.2. Données sédimentaires des carottes Mauritaniennes

Les données sédimentaires qui vont nous servir pour les reconstitutions paléocéanographiques sont issues de la campagne océanographique SEDORQUA, qui a eu lieu en 1994 sur la côte Nord-Ouest Africaine. Durant cette campagne, de nombreuses carottes ont été prélevées, mais nous nous intéresserons plus particulièrement à la carotte 11K, située au large du Cap Blanc (21°28.87'N; 17°57.35'W; 1200 m) et à la carotte 20bK (25°1.7'N; 16°39.2'W; 1445 m), localisées sur la Figure 1.9. Ces carottes ont été étudiées et leurs données interprétées pour une grande part par Philippe Martinez (1997).

Le travail présenté ici est un travail de modélisation, de développement d'un outil d'interprétation des données sédimentaires. Ce qui veut dire que l'utilisation de cet outil sera tributaire de la qualité des données sur lesquelles vont s'appuyer les reconstitutions à venir.

Toutefois, il ne nous appartient pas ici de refaire le travail d'analyse effectué et présenté lors d'études antérieures. Notons que la chronostratigraphie de ces carottes a été établie à partir des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* à intervalles de 10 cm pour la carotte 11K et 5 cm pour la carotte 20bK (Martinez *et al.*, 1999 ; Martinez *et al.*, 2000). La calibration s'est faite par rapport au signal SPECMAP, puis les âges intermédiaires ont été calculés par regression linéaire entre ces limites. La qualité de l'enregistrement sédimentaire (taux de sédimentation), la résolution de l'échantillonnage et la qualité des mesures analytiques détermineront la précision avec laquelle certains événements paléocéanographiques pourront être enregistrés et observés. Toute mise en cause de l'échelle chronostratigraphique, tout rééchantillonnage des carottes, peut remettre en cause l'interprétation du signal dans sa globalité et par rapport à d'autres événements extérieurs. Mais cela ne peut remettre en cause le principe des reconstitutions à venir puisqu'il s'agit de retrouver les conditions de formation du signal à partir d'un jeu de données (ici à partir du

couple Flux d'Azote Organique - $\delta^{15}\text{N}$) indépendamment, a priori, de la période. C'est alors l'analyse de ces scénarios qui nous permettra par la suite de juger de la cohérence entre contexte global, contexte régional, données et scénario.

Il apparaît évident cependant que ce genre d'étude doit s'appuyer sur des données fiables dont une première analyse peut être faite en amont du travail de reconstitution par la modélisation, ce qui a été effectué par les études antérieures (Martinez, 1997 ; Martinez *et al.*, 1999 ; Martinez *et al.*, 2000). Il semble notamment important de s'assurer de la concordance entre le type de mesures effectuées et les sorties de modèle. En l'occurrence, et comme nous le verrons dans les sections suivantes, il s'agit bien du flux d'azote organique au niveau des sédiments et du signal isotopique associé.

1.2.1 Données de flux de matière organique

La Figure 1.10 présente l'évolution du flux d'azote organique enregistré par les carottes sédimentaires 11K et 20bK lors de la dernière transition glaciaire - interglaciaire. Les deux carottes montrent un signal antagoniste. Pour la carotte 11K, au large du Cap Blanc, le flux d'azote organique augmente depuis le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) jusqu'à l'actuel, de 0.4 à 1.8 mmol N cm⁻² ka⁻¹. A l'inverse, la carotte 20bK, située plus au nord, présente un flux d'azote organique décroissant durant cette transition, de 2.23 à 0.68 mmol N cm⁻² ka⁻¹.

Une première interprétation de ces données a été apportée par Martinez *et al.* (1999), évoquant un changement du régime de vent, dans son intensité et son orientation, entre les périodes Glaciaires et Interglaciaires. En particulier pour la carotte 11K, ils font l'hypothèse d'un vent perpendiculaire à la côte durant le DMG et donc défavorable pour l'upwelling. On obtiendrait ainsi une faible productivité, ce qui expliquerait les faibles teneurs en matière organique.

1.2.2 Signal $\delta^{15}\text{N}$

Alors que les teneurs en matière organique évoluent de façon opposée durant la transition glaciaire - interglaciaire, les signaux $\delta^{15}\text{N}$ de nos deux carottes suivent la même tendance, à savoir une augmentation (Figure 1.11). Entre 23.6 ka et 6.6 ka, le signal $\delta^{15}\text{N}$ de la carotte 11K augmente de 3.8 à 6.4 ‰. Pour la carotte 20bK, cette augmentation se fait surtout de façon brutale autour de 10 ka, avec une augmentation de 5.8 à 7.8 ‰. Toutefois, il faut noter la très nette décroissance du signal $\delta^{15}\text{N}$ pour la carotte 11K entre 6.6 et 1.1 ka. Les données du sommet de la carotte 20bK sont manquantes.

La similarité de l'évolution du signal $\delta^{15}\text{N}$ pour les deux carottes peut faire penser à un possible facteur commun : la variation du niveau marin, jouant sur la largeur de plate-forme

continentale et donc sur l'aire d'extension de l'upwelling. Cette réflexion a fait l'objet d'une étude antérieure par Bertrand *et al.* (2000) qui ont démontré, par une approche de modélisation simple des processus physiques et biologiques de l'upwelling, que l'effet d'immersion de la plate-forme continentale pouvait rendre compte de ces variations du signal $\delta^{15}\text{N}$. L'un des mécanismes majeurs semblerait donc être les conditions de recyclage de la matière organique sur la plate-forme continentale.

1.2.3 Conclusion

Sur une même zone d'upwelling, à quelques centaines de kilomètres d'écart seulement, différents signaux peuvent être enregistrés simultanément, avec des tendances similaires ou opposées. Ces différences de comportement de chaque marqueur font l'intérêt et la matière pour la compréhension des processus de l'upwelling. Il nous faut entre autre répondre aux questions suivantes : Quels facteurs communs ? Quelles différences ? Deux voies ont été ouvertes par des études antérieures : Les **conditions hydrologiques** (immersion de la plate-forme continentale) et les **conditions atmosphériques** (impact du régime de vent).

La poursuite du travail de modélisation de ces processus physiques et biologiques doit passer par une modélisation plus fidèle, plus complexe. Le Chapitre 2 traitera du modèle biologique et le Chapitre 3 du modèle physique.

Chapitre 2

Cycle océanique de l'azote et processus de fractionnement ; modèle biologique



Chapitre 2. Cycle océanique de l'azote et processus de fractionnement ; modèle biologique

2.1. Réseau trophique et modèle NPZD

2.1.1 Choix d'un modèle biologique

Les systèmes biologiques naturels étant infiniment complexes, chaque modèle biologique doit répondre à des exigences de représentativité bien identifiées, tout en ayant conscience des approximations concédées. L'approche générale des modèles biologiques est de définir des compartiments, représentatifs d'une classe biologique ou d'un réservoir, et de paramétrer les flux qui les relient. On considère ainsi les flux d'un élément, plus rarement de plusieurs éléments à la fois. Tandis que certaines thématiques tendent à mettre en place des modèles le plus réaliste possible et multiplient les compartiments biologiques (et donc les paramètres à calibrer), d'autres n'ont besoin que de modèles plus simples mais suffisants pour l'étude de certains processus.

En ce qui nous concerne, nous pouvons lister un nombre minimal de compartiments. Nutriments et phytoplancton sont indispensables pour représenter le premier niveau du réseau trophique. Un compartiment "zooplancton" semble aussi indispensable pour représenter les consommateurs primaires et la dynamique de population. Le zooplancton est aussi prépondérant dans la formation des pelotes fécales. Enfin, un compartiment représentant les détritiques est indispensable, puisque c'est cette variable d'état qui, en sortie du modèle, permettra la comparaison entre simulations et données sédimentaires. On obtient donc un modèle "minimum" à quatre compartiments, NPZD (Nutriments, Phytoplancton, Zooplancton et Détritiques).

A cela s'ajoutent des problèmes strictement numériques, limitants ou conditionnants les modes de représentations et la complexité des modèles de réseaux trophiques. Afin de pouvoir tester un nombre suffisant de configurations (physiques ou biologiques) et de faire des simulations sur de longues périodes de temps, nous devons tenir compte des capacités de calcul des ordinateurs. Plus le modèle biologique possédera un nombre élevé de variables d'états, plus son implémentation dans le modèle physique sera coûteuse en terme de temps de calcul.

Il faut aussi faire un choix sur le ou les éléments chimiques considérés. Selon les objectifs, certains modèles sont par exemple basés sur le cycle de la silice (e.g. Dugdale et

Wilkerson, 1998) ou bien sur le cycle d'autres éléments tels que le phosphore ou le carbone, en particulier pour les modèles couplés océan - atmosphère cherchant à simuler les concentrations en CO₂ atmosphérique (e.g. Bopp *et al.*, 2001). Etant donné que nous voulons reconstruire des valeurs de $\delta^{15}\text{N}$, notre choix se portera sur le cycle de l'azote. Cet objectif nous contraint fortement en terme de complexité du modèle. En effet, comme nous le verrons en section 2.3, le calcul des valeurs isotopiques au sein du modèle conduit à doubler le nombre de variables d'état. Afin de ne pas aboutir à un modèle biologique trop coûteux en terme de temps de calculs, nous devons donc nous limiter à un modèle ayant un faible nombre de variables d'état initiales.

Enfin, un autre critère ayant guidé notre choix du modèle biologique fût de pouvoir bénéficier de l'expérience de chercheurs ayant la pratique de tels modèles. C'est ainsi que s'est mise en place la collaboration entre le Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS) à Toulouse et le Département de Géologie et Océanographie (DGO) de Bordeaux. Véronique Garçon et Isabelle Dadou ont donc encadré cette thèse pour son aspect de modélisation, tant physique que biologique, tandis que le travail sous la direction de Philippe Bertrand concernait les aspects paléocéanographiques.

Le modèle biologique retenu, et présenté dans la section suivante, est le modèle NPZD basé sur la cycle de l'azote initialement développé et paramétrisé à Toulouse par Oschlies et Garçon (1998, 1999). Le choix et l'utilisation d'un modèle biologique plus complexe feront l'objet d'une discussion en section 2.5.

2.1.2 Présentation du modèle NPZD

Les variations de concentration en azote dans chacun des quatre compartiments (Nutriments, Phytoplancton, Zooplancton et Détritus) sont exprimées sous la forme d'un système de quatre équations différentielles :

$$\frac{dN_P}{dt} = J(z, t, N_N)N_P - G(N_P)N_Z - v_P N_P \quad (2.1)$$

$$\frac{dN_Z}{dt} = \gamma_1 G(N_P)N_Z - \gamma_2 N_Z - v_Z N_Z^2 \quad (2.2)$$

$$\frac{dN_D}{dt} = (1 - \gamma_1)G(N_P)N_Z + v_P N_P + v_Z N_Z^2 - v_D N_D - \omega_D N_D \quad (2.3)$$

$$\frac{dN_N}{dt} = v_D N_D + \gamma_2 N_Z - J(z, t, N_N)N_P \quad (2.4)$$

où N_i et dN_i/dt sont respectivement la concentration (en azote) et la variation de concentration du compartiment i par rapport au temps (Figure 2.1). Les différents termes de ces équations représentent le taux de croissance phytoplanctonique, le broutage du phytoplancton par le zooplancton (tenant compte d'un taux d'assimilation), les mortalités du phytoplancton et du zooplancton, l'excrétion du zooplancton et la reminéralisation des détritiques vers le stock de nutriments. L'ensemble des paramètres et leurs valeurs sont présentés dans le Tableau 2.1. Ce modèle a l'avantage de pouvoir être utilisé sur toute la colonne d'eau : en surface, la présence de lumière permet la photosynthèse et ainsi tout le développement trophique qui s'en suit ; tandis que dans les couches profondes, l'absence de lumière stoppe cette production primaire et seuls les termes de mortalité, d'excrétion et de reminéralisation peuvent se poursuivre.

Notre objectif étant de comparer les données sédimentaires avec les sorties de modèle, celui-ci prend aussi en compte un terme d'exportation des détritiques vers le fond. Dans la formulation présentée ici, le paramètre utilisé est un taux d'exportation journalier de la couche euphotique, ω_D (en j^{-1}). Ceci tient à la configuration du modèle physique simple que nous avons utilisé dans un premier temps pour la validation du calcul du $\delta^{15}N$ (section 2.4. et publication #1). La couche euphotique n'y est représentée que par une seule couche de surface, d'épaisseur constante fixée à 20 m (Babin *et al.*, 1996). Dans ces conditions, un taux d'exportation ω_D de $0.5 j^{-1}$ équivaut à une vitesse moyenne de chute des particules de $10 m j^{-1}$, ce qui est dans le domaine des vitesses observées (Alldredge et Gotschalk, 1988, Wefer et Fischer, 1993). Par la suite, lors de l'utilisation d'un modèle physique à plusieurs niveaux, ce terme d'exportation sera calculé de façon plus réaliste, en prescrivant une vitesse de chute des particules (Chapitre 4 et publication #2).

La calibration des paramètres d'un tel modèle doit permettre de reproduire des situations biologiques changeantes dans le temps et l'espace. L'ajustement de ces paramètres se fait donc à partir de données issues de campagnes océanographiques ou de données satellites. Ce travail de recherche n'a pas pour but de refaire cette démarche de calibration du modèle, mais nous devons vérifier la bonne reproduction du développement trophique. En particulier, la succession de conditions eutrophes, mésotrophes et oligotrophes des masses d'eaux lors de leur transport vers le large dans le contexte de l'upwelling côtier est une dynamique importante et difficile à reproduire. Ainsi, la paramétrisation du modèle NPZD couplé à un modèle de circulation réaliste (présenté au Chapitre 3) fera l'objet de modifications mineures (cf. section 4.2 et publication #2).

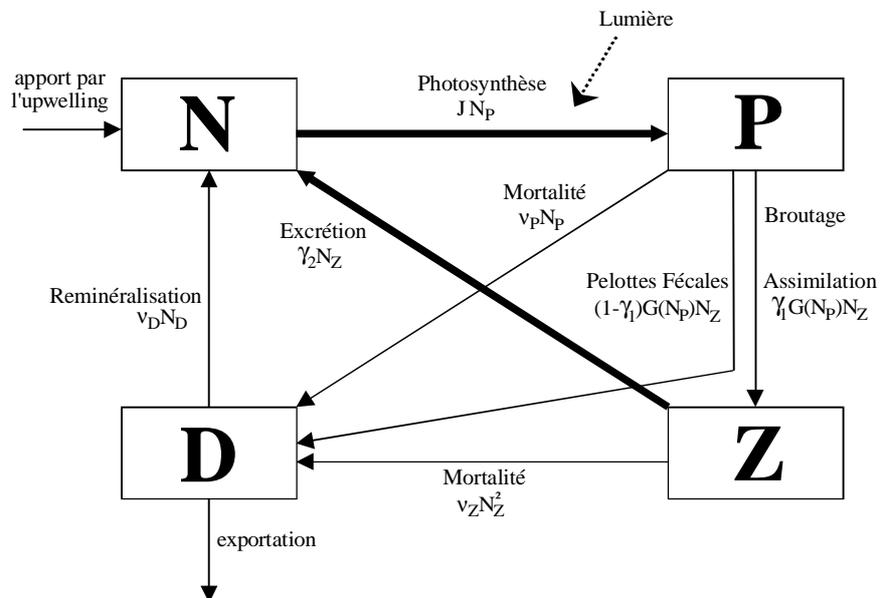


Figure 2.1 : Schéma du modèle biologique (Oschlies et Garçon, 1999; Giraud *et al.*, 2000). Les paramètres des flux entre les compartiments sont exprimés dans le Tableau 2.1. Les flèches en gras représentent les deux processus de fractionnement considérés par la suite, c'est-à-dire lors de la photosynthèse et de l'excrétion par le zooplancton.

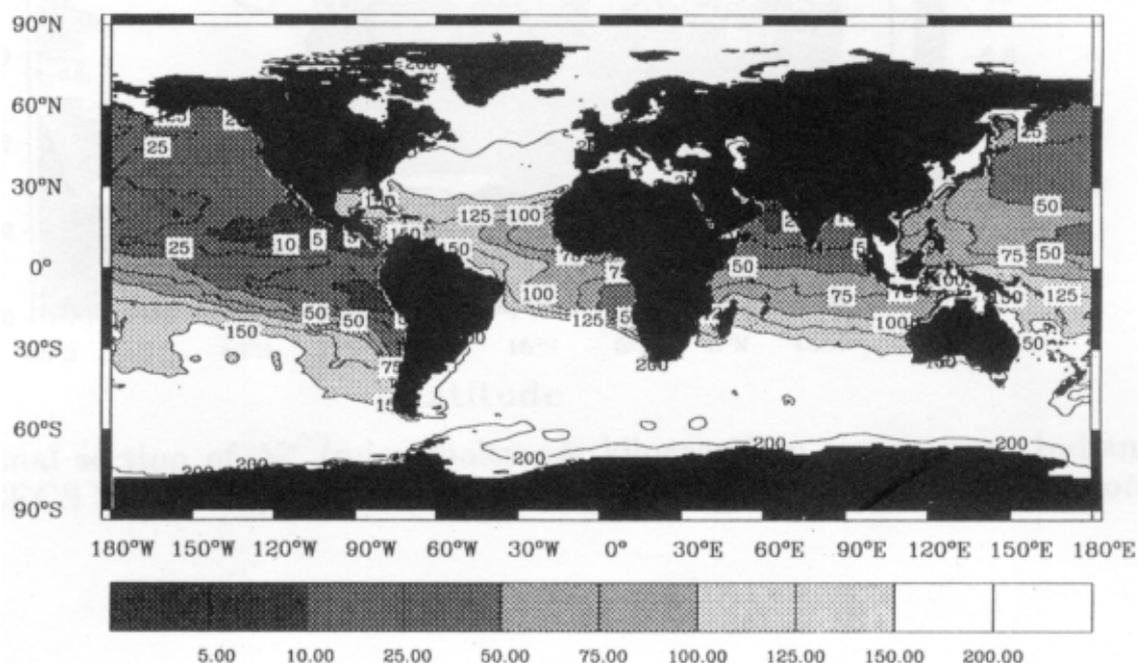


Figure 2.2 : Distribution globale de la concentration en oxygène dissous (micromoles par kilogramme) à la profondeur du minimum d'oxygène vertical. Cette figure a été construite à partir des données d'oxygène de résolution 1° de Levitus et Boyer (1994) et est issu de Gruber et Sarmiento (1997).

Tableau 2.1 : Paramètres du modèle biologique.

Paramètre	Symbole	Valeur
<i>Coefficients pour le phytoplancton</i>		
Pente initiale de la courbe J-I	α	$0.025 (\text{W.m}^{-2})^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$
Atténuation de la lumière par l'eau	k_w	0.04 m^{-1}
Paramètres du taux de croissance maximum	a	0.6 d^{-1}
	b	1.066
	c	$1.0 (\text{°C})^{-1}$
Constante de demi - saturation de l'assimilation de l'azote	k_1	0.5 mmol.m^{-3}
Taux de mortalité spécifique	v_P	0.03 d^{-1}
<i>Coefficients pour le zooplankton</i>		
Taux d'assimilation	γ_1	0.75
Taux de broutage maximum	g	2.0 d^{-1}
Taux de capture des proies	ε	$1.0 (\text{mmol.m}^{-3})^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$
Mortalité quadratique	v_Z	$0.2 (\text{mmol.m}^{-3})^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$
Excrétion	γ_2	0.03 d^{-1}
<i>Coefficients pour les détritits</i>		
Taux de reminéralisation	v_D	0.05 d^{-1}
Taux d'exportation	ω_D	0.5 d^{-1}
<hr/>		
Expression de la photosynthèse et du broutage		
Taux de croissance photosynthétique	$J(z, t, N_N) = \min \left(J(z, t), J_{\max} \frac{N_N}{k_1 + N_N} \right)$	
Taux de croissance sans limitation par les nutriments	$J(z, t) = \frac{J_{\max} \alpha I(z, t)}{[J_{\max}^2 + (\alpha I(z, t))^2]^{1/2}}$	
Taux de croissance maximum	$J_{\max} = ab^{cT}$	
Insolation	$I(z, t) = I(t)_{z=0} \exp(k_w z / (1 - (\cos \theta / 1.33)^2)^{1/2})$	
Expression du broutage par le zooplankton	$G(N_P) = \frac{g \varepsilon N_P^2}{g + \varepsilon N_P^2}$	

où : $\min(x,y)$ est la fonction "minimum entre x et y",
 z est la profondeur (en mètres),
 t est le temps,
 T est la température (en °C)
et θ l'angle d'incidence à midi (en radians).

2.2. Transfert d'azote et fractionnement isotopique

Le modèle biologique retenu considère des réservoirs d'azote et les flux entre ces réservoirs. Voyons quels sont les processus affectant la signature isotopique de chacun et comment en tenir compte dans notre formulation du modèle NPZD- $\delta^{15}\text{N}$.

2.2.1 Fixation d'azote et dénitrification

La fixation de l'azote et la dénitrification sont des processus antagonistes, importants pour le bilan de l'azote océanique, régulant la quantité de nutriments disponibles dans l'océan à l'échelle du globe, mais aussi leur signature isotopique.

Les principaux organismes fixateurs d'azote parmi le plancton marin sont des cyanobactéries du genre *Trichodesmium* (Capone *et al.*, 1997) (bien que la fixation d'azote ait aussi été mesurée chez des diatomées *Rhizosolenia* (Martinez *et al.*, 1983). En dessous de 20°C, *Trichodesmium* est physiologiquement inactive et son optimum de croissance est atteint aux environs de 30°C (Carpenter, 1983). Ainsi, la fixation d'azote par *Trichodesmium spp.* est elle restreinte aux régions océaniques oligotrophiques tropicales et équatoriales (Capone *et al.*, 1997). La localisation de notre zone d'étude ainsi que le phénomène de résurgence d'eaux froides permettent de faire l'approximation que la fixation de l'azote y joue un rôle mineur, que nous avons négligé dans notre modèle.

La dénitrification est un processus bactérien pouvant avoir lieu dans la colonne d'eau ou dans les sédiments et permettant la réduction des nitrates (NO_3^-), jusqu'au stade ultime du diazote (N_2).

Etant donné que la dénitrification est inhibée par la présence d'oxygène (Hattori, 1983), seules les masses d'eau ou les micro-environnements sous-oxygénés ou anoxiques peuvent être des sites potentiels de dénitrification. Ainsi on retrouve trois zones majeures de dénitrification dans la colonne d'eau pour l'océan global : l'est de l'Océan Pacifique Tropical Nord et Sud et la Mer d'Arabie (Anderson *et al.*, 1982; Broecker et Peng, 1982; Codispoti et Christensen, 1985; Gruber et Sarmiento, 1997; Lenton et Watson, 2000; Figure 2.2). Notre zone d'étude n'est donc pas directement concernée par ce processus.

Bien que la dénitrification dans les sédiments puisse avoir un impact sur la concentration en nutriments dans la colonne d'eau, comme c'est le cas pour la mer de Béring et sur la plate-forme continentale des côtes Ouest et Est de l'Amérique du Nord (Christensen *et al.*, 1987; Gruber et Sarmiento, 1997), ce processus ne sera pris en compte que pour la

transformation éventuelle du signal isotopique dans le sédiment. Ceci est traité en section 4.4 lors de la discussion sur la transformation du signal sédimentaire.

Bien qu'aucun de ces deux processus de fixation d'azote ou de dénitrification ne soit explicitement pris en compte au sein de notre modèle biologique, ceux-ci vont tout de même avoir une influence indirecte en modifiant les caractéristiques des nitrates sources arrivant dans notre zone. Ces deux processus agissent sur la quantité de nutriments de l'océan global, mais aussi et surtout sur leur signature isotopique.

Le fractionnement isotopique accompagnant la fixation d'azote est faible, voire inexistant (Montoya, 1994). Or le diazote dissous dans l'eau de mer a une signature isotopique proche de 0 ‰ (Emerson *et al.*, 1991), ce qui fait que les apports en azote au système trophique par cette voie sont proches de 0 ‰, ce qui est beaucoup plus léger que le $\delta^{15}\text{N}$ caractéristique des nitrates des eaux de fonds sur l'ensemble du globe, aux environs de + 6.2 ‰ (Altabet et Curry, 1989; Liu et Kaplan, 1989; Montoya, 1994). Au contraire, la dénitrification s'accompagne d'un alourdissement des nitrates restants (Altabet *et al.*, 1999).

Ainsi, la dénitrification tend à diminuer le stock de nitrates et à augmenter leur signature isotopique, tandis que la fixation d'azote tend à augmenter le stock de nitrates et à baisser leur signature isotopique. Ce bilan sera donc à prendre en compte lors des considérations Glaciaire - Interglaciaire (e.g. Ganeshram *et al.*, 2000). Cette influence externe sur le système régional qui nous concerne est un élément de reconstitution évoqué par la suite (section 4.2. et publication #2). Nous verrons ainsi que la reconstitution du signal isotopique des nitrates arrivant dans notre zone nous permet de tirer des conclusions sur le bilan du cycle océanique de l'azote (section 6.1).

2.2.2 Photosynthèse

Il s'agit de l'assimilation des nutriments par le phytoplancton, et donc d'un transfert d'azote depuis le stock de nutriments vers le premier niveau trophique. Le fractionnement isotopique associé à l'assimilation et au métabolisme de l'azote inorganique dissous (NID) par le phytoplancton produit typiquement une biomasse phytoplanctonique nouvelle plus légère en $\delta^{15}\text{N}$ que le NID utilisé en tant que substrat (Wada et Hattori, 1978; Cifuentes *et al.*, 1989; Montoya, 1994). Le degré de discrimination isotopique associé à la production primaire varie selon le taxon, les conditions de développement et le substrat.

S'agissant du modèle NPZD que nous avons choisi, nous ne considérons qu'un seul type de substrat et une seule classe phytoplanctonique. La forme prédominante de NID dans

l'océan étant les nitrates (Waser *et al.*, 2000), nous les considérerons comme unique substrat. L'utilisation d'une autre source d'azote pour les nutriments (ammonium) sera discutée après la présentation d'une première série de résultats, en section 2.5.1.

Le fractionnement isotopique associé à l'assimilation des nitrates suit alors l'expression suivante (Altabet *et al.*, 1995) :

$$\delta^{15}N_{newPOM} = \delta^{15}N_N - \varepsilon \quad (2.5)$$

où $\delta^{15}N_{newPOM}$ est la valeur isotopique de la matière organique nouvellement créée (en ‰), $\delta^{15}N_N$ est la valeur isotopique des nutriments (en ‰) et ε est le facteur d'enrichissement associé à l'assimilation par le phytoplancton (en ‰). Waser *et al.* (1998) ont estimé la valeur de ε à 5.2 ‰ lorsque les nitrates sont utilisés comme substrat pour la production primaire.

Ce processus de fractionnement isotopique de l'azote associé à la photosynthèse est l'un des deux processus majeurs pris en compte dans le modèle biologique. Son effet direct est d'induire un saut de $\delta^{15}N$ entre les compartiments des nutriments et du phytoplancton, ce dernier étant environ 5.2 ‰ plus léger que les nitrates dont il est issu.

2.2.3 Excrétion du zooplancton

Il s'agit d'un processus physiologique induisant des échanges depuis le compartiment du zooplancton vers celui des nutriments, accompagné d'un fractionnement isotopique, mais responsable du saut de $\delta^{15}N$ existant entre le phytoplancton et le zooplancton. Cet enrichissement en azote 15 (^{15}N) du zooplancton par rapport au phytoplancton est d'environ 3.4 ‰ (DeNiro et Epstein, 1980; Minagawa et Wada, 1984).

Lors de l'excrétion l'élément le plus léger (^{14}N) est éliminé plus facilement et le produit d'excrétion se retrouve être plus léger que le corps de l'organisme initial. C'est pourquoi le zooplancton gardant l'isotope le plus lourd voit son $\delta^{15}N$ augmenter par rapport à celui du phytoplancton. L'équation de fractionnement pour l'excrétion du zooplancton est la suivante :

$$\delta^{15}N_{exc} = f' \delta^{15}N_Z - \varepsilon' \quad (2.6)$$

où $\delta^{15}N_{exc}$ est la valeur isotopique du produit d'excrétion (en ‰) et $\delta^{15}N_Z$ est la valeur isotopique du zooplancton (en ‰). Cette équation de fractionnement est issue d'une régression linéaire sur un ensemble de données (Checkley et Miller, 1989) donnant $f' = 0.96$ et $\varepsilon' = 2.7$ ‰.

Il s'agit là du deuxième processus majeur pris en compte dans le modèle biologique et l'un des objectifs du travail présenté dans la publication #1 (section 2.4.2) est de vérifier que cette équation de fractionnement existant lors de l'excrétion du zooplancton induit le bon saut de $\delta^{15}\text{N}$ pour le saut de niveau trophique entre phytoplancton et zooplancton.

2.2.4 Formation des pelotes fécales

Certaines études montrent qu'il peut exister une différence de valeur isotopique entre les pelotes fécales produites par le zooplancton et les tissus de l'animal entier ou sa nourriture (le phytoplancton ou le zooplancton pour les consommateurs d'ordre supérieur). Ces études montrent une grande diversité dans ces écarts de signal isotopique, pouvant aller de -3.7 ‰ à + 4.8 ‰ (Montoya *et al.*, 1992; Montoya, 1994).

L'utilisation d'une seule classe de zooplancton pour le modèle biologique ne nous permet pas une paramétrisation détaillée. Ainsi, nous n'appliquerons pas de fractionnement à ce niveau, considérant ainsi un effet moyen nul.

2.2.5 Reminéralisation des détritits

Lors de leur chute dans la colonne d'eau, en plus des processus d'agrégation / désagrégation, les particules qui sédimentent subissent un processus de reminéralisation, associé à une dégradation de la matière organique via une voie bactérienne. De nombreuses études montrent un changement de la composition isotopique de ces particules détritiques en fonction de la profondeur (Altabet, 1988; Libes et Deuser, 1988; Altabet, 1989; Freudenthal, 2000), ce qui est attribué à un processus de fractionnement lors de leur dégradation. Mais les processus de fractionnement associés à la boucle bactérienne sont mal documentés en terme de facteur d'enrichissement ou même de mécanisme. C'est pourquoi, dans un premier temps, nous ne considérerons pas ce processus de fractionnement dans notre modèle NPZD- $\delta^{15}\text{N}$. Cet aspect fera l'objet d'un test de sensibilité (section 4.3).

2.2.6 Broutage du zooplankton et mortalité

La mortalité du phytoplancton et du zooplancton, ainsi que le broutage du zooplancton sur le phytoplancton, sont des processus indifférents vis-à-vis de l'individu considéré (phytoplancton consommé, mort du zooplancton ou du phytoplancton). L'organisme est affecté dans son ensemble, sans distinction de parties ayant une éventuelle composition isotopique différente. Ce sont donc des processus non accompagnés de fractionnement isotopique.

2.2.7 Conclusion

Nous avons donc retenu deux processus de fractionnement isotopique pour notre représentation du réseau trophique : l'assimilation des nitrates lors de la photosynthèse et l'excrétion du zooplancton.

Chacun de ces deux processus est caractérisé par une équation de fractionnement, ce qui rend possible leur intégration dans le système d'équation du modèle biologique initial (Eq. 2.1-2.4). Cette opération est présentée dans la section suivante.

2.3. Calcul du $\delta^{15}\text{N}$ au sein du modèle NPZD

2.3.1 Equations

. Principe

Le modèle biologique présenté en section 2.1.2 est basé sur le calcul des flux d'azote entre les différents compartiments. Il s'agit des flux d'azote total, c'est-à-dire de l'azote 14 et de l'azote 15. Afin de calculer le $\delta^{15}\text{N}$ de chaque compartiment, il nous faut connaître le rapport de concentration entre ces deux éléments (cf. définition du $\delta^{15}\text{N}$, équation 2.10). Connaissant la somme, il nous faut calculer la concentration de l'un des deux isotopes. Notre choix c'est porté sur l'isotope le plus rare, c'est-à-dire l'azote 15. La connaissance des valeurs isotopiques initiales de chaque variable biologique nous permet d'obtenir, à partir de la concentration en azote total, la concentration en azote 15.

Les calculs du flux d'azote total et du flux d'azote 15 sont donc menés en parallèle. Le système d'équation concernant le flux d'azote 15 diffère du système initial (Equations 2.1 à 2.4) du fait des équations de fractionnement.

. Equation pour l'excrétion du zooplancton

Considérons le fractionnement associé à l'excrétion du zooplancton. Soit N_{ZN} la quantité totale d'azote transféré du zooplancton vers les nutriments lors de l'excrétion de ce dernier, ce terme comprend une composante en azote 14 et en azote 15 :

$$N_{ZN} = {}^{15}N_{ZN} + {}^{14}N_{ZN} = {}^{15}N_{ZN} \left(1 + \frac{1}{{}^{15}N_{ZN} / {}^{14}N_{ZN}} \right) \quad (2.7)$$

ce qui nous donne :

$${}^{15}N_{ZN} = N_{ZN} \left(\frac{1}{1 + \frac{1}{{}^{15}N_{ZN}/{}^{14}N_{ZN}}} \right) \quad (2.8)$$

Selon l'équation de fractionnement associée à ce processus d'excrétion (Eq. 2.6), le $\delta^{15}N$ de ce qui est transféré (N_{JP}) est :

$$\delta^{15}N_{exc} = f' \delta^{15}N_Z - \varepsilon' \quad (2.9)$$

Selon la définition du $\delta^{15}N$ suivante :

$$\delta^{15}N = \left[\left(\frac{{}^{15}N/{}^{14}N}{({}^{15}N/{}^{14}N)_{standard}} - 1 \right) \times 1000 \right] \quad (2.10)$$

où $R_{std} = ({}^{15}N/{}^{14}N)_{standard} = 0.3663/99.6337$ est le rapport standard des isotopes ${}^{15}N$ et ${}^{14}N$ de l'azote dans l'air (Fogel et Cifuentes, 1993) et $({}^{15}N/{}^{14}N)_{échantillon}$ est le rapport isotopique dans l'échantillon considéré, on obtient :

$${}^{15}N_{ZN}/{}^{14}N_{ZN} = \beta' \quad (2.11)$$

avec

$$\beta' = f' \frac{{}^{15}N_Z}{{}^{14}N_Z} - R_{std} \left[\frac{\varepsilon'}{1000} + f' - 1 \right] \quad (2.12)$$

A partir des équations (2.8) et (2.11), on obtient :

$${}^{15}N_{ZN} = \frac{1}{1 + \frac{1}{\beta'}} N_{ZN} = \frac{\beta'}{1 + \beta'} N_{ZN} \quad (2.13)$$

Or dans le système d'équation initial, ce N_{ZN} est la quantité totale d'azote transféré du zooplancton vers les nutriments, c'est-à-dire :

$$N_{ZN} = \gamma_2 N_Z \quad (2.14)$$

Par analogie avec l'équation (2.4), on obtient une nouvelle équation pour les flux d'azote 15 :

$$\frac{d^{15}N_N}{dt} = \frac{\beta'}{1 + \beta'} \gamma_2 N_Z + \dots \quad (2.15)$$

. *Equation pour la photosynthèse*

La démonstration qui suit est en fait un cas particulier (avec $f'=1$) du cas plus général présenté précédemment.

Considérons le fractionnement associé à la photosynthèse. Soit N_{JP} la quantité totale d'azote transféré des nutriments au phytoplancton ; au regard de l'équation 2.1, c'est aussi JN_p et ce terme comprend une composante azote 14 et une composante azote 15 :

$$N_{JP} = {}^{15}N_{JP} + {}^{14}N_{JP} \quad (2.16)$$

Selon l'équation du fractionnement associé à la photosynthèse (Eq. 2.5), le $\delta^{15}N$ de ce qui est transféré (N_{JP}) est :

$$\delta^{15}N_{JP} = \delta^{15}N_N - \varepsilon \quad (2.17)$$

Selon la définition du $\delta^{15}N$ (Eq. 2.10), on obtient :

$$\frac{{}^{15}N_{JP}}{{}^{14}N_{JP}} = \frac{{}^{15}N_N}{{}^{14}N_N} - \frac{\varepsilon R_{std}}{1000} \quad (2.18)$$

Les termes du côté droit de l'équation 2.18 sont connus, et cette équation peut être reformulée :

$${}^{15}N_{JP} = \beta {}^{14}N_{JP} \quad (2.19)$$

avec

$$\beta = \frac{{}^{15}N_N}{{}^{14}N_N} - \frac{\varepsilon R_{std}}{1000} \quad (2.20)$$

A partir des équations (2.16) et (2.19), on obtient :

$${}^{15}N_{JP} = \frac{\beta}{1 + \beta} N_{JP} = \frac{\beta}{1 + \beta} JN_p \quad (2.21)$$

Ce ${}^{15}N_{JP}$ représente la quantité d'azote 15 transférée depuis les nutriments vers le phytoplancton lors de la photosynthèse. Le stock d'azote 15 phytoplanctonique (${}^{15}N_p$) va donc être augmenté de cette quantité, et par analogie avec l'équation (2.1), on obtient :

$$\frac{d{}^{15}N_p}{dt} = \frac{\beta}{1 + \beta} J(z, t, N_N) N_p + \dots \quad (2.22)$$

. *Equation pour une situation sans fractionnement isotopique*

Considérons maintenant le transfert d'azote entre le phytoplancton et les détritiques du fait de la mortalité du premier. Soit N_{PD} cette quantité, qui est aussi $v_p N_p$ (cf. Figure 2.1.). La décomposition en composante ^{15}N et ^{14}N conduit à l'équation suivante :

$$N_{PD} = {}^{15}N_{PD} + {}^{14}N_{PD} = {}^{15}N_{PD} \left(1 + \frac{1}{{}^{15}N_{PD}/{}^{14}N_{PD}} \right) \quad (2.23)$$

Etant donné qu'il n'existe pas de fractionnement isotopique durant ce transfert d'azote, le rapport isotopique de ce qui est échangé est le même que celui du phytoplancton dont il est issu. Ceci s'exprime de la façon suivante :

$$\frac{{}^{15}N_{PD}}{{}^{14}N_{PD}} = \frac{{}^{15}N_p}{{}^{14}N_p} \quad (2.24)$$

A partir des équations (2.23) et (2.24), on obtient pour la quantité d'azote 15 transféré la relation suivante :

$${}^{15}N_{PD} = \frac{{}^{15}N_p}{{}^{15}N_p + {}^{14}N_p} v_p N_p \quad (2.25)$$

Or par définition, ${}^{15}N_p + {}^{14}N_p = N_p$, ce qui donne pour l'équation (2.25) :

$${}^{15}N_{PD} = v_p {}^{15}N_p \quad (2.26)$$

Ce ${}^{15}N_{PD}$ correspond à la quantité d'azote 15 échangé entre le phytoplancton et les détritiques, du fait de la mortalité du phytoplancton. En continuant l'analogie précédente avec l'équation (2.1), on obtient la variation de concentration en azote 15 du compartiment phytoplanctonique :

$$\frac{d{}^{15}N_p}{dt} = \frac{\beta}{1+\beta} J(z,t,N_N) N_p - v_p {}^{15}N_p + \dots \quad (2.27)$$

. *Système d'équations final*

Les trois exemples précédents concernaient les échanges d'azote entre compartiments biologiques avec ou sans fractionnement isotopique. Les autres flux peuvent être traités de la même manière de façon à obtenir le système d'équation suivant :

$$\frac{d{}^{15}N_p}{dt} = \frac{\beta}{1+\beta} J(z,t,N_N) N_p - \frac{{}^{15}N_p}{N_p} G(N_p) N_z - v_p {}^{15}N_p \quad (2.28)$$

$$\frac{d{}^{15}N_z}{dt} = \gamma_1 \frac{{}^{15}N_p}{N_p} G(N_p) N_z - \frac{\beta'}{1+\beta'} \gamma_2 N_z - v_z {}^{15}N_z^2 \quad (2.29)$$

$$\frac{d^{15}N_D}{dt} = \frac{^{15}N_P}{N_P} (1 - \gamma_1) G(N_P) N_Z + v_P ^{15}N_P + v_Z ^{15}N_Z^2 - v_D ^{15}N_D - \omega_D ^{15}N_D \quad (2.30)$$

$$\frac{d^{15}N_N}{dt} = v_D ^{15}N_D + \frac{\beta'}{1 + \beta'} \gamma_2 N_Z - \frac{\beta}{1 + \beta} J(z, t, N_N) N_P \quad (2.31)$$

2.3.2 Conclusion

Il apparaît que le système d'équations calculant les flux d'azote 15 (équations 2.28 à 2.31) est très proche de celui du modèle biologique initial, ne différant que par certains coefficients apportés par les équations de fractionnement. Il n'y a donc pas de complication dans la paramétrisation. Par contre, le calcul du $\delta^{15}\text{N}$ contraint à doubler le nombre de compartiments du modèle biologique. Pris indépendamment, le temps de calcul des flux du modèle biologique se trouve bien sûr augmenté, mais cette augmentation sera surtout sensible lors de l'implémentation du modèle biologique au modèle physique. En effet, la partie la plus coûteuse est celle de l'advection des différents champs physiques (température et salinité) ou biologiques. Le doublement des variables d'état biologiques est une justification supplémentaire au choix d'un modèle biologique initial simple, à quatre compartiments. Nous devons en effet tenir compte des moyens de calculs et trouver un compromis entre le réalisme et la complexité du modèle biologique d'une part et la simplicité de ce même modèle et la possibilité de tester un grand nombre de scénarios d'autre part.

2.4. Validation de ce calcul du $\delta^{15}\text{N}$

2.4.1 Utilisation du modèle NPZD dans un schéma simple d'upwelling

A partir des équations présentées précédemment, nous disposons d'un modèle dont le but est de simuler le développement et l'évolution d'un modèle trophique simple et de calculer les variations du signal $\delta^{15}\text{N}$ associées. La validation d'un tel modèle passe par la mise en situation réaliste, c'est à dire en ce qui nous concerne en situation d'upwelling côtier. Cette validation a fait l'objet d'une première publication présentée dans la section suivante.

La caractéristique principale de l'upwelling de Mauritanie est de présenter une plateforme continentale large et peu profonde sur laquelle se développe une cellule de recirculation (cf. section 1.1 et Figure 1.5). Le modèle physique mis en place pour la circonstance a pour but de permettre le développement et le transport des variables biologiques dans une couche de surface, l'exportation de la matière organique vers une couche profonde où agira la reminéralisation, et une connexion entre la couche de fond et la couche de surface au point d'émergence de l'upwelling. On simule ainsi la recirculation associée à la cellule de plate-

forme et la longueur de cette cellule est changée d'une simulation à l'autre, de façon à représenter les changements de niveau marin. Le schéma numérique de transport de l'upwelling est volontairement simple, de façon à focaliser notre étude sur le comportement du modèle biologique.

L'article suivant reprend donc la présentation du modèle biologique, le calcul du $\delta^{15}\text{N}$ en son sein et la description du schéma numérique de recirculation de l'upwelling. Ce schéma couplé physique - biologie est ensuite mis en situation de façon à décrire plusieurs cas de niveaux marins, en mettant l'accent sur les situations extrêmes de haut et bas niveau marin, c'est-à-dire les situations avec une grande cellule de recirculation ou sans cellule de recirculation. Enfin, sont présentées les courbes de $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaires ainsi obtenues et leur évolution en fonction du niveau marin est mise en parallèle avec les données de $\delta^{15}\text{N}$ effectivement mesurées dans les carottes.

2.4.2 Article #1 : "Modeling $\delta^{15}\text{N}$ evolution: First palaeoceanographic applications in a coastal upwelling system"

Cette section est une publication parue dans "*Journal of Marine Research*" :

Giraud X., Bertrand P., Garçon V. and Dadou I., 2000, Modeling $\delta^{15}\text{N}$ evolution: First Palaeoceanographic applications in a coastal upwelling system, *J. Mar. Res.*, 58, 609-630.

Modeling $\delta^{15}\text{N}$ evolution: First palaeoceanographic applications in a coastal upwelling system.

By Xavier Giraud¹, Philippe Bertrand¹, Véronique Garçon² and Isabelle Dadou²

ABSTRACT

The $\delta^{15}\text{N}$ signal in marine sediments appears to be a good palaeoceanographic tracer. It records biological processes in the water column and is transferred to and preserved in the sediments. Changes in forcing factors in upwelling systems may be recorded by $\delta^{15}\text{N}$. These forcing conditions can be of a biogeochemical nature, such as the initial isotopic signal of the nutrients or the trophic structure, or of a physical nature, such as wind stress, insolation, temperature or dynamic recycling.

A simple nitrogen-based trophic chain model was used to follow the development of the nitrogen isotopic signal in nutrients, phytoplankton, zooplankton and detritus. Detrital $\delta^{15}\text{N}$, influenced by the isotopic signature of the upwelled nutrients and isotopic fractionation along the trophic chain (photosynthesis and zooplankton excretion), was then compared to the sedimentary signal measured off Mauritania.

In our model, the biological variables are transported at shallow depths by a simple circulation scheme perpendicular to the coast depicting a continental shelf recirculation cell. Because cell length depends on the extension of the continental shelf, modifications of the cell length mimic sea level changes. Long cell length (high sea level) scenarios produce higher $\delta^{15}\text{N}$ values whereas short cell length scenarios result in lower values as in the glacial low sea level periods. Despite changes in many climatic parameters throughout this period, our results show that changing the sea level is sufficient to reconstruct the main pattern of the sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ variations offshore of the Mauritanian upwelling, i.e. an increase from about 3 ‰ to 7 ‰ during the deglaciation, without invoking any change in nitrogen fixation or denitrification.

1. Introduction

$\delta^{15}\text{N}$ downcore measurements (on bulk sediment) in Mauritanian upwelling sediments (Fig. 1) show strong variations during glacial-interglacial stages and depict an increase during deglaciation (Martinez, 1997). Such variations have been related to changes in nutrient inventories or in denitrification rates in the global ocean (Calvert et al., 1992, Altabet et al., 1995, Farrell et al., 1995). Some variations in the rates of denitrification and nitrogen fixation may have a significant impact on atmospheric CO_2 changes over glacial-interglacial periods through the primary production capability (Ganeshram et al.,

1. Dept. de Géologie et Océanographie, UMR 5805 EPOC, CNRS, Université de Bordeaux I, 33405 Talence, France. *email: x.giraud@geocean.u-bordeaux.fr*

2. UMR 5566 LEGOS, CNRS, 18 Avenue Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 4, France.

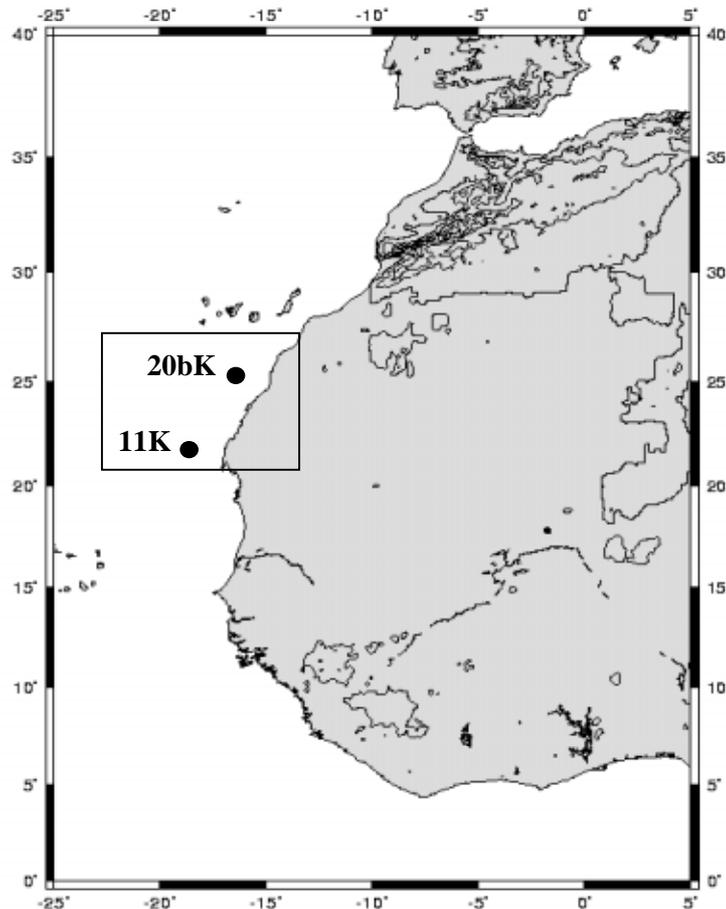


Figure 1. Location map of sedimentary cores. Core 11K, offshore of Cap Blanc (21°28.87' N; 17°57.35' W; 1200m depth), and core 20bK (25°1.7' N; 16°39.2' W; 1450m depth) were collected during the SEDORQUA cruise. Square inside is the study area of the Mauritanian upwelling.

1995; Falkowski, 1997). In this context, upwelling areas may be important in the mechanisms of global climate changes.

$\delta^{15}\text{N}$ has been described as an efficient palaeoceanographic tracer (François *et al.*, 1992, Altabet and François, 1994, Calvert *et al.*, 1995). This signal is generated by different isotope fractionations along the trophic chain in the near-surface waters and is transferred to the sediments. There is a strong relation between core top sediment $\delta^{15}\text{N}$ and the nitrate concentration in surface water, more specifically the degree of nitrate utilization (Altabet and François, 1994, Holmes *et al.*, 1996, 1998). In upwelling systems, the progression from eutrophic to oligotrophic conditions is related to NO_3 concentration and utilization.

In our study area, as organic matter is mainly of planktonic nature (Martinez, 1997), sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ signal can be considered to be specific to the marine biological development and does not depend on the dilution by other fractions, either inorganic, detritic or aeolian input. Denitrification processes may also alter the nitrogen composition, but oxygen concentrations are too high for nitrate reduction to occur in the Mauritanian margin (Minas

et al., 1982). During the transfer from the surface ocean to the sea floor, isotopic signature of settling particules may change (Altabet, 1988; Voss *et al.*, 1996), probably due to bacterial degradation and/or trophic consumption. This possible transfer of isotopes due to trophic conditions in the water column is implicit in the biological trophic chain model. Moreover, at present, little diagenetic alteration has been observed (Altabet and François, 1994) and Martinez *et al.* (2000) do not found any significant downcore changes in $\delta^{15}N$ in first centimeters of sediment.

The aim of this study is to understand the main mechanisms responsible for $\delta^{15}N$ variations in a coastal upwelling system using a biological model, which includes isotope fractionation equations, embedded in a simple circulation scheme. Bertrand *et al.* (2000) also used a conceptual model for both biological and 2D physical circulation processes to reconstruct $\delta^{15}N$ evolution along glacial-interglacial periods. Here we use a more realistic biological model describing an actual trophic chain. It is assumed that planktonic nitrogen fractionation processes do not change during glacial-interglacial periods. An upwelling circulation scheme, which transports the biological tracers, is developed to simulate the physical variations during glacial-interglacial stages. The paper is organized as follows: the biological model is described in section 2. In section 3, the simplified circulation scheme is presented. Results are described and discussed in section 4 and conclusions follow in Section 5.

2. Biological model description

a. The NPZD model

The biological model we chose to adapt is a nitrogen-based model, which includes four components, namely nutrients (N), phytoplankton (P), zooplankton (Z) and a detritus pool (D) (Oschlies and Garçon, 1998, 1999; Fig. 2). The variations of nitrogen concentrations in each element are expressed in a system of four differential equations:

$$\frac{dN_P}{dt} = J(z,t,N_N) N_P - G(N_P)N_Z - v_P N_P \quad (1)$$

$$\frac{dN_Z}{dt} = \gamma_1 G(N_P)N_Z - \gamma_2 N_Z - v_Z N_Z^2 \quad (2)$$

$$\frac{dN_D}{dt} = (1-\gamma_1)G(N_P)N_Z + v_P N_P + v_Z N_Z^2 - v_D N_D - \omega_D N_D \quad (3)$$

$$\frac{dN_N}{dt} = v_D N_D + \gamma_2 N_Z - J(z,t,N_N) N_P \quad (4)$$

where N_i and dN_i/dt are the concentration (of nitrogen) and the variation of the concentration over time for the component i , respectively. The different terms of these equations express phytoplankton growth rate, grazing of phytoplankton by zooplankton (with

Table 1. Parameters of the biological model (Oschlies and Garçon, 1999). Parameters have been adjusted over the North Atlantic Ocean by comparison with time series station data.

Parameter	Symbol	Value
<i>Phytoplankton coefficients</i>		
Initial slope of P-I curve	α	0.025 (W.m ⁻²) ⁻¹ .d ⁻¹
Light attenuation due to water	k_w	0.04 m ⁻¹
Maximum growth rate parameters	a	0.6 d ⁻¹
	b	1.066
	c	1.0 (°C) ⁻¹
Half-saturation constant for N uptake	k_1	0.5 mmol.m ⁻³
Specific mortality rate	v_P	0.03 d ⁻¹
<i>Zooplankton coefficients</i>		
Assimilation efficiency	γ_1	0.75
Maximum grazing rate	g	2.0 d ⁻¹
Prey capture rate	ϵ	1.0 (mmol.m ⁻³) ⁻² .d ⁻¹
Quadratic mortality ¹	v_Z	0.20 (mmol.m ⁻³) ⁻¹ .d ⁻¹
Excretion	γ_2	0.03 d ⁻¹
<i>Detrital coefficients</i>		
Remineralization rate	v_D	0.05 d ⁻¹
Export rate	ω_D	0.5 d ⁻¹

Photosynthesis and grazing expressions

Photosynthesis growth rate	$J(z,t,N_N) = \min \left(J(z,t), J_{\max} \frac{N_N}{k_1 + N_N} \right)$
Growth rate without nutrient limitation	$J(z,t) = \frac{J_{\max} \alpha I(z,t)}{[J_{\max}^2 + (\alpha I(z,t))^2]^{1/2}}$
Maximum growth rate	$J_{\max} = ab^{cT}$
Insolation	$I(z,t) = I(t)_{z=0} \exp \left(-k_w z / (1 - (\cos\theta/1.33)^2) \right)^{1/2}$ with θ as the angle of incidence at noon (in radian)
Zooplankton grazing expression	$G(N_P) = \frac{g \epsilon N_P^2}{g + \epsilon N_P^2}$

where: min(x,y) is the function "minimum,"

z is depth, (in m)

t is time,

T is temperature (°C)

and θ is the angle of incidence at noon (in radian)

1. Zooplankton quadratic mortality term represents increasing populations of predators as zooplankton populations increase and is more stable than a linear term (Steele and Hederson, 1992; Evans, 1999)

assimilation efficiency), mortality of phytoplankton and zooplankton, excretion of zooplankton and remineralization of detritus to nutrients (see Table 1 for further details and parameter values). The model can be used throughout the water column: in the surface layer, light allows photosynthetic growth and therefore the development of all trophic

levels; while in the deeper layers, the lack of light stops this primary production and only degradation and remineralization may occur.

As our purpose is to compare sedimentary data with the model outputs, the model also considers a term of detritus export from the euphotic layer, sinking through the water column to the bottom, expressed as $\omega_D N_D$ (Eq. 3). ω_D has the dimension of a vertical velocity V (of a sinking particle) divided by the euphotic layer depth H . We chose a typical H equal to 20 m (Babin *et al.*, 1996) and a typical V of 10 m d^{-1} (Alldredge and Gotschalk, 1988; Wefer and Fischer, 1993) yielding a rate of 0.5 d^{-1} for ω_D .

The addition of the $\delta^{15}\text{N}$ computation for each biological component yields a doubling of the number of biological state variables. This will greatly increase the computation time when coupling this module into a complex physical code. The objective here was to build an investigation tool to swiftly test various oceanographic and climatic scenarios. This justifies the use of a simple initial biological model as this NPZD one.

b. Computation of the $\delta^{15}\text{N}$

The fractionation of nitrogen isotopes is responsible for the differences between the $\delta^{15}\text{N}$ signatures of the four biological components. Phytoplankton photosynthesis and zooplankton excretion are two important processes during which fractionation occurs. Remineralization fractionation is not dealt with to keep the model simple. We intentionally chose a simple biological model and chose not to integrate such a fractionation feature like bacterial degradation. The fractionation that may occur during the formation of fecal pellets produced by marine zooplankton is questionable. According to Montoya (1994), the difference between the fecal pellets $\delta^{15}\text{N}$ and the animal $\delta^{15}\text{N}$ ranges between -3.7 ‰ and 4.8 ‰. We will therefore only consider phytoplankton photosynthesis and zooplankton excretion fractionation processes.

During photosynthesis, the lighter isotope (^{14}N) is thermodynamically preferred to the heavier (^{15}N) for incorporation into the new tissues. This is expressed as follows (Altabet *et al.*, 1995):

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{new POM}} = \delta^{15}\text{N}_N - \varepsilon \quad (5)$$

where $\delta^{15}\text{N}_{\text{newPOM}}$ is the isotopic signature of the new particulate organic matter (in ‰), $\delta^{15}\text{N}_N$ the isotopic signature of the nutrients (in ‰) and ε is the enrichment factor associated with phytoplankton uptake (in ‰). Waser *et al.* (1998) estimated the value of ε to be 5.2 ‰ when nitrates are used as the substrate in primary production.

The fractionation equation for zooplankton excretion is expressed in the same form:

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{exc}} = f' \delta^{15}\text{N}_Z - \varepsilon' \quad (6)$$

where $\delta^{15}\text{N}_{\text{exc}}$ is the isotopic signature of the excretion product (in ‰) and $\delta^{15}\text{N}_Z$ is the isotopic signature of zooplankton (in ‰). The fractionation equation is a linear regression (Checkley and Miller, 1989) with the slope of the curve $f' = 0.96$ and $\varepsilon' = 2.7$ ‰. Nitrogen isotope fractionation by zooplankton during excretion is the process responsible for the stepwise enrichment of ^{15}N along the trophic chain, in our case between phytoplankton and

zooplankton. This ^{15}N enrichment has been measured as 3.4 ‰ (DeNiro and Epstein, 1980; Minagawa and Wada, 1984).

The initial biological model considers the fluxes of total nitrogen, ^{14}N plus ^{15}N . To model the variations of $\delta^{15}\text{N}$, we need to follow the transfers of ^{15}N separately.

Let's consider the photosynthesis fractionation. Let N_{JP} equal the total nitrogen quantity transferred from nutrients to phytoplankton; it is also $J N_{\text{P}}$ and includes ^{14}N and ^{15}N :

$$N_{\text{JP}} = {}^{15}\text{N}_{\text{JP}} + {}^{14}\text{N}_{\text{JP}} \quad . \quad (7)$$

According to equation (5), the $\delta^{15}\text{N}$ of what is transferred is:

$$\delta^{15}\text{N}_{\text{JP}} = \delta^{15}\text{N}_{\text{N}} - \varepsilon \quad . \quad (8)$$

With the $\delta^{15}\text{N}$ definition:

$$\delta^{15}\text{N} = [({}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N})_{\text{sample}} / ({}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N})_{\text{standard}} - 1] \times 1000 \quad , \quad (9)$$

it follows that:

$$\frac{{}^{15}\text{N}_{\text{JP}}}{{}^{14}\text{N}_{\text{JP}}} = \frac{{}^{15}\text{N}_{\text{N}}}{{}^{14}\text{N}_{\text{N}}} - \frac{\varepsilon R_{\text{std}}}{1000} \quad , \quad (10)$$

where $R_{\text{std}} = ({}^{15}\text{N}/{}^{14}\text{N})_{\text{standard}} = 0.3663 / 99.6337$ is the standard ratio of the ^{15}N and ^{14}N nitrogen isotopes in air (Fogel and Cifuentes, 1993). All elements of the right hand side are known quantities. It can be reformulated as follows:

$${}^{15}\text{N}_{\text{JP}} = \beta \quad {}^{14}\text{N}_{\text{JP}} \quad , \quad (11)$$

with

$$\text{with } \beta = \frac{{}^{15}\text{N}_{\text{N}}}{{}^{14}\text{N}_{\text{N}}} - \frac{\varepsilon R_{\text{std}}}{1000} \quad . \quad (12)$$

Equations (7) and (11) give:

$${}^{15}\text{N}_{\text{JP}} = \frac{\beta}{1+\beta} N_{\text{JP}} = \frac{\beta}{1+\beta} J N_{\text{P}} \quad . \quad (13)$$

This ${}^{15}\text{N}_{\text{JP}}$ is equivalent to the quantity of ^{15}N that is transferred from nutrients to phytoplankton during photosynthesis. The phytoplankton ^{15}N stock (${}^{15}\text{N}_{\text{P}}$) will be increased by this quantity and by analogy with equation (1) we obtain:

$$\frac{d^{15}\text{N}_{\text{P}}}{dt} = \frac{\beta}{1+\beta} J(z,t,N_{\text{N}}) N_{\text{P}} + \dots \quad (14)$$

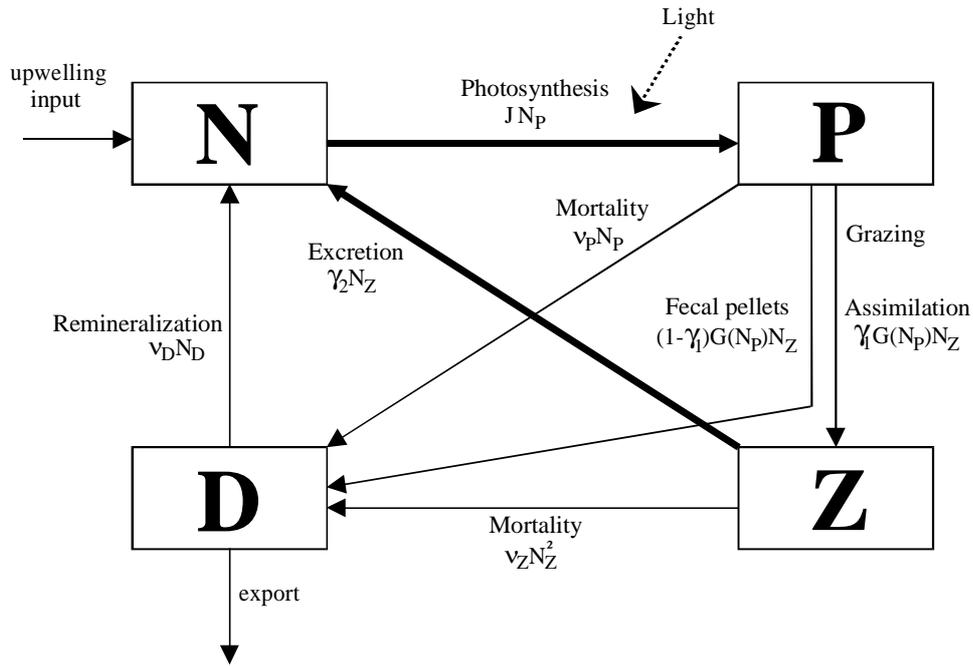


Figure 2. Scheme of the biological model (Oschlies and Garçon, 1999). Parameters of the fluxes between Nutrients, Phytoplankton, Zooplankton and Detritus are expressed in Table 1. Bold arrows represent the two main important isotope fractionation processes that we consider, i.e. phytoplankton photosynthesis and zooplankton excretion.

Now let's consider the transfer of nitrogen between the phytoplankton and the detritus because of mortality of the former, N_{PD} , which is also $v_P N_P$ (cf. Fig. 2).

$$N_{PD} = {}^{15}\text{N}_{PD} + {}^{14}\text{N}_{PD} = {}^{15}\text{N}_{PD} \left(1 + \frac{1}{{}^{15}\text{N}_{PD} / {}^{14}\text{N}_{PD}} \right) \quad (15)$$

As there is no fractionation during this transfer, the isotopic ratio of what is transferred is the same as the ratio of the phytoplankton it is coming from. It can be written as:

$$\frac{{}^{15}\text{N}_{PD}}{{}^{14}\text{N}_{PD}} = \frac{{}^{15}\text{N}_P}{{}^{14}\text{N}_P} . \quad (16)$$

With (15) and (16) we have:

$${}^{15}\text{N}_{PD} = \frac{{}^{15}\text{N}_P}{{}^{15}\text{N}_P + {}^{14}\text{N}_P} v_P N_P ; \quad (17)$$

but

$${}^{15}\text{N}_P + {}^{14}\text{N}_P = N_P , \quad (18)$$

so

$${}^{15}\text{N}_{PD} = v_P {}^{15}\text{N}_P . \quad (19)$$

This $^{15}\text{N}_{\text{PD}}$ corresponds to the quantity of ^{15}N that is transferred from phytoplankton to detritus because of the phytoplankton mortality. Continuing the analogy with equation (1), we have:

$$\frac{d^{15}\text{N}_P}{dt} = \frac{\beta}{1+\beta} J(z,t,N_N) N_P - v_P {}^{15}\text{N}_P + \dots \quad (20)$$

We considered both ways of transfer of nitrogen, with and without isotopic fractionation. Other exchanges can be treated accordingly to obtain the following system of equations:

$$\frac{d^{15}\text{N}_P}{dt} = \frac{\beta}{1+\beta} J(z,t,N_N) N_P - \frac{{}^{15}\text{N}_P}{N_P} G(N_P) N_Z - v_P {}^{15}\text{N}_P \quad (21)$$

$$\frac{d^{15}\text{N}_Z}{dt} = \gamma_1 \frac{{}^{15}\text{N}_P}{N_P} G(N_P) N_Z - \frac{\beta'}{1+\beta'} \gamma_2 N_Z - v_Z {}^{15}\text{N}_Z^2 \quad (22)$$

$$\frac{d^{15}\text{N}_D}{dt} = \frac{{}^{15}\text{N}_P}{N_P} (1-\gamma_1) G(N_P) N_Z + v_P {}^{15}\text{N}_P + v_Z {}^{15}\text{N}_Z^2 - v_D {}^{15}\text{N}_D - \omega_D {}^{15}\text{N}_D \quad (23)$$

$$\frac{d^{15}\text{N}_N}{dt} = v_D {}^{15}\text{N}_D + \frac{\beta'}{1+\beta'} \gamma_2 N_Z - \frac{\beta}{1+\beta} J(z,t,N_N) N_P \quad (24)$$

3. The simplified circulation scheme

a. Description of the upwelling recirculation

The Scientific Committee on Oceanographic Research (SCOR, 1975) described different kinds of coastal upwelling circulation schemes (Fig. 3). We will first focus on the scheme with a large shallow continental shelf, as in the Mauritanian type. It consists of a two cell-circulation, separated by a weak front. In a numerical study of the physical processes of the upwelling, Werner (1987) associates this front with the presence of the shelf break. Other authors also ascribe an important role of the shelf break location on the circulation (Neumann, 1968; Pietrafesa, 1983). Chen and Wang (1990) describe such a double cell circulation and ascribe the front formation to the deepening of the surface mixed layer. Smith (1995) describes the formation of the fronts in the coastal zone and their offshore migration. He does not associate them with the location of the shelf break, but with the conflict between cold upwelled waters and warmer offshore waters. Whatever its origin, a recirculation cell seems to be located on the continental shelf. This cell is very important because it will contribute to the recirculation of detritus and nutrients in the upwelling. The remineralization of detritus will increase the quantity of nutrients available at the upwelling emergence zone and therefore increase the productivity. According to the schemes in Figure 3, such a cell does not exist for other upwelling types. The difference lies in the shelf and slope profiles: in the Oregon upwelling type (Fig. 3.b), because the shelf slope is steeper than off Mauritania, the continental shelf is shorter. In this circulation

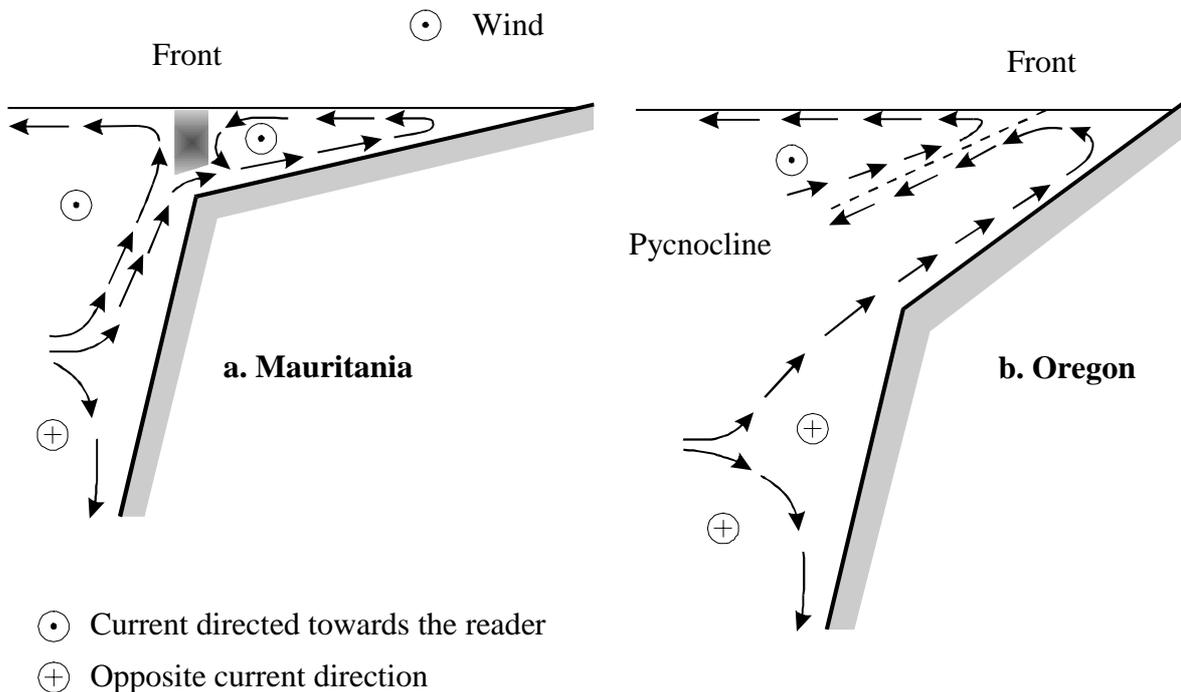


Figure 3. Coastal upwelling circulation schemes (SCOR, 1975) for Mauritania and Oregon. Those schemes are valid for the Northern Hemisphere, with a wind blowing from the north. The Oregon circulation type can be the circulation that occurs in the Mauritanian margin during low sea level stands due to the decrease of the shelf width. As we are interested in different sea level scenarios, our shelf configuration will balance between the two circulation types: a long recirculation cell like the Mauritanian margin for the high sea level (a) and no recirculation cell like the Oregon margin for the low sea level scenarios (b).

configuration, the cycling of detritus and nutrients back to the upwelling emergence point is less pronounced.

The comparison between the different upwelling schemes fits into the discussion on sea level change effects. Variations of sea level during the glacial-interglacial cycles will affect the bathymetry of the upwelling zones. Lower sea level should result in a narrower continental shelf off Mauritania, with circulation characteristics closer to the Oregon type. The percentage of recycling will be different, depending on the upwelling cell length. A long recirculation cell characterizes high sea level scenarios of interglacial stages whereas a short recirculation cell characterizes low sea level scenarios of glacial stages.

In order to study sea level effect alone, we will assume all the other parameters to be constant. The insolation and the surface current speed will not change in the different runs. The goal of this study is to understand the impact of the recirculation cell length on the biological development and the sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ signal. First this recirculation cell will be simulated only by export of detritus during the transport offshore from the emergence point. In a second step, section 4.d, a sensitivity test on the recycling percentage is performed by increasing the export rate at the front location, depicting vertical velocities that close the continental shelf cell.

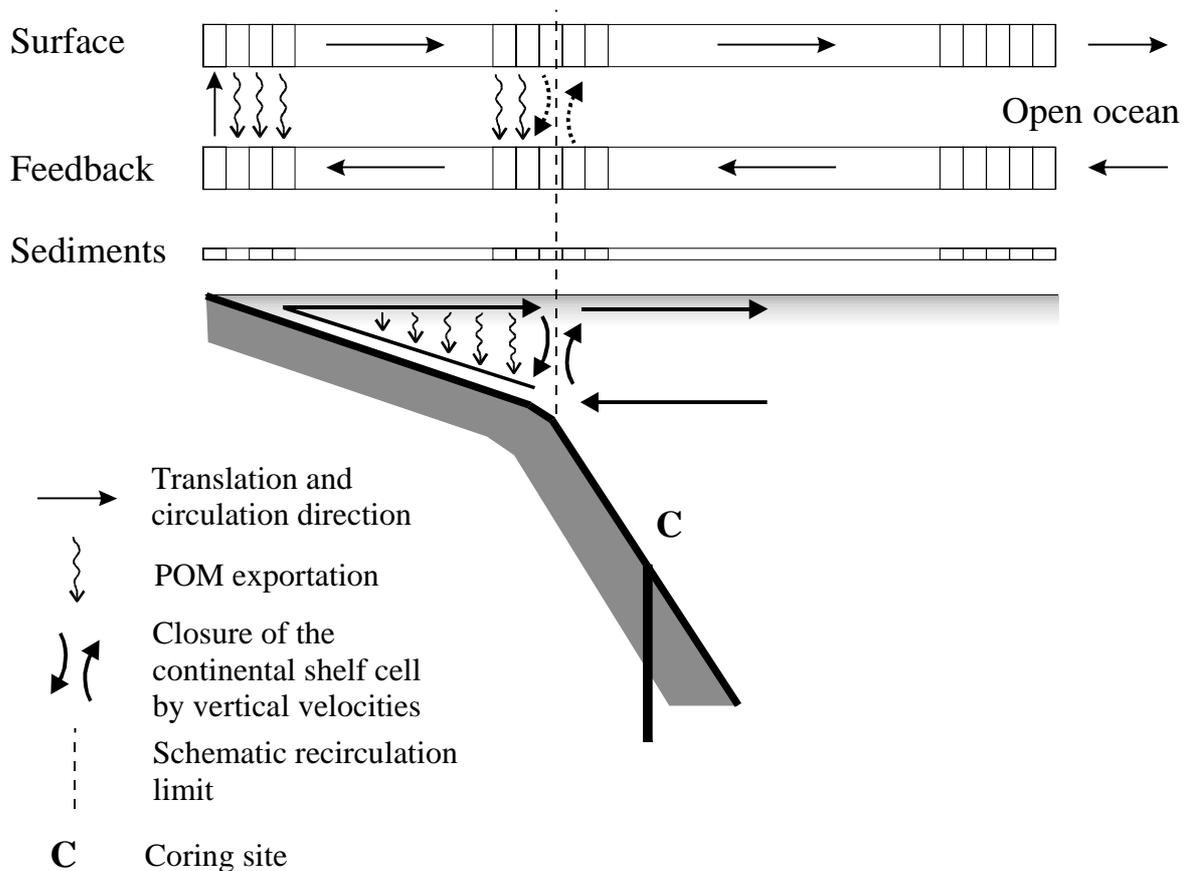


Figure 4. Representation of the numerical upwelling circulation scheme.

b. Upwelling circulation numerical set up

The aim of the physical representation is to allow the biological development in a surface layer, an export of the organic matter to a deeper layer where remineralization can occur and a reinjection of this deep layer to an upwelling emergence point (Fig. 4). We setup a type of conveyor belt, perpendicular to the coast, with a row of boxes depicting the surface euphotic layer and a second row for the deep aphotic layer. The development of the biological system is regularly computed in each box, taking into account its depth for the light availability. A simple translation movement from box to box imposes the circulation: offshore in the surface row and inshore in the deep row. The connection between the two layers at the first box of each row induces an upwelling emergence point. As the current speeds are weaker in the bottom layer than in the surface one, we set three times as many boxes in the deep row than in the surface one. This aspect is important for the remineralization time scale of the detritus. The surface layer is set at 20m deep, which corresponds to the depth of the euphotic layer in an eutrophic zone (Babin *et al.*, 1996). The sea surface temperature is held constant (at 18°C; Mittelstaedt, 1991) along the offshore transect. The hydrological characteristics of the deep row are those of a layer at about 200 m depth, with a mean temperature of 10°C (Fraga, 1974).

c. Coupling with the biological variables

In the model, the biological variables are continuously injected at the most offshore box of the deep row, with intermediate water characteristics. They are progressively transported shoreward to the upwelling emergence point. In the surface layer, light allows primary production and subsequent development of the biological loop. The latter occurs during the offshore transport. During the offshore transport, only a fraction of the detritus pool will sink and be exported to the deep layer. Presently the closure of the continental shelf cell by vertical velocities (Fig. 4) is not considered. Incorporating it will be further investigated (section 4.d). To simulate the upwelling cell, this exported matter is added to the corresponding underlying boxes, but only until a certain offshore limit. Beyond this limit, export from the surface layer proceeds but is no longer taken up, considering no further effect of recirculation at greater depths. All the nitrogen advected or exported beyond this limit is considered to be lost to the upwelling system. It is compensated by the inflow in the deep layer. Phytoplankton and zooplankton do not exist in the deep row where only detritus and nutrient are transported. Therefore, only nutrient and detritus arrive at the emergence point. To initiate the biological development in the surface layer, phytoplankton and zooplankton concentrations need to be specified at the upwelling emergence point. To simulate any lateral input, we continuously add low values of phytoplankton and zooplankton concentrations to the first box of the surface row before it is transported offshore. These values correspond to an oligotrophic equilibrium.

Considering the above discussion of the sea level change impact on the upwelling circulation, the positioning of the recirculation limit with respect to the upwelling emergence point will simulate the different sea level scenarios. At first order, we can consider that the further offshore this limit is, the longer the upwelling coastal cell is, corresponding to a higher sea level situation. On the contrary, a short distance between the upwelling emergence point and the recirculation limit will simulate a low stand sea level or an Oregon circulation type.

To build the record of the detritus $\delta^{15}\text{N}$, the sum of the ^{15}N and ^{14}N of the detritus is kept at each time step in a fictitious sedimentary row. As advection and resuspension of organic matter in the bottom boundary layer may homogenize the signal, for each location, we can consider the upstream cumulative production of the detritus and its $\delta^{15}\text{N}$ signature. In the model, there is no interaction between the deep row and the sedimentary row. The quantity of organic matter found in the sediments is only a very small percentage of the primary production, leading us to consider that this sediment recording has no effect on the detritus concentration in the water column. It will not change the mass balance of the biological fields.

d. Initial and boundary conditions

Since the upper layer is 20 m deep, light conditions available are considered to be those prevailing at 10 m depth. Initial conditions for biological variable concentrations are

typical of an oligotrophic equilibrium, with only 10^{-2} mmol N m⁻³ for the N state variable (Babin *et al.*, 1996).

In the deep conveyor row, we set initial conditions for nutrients to a value of 10 mmol N m⁻³ (Jacques et Tréguer, 1986; Babin *et al.*, 1996) and phytoplankton, zooplankton and detritus to zero. These values are also characteristics of the intermediate waters injected into the system. The $\delta^{15}\text{N}$ of those nutrients is set to 6 ‰ (Altabet and Curry, 1989; Liu and Kaplan, 1989; Montoya, 1994).

4. Results and discussion

a. Biological development and $\delta^{15}\text{N}$ variations in the reference run

In order to simulate an actual situation, we assume a cell length of 100 km. With a surface current speed of 10 cm s⁻¹ (Mittelstaedt, 1991), this distance corresponds to a development time of the biological tracers of about 12 days. This means that, starting from the emergence point of the upwelling, any matter exported from the surface layer will be added to the bottom layer, until this limit of 100 km – or 12 days. Beyond this limit, we are farther than the front and the system is just advected offshore. Figure 5 shows the curves of the biological variables in this case, in the surface row. In this run, the export rate of the detritus is 0.5 d⁻¹.

Nutrient concentration at the emergence point (0 km) is 18.7 mmol N m⁻³ whereas the quantity injected into the system in the bottom layer is 10 mmol N m⁻³. The percentage of recycling is therefore about 87 %, which is consistent with the value calculated by Jacques and Tréguer (1986) for nitrates. Availability of these nutrients allows an increase in phytoplanktonic biomass. Nutrients decrease whereas phytoplankton increases. According to Eq. 5, the isotopic signature of phytoplankton is about 5 ‰ lower than the nutrient isotopic value. As nutrients become more depleted, their isotopic signature increases and tends to infinity when nutrient concentration tends to zero. This is a limitation to the Rayleigh fractionation equation. When nutrients are fully depleted after about 32 km (3.75 days), the total nitrogen of the nutrients is in phytoplanktonic form. Phytoplankton has therefore the same isotopic ratio as the initial upwelled nitrates, at about 6 ‰. Because of an input of nutrients coming from the detritus remineralization, the nutrient isotopic signature is no longer infinite. The nutrient $\delta^{15}\text{N}$ remains heavy because of a high degree of nitrate utilization. The zooplankton biomass increases, following the phytoplankton bloom, and decreases by mortality during the offshore transport to reach oligotrophic conditions. Both phytoplankton and zooplankton contribute to the detritus pool in concentration and $\delta^{15}\text{N}$ signature. This increase of the detritus pool is responsible for the partial regeneration of the nutrients through remineralization. Because of this higher quantity of nutrients, the nitrate isotopic signature decreases. The new subsequent $\delta^{15}\text{N}$ increase is due to the consumption of nutrients. Finally, with the detritus export, all pools decrease during the offshore transport to reach oligotrophic conditions. However detritus $\delta^{15}\text{N}$ is always lower than the mean $\delta^{15}\text{N}$ value of the system. This leads to the fact that export of detritus out of the system will increase the $\delta^{15}\text{N}$ of the remaining biological variables. In this long cell length scenario, this effect is weak because the difference between the detritus $\delta^{15}\text{N}$

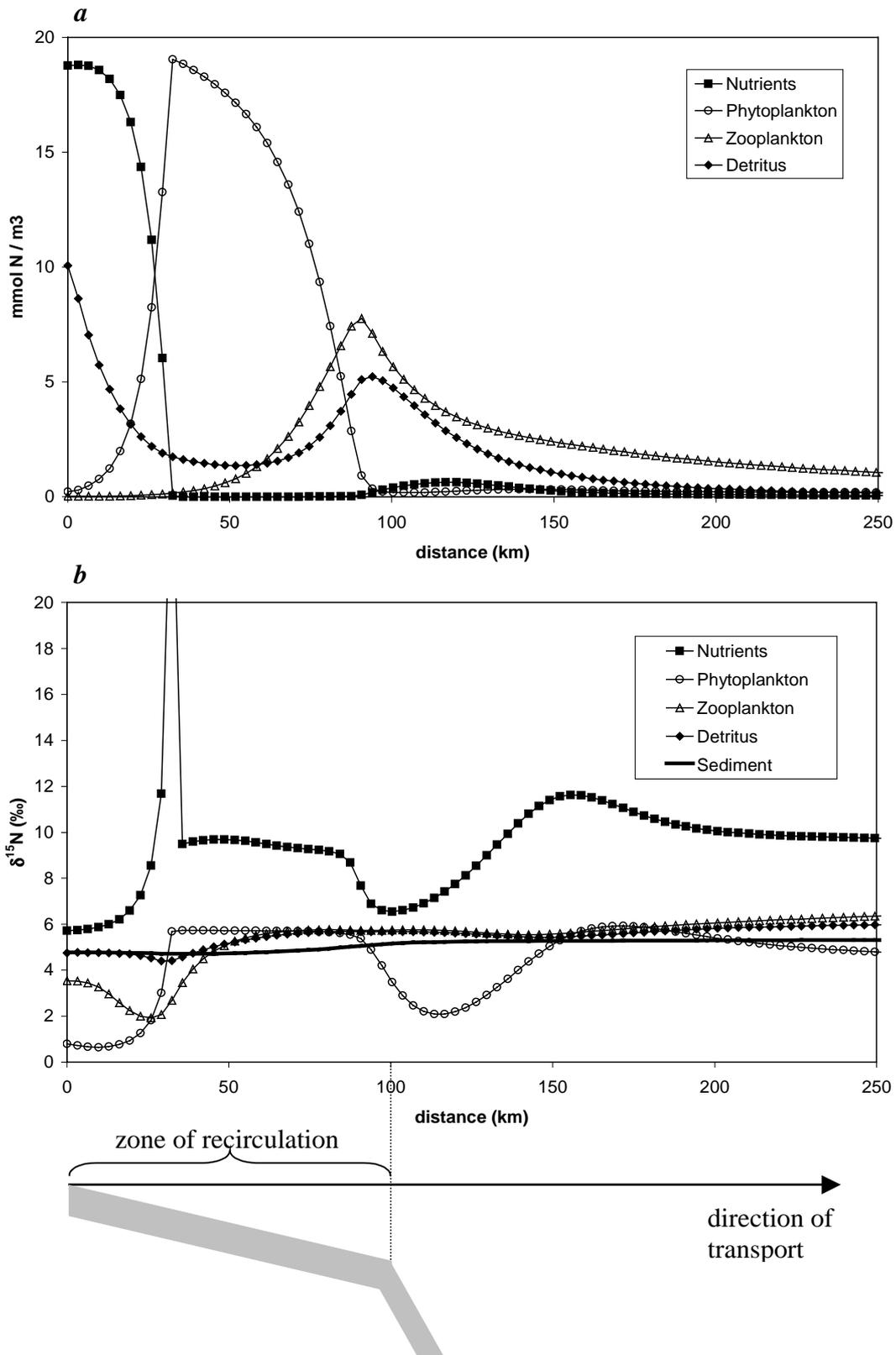


Figure 5. Evolution of the biological variables in an actual configuration from the emergence point to the offshore. The cell length for the recirculation is 100 km. *a*: Evolution of the concentrations, in mmol N m^{-3} . *b*: Evolution of the $\delta^{15}\text{N}$, in ‰. The scheme at the bottom puts the above curves into the context of the upwelling transect by showing the distance where the shelf recirculation occurs.

and the whole $\delta^{15}\text{N}$ is insignificant. This long recirculation distance is also responsible for the recycling of a large amount of detritus. Detritus $\delta^{15}\text{N}$ at the emergence point is therefore a mean of all values along the cell length as a result of homogenization. The resulting curve for the sediment $\delta^{15}\text{N}$ is almost flat along the transect, reaching a value of 5.3 ‰. This value corresponds to the equilibrium of the system after the planktonic bloom.

b. Sea level change scenarios

In order to consider a low sea level scenario, we study a no recirculation case (Fig. 6). In this case, nutrient concentration at the emergence zone is equal to the concentration injected in the bottom offshore box, i.e. 10 mmol N m^{-3} . The phytoplankton biomass increase is therefore weaker than in the previous case. Detritus $\delta^{15}\text{N}$ progressively increases up to a value of 5.6 ‰. As no recirculation is allowed, detritus cannot return to the upwelling emergence point. There is no homogenization effect and the $\delta^{15}\text{N}$ of phytoplankton and detritus at the beginning of the upwelling remains 5.2 ‰ lower than the nutrients $\delta^{15}\text{N}$. The resulting curve is a sigmoid from the emergence point to the offshore.

Figure 7 synthesizes the curves of the sediment $\delta^{15}\text{N}$ for intermediate cell lengths. From 100 to 40 km, $\delta^{15}\text{N}$ progressively decreases. Initial values drop because the homogenization effect is less and less important. From 40 to 0 km, this drop of initial values continues but the rest of the curve takes higher values. This is due to the export of detritus, which is lighter than the rest of the system. For low sea level scenarios, this effect is more important and produces an increase in the final asymptotic value of detritus $\delta^{15}\text{N}$.

Sensitivity tests performed to study the influence of the export rate ω_D confirm the different impact of the export for the small and long cell length scenarios (Fig. 8). The difference depends on the timing between the maximum development of the biological variables and the export limit of the detritus. For short cell length scenarios, detritus $\delta^{15}\text{N}$ is not at equilibrium with the rest of the system beyond the recycling zone. Past this limit, light compounds are exported and the final value of the detritus $\delta^{15}\text{N}$ is higher. On the contrary, for long cell length scenarios, export inshore of the limit of the cell homogenizes the detritus and the detritus that comes out of the recycling zone has reached the equilibrium value. The export rate has a homogenization effect but does not act on the final $\delta^{15}\text{N}$ asymptotic value. Recycling percentages vary from 40 % (for an export rate ω_D of 0.2 d^{-1}) to 114 % (ω_D at 0.75 d^{-1}), as compared to the 87 % standard recycling rate.

For the model in the interglacial stage configuration (high sea level, cell length of 100 km, detritus export rate of 0.5 d^{-1}), the plateau value of 5.3 ‰ seems to be the maximum value that can be reached by the sediment $\delta^{15}\text{N}$. Whatever the position of the coring site relative to the coast, the sediment $\delta^{15}\text{N}$ predicted by the model ranges between 4.7 and 5.3 ‰. On the contrary, a glacial stage scenario, with a low stand sea level, provides lower values near the emergence point of the upwelling, around 0.8 ‰. This situation quickly evolves to reach higher values farther offshore, similar to the high sea level scenario, around 5.6 ‰.

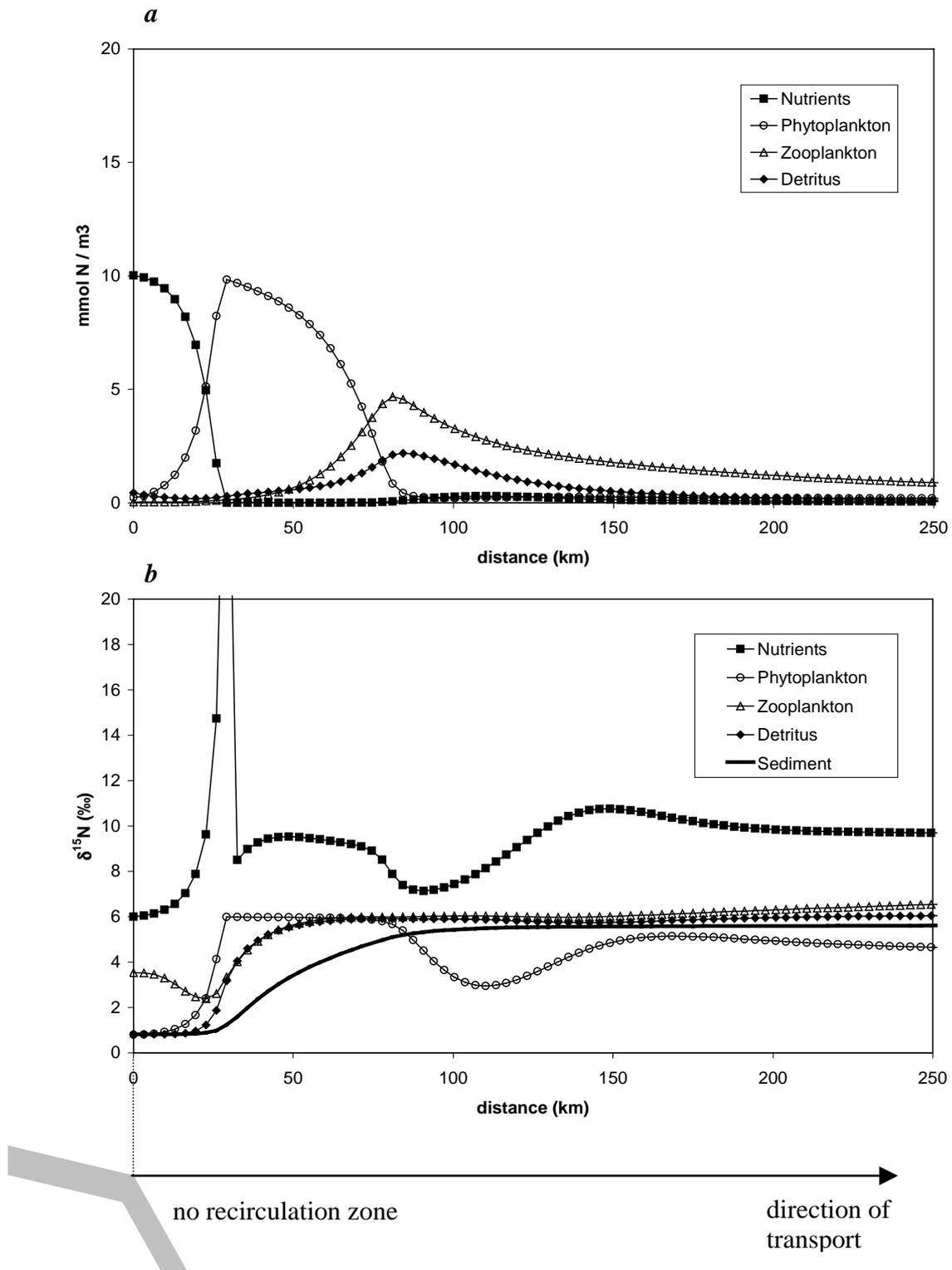


Figure 6. Evolution of the biological variables in a low sea level scenario. The cell length for the recirculation is 0 km. *a*: Evolution of the concentrations, in mmol N m^{-3} . *b*: Evolution of the $\delta^{15}\text{N}$, in ‰.

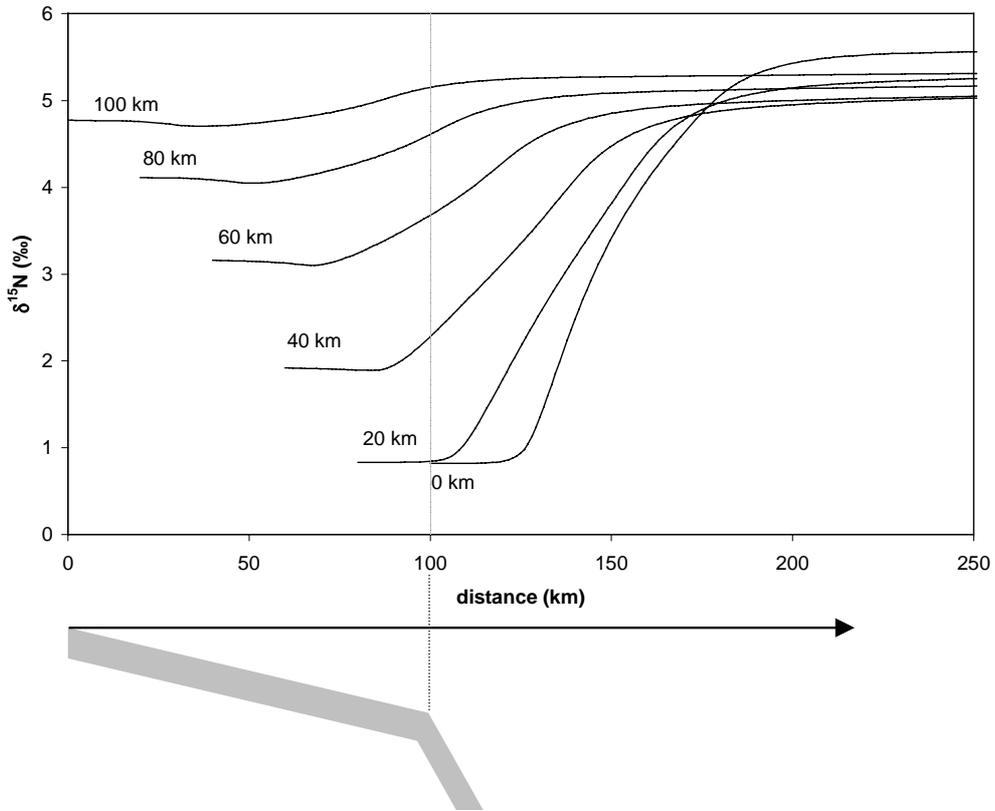


Figure 7. Sediment $\delta^{15}\text{N}$ curves for the different sea level scenarios. The recycling cell lengths (above each curve) range between 0 and 100 km. The origin point is the "actual coast point" (i.e. the upwelling emergence point) and x-axis is the distance offshore. The limit of recirculation is at 100 km.

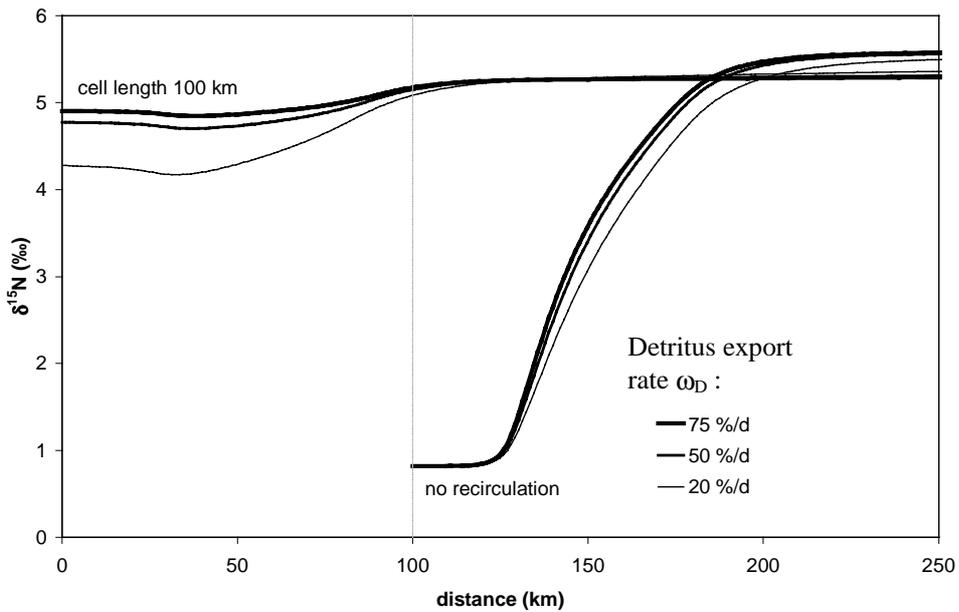


Figure 8. Influence of the export rate of detritus from the surface layer.

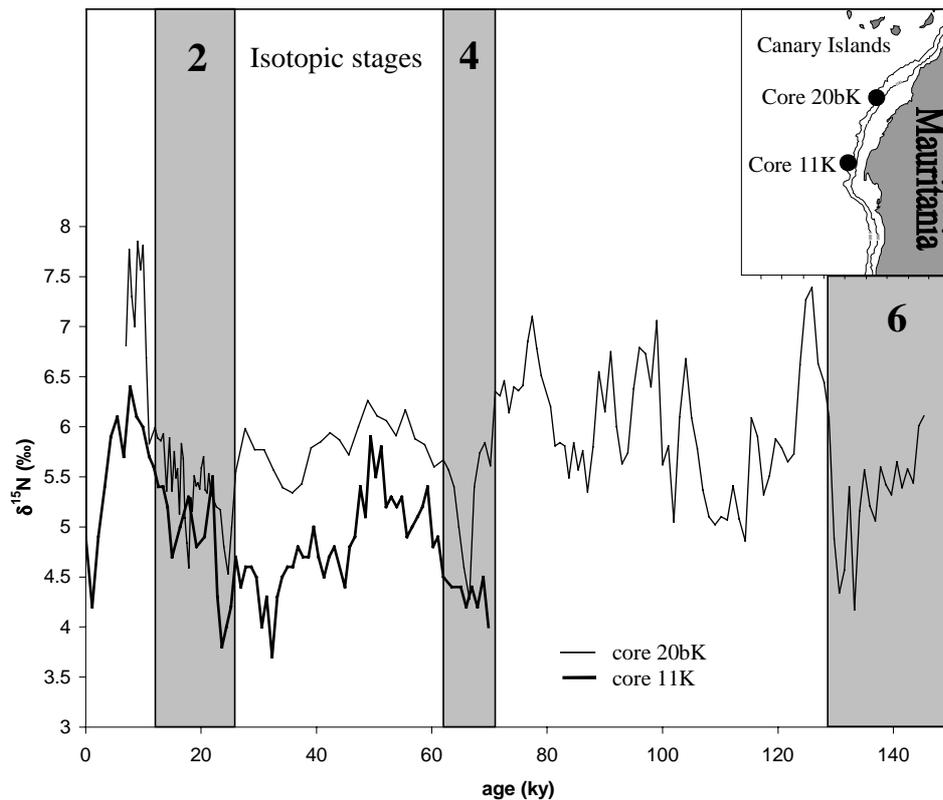


Figure 9. Evolution of $\delta^{15}\text{N}$ in the sedimentary cores 11K and 20bK (from Martinez, 1997).

c. Comparison with sediment data offshore of the Mauritanian upwelling

Figure 9 presents sediment $\delta^{15}\text{N}$ values obtained for two cores off Mauritania, collected during the SEDORQUA cruise. In both cores, the transition from glacial stage 2 to interglacial stage 1 is accompanied by an augmentation of the $\delta^{15}\text{N}$. This increase can be simulated by our model. During the low sea level scenario, the coring sites are close to the emergence point of the upwelling and correspond to the lower part of the sigmoid curve (Fig. 7, 0 km of recycling). Depending on the surface current speed and the sigmoid nature of the $\delta^{15}\text{N}$ curve, we can find a position on the curve to explain the lowest values, i.e. around 3.5 ‰. On the contrary, the high sea level scenarios of the model always induce higher values but not as high as the 7.5 ‰ observed in the data. However the model is sensitive to the boundary conditions imposed and in particular to the value of the inflow at the bottom offshore box. If we set the $\delta^{15}\text{N}$ of those injected nutrients to 8.2 ‰ (instead of 6 ‰), we may obtain a range for the sediment $\delta^{15}\text{N}$ between 3 ‰ and 7.9 ‰ (Fig. 10), in good agreement with observations. We therefore reproduce the $\delta^{15}\text{N}$ increase according to the sea level rise. Another alternative to yield the observed $\delta^{15}\text{N}$ values could be to include a diagenetic enrichment relative to the near surface-generated signal as invoked by Altabet and François (1994) in the southern ocean south of the polar front.

The highest values of $\delta^{15}\text{N}$ appear during the transition and not at the climatic optimum. The core 11K shows a $\delta^{15}\text{N}$ decrease after this maximum whereas the sea level continues to rise. To reconstruct such a feature with the model, the flat curves we obtain for high sea

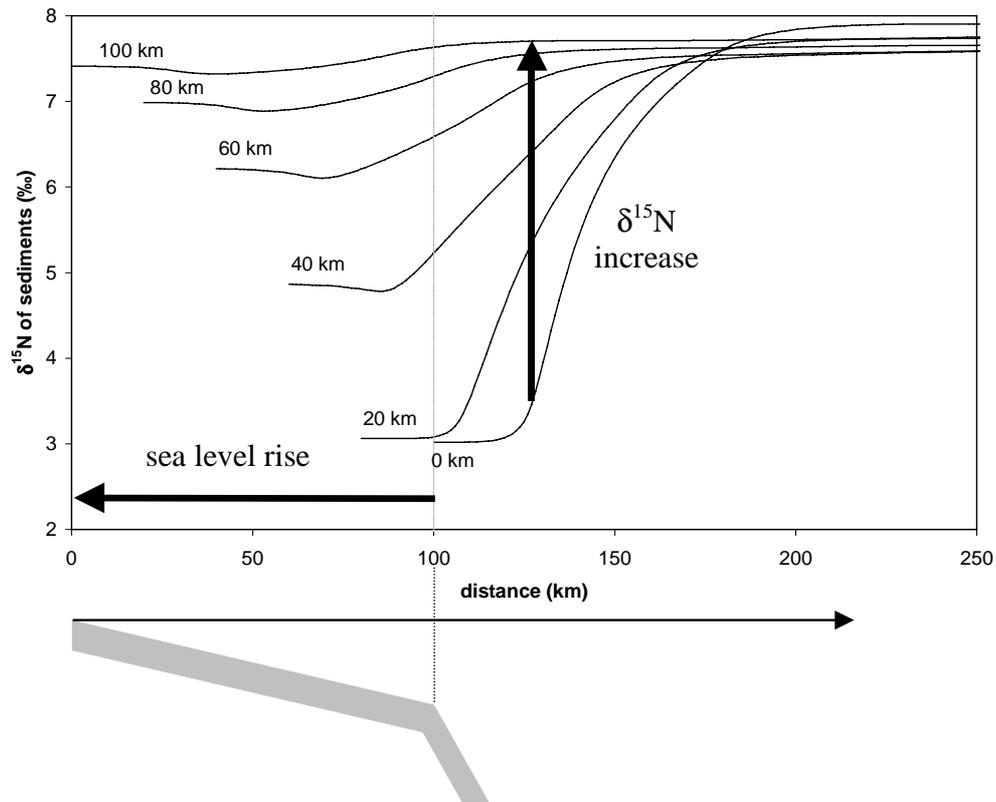


Figure 10. Sediment $\delta^{15}\text{N}$ curves for a nutrient inflow $\delta^{15}\text{N}$ set at 8.2 ‰. In comparison with Figure 7, this different input induces higher $\delta^{15}\text{N}$ values. The vertical arrow shows that for a determined coring site (relative to the actual emergence point, i.e. the origin of the x-axis) the translation of the $\delta^{15}\text{N}$ sediment curves, according to the sea level variations, can explain the increase of the $\delta^{15}\text{N}$ sedimentary record from the glacial to interglacial stages.

level must be lower than for some lower sea level. That is only the case for short cell length scenarios (i.e. low sea level) and the difference is not significant (0.5 ‰). With the present parameterization of the model, we can therefore reconstruct the upward slope of the curve during the glacial-interglacial transition, for both cores, but not the following decrease observed in many sites (Altabet *et al.*, 1995; Holmes *et al.*, 1997). Improvements can come with the modification of some forcing factors like surface current speed that may have changed along the glacial-interglacial periods.

Bertrand *et al.* (2000) have reproduced this drop after the maximum, using a less complex biological model, which did not integrate trophic levels. Here we show that this biological complexity is responsible for the particular behavior of the $\delta^{15}\text{N}$ sigmoid curve for low stand sea level scenarios. For the high sea level scenarios, as they did, we obtain a flat curve but with a high value, whereas they suggested lower values for high sea level conditions. With our model, only small cell length scenarios provide a decrease of sediment $\delta^{15}\text{N}$ with a rise of sea level. Maybe a more complex trophic chain would improve this possible drop of $\delta^{15}\text{N}$, by slowing down the mass transfer of nitrogen through the trophic levels.

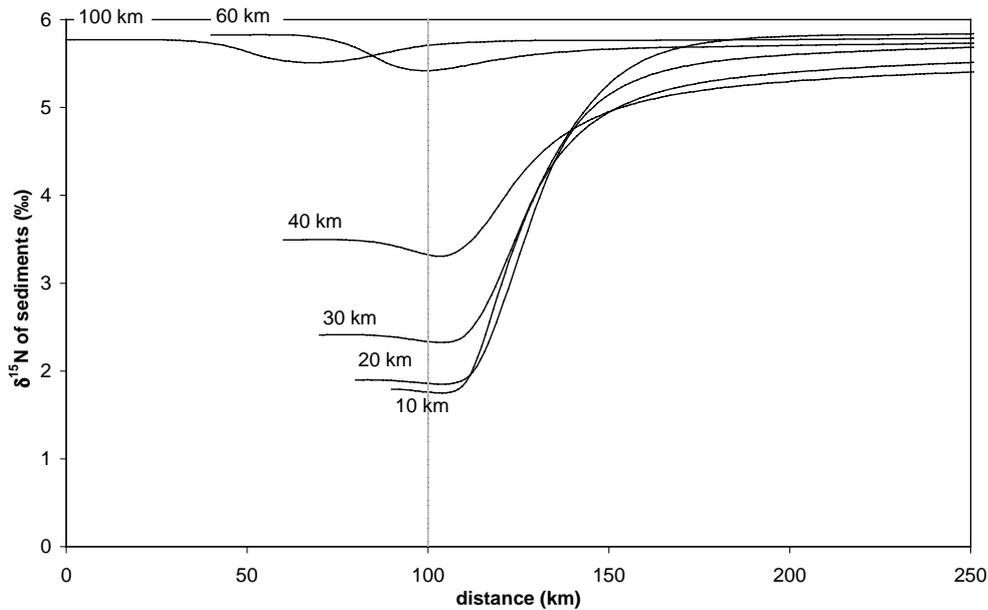


Figure 11. Sediment $\delta^{15}\text{N}$ curves for a recirculation configuration where export is higher in the shelf cell closure.

d. Effect of the shelf cell closure

In all previous runs, we neglected the closure of the continental shelf cell. However, the recirculation on the Mauritanian type shelf is a cell closed by vertical velocities at its offshore side (Fig. 3.a). We investigate here its influence on the isotopic signature of detritus. In this configuration, to remain consistent with the standard recycling rate, we simply impose a spatial heterogeneity of the export rate. At the offshore side cell, ω_D is increased to 0.75 d^{-1} to simulate vertical velocities and kept constant at 0.2 d^{-1} all along the offshore transect.

We obtain the same kind of $\delta^{15}\text{N}$ sigmoid curves for low sea level scenarios and flat $\delta^{15}\text{N}$ curves for high sea level scenarios (Fig. 11). This cell closure increases the homogenization effect for the beginning of the $\delta^{15}\text{N}$ curves but it does not change the possible interpretation about the increasing $\delta^{15}\text{N}$ during the sea level rise.

The location of the cell closure according to the emergence of the upwelling plays an important role on the recirculation of the nutrients. The timing of the maximum planktonic growth with respect to the location of this front will not be the same if the front moves with the upwelling intensity or is at a fixed point upon the shelf break. This can be resolved by further understanding of the coastal upwelling systems as well as by a numerical study with a coupled model.

5. Conclusion

The simulation of the $\delta^{15}\text{N}$ variables in a simple NPZD biological model is possible using basic equations of isotope fractionation during photosynthesis and zooplankton excretion processes. In an upwelling configuration, with a development of the biology beginning with a strong input of nutrients and an evolution from an eutrophic to an

oligotrophic situation, the behavior of the $\delta^{15}\text{N}$ depends on the mass transfer of the nitrogen isotopes along the trophic chain. The resulting evolution curve for the sediment $\delta^{15}\text{N}$ is a sigmoid curve from the upwelling emergence point to the offshore, in the case of a narrow continental shelf recirculation, i.e. for low sea level scenarios as in the glacial periods. For the long continental cell length, the recirculation provides a homogenization effect, which leads to a flat $\delta^{15}\text{N}$ curve. These different curves for glacial and interglacial periods allow the reconstruction of the increase observed in core sediment $\delta^{15}\text{N}$ of the Mauritanian upwelling, without considering any diagenetic enrichment or nitrogen fixation / denitrification processes. Further work will couple our NPZD- $\delta^{15}\text{N}$ biological model with a primitive equation circulation model allowing us to test palaeoceanographic and palaeoclimatic scenarios for coastal upwelling areas.

Acknowledgments. We thanks here both anonymous reviewers for their very useful and constructive comments. Support for this work was provided by the Centre National de la Recherche Scientifique through the LEGOS and Groupement De Recherche (GDR 1187) PALEOPRO and by a grant from the Ministère de la Recherche through the UMR 5805 EPOC. Isotopic data were collected during the SEDORQUA oceanographic cruise on the Suroi and measured in the University of Vancouver (T. Pedersen, S. Calvert).

REFERENCES

- Allredge, A. L. and C. Gotschalk. 1988. In situ settling behavior of marine snow. *Limnology Oceanography*, 33, 339-351.
- Altabet, M. A. 1988. Variations in nitrogen isotopic composition between sinking and suspended particles: implications for nitrogen cycling and particle transformation in the open ocean. *Deep Sea Research*, 35, 535-554.
- Altabet, M. A. and W. B. Curry. 1989. Testing models of past ocean chemistry using foraminifera $15\text{N}/14\text{N}$. *Global Biogeochemical Cycles*, 3, 107-119.
- Altabet, M. A. and R. François. 1994. Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization. *Global Biogeochemical Cycles*, 8, 103-116.
- Altabet, M. A., R. François, D. W. Murray and W. L. Prell. 1995. Climate-related variations in denitrification in the Arabian Sea from sediment $15\text{N}/14\text{N}$ ratios. *Nature*, 373, 506-509.
- Babin, M., A. Morel, H. Claustre, A. Bricaud, Z. Kolber and P. G. Falkowski. 1996. Nitrogen- and irradiance-dependent variations of the maximum quantum yield of carbon fixation in eutrophic, mesotrophic and oligotrophic marine systems. *Deep - Sea Research Part I - Oceanographic Research Papers*, 43, 1241-1272.
- Bertrand, P., P. Martinez, S. Calvert, T. Pedersen and G. Shimmield. in press. Sea level impact on nutrient cycling in coastal upwelling areas during deglaciation: evidence from nitrogen isotopes. *Global Biogeochemical Cycles*.
- Calvert, S. E., C. A. Baturin-Pollock, J. W. Farrell, R. S. Ganeshram, T. F. Pedersen, N. A. D. Waser and J.-P. Wu. 1995. Nitrogen isotopes ratios in sedimentary organic matter as a proxy for nutrient utilization and palaeoproductivity. In: Grimalt and Dorronsoro (Editors), *Organic Geochemistry: Developments and applications to energy climate, environments and human history*, pp. 880-881.
- Calvert, S. E., B. Nielsen and M. R. Fontugne. 1992. Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels. *Nature*, 359, 223-225.
- Checkley, D. M. J. and C. A. Miller. 1989. Nitrogen isotope fractionation by oceanic zooplankton. *Deep-Sea Research*, 36, 1449-1456.

- Chen, D. and D.-P. Wang. 1990. Simulating the time-variable coastal upwelling during CODE 2. *Journal of Marine Research*, 48, 335-358.
- DeNiro, M. J. and S. Epstein. 1980. Influence of diet on the distribution of nitrogen isotopes in animals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, 341-351.
- Evans, G. 1999. The role of local models and data sets in the Joint Global Ocean Flux Study. *Deep Sea Research I*, 46, 1369-1389.
- Falkowski, P. G. 1997. Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of CO₂ in the ocean. *Nature*, 387, 272-275.
- Farrell, J. W., T. F. Pedersen, S. E. Calvert and B. Nielsen. 1995. Glacial-interglacial changes in nutrient utilization in the Equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 377, 514-517.
- Fogel, M. L. and L. A. Cifuentes. 1993. Isotope Fractionation during Primary Production. In: Engel, M. H. and A. Macko (Editors), *Organic Geochemistry*. Plenum Press, New York, pp. 861.
- Fraga, F. 1974. Distribution des masses d'eau dans l'upwelling de mauritanie. *Tethys*, 6, 5-10.
- François, R., M. A. Altabet and L. H. Burckle. 1992. Glacial to interglacial changes in surface nitrate utilization in the indian sector of the southern ocean as recorded by sediment $\delta^{15}N$. *Paleoceanography*, 7, 589-606.
- Ganeshram, R. S., T. F. Pedersen, S. E. Calvert and J. W. Murray. 1995. Large changes in oceanic nutrient inventories from glacial to interglacial periods. *Nature*, 376, 755-758.
- Holmes, M. E., P. J. Müller, R. R. Schneider, M. Segl, J. Pätzold and G. Wefer. 1996. Stable nitrogen isotopes in Angola Basin surface sediments. *Marine Geology*, 134, 1-12.
- Holmes, M. E., P. J. Müller, R. R. Schneider, M. Segl and G. Wefer. 1998. Spatial variations in euphotic zone nitrate utilization based on $\delta^{15}N$ in surface sediments. *Geo-Marine Letters*, 18, 58-65.
- Holmes, M. E., R. R. Schneider, P. J. Müller, M. Segl and G. Wefer. 1997. Reconstruction of past nutrient utilization in the eastern Angola Basin based on sedimentary $^{15}N/^{14}N$ ratios. *Paleoceanography*, 12, 604-614.
- Jacques, G. and P. Tréguer. 1986. *Ecosystèmes pélagiques marins*. Masson, 243 pp.
- Liu, K.-K. and I. R. Kaplan. 1989. The eastern tropical Pacific as a sources of ^{15}N -enriched nitrate in seawater off southern California. *Limnology Oceanography*, 34, 820-830.
- Martinez, P. 1997. Paléoproduktivités du système d'upwellings nord-ouest africain et variations climatiques au cours du Quaternaire terminal. PhD Thesis, Bordeaux I, 297 pp.
- Martinez, P., P. Bertrand, S. E. Calvert, T. F. Pedersen, G. B. Shimmield and E. Lallier-Vergès. submitted. Spatial variations in nutrient utilization, production and diagenesis in the sediments of coastal upwelling regime (NW Africa): Implications for palaeoceanographic record. *Journal of Marine Research*.
- Minagawa, M. and E. Wada. 1984. Stepwise enrichment of ^{15}N along food chains: Further evidence and the relation between $\delta^{15}N$ and animal age. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1135-1140.
- Minas, H. J., L. A. Codispoti and R. C. Dugdale. 1982. An analysis of production-regeneration system in the coastal upwelling area off NW Africa based on oxygen, nitrate and ammonium distributions. *Journal of Marine Research*, 40, 615-641.
- Mittelstaedt, E. 1991. The ocean boundary along the northwest Africa coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography*, 26, 307-355.
- Montoya, P. 1994. Nitrogen isotope fractionation in the modern ocean: implication for sedimentary record. In: Zahn, R. (Editor), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*, Berlin Heidelberg, pp. 259-279.
- Neumann, G. 1968. *Ocean currents*, 4. Elsevier publishing company, Amsterdam - London - New York, 351 pp.

- Oschlies, A. and V. Garçon. 1998. Eddy-induced enhancement of primary production in a model of North Atlantic Ocean. *Nature*, 394, 266-269.
- Oschlies, A. and V. Garçon. 1999. An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic - 1. Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics. *Global Biogeochemical Cycles*, 13, 135-160.
- Pietrafesa, L. J. 1983. Shelfbreak circulation, fronts and physical oceanography: east and west coast perspectives. In: Stanley, D. J. and G. T. Moore (Editors), *The shelfbreak: critical interface on continental margins*. Society of economic paleontologists and mineralogists, Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 233-250.
- SCOR, W. G. 1975. Report of the second meeting on coastal upwelling processes. 10, *Proc. Sci. Com. Oceanic Res.*, Kiel F.R.G.
- Smith, R. L. 1995. The Physical Processes of Coastal Ocean Upwelling Systems. In: Summerhayes, C. P., K.-C. Emeis, M. V. Angel and B. Zeitschel (Editors), *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*, pp. 39-64.
- Steele, J. H. and E. W. Hederson. 1992. The role of predation in plankton models. *Journal of Plankton Research*, 14, 157-172.
- Voss, M., M. A. Altabet and B. Vonbodungen. 1996. $\delta^{15}\text{N}$ in sedimenting particles as indicator of euphotic-zone processes. *Deep - Sea Research Part I - Oceanographic Research Papers*, 43, 33-47.
- Waser, N. A. D., P. J. Harrison, B. Nielsen, S. E. Calvert and D. H. Turpin. 1998. Nitrogen isotope fractionation during the uptake and assimilation of nitrate, nitrite, ammonium and urea by a marine diatom. *Limnology and Oceanography*, 43, 215-224.
- Wefer, G. and G. Fischer. 1993. Seasonal patterns of vertical particle flux in equatorial and coastal upwelling areas of the eastern Atlantic. *Deep-Sea Research I*, 40, 1613-1645.
- Werner, F. E. 1987. A numerical study of secondary flows over continental shelf edges. *Continental Shelf Research*, 7, 379-409.

Received: 10 August, 1999; revised: 7 March, 2000.

2.4.3 Résumé / Conclusions

Cette étude nous permet de confirmer que la modélisation des isotopes de l'azote en système d'upwelling côtier est concluante pour reproduire les tendances du signal sédimentaire, mais apporte aussi des conclusions sur divers mécanismes.

. *L'upwelling côtier : frontières et état d'équilibre*

Les sorties sédimentaires obtenues à partir du modèle sont calculées pour chaque situation de niveau marin. Quel point commun entre toutes ces situations ?

Chaque courbe, présentant le $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire depuis la côte vers le large, est en fait obtenue lorsque l'upwelling est à l'état d'équilibre, équilibre physique et biologique. De façon à ne pas enregistrer un état transitoire et d'ajustement du modèle, il nous faut attendre que le système soit à l'équilibre d'un point de vue du bilan de masse en azote.

Ce qui s'exprime aussi par le fait que l'azote entrant dans le système avec les eaux profondes sous forme de nitrate, sort du système par l'advection des eaux de surface en régime oligotrophique, c'est à dire, avec peu de nutriments, de phytoplancton et de zooplancton, mais un stock important de détritus.

L'upwelling peut alors se voir comme une succession d'événements allant de la résurgence des eaux profondes riches en nutriments à l'advection vers le large d'un système devenu oligotrophique. Quel que soit le niveau marin, et donc quelle que soit la configuration de la marge, on peut retrouver ces situations en amont et en aval du phénomène d'upwelling et s'en servir comme limites. La limite amont, qui est l'entrée des eaux profondes, est une source en azote pour notre système, tandis que la frontière avale, position offshore où le système biologique est oligotrophe, est un puits. Considérant que la fraction des détritus définitivement fossilisée est infime à l'échelle saisonnière ou annuelle, cette voie ne constitue pas un puits pour l'azote dans notre système régional.

La différence qui existe alors entre les situations de haut et de bas niveau marin est la quantité d'azote mise en jeu dans le cycle biologique sur la plate-forme continentale, lorsque celle-ci existe, et la façon dont cet azote est recyclé, utilisé au sein du réseau trophique. Cette remarque souligne l'importance de cette plate-forme continentale selon les trois points qui sont commentés par la suite :

- Par son effet de recyclage, l'upwelling va induire une forte concentration en azote sur la plate-forme ou l'arrivée des nutriments en surface lorsqu'il n'y a pas de plate-forme (situation de bas niveau marin). La compréhension des mécanismes de fraction-

nement qui accompagnent ce développement biologique passe par le suivi des transferts d'azote d'un compartiment à l'autre.

- Par son effet de recyclage, il y a homogénéisation du signal, ce qui ne semble pas être le cas en situation de bas niveau marin.
- Par son extension, la présence de la plate-forme continentale favorise une forte production biologique, conduisant à de forts taux de sédimentation sur le talus continental, conditions favorables à l'enregistrement sédimentaire.

. *Suivi des isotopes dans le réseau trophique*

Le schéma simple de recirculation d'upwelling utilisé permet de mettre en évidence la bonne représentation par le modèle biologique de la succession des conditions eutrophes, mésotrophes et oligotrophes. Ce travail confirme qu'il est possible de reproduire et de suivre les transferts de l'azote et de ses isotopes, qui ont lieu entre les composantes biologiques, en utilisant les équations de base du fractionnement isotopique de la photosynthèse et de l'excrétion du zooplancton. Dans un contexte d'upwelling, c'est-à-dire avec une initialisation du développement biologique par un apport de nutriments en surface et une évolution depuis ces conditions eutrophes vers une situation oligotrophe, le comportement du signal $\delta^{15}\text{N}$ dépend de et s'interprète selon le transfert de masse des isotopes de l'azote au sein de la chaîne trophique.

Ainsi, le transfert de masse des nutriments vers le phytoplancton s'accompagne dans un premier temps d'un fractionnement des isotopes. La fraction restante des nutriments s'alourdit progressivement en $\delta^{15}\text{N}$ au fur et à mesure du développement du phytoplancton, ce qui est le principe du fractionnement de Rayleigh. Mais cette phase de fractionnement devient inopérante et obsolète dès lors que toute la masse de nutriment se retrouve dans le compartiment phytoplanctonique. A ce moment, le phytoplancton possède la valeur isotopique des nutriments dont ils sont issus. On voit alors l'importance des nitrates sources qui sont advectés sur la plate-forme continentale par le phénomène d'upwelling, car ils vont non seulement initier le développement biologique, mais aussi transmettre leur valeur isotopique au réseau trophique.

Ce transfert de masse et d'isotopes se réédite lors du saut trophique de phytoplancton à zooplancton et le phénomène de transfert de signal isotopique se reproduit dans une moindre mesure étant donné que la consommation du phytoplancton est rarement complète. Enfin, le stock de détritus étant issu du phytoplancton et du zooplancton, son signal isotopique est un reflet des processus amont dans la chaîne trophique.

Le point important est que le transfert de masse d'un compartiment biologique à un autre n'est jamais total et instantané. C'est cet échelonnement temporel, et donc spatial, du transfert des isotopes qui va induire un changement dans le signal $\delta^{15}\text{N}$ des détritiques depuis la côte vers le large. Et c'est cette variable "détritiques" qui est prépondérante car elle est à l'origine de l'enregistrement sédimentaire.

Enfin, ce travail nous a permis de vérifier l'efficacité des équations de fractionnement implémentées dans le modèle biologique initial pour la simulation du saut de $\delta^{15}\text{N}$ accompagnant les sauts trophiques. Ainsi l'équation de fractionnement isotopique associé à l'excrétion du zooplancton permet de reproduire dans les premiers temps le saut d'environ 3.4 ‰ observé entre phytoplancton et zooplancton.

. *Rôle de la cellule de recirculation de l'upwelling*

Le rôle de la cellule de recirculation de l'upwelling est double. Premièrement, elle permet un recyclage de l'azote et donc augmente la concentration en nutriments au point d'émergence. De plus elle a un effet d'homogénéisation des signaux isotopiques sur le transect côte - large. Cette homogénéisation se fait essentiellement par la voie des détritiques qui sédimentent dans la colonne d'eau et subissent en partie la reminéralisation. Ainsi sur la plate-forme continentale, le signal isotopique des détritiques, donc des sédiments, apparaît pratiquement constant. Ce signal sera ensuite transféré sur le talus continental par la remobilisation des sédiments de plate-forme.

. *Aptitude à l'enregistrement sédimentaire*

Toutefois, d'un point de vue sédimentologique, il existe une importante différence entre les configurations de haut et bas niveau marin. En l'absence de plate-forme continentale, c'est-à-dire en situation de bas niveau marin, les détritiques formés lors du développement biologique au sein de l'upwelling sont exportés vers l'océan ouvert. Ce système semble alors peu propice à la sédimentation près de la côte ou sur le talus, site de prélèvement des carottes. A l'inverse, la présence de la plate-forme continentale fait de la marge Mauritanienne actuelle une zone où les détritiques vont pouvoir s'accumuler, d'abord sur la plate-forme puis sur le talus continental, par resuspension et transport. Les effets de ces processus sédimentaires, qui ne sont pas pris explicitement en compte dans notre modèle, sont discutés en section 4.4.

. *Conclusion*

Cette première étude, qui est l'application du modèle biologique NPZD- $\delta^{15}\text{N}$ dans un contexte d'upwelling idéalisé, confirme qu'il est possible de reproduire et de suivre les

transferts d'azote qui ont lieu entre les composantes biologiques au niveau de la cellule de recirculation de l'upwelling et de générer ainsi un signal $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire comparable aux données des carottes. Ayant ainsi confirmation que les processus de fractionnement isotopique apparaissant au sein du réseau trophique sont modélisables et responsables d'une partie du signal isotopique enregistré dans les sédiments, il est possible de coupler ce modèle biologique avec un modèle de circulation océanique plus réaliste.

Enfin, la bathymétrie de la marge (interaction entre la topographie et le niveau marin), par son action sur la circulation de l'upwelling, a bien un rôle prépondérant dans la formation du signal $\delta^{15}\text{N}$. Le changement de l'extension de la cellule de recirculation produit des courbes de $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaires différentes. Au premier ordre, il existe une relation entre l'augmentation du niveau marin et le signal $\delta^{15}\text{N}$ résultant observé ou mesuré sur le talus continental.

2.5. Evolutions du modèle biologique

Cette première étude nous a permis de confirmer que le modèle biologique à quatre variables d'état (NPZD) que nous avons retenu est satisfaisant pour la représentation du réseau trophique en système d'upwelling et le suivi des isotopes de l'azote. Nous sommes toutefois en droit de nous interroger sur les améliorations éventuelles que pourraient apporter des représentations plus complexes du système biologique.

2.5.1 Type de nutriments

La forme prédominante de l'azote inorganique dissous dans l'océan étant les nitrates, nous les avons considérés comme unique nutriment. Ce qui a pour conséquence d'en faire l'élément limitant du développement biologique, mais détermine aussi le type de fractionnement isotopique associé à l'assimilation des nutriments par le phytoplancton (section 2.2.2 et 2.3.1).

Les nitrates sont effectivement considérés comme l'élément limitant pour la biologie aux échelles de temps courtes (Tyrrell, 1999). Mais il existe d'autres formes azotées disponibles pour l'assimilation phytoplanctonique, notamment en contexte d'upwelling côtier. Il s'agit essentiellement de l'ammonium ou des nitrites. Le fractionnement isotopique associé à l'assimilation de ces formes azotées diffère fortement de celui associé à l'assimilation des nitrates. Alors que le facteur d'enrichissement (ϵ) associé à l'assimilation des nitrates par les diatomées est de 5.2 ‰, il est respectivement de 0.9 ‰ et de 20 ‰ pour les nitrites et l'ammonium (Waser *et al.*, 1998).

La présence d'ammonium dans les eaux de la résurgence de Mauritanie peut retarder l'utilisation des nitrates comme source d'azote minéral (Jacques et Tréguer, 1986) et modifier le signal $\delta^{15}\text{N}$ du fait du facteur de fractionnement différent. Toutefois, l'ammonium ne va se retrouver que dans la partie la plus côtière de la cellule de recirculation et son utilisation est vite totale, avant de laisser place aux nitrates. C'est cette utilisation totale et rapide du stock d'ammonium près de la côte qui justifie de ne pas les inclure dans le réseau trophique. En effet, quel que soit le facteur d'enrichissement associé à l'assimilation de l'ammonium, une fois que tout a été consommé par le phytoplancton, ce facteur d'enrichissement est obsolète étant donné que l'azote 15 et l'azote 14 initialement sous forme d'ammonium se retrouvent indifféremment et totalement dans le stock phytoplanctonique. L'effet de fractionnement n'a eu lieu que sur une courte période et est localisé près de la côte (Figure 2.3). Cela n'aura pas de conséquence sur l'évolution plus au large du $\delta^{15}\text{N}$ du réseau trophique. Le réservoir ammonium peut donc être confondu avec le stock de nitrates, de façon à tenir compte de leur présence sur le décalage du $\delta^{15}\text{N}$ initial. Par la suite, la consommation des nitrates se faisant plus lentement et sur une plus grande distance, cela assure une hétérogénéité du signal $\delta^{15}\text{N}$, ce qui fait son intérêt.

Enfin, il faut garder à l'esprit que l'insertion explicite de l'ammonium dans le modèle biologique rendrait beaucoup plus complexe ce dernier, pour les liens entre variables d'état et la paramétrisation, mais surtout augmenterait significativement le temps de calcul. La prise en considération de l'ammonium permettrait sûrement l'étude de processus fins, par exemple sur le réseau trophique et la circulation près de la côte, mais non fondamentaux pour notre problématique sur l'ensemble de la marge.

2.5.2 Complexité du réseau trophique

Suite à l'assimilation des nutriments lors de la photosynthèse, nous avons limité le réseau trophique à une classe de phytoplancton et une classe de zooplancton pour les raisons de simplicité du modèle évoquées précédemment.

La modélisation de la succession des populations de phytoplancton (coccolithes, diatomées...) ou de zooplancton nécessite une connaissance plus spécifique des conditions de développement. A cela s'ajoute la difficulté d'associer les facteurs de fractionnement qui sont mal connus, malgré certaines études sur des espèces particulières (Montoya, 1994).

La simulation de niveaux trophiques plus complexes apporterait sûrement un échelonnement du transfert d'azote plus précis entre les variables biologiques lors de l'advection vers le large des masses d'eaux superficielles. Selon notre interprétation de la formation du signal

$\delta^{15}\text{N}$, l'ajout d'un niveau trophique supplémentaire (par exemple un compartiment de zooplancton carnivore) devrait "retarder" le transfert d'azote dans le réseau trophique et donc modifier légèrement la position du signal isotopique dans les sédiments par rapport à la côte.

Toutefois, cet effet devrait être négligeable dans la mesure où le modèle NPZD a pour premier objectif de représenter la dynamique de la somme des populations biologiques. Diviser le compartiment "zooplancton" en deux classes distinctes, ou plus, ne devrait pas changer la masse en azote représentée par ce stock global, quel que soit l'endroit et le moment (Figure 2.4). Il n'y a donc pas ou peu de différence dans la séquestration des isotopes de l'azote. Par conséquent, le signal isotopique devrait être quasiment identique au sein du zooplancton et lors de la formation des détritiques.

A l'inverse, il eut été envisageable de se limiter à un modèle NPD, c'est-à-dire sans zooplancton. En effet, nombre d'études sur la formation du signal $\delta^{15}\text{N}$ font une simple corrélation entre le taux d'utilisation des nitrates en surface avec le $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire (e.g. Holmes *et al.*, 1998). Ne considérer que le taux d'utilisation des nitrates revient à ne pas prendre en compte la dynamique de population et de transfert d'azote qui se déroule après l'assimilation photosynthétique. Seul le fractionnement isotopique associé à la photosynthèse semble considéré. Ces études portent généralement sur des zones de l'océan ouvert, c'est-à-dire sans tenir compte d'une dynamique physique particulière (Voss *et al.*, 1996; Sigman *et al.*, 1999), ou bien au niveau de l'upwelling équatorial (Altabet and François, 1994).

Aux vues de notre modélisation et de nos interprétations, il semble que nous ne puissions pas négliger l'effet du zooplancton dans le processus de formation du signal $\delta^{15}\text{N}$ dans une zone dynamique comme celle d'un upwelling côtier. Le zooplancton agit non seulement comme un réservoir retardant le transfert des isotopes de l'azote dans le réseau trophique, mais il est en plus en cause dans certains processus de fractionnement (excrétion, formation des pelotes fécales ...).

Enfin, concernant le compartiment détritique, le fait de ne considérer là aussi qu'un seul compartiment nous oblige à ne leur appliquer qu'une seule taille de particule, donc une seule et même vitesse de chute dans la colonne d'eau. Or dans un système eutrophe comme celui de l'upwelling côtier, les détritiques peuvent se présenter sous forme de gros agglomérats, qui seront rapidement exportés vers le fond (Alldredge and Gotschalk, 1988; Wefer and Fischer, 1993). Plus au large, les conditions oligotrophiques devraient produire des particules détritiques de plus petite taille, qui vont sédimenter plus lentement dans la colonne d'eau. Ces

comportements différents peuvent avoir un impact non négligeable sur le recyclage de l'azote et de ses isotopes.

Considérer deux classes de particules, ou plus, de tailles différentes, et donc avec des vitesses de chute différentes, serait certainement une amélioration à apporter au modèle biologique ultérieurement. Ceci n'a pas été considéré pour l'instant pour les mêmes raisons de simplicité du modèle que précédemment. Il faudrait toutefois savoir s'il est opportun de raffiner cet aspect en gardant un réseau trophique simple, c'est-à-dire avec une seule classe de phytoplancton et de zooplancton, car le type de neige marine produite dépendra des dynamiques de populations. Il faudrait alors considérer plusieurs populations de l'un et l'autre. Auquel cas le modèle deviendrait vite trop complexe pour être utilisé pour notre type d'étude, avec les moyens de calculs actuels.

2.5.3 Colimitation par le fer

Dans sa formulation de la photosynthèse et de la croissance du phytoplancton, le modèle biologique que nous utilisons ne prends pas en compte l'influence de la présence ou de l'absence de fer. Or il s'agit là d'un paramètre intervenant sur la production primaire. En particulier, des apports atmosphériques de fer vers l'océan de surface lors des périodes glaciaires auraient pu fertiliser certaines zones de l'océan et augmenter ainsi la production primaire. Entre autre, ce mécanisme aurait participé à la baisse du CO₂ atmosphérique par son piégeage dans l'océan profond par la voie de la production primaire océanique (Watson et Lefevre, 1999).

La prise en compte de la colimitation de la production primaire par la disponibilité en fer nécessiterait une recalibration du modèle biologique de façon à ajuster le taux de croissance maximum actuel en fonction de la disponibilité en fer. Même si l'implémentation de ce genre de formulation est assez simple, la calibration des nouveaux paramètres constitue un travail en soi, hors de propos pour cette étude, nécessitant un grand nombre de données.

Cet aspect serait donc important à considérer ultérieurement, notamment pour les différences de productivité entre périodes glaciaires et interglaciaires.

La disponibilité en fer joue aussi un rôle sur la fixation de l'azote par les organismes diazotrophes : il a été montré que l'ajout de fer stimulait la fixation d'azote par *Trichodesmium spp.* (Paerl *et al.*, 1994; Lenton et Watson, 2000). On peut donc s'attendre à ce que des changements dans les apports en fer à l'océan de surface aient pu modifier les stocks de nitrates et leur signature isotopique à l'échelle glaciaire - interglaciaire. Ce changement de

caractéristiques des nitrates de l'océan global a déjà fait l'objet d'une discussion lors de la présentation des phénomènes de fixation d'azote et de dénitrification (section 2.2.1).

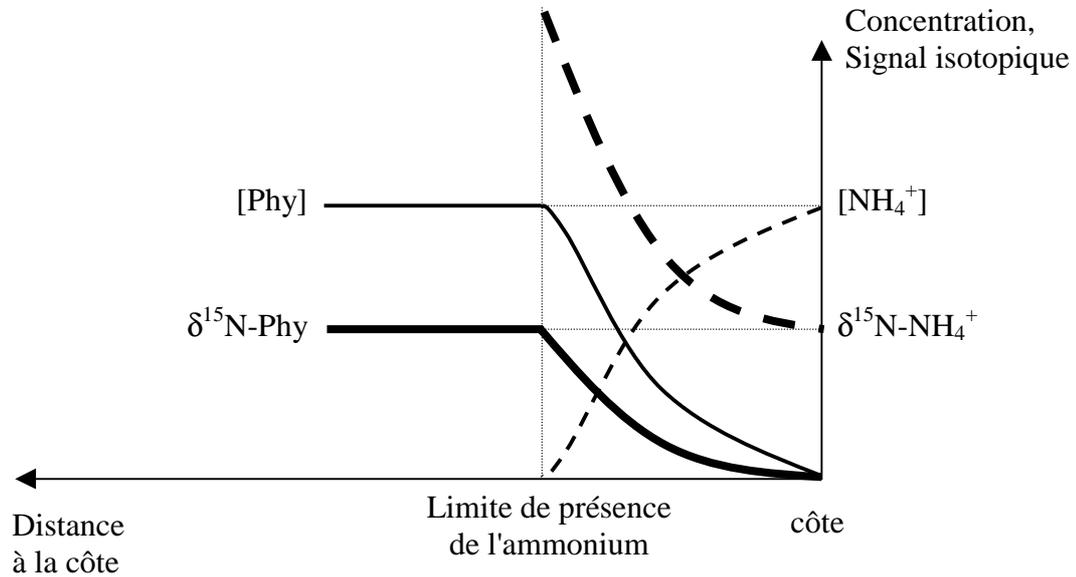


Figure 2.3 : Restriction de l'ammonium et effet de fractionnement sur le phytoplancton. $[Phy]$ et $[NH_4^+]$ sont les concentrations en phytoplancton et en ammonium (sans unité). $\delta^{15}N-Phy$ et $\delta^{15}N-NH_4^+$ sont les valeurs isotopiques correspondantes.

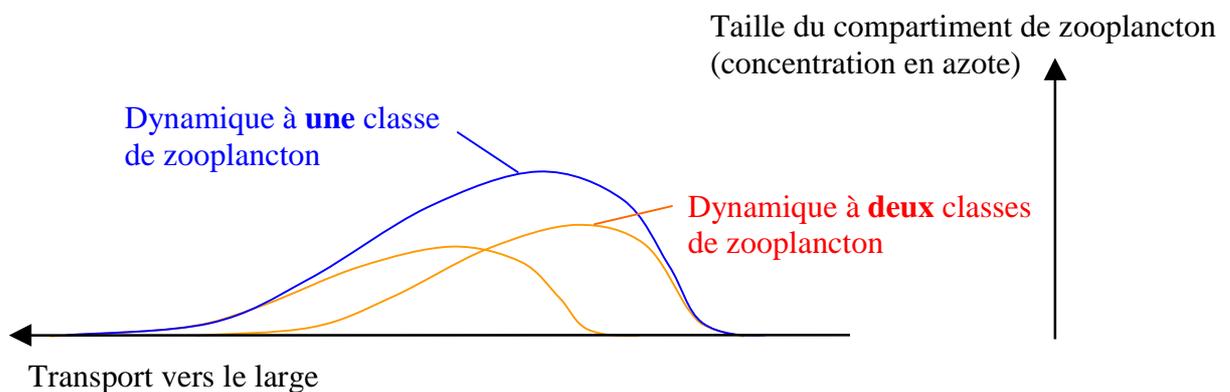


Figure 2.4 : Schéma de comparaison entre une dynamique à une classe de zooplancton et une dynamique à deux classes de zooplancton. Après la décroissance du zooplancton, quelle que soit la dynamique choisie, le bilan en transfert d'azote est équivalent. La quantité d'azote 14 et d'azote 15 présent dans ce réservoir ne différant pas, le $\delta^{15}N$ final des détritiques issus de ce zooplancton devrait être inchangé.

2.5.4 Conclusion

Les évolutions du modèle biologique évoquées précédemment sont un ensemble d'améliorations susceptibles de rendre plus précise la modélisation des flux d'azote. D'une manière générale, le choix de ces améliorations rejoint le dilemme habituel de la modélisation, à savoir le compromis entre le réalisme, la représentativité et la souplesse du modèle en terme de temps de calcul.

Il ne s'agit pas seulement d'aller au plus compliqué, même dans la limite techniquement acceptable, mais bien de répondre à la question scientifique initiale. En l'occurrence, il semble que le modèle NPZD, malgré sa simplicité apparente, soit adapté au problème de l'upwelling côtier et que les équations de fractionnement que nous avons ajoutées répondent à la simulation du signal $\delta^{15}\text{N}$.

Chapitre 3

Circulation de l'upwelling côtier et modèle physique



Chapitre 3. Circulation de l'upwelling côtier et modèle physique

3.1. Objectifs et critères de sélection

3.1.1 Type de modèle

L'objectif premier du modèle de circulation océanique que nous allons utiliser est de représenter de façon la plus réaliste possible les caractéristiques de l'upwelling côtier. Il s'agit avant tout des champs de températures, utilisés pour les conditions de développement du phytoplancton (cf. Tableau 2.1) et des vitesses des courants, donnant l'information nécessaire pour l'advection des champs biologiques et donc pour connaître leur répartition. A cela s'ajoute bien sûr une liste d'autres paramètres physiques essentiels tels que la salinité, participant à la circulation thermohaline (THC), ou bien encore la turbulence, les coefficients de diffusivité, etc.

Dans la description qui vient d'être faite apparaît implicitement la notion de couplage entre le modèle physique et le modèle biologique. Les champs biologiques seront pris en compte par les équations d'advection et seront ensuite traités par les équations du modèle trophique (Eq. 2.1 à 2.4).

Notre choix se portera donc sur un **modèle aux équations primitives**, par opposition aux modèles en boîtes. Leur principe est basé sur l'utilisation des équations de mécanique des fluides et permet aisément leur couplage avec les équations du modèle biologique. Connaissant les conditions initiales de ces champs physiques en tout point du domaine modélisé, ces équations permettent de connaître l'évolution de ces mêmes champs à un instant ultérieur. Cela nécessite une discrétisation du calcul selon un pas de temps mais aussi une discrétisation spatiale.

3.1.2 Représentation spatiale et type de grille

Ces équations de la circulation océanique sont appliquées sur une grille, permettant de choisir la résolution spatiale avec laquelle nous voulons représenter l'upwelling. D'une manière générale plus cette résolution est grande, c'est-à-dire avec un pas d'espace entre les points de grille réduit, plus il est possible de représenter des structures physiques et biologiques fines (tourbillons, méandres, fronts...).

Concernant notre problématique, nous préférons une bonne résolution spatiale sur la plate-forme continentale pour la mise en place de l'upwelling et l'advection et le recyclage des champs biologiques. De plus nous recherchons une bonne résolution dans les couches de surface, lieu du développement phytoplanctonique.

Il existe deux classes principales de modèles physiques : les modèles en coordonnées z et les modèles en coordonnées σ . Les modèles en coordonnées z présentent des niveaux rigoureusement horizontaux tandis que pour les modèles en coordonnées σ ces mêmes niveaux suivent la topographie et ne sont donc pas forcément horizontaux (Figure 3.1). Pour ce type de grille σ , l'une des principales conséquences est d'avoir toujours le même nombre de niveaux verticaux quelle que soit la bathymétrie. Ce qui signifie qu'en domaine peu profond, comme c'est le cas sur la plate-forme continentale, ces niveaux verticaux sont implicitement resserrés et conduisent donc à une bonne résolution verticale. La disposition en coordonnées z ne permet une telle augmentation de résolution que si elle est explicitement prescrite dans la distribution des niveaux verticaux et doit s'appliquer sur tout le domaine, ce qui constitue une augmentation du nombre de points de grille et donc du temps de calcul.

De plus cette disposition des niveaux verticaux suivant la topographie pour les coordonnées σ permet une bonne représentation de la couche limite de fond. Puisque ces niveaux suivent la pente, il n'y a pas de discontinuité dans le maillage. Or nous avons vu dans les mécanismes de formation de l'upwelling côtier (section 1.1.2) que cette couche limite de fond était prépondérante pour les remontées d'eaux profondes. Les niveaux horizontaux des coordonnées z arrivent en butée contre les pentes topographiques, ce qui constitue des marches d'escalier irréalistes. Enfin, il est possible de choisir la répartition des niveaux verticaux, de façon à augmenter la résolution dans les couches de surface et de fond.

Tout ceci constitue autant d'arguments en faveur des **modèles en coordonnées σ** puisqu'ils répondent à nos exigences en terme de définitions des équations, de couplage avec le modèle biologique et de résolution spatiale appliquée au domaine de plate-forme continentale.

3.1.3 Domaine d'applicabilité

Le dernier critère de sélection du modèle physique est la zone d'applicabilité du modèle. En effet nous ne sommes intéressés que par une zone restreinte de l'océan. Il nous faut donc un modèle régional, par opposition aux modèles globaux. D'un point de vue numérique, l'utilisation d'un modèle de façon régionale permet d'accroître la résolution sur cette zone et d'y concentrer les efforts de calcul. Du point de vue des reconstitutions

paléocéanographiques envisagées, la restriction à une zone bien définie permet de limiter les hypothèses de scénarios paléocéanographiques auxquels nous devons faire appel. Un modèle global effectuerait inutilement des calculs dans des zones ne nous concernant pas et nous rendrait surtout tributaires d'un trop grand nombre d'hypothèses paléoclimatiques.

Il faut préciser toutefois que l'utilisation d'un modèle régional nous oblige, pour son bon fonctionnement, à prescrire des conditions aux limites, c'est-à-dire les conditions physiques et biologiques existantes aux frontières de notre domaine. Ceci sera discuté dans la section suivante.

Notre choix s'est donc porté sur le **modèle POM** (Princeton Ocean Model). Il s'agit d'un modèle aux équations primitives, en coordonnées σ et ayant déjà été utilisé dans de nombreuses études sur des zones côtières, et en particulier sur des systèmes d'upwelling côtier (e.g. Blumberg et Mellor, 1983; Werner, 1997).

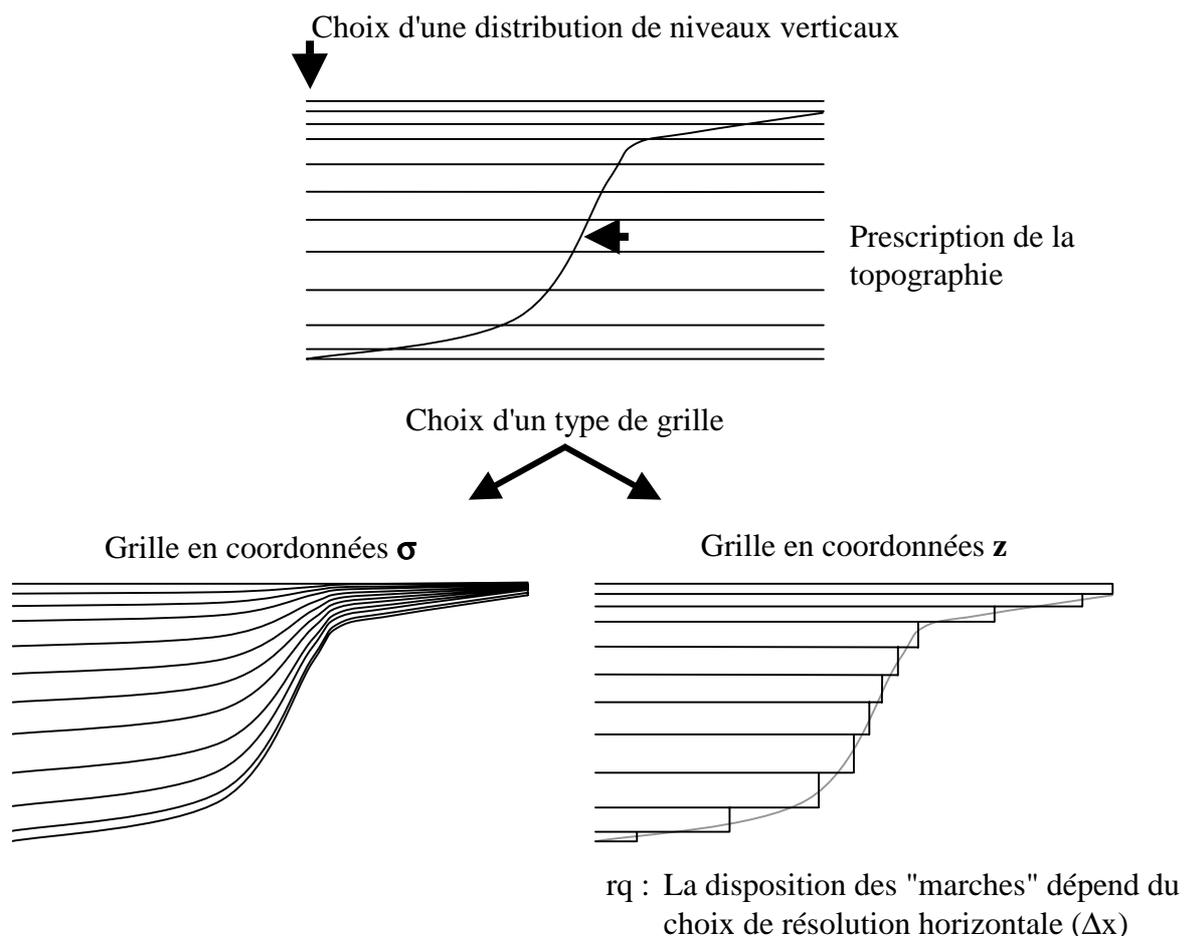


Figure 3.1 : Présentation des grilles en coordonnées σ et en coordonnées z .

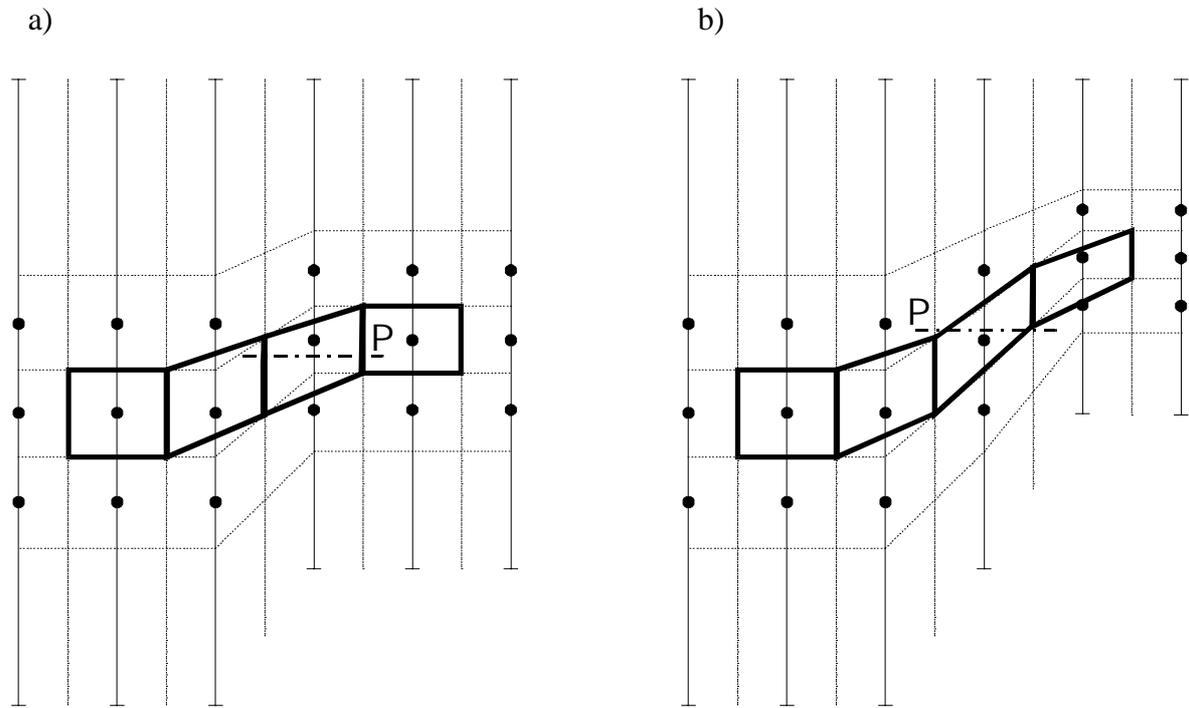


Figure 3.2 : Schématisation d'une grille (a) satisfaisant au critère de cohérence hydrostatique et (b) ne satisfaisant pas au critère de cohérence hydrostatique.

Paramètre	Symbole
Temps	t
Élévation de surface	$\eta(x, y, t)$
Topographie	$H(x, y)$
	$D = H + \eta$
Coordonnées verticales conventionnelles	z
Niveaux verticaux σ	$\sigma = (z - \eta) / D$
Densité potentielle	σ_θ
Composante de la vitesse perpendiculaire aux surfaces σ	ω
Température	T
Salinité	S
Paramètre de Coriolis	f
Accélération de gravité	g
Densité de référence constante	ρ_0
Coefficients de viscosité (M) et de diffusivité (H) verticaux	$K_M; K_H$
Coefficients de viscosité (M) et de diffusivité (H) horizontaux	$A_M; A_H$
Energie cinétique turbulente	q^2
Longueur d'échelle turbulente	l

Tableau 3.1 : Paramètres du modèle physique POM.

3.2. Présentation du modèle POM (Princeton Ocean Model)

Il s'agit du modèle aux équations primitives de Blumberg et Mellor (1983, 1987), en système de coordonnées σ et incorporant le schéma de fermeture de la turbulence de niveau 2.5 de Mellor-Yamada (1982). Cette section présente les équations du modèle en 3D alors que la publication #2 (section 4.2) fait cette même présentation pour la version 2D.

3.2.1 Equations

Brièvement, les équations hydrostatiques en coordonnées σ sont les suivantes :

$$\frac{\partial(uD)}{\partial x} + \frac{\partial(vD)}{\partial y} + \frac{\partial\omega}{\partial\sigma} + \frac{\partial\eta}{\partial t} = 0 \quad (3.1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(uD)}{\partial t} + \frac{\partial(u^2D)}{\partial x} + \frac{\partial(uvD)}{\partial y} + \frac{\partial(u\omega)}{\partial\sigma} - fvD = \\ & -gD \frac{\partial\eta}{\partial x} - \frac{gD^2}{\rho_0} \left(\frac{\partial\sigma_\theta}{\partial x} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial\sigma_\theta}{\partial\sigma} \right) d\sigma + \frac{\partial}{\partial\sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial\sigma} \right] + F_x \end{aligned} \quad (3.2)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(vD)}{\partial t} + \frac{\partial(uvD)}{\partial x} + \frac{\partial(v^2D)}{\partial y} + \frac{\partial(v\omega)}{\partial\sigma} + fuD = \\ & -gD \frac{\partial\eta}{\partial y} - \frac{gD^2}{\rho_0} \left(\frac{\partial\sigma_\theta}{\partial y} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial y} \frac{\partial\sigma_\theta}{\partial\sigma} \right) d\sigma + \frac{\partial}{\partial\sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial\sigma} \right] + F_y \end{aligned} \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial(TD)}{\partial t} + \frac{\partial(TuD)}{\partial x} + \frac{\partial(TvD)}{\partial y} + \frac{\partial(T\omega)}{\partial\sigma} = \frac{\partial}{\partial\sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial T}{\partial\sigma} \right] + F_T \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial(SD)}{\partial t} + \frac{\partial(SuD)}{\partial x} + \frac{\partial(SvD)}{\partial y} + \frac{\partial(S\omega)}{\partial\sigma} = \frac{\partial}{\partial\sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial S}{\partial\sigma} \right] + F_S \quad (3.5)$$

avec

$$F_x = \frac{\partial}{\partial x} (H\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (H\tau_{yx}) \quad (3.6)$$

$$F_y = \frac{\partial}{\partial x} (H\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y} (H\tau_{yy}) \quad (3.7)$$

où

$$\tau_{xx} = 2A_M \frac{\partial u}{\partial x} ; \quad \tau_{xy} = \tau_{yx} = A_M \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) ; \quad \tau_{yy} = 2A_M \frac{\partial v}{\partial y} \quad (3.8 \text{ a,b,c})$$

et

$$F_\Phi = \frac{\partial}{\partial x}(Hq_x) + \frac{\partial}{\partial y}(Hq_y) \quad (3.9)$$

avec

$$q_x = A_H \frac{\partial \Phi}{\partial x} ; \quad q_y = A_H \frac{\partial \Phi}{\partial y} \quad (3.10 \text{ a,b})$$

où Φ représente T , S , q^2 ou $q^2 l$.

(u, v) sont les composantes des vitesses horizontales selon les directions (x, y) . Ces équations sont définies dans un système de coordonnées où x est orienté selon un axe Nord-Sud et y selon un axe Est-Ouest. Les définitions des variables sont présentées dans le Tableau 3.1. Les coefficients de viscosité (K_M) et de diffusivité (K_H) verticaux sont obtenus par le calcul de l'énergie cinétique turbulente et d'une longueur d'échelle turbulente, solutions du système d'équations du sous-modèle de turbulence (Mellor et Yamada, 1982; Allen *et al.*, 1995). L'ensemble des valeurs utilisées pour ces paramètres sera spécifié lors de l'utilisation du modèle dans la publication #2 en section 4.2.

Notre approche de ce modèle physique est avant tout celle d'utilisateurs. Il n'est pas dans nos objectifs de modifier en quoi que ce soit le code initial. Toutefois, la connaissance de ces équations nous permet de contrôler l'endroit et la manière dont nous implémentons les équations du modèle biologique. Le principe de ce couplage entre modèle physique et modèle biologique est présenté dans la publication #2, section 4.2.

3.2.2 Résolution spatiale et temporelle ; représentation de la bathymétrie

. Critère de stabilité CFL

Ces équations sont appliquées sur une grille, ce qui constitue une discrétisation spatiale, et selon un pas de temps, ce qui constitue une discrétisation temporelle. L'une et l'autre sont liées par le critère de stabilité CFL (Courant-Friedrichs-Levy). Ce critère relie résolution spatiale et résolution temporelle de façon à ce qu'un événement (courant, onde...) ne se propage pas de plus d'une maille à chaque pas de temps. Pas de temps (Δt) et pas de

grille (Δx) sont reliés par la vitesse de propagation de cet événement (c) selon une équation du type :

$$\Delta x > c\Delta t \quad (3.11)$$

Ainsi, l'augmentation des résolutions spatiale et temporelle vont de pair, vers une augmentation du coût de calcul.

. *Critère de cohérence hydrostatique*

Le problème de la spécification de la topographie se heurte à celui de la cohérence hydrostatique. Il s'agit d'un problème spécifique aux coordonnées σ . Décrit par Janjic (1997), l'incohérence hydrostatique peut se définir de la façon suivante : Si à l'intérieur du volume que définit une maille tridimensionnelle du modèle il existe au moins un plan horizontal qui n'intersecte aucune des deux surfaces sigma qui constituent les plans supérieurs et inférieurs de ce volume, on dit qu'il y a cohérence hydrostatique (Figure 3.2a). Dans le cas contraire, on dit qu'il y a incohérence hydrostatique (Figure 3.2b).

La condition de cohérence hydrostatique s'exprime sous la forme (Marsaleix, 1993) :

$$\left| \frac{\partial \sigma}{\partial x} \right| \Delta x < \Delta \sigma \quad (3.12)$$

où Δx et $\Delta \sigma$ sont les incréments horizontaux et verticaux de la grille du modèle.

Par définition, σ est donné par :

$$\sigma = \frac{z - \eta}{H + \eta} \quad (3.13)$$

Si l'on considère l'élévation de surface, η , négligeable, on obtient :

$$\frac{\partial \sigma}{\partial x} = \frac{1}{H} \frac{\partial H}{\partial x} \sigma \quad (3.14)$$

Le test de cohérence hydrostatique (Eq. 3.12) devient alors :

$$\frac{1}{H} \left| \frac{\partial H}{\partial x} \right| \Delta x < \frac{\Delta \sigma}{\sigma} \quad (3.15)$$

On voit alors que l'équation (3.15) est d'autant plus difficile à respecter que la pente du relief est importante et que la couche d'eau (H) est faible. Cet aspect nous concerne tout

particulièrement puisque nous nous intéressons à la plate-forme et au talus continentaux. Le talus est peu profond dans sa partie haute et par définition en forte pente, tandis que la plate-forme peu présenter de fortes irrégularités de topographie. Le respect de ce critère de cohérence hydrostatique (afin d'éviter l'accumulation des erreurs de troncature) est un facteur limitant à la résolution du modèle dès lors que l'on veut respecter les spécifications de la zone continentale. Selon l'équation 3.15 on voit qu'il est possible de satisfaire au critère de cohérence hydrostatique en diminuant Δx , c'est-à-dire en augmentant la résolution horizontale. Cette contrainte semblerait être à l'origine du fait que nous n'avons pas pu valider de circulation de l'upwelling en mode 3D durant ce travail : le respect d'une topographie réaliste nécessite une résolution (spatiale et temporelle) très importante et donc coûteuse en temps de calcul. La modélisation présentée dans le chapitre suivant utilise donc la version 2D (x, σ) de ce modèle.

3.2.3 Conditions initiales, conditions limites et forçage

Le modèle physique, mais aussi le modèle biologique, ont besoin de valeurs initiales sur le domaine considéré ainsi que de valeurs aux frontières à chaque pas de temps. Apparaît alors le problème de la spécification de ces conditions limites et conditions initiales, non seulement dans l'actuel, mais surtout lors des scénarios paléocéanographiques.

La stratégie retenue pour la définition de ces conditions est la suivante. Le modèle est initié à partir d'un profil issu de la base de donnée NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration) et représentatif des conditions existant au large de notre zone. Ces mêmes conditions, après interpolation sur la grille du modèle, serviront par la suite de conditions invariables aux frontières. Le point important est que nous utiliserons le même profil et la même approche pour les reconstitutions paléocéanographiques. Ceci présente l'avantage de nous permettre d'étudier l'effet de l'immersion de la plate-forme toutes choses égales par ailleurs. Nous garderons toutefois à l'esprit que ces conditions, telles que la répartition verticale de masses d'eaux et de leurs caractéristiques physiques et biologiques, peuvent avoir changé au cours du cycle glaciaire - interglaciaire.

En ce qui concerne le forçage du modèle, il se fait uniquement par l'action mécanique du vent sur la couche de surface du modèle. Le mouvement se transmet ensuite à l'ensemble de la colonne d'eau par les mécanismes décrits en section 1.1.2, de façon à mettre en place l'upwelling. De façon à rester homogène d'une simulation à l'autre, il n'y a pas d'échange de chaleur ou de masse (évaporation - précipitation) à l'interface océan - atmosphère. Une fois encore, ceci facilite notre étude pour les reconstitutions paléoclimatiques, mais ces échanges

ont sûrement évolué et influé, bien que légèrement, sur les processus de l'upwelling et du développement biologique.

Enfin, il faut noter l'importance du profil de conditions initiales utilisé. Il semble que les conditions initiales, en termes de profils de densité (température et salinité) soient très importantes pour la stabilité du modèle. Cette problématique fait l'objet d'études à part entière, de façon à accorder initialisation, forçage et modèle, notamment grâce à des méthodes d'assimilation de données et de méthodes inverses (Auclair, 1999), hors de propos pour cette étude.

3.3. Utilisation d'autres modèles physiques

Certaines solutions peuvent être apportées au problème de troncature et d'incohérence hydrostatique.

Comme nous l'avons vu, il est possible de jouer sur la résolution horizontale, mais aussi sur le nombre de niveaux verticaux. En effet à partir de l'équation 3.15, il est possible de montrer que le fait de diminuer le nombre de niveaux σ permet de réduire le nombre de cas d'incohérence hydrostatique (Marsaleix, 1993). Ces deux mesures participent à améliorer la stabilité du modèle sans augmenter le coût de calcul, l'augmentation du nombre de mailles horizontales étant compensée par la diminution du nombre de niveaux verticaux. Hélas, la perte de résolution verticale peut-être préjudiciable pour la bonne représentation des structures à la fois physiques et biologiques. Notamment, il est important de garder une bonne résolution verticale des niveaux σ dans les couches de fond et de surface.

Une solution passe aussi par l'utilisation d'autres systèmes de grilles, à savoir des grilles en doubles coordonnées σ ou en coordonnées σ généralisées. Ces dernières permettent d'ajuster la position des niveaux σ selon la position des gradients de densité attendus et non pas uniquement selon la bathymétrie (Auclair F., communication personnelle).

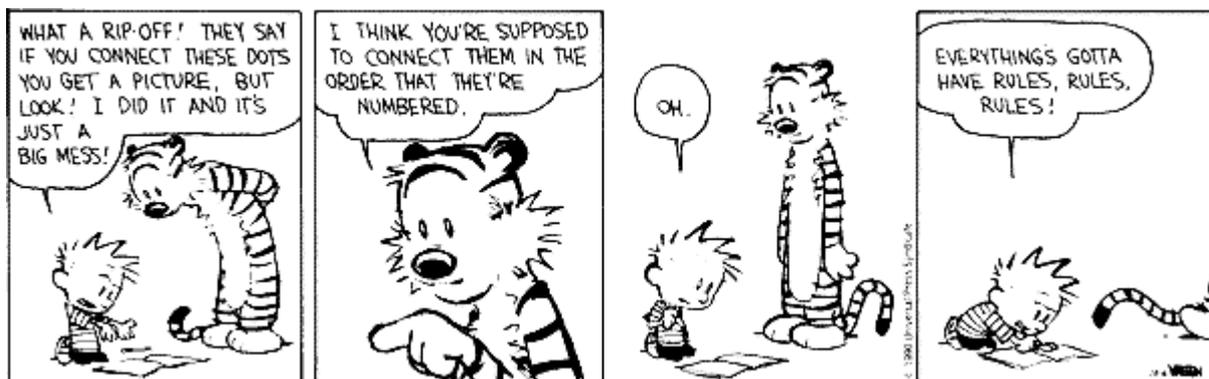
Enfin, il semble que la création d'autres types de modèles soit envisagée, combinant les avantages des coordonnées σ et les coordonnées z . Il s'agirait entre autre de permettre à certains niveaux σ d'arriver en butée sur les fortes pentes comme le font les niveaux z , de façon à éviter les trop fortes inclinaisons des mailles du modèle (Echevin V., communication personnelle).

Dans le choix du modèle physique, nous avons préféré un modèle régional de façon à limiter nos calculs sur la zone utile et pour éviter certaines complications lors des hypothèses

paléoclimatiques. Il serait toutefois envisageable de recourir à un ou plusieurs modèles emboîtés. Le principe est par exemple de faire faire des simulations de circulation par un certain modèle à l'échelle du globe ou bien d'un bassin océanique. Les sorties de ce modèle vont donc avoir une certaine résolution spatiale et temporelle généralement moyenne mais vont pouvoir être utilisées comme nouvelles conditions aux frontières pour un autre modèle (éventuellement le même) sur une zone plus restreinte et donc avec une meilleure résolution. Cette technique permet de tenir compte dans les conditions aux frontières d'influences externes spécifiques (courant géostrophique). Nous n'avons pas retenu cette méthode car elle reste assez onéreuse numériquement et apporte des problèmes quant aux scénarios paléoclimatiques à tester à grande échelle.

Chapitre 4

Reconstitutions pour la dernière transition glaciaire - interglaciaire appliquées à l'upwelling de Mauritanie



Chapitre 4. Reconstitutions pour la dernière transition glaciaire - interglaciaire appliquées à l'upwelling de Mauritanie

4.1. Principe des reconstitutions paléocéanographiques

4.1.1 Définition et utilisation du modèle couplé

Nous disposons maintenant à la fois d'un modèle biologique, dont nous avons vérifié l'aptitude à reproduire le développement trophique lié au phénomène d'upwelling côtier ainsi que le calcul du signal $\delta^{15}\text{N}$ associé, et d'un modèle physique, destiné à reproduire la circulation océanique côtière et à transporter les champs du modèle biologique. L'association de ces deux modèles constitue un "modèle couplé" et c'est sur ce dernier que vont porter les simulations et les reconstitutions paléocéanographiques. Les sorties du modèle ne sont pas seulement les résultats de l'un ou de l'autre modèle physique ou biologique, mais bien des deux conjugués, la production sédimentaire étant le fait de l'interaction entre production biologique et advection, entre sédimentation des détritiques et effets topographiques.

Deux points apparaissent donc comme essentiels pour une bonne approche et une bonne utilisation de ce modèle couplé. En amont du modèle se situent les conditions forçantes. C'est à ce niveau que vont se trouver les paramètres paléoclimatiques à reconstruire. En aval, nous trouvons les sorties de modèles, sous forme de signal sédimentaire, et leur comparaison avec les données de carottes.

Le principe des reconstitutions est d'ajuster les conditions forçantes de façon à obtenir la meilleure corrélation possible entre données et sorties de modèle. Possédant les données sédimentaires, il nous faut retrouver les sets de conditions forçantes qui ont prévalu à leur formation.

Il faut noter que ces reconstitutions sont ponctuelles dans le temps. Chaque scénario testé va correspondre à une date, à une situation de niveau marin. Ceci d'une part parce que les données sont elles-mêmes discrètes, liées aux techniques d'échantillonnage, et d'autre part parce que l'utilisation du modèle physique exige un pas de temps court (environ 3 minutes), en relation avec la résolution spatiale. D'un point de vue numérique, il n'est pas envisageable de faire fonctionner une simulation en continue sur 20.000 ans, ni d'ailleurs du point de vue des scénarios paléoclimatiques à mettre en place.

Enfin, dans l'étude présentée ci-après, nous allons utiliser ce modèle dans une configuration 2D, c'est-à-dire selon un transect perpendiculaire à la côte. Cette représentation de l'upwelling nous permet de comparer aisément les structures simulées aux schémas de circulations décrits par le SCOR (Scientific Committee on Oceanographic Research, Figure 1.5). Cette approche nous permet aussi de conserver une très bonne résolution du modèle, tout en pouvant tester un grand nombre de situations de niveau marin. Il est bien sûr des processus, en particulier d'advection latérale, qui ne peuvent être pris en compte par la simulation 2D. Les apports d'une simulation 3D seront considérés lors de la discussion sur l'impact de la topographie, en section 4.4 et au Chapitre 5.

4.1.2 Configuration "actualiste"

La première étape de cette modélisation est de s'assurer de la bonne représentativité du modèle couplé pour l'actuel. Il faut donc vérifier la bonne concordance entre simulations et données, à la fois pour les caractéristiques du signal sédimentaire mais aussi pour les caractéristiques physiques et biologiques de l'upwelling.

. Vérification des champs biologiques et physiques

En ce qui concerne le modèle biologique, cette confrontation entre modèle et données a déjà été réalisée une première fois lorsque nous avons éprouvé son aptitude à calculer les valeurs des signaux isotopiques (section 2.4.2 et publication #1). Cette calibration est à nouveau vérifiée dans la section suivante (publication #2) lors de l'utilisation du modèle couplé. Cela concerne la distribution des champs biologiques, la position des fronts, les concentrations en chlorophylle, la productivité.

Il est important de noter que le modèle biologique, dans sa paramétrisation, sera par la suite invariant. Une fois le modèle calibré sur les taux de croissances actuels, nous conserverons les valeurs de ces paramètres dans les autres simulations concernant des situations paléoclimatiques. Cela suppose un comportement physiologique du compartiment phytoplanctonique constant au court du temps. Nous garderons à l'esprit, pour des études ultérieures et un raffinement des reconstitutions, que cette hypothèse pourrait être revue, considérant une évolution des types de populations planctoniques.

La circulation océanique reproduite fait aussi l'objet d'attentions et nos points de contrôles porteront sur les vitesses des courants, les températures des masses d'eau, en particulier l'index d'upwelling, et la structure de la cellule de recirculation.

. *Vérification du signal sédimentaire*

Enfin, le point de contrôle parmi les plus important est celui du signal sédimentaire. Il s'agit de reproduire avec le modèle des traceurs mesurés dans les sédiments.

Bien sûr, parce que le $\delta^{15}\text{N}$ a conditionné notre démarche, il est l'une des valeurs reconstruite et comparée aux données. Le deuxième point de reconstitution est le flux d'azote organique. En ce qui concerne les données des carottes, il s'agit du flux de matière organique, flux de carbone ou d'azote reliés par le rapport C/N dans le sédiment. Il s'agit donc du signal fossilisé, c'est-à-dire après l'ensemble des processus de sédimentation, de transport, de remobilisation et de diagénèse qui affectent les détritiques avant leur fossilisation définitive.

Concernant les sorties du modèle, il s'agit du flux d'azote sous forme détritique arrivant au point de carottage, sur le talus continental. Pour tenir compte de l'ensemble des processus affectant la matière organique lors de sa phase de sédimentation, nous appliquons à ce flux d'azote modélisé deux termes de transformation.

Nous considérons qu'en tout point ce qui est susceptible de sédimenter résulte de l'ensemble des processus de sédimentation et de transport qui se produisent entre la côte et ce point. Ainsi, la première transformation du signal modélisé est de considérer non pas une production ponctuelle mais la somme de la production amont.

Afin de considérer toute perte d'azote organique par resuspension ou diagénèse, nous appliquons un facteur de correction. Les flux d'azote organique sédimentaire ainsi reconstruits se conforment aux données de flux sédimentaires actuels pour un facteur de $12.5 \cdot 10^3$. Ce qui signifie que nous considérons qu'environ 0.08 ‰ de ce qui sédimente fossilise définitivement. Ce facteur de correction est donc déterminé sur les valeurs actuelles de flux sédimentaires et sera considéré constant lors des reconstitutions de la transition glaciaire - interglaciaire. Cependant, étant donné que ce facteur inclut des processus gravitaires, il peut non seulement être différent d'un site à un autre mais aussi avoir changé avec le niveau marin et la topographie, en fonction des particularités de la marge et du talus. Ceci sera discuté lors de la discussion sur l'impact de la topographie, en section 4.4 et au Chapitre 5.

4.1.3 Scénarios paléoclimatiques et paramètres reconstruits

. *Application des différents niveaux marins*

La variation du niveau marin durant la transition glaciaire - interglaciaire est le trait majeur et incontournable distinguant les situations paléoclimatiques que nous voulons simuler. Au DMG, le niveau marin était environ 120 m plus bas qu'actuellement (Bard *et al.*,

1996). La Figure 1.9 montre comment l'interaction entre niveau marin et topographie modifie fondamentalement l'aspect et les caractéristiques de la marge.

Il semble important de rappeler que le modèle physique, destiné à simuler la circulation océanique sur cette marge, est utilisé ici dans sa version 2D. Notre approche est donc de considérer un profil de marge représentatif de la plate-forme continentale large et peu profonde. Les simulations successives utilisent donc des bathymétries changeant en fonction du niveau marin. Mais comme nous l'avons vu lors de la description du fonctionnement de l'upwelling (section 1.1.2 et 1.1.3), ces changements de topographie vont essentiellement jouer sur la taille de la cellule de recirculation qui se développe sur la plate-forme continentale. Ainsi, nous allons garder le terme de niveau marin pour décrire les périodes considérées (haut ou bas niveau, période interglaciaire ou glaciaire) tandis que le véritable paramètre reconstruit est la largeur de la plate-forme continentale, réelle responsable des variations de production sédimentaire.

. *Courbe de référence*

Les simulations successives diffèrent donc par la topographie de la marge utilisée. Pour chaque profil (largeur de plate-forme et profondeur du point de rupture de pente), nous retiendrons les mêmes sorties de modèles que pour la simulation "actuelle", à savoir le signal sédimentaire : signal $\delta^{15}\text{N}$ et flux d'azote organique. On obtient alors un ensemble de points, constituant une sorte d'abaque, reliant le signal $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire et le flux d'azote organique à la largeur de la plate-forme. Ce graphique est présenté dans la publication suivante (section 4.2) sous le nom de "courbe de référence".

. *Les paramètres reconstruits*

Avant de pouvoir faire une réelle correspondance entre cette courbe de référence et les données de carottes, il faut encore utiliser deux transformations, qui sont en fait les deux autres paramètres reconstruits par cette étude.

Le premier de ces paramètres est la durée de fonctionnement de l'upwelling durant l'année et que nous appellerons aussi sa saisonnalité (SA). Celle-ci modifie le flux d'azote organique arrivant aux sédiments, mais pas le signal isotopique.

Le second paramètre est la valeur du signal $\delta^{15}\text{N}$ des nutriments transportés par les masses d'eaux profondes et arrivant dans notre zone. C'est ce que nous appellerons l'effet source (ou Nitrogen Input, NI). La modification de ce facteur va directement influencer le signal $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire sans modifier le flux d'azote organique.

Les raisons des possibles changements de ses paramètres SA et NI au cours de la transition glaciaire - interglaciaire sont évoquées dans la section suivante (publication #2) et discutées par la suite.

L'objet de la section suivante est de montrer que l'association de cette courbe de référence, faisant appel à des simulations de différents niveaux marins, et de ces paramètres changeants que sont la saisonnalité de l'upwelling et l'effet source, constitue un outil adapté à la reproduction du signal sédimentaire mesuré dans les carottes.

4.2. Article #2 : "Interpretation of the nitrogen isotopic signal variations in the Mauritanian upwelling with a 2D physical-biogeochemical model"

4.2.1 Publication

Cette section fait l'objet d'une publication soumise à "*Paleoceanography*" :

Giraud X., Bertrand P., Garçon V. and Dadou I., submitted, Interpretation of the nitrogen isotopic signal variations in the Mauritanian upwelling with a 2D physical-biogeochemical model, *Paleoceanography*.

Interpretation of the nitrogen isotopic signal variations in the Mauritanian upwelling with a 2D physical-biogeochemical model

by Xavier Giraud¹, Philippe Bertrand¹, Véronique Garçon² and Isabelle Dadou²

1. Dépt. de Géologie et Océanographie, UMR 5805 EPOC, CNRS, Université de Bordeaux I, 33405 Talence, France
2. LEGOS, CNRS UMR 5566, 18 Avenue Edouard Belin, 31401 Toulouse Cedex 4, France

Abstract

A coupled physical-biogeochemical model is used to simulate the evolution of the $\delta^{15}\text{N}$ signal during the last glacial-interglacial transition in sedimentary cores offshore the Mauritanian upwelling. The biological model is a simple nitrogen-based trophic chain model, which also computes the nitrogen isotopes fractionation. The 2D physical primitive equation model simulates the coastal upwelling circulation and is applied for different sea level scenarii.

The effect of the sea-level rise, inducing the shelf immersion, is the main factor to explain the organic nitrogen flux and isotopic signal variations along the last deglaciation. This effect is modulated by an upwelling seasonality that may have been much longer at the Last Glacial Maximum, around 10 months instead of 4-5 months at present. Between 15 and 5.5 kyr, 60 % of the sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ variations could be explained by this local shelf immersion effect. This reconstruction also reproduces the strong isotopic fall occurring between 5.5 kyr and present.

1. Introduction

Many studies have shown variations of the sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ and the most common feature is an increase of this isotopic signal from glacial to interglacial [Farrell *et al.*, 1995; Emmer and Thunell, 2000]. As this $\delta^{15}\text{N}$ is generated by the fractionation of nitrogen along the trophic food chain, these variations have been mainly attributed to a global denitrification in the ocean and a decrease of the nutrient supply, either local or global [Calvert *et al.*, 1992; Altabet *et al.*, 1995; Farrell *et al.*, 1995]. Indeed, many processes within the biological loop discriminate light and heavy isotopes of the nitrogen, producing a different isotopic signal for each biological variable. As this isotopic signal is produced at the sea surface and transferred to and preserved in the sediments, it constitutes an interesting paleoceanographic tracer [François *et al.*, 1992; Altabet and François, 1994; Calvert *et al.*, 1995]. A strong relationship exists between core top sediment $\delta^{15}\text{N}$ and the nitrate concentration in surface water, more

specifically the degree of nitrate utilization [Altabet and François, 1994; Holmes et al., 1996; Holmes et al., 1998]. The conditions of development of the biological system producing the signal can thus be reconstructed, allowing to relate them to impacts on the atmospheric CO₂ changes through the primary production capability [Ganeshram et al., 1995; Falkowski, 1997; Ganeshram et al., 2000].

As discussed and shown by Bertrand et al. [2000] and Giraud et al. [2000], the reconstruction of the paleoconditions in the Mauritanian upwelling area is possible with the interpretation of the $\delta^{15}\text{N}$ signal. The aim of the present paper is to decipher the different factors that may be responsible for the observed $\delta^{15}\text{N}$ variations. We investigate whether the shelf width is a possible main factor, rather than any global denitrification or local diagenetic effect. More specifically, we use a coupled physical-biogeochemical model, allowing us to model the $\delta^{15}\text{N}$ production and to reconstruct the paleoconditions prevailing in the Mauritanian coastal upwelling system. Section 2 presents the 2D physical model, used to simulate the coastal oceanic circulation, and the biological model in which the computation of the isotopic signal is made. Section 3 presents the physical and biological structures of the upwelling in present and glacial configurations. Section 4 describes how the output of this coupled model, the sedimentary $\delta^{15}\text{N}$, is modulated by seasonality and nitrogen input effects, in order to be comparable with data. This comparison and a paleoceanographic reconstruction are made for two cores in the Mauritanian area in Section 5. This is accompanied with a discussion on the wind system that could have prevailed in this region during the Last Glacial Maximum and the deglaciation, and conclusions follow in Section 6.

2. Models

2.1. The physical model

The physical model is Blumberg and Mellor's [1983; 1987] primitive equation model, in a sigma coordinate system, which incorporates the Mellor-Yamada [1982] level 2.5 turbulence closure scheme. We use the 2D version of this model.

2.1.1. Equations.

This model is based on the hydrostatic primitive equations in sigma coordinates. Briefly, the equations for the two-dimensional flow are:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial(uD)}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0 \quad (1)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial(uD)}{\partial t} + \frac{\partial(u^2D)}{\partial x} + \frac{\partial(u\omega)}{\partial \sigma} - fvD = \\ & -gD \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{gD^2}{\rho_0} \int_{\sigma}^0 \left(\frac{\partial \sigma_{\theta}}{\partial x} - \frac{\sigma}{D} \frac{\partial D}{\partial x} \frac{\partial \sigma_{\theta}}{\partial \sigma} \right) d\sigma + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right] + 2A_M \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial u}{\partial x} \right) \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial(vD)}{\partial t} + \frac{\partial(uvD)}{\partial x} + \frac{\partial(v\omega)}{\partial \sigma} + fuD = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_M}{D} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] + A_M \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial v}{\partial x} \right) \quad (3)$$

$$\frac{\partial(\sigma_{\theta}D)}{\partial t} + \frac{\partial(\sigma_{\theta}uD)}{\partial x} + \frac{\partial(\sigma_{\theta}\omega)}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial \sigma_{\theta}}{\partial \sigma} \right] + A_H \frac{\partial}{\partial x} \left(D \frac{\partial \sigma_{\theta}}{\partial x} \right) \quad (4)$$

where (u, v) are the horizontal velocity components in the (x, y) directions. The coordinate system was defined with x oriented perpendicular to coast and y parallel to the coast. Assuming uniformity alongshore, gradients of properties along the coast, $\partial/\partial y$, are null. $\eta(x, t)$ is the free surface elevation, $D = H + \eta$, $H(x)$ is the bottom topography, $\sigma = (z - \eta)/D$, z is the conventional Cartesian vertical coordinate, t is time, ω is the velocity component normal to σ surfaces, σ_{θ} is the potential density, ρ_0 is a constant reference density, f is the Coriolis parameter, g is the acceleration of gravity. The vertical kinematic viscosity K_M and diffusivity K_H are given by the computation of the turbulent kinetic energy and a turbulence length scale, solutions of the equations of the turbulence submodel [Mellor and Yamada, 1982; Allen et al., 1995]. A_M is the horizontal kinematic viscosity and is calculated by the Smagorinsky diffusivity scheme with constant $C = 0.2$, and $A_H (= A_M/10)$ is the horizontal heat diffusivity. For details of the full, three-dimensional version of the ocean model refer to Blumberg and Mellor [1983; 1987] and Mellor [1998].

2.1.2 Model domain and boundary conditions

The σ levels vary from $\sigma = 0$ at the surface [$z = \eta(x, t)$] to $\sigma = 1$ at the bottom [$z = -H(x)$], with a logarithmic distribution in the top and bottom and a linear distribution between. This distribution is used to obtain well-defined surface and bottom boundary layers. The coordinate system is positive onshore (x) and northward (y), with $x = 0$ at the offshore boundary.

The eastern boundary is a coast, with a zero flow across the boundary. The open western boundary specification is a radiative boundary condition. The wind stress is specified at the surface, but no buoyancy forcing was used in this set of paleoceanographic experiments. The flow at the bottom grid point, half a grid cell below the seabed, is set to zero.

2.1.3 Time step, parameterization, and model initialization.

The horizontal grid size is $\Delta x = 2$ km, for a domain width of 344 km, and the vertical grid counts 30 σ levels, with 6 intervals within a logarithmic distribution for both bottom and surface layers. The depth at the coast is 10 m. In the initial interglacial configuration, the shelf width is 136 km large, with a depth of 100 m at the shelf break, and the depth offshore, after the slope, is 3060 m.

Finite-difference time steps are 180 s for the baroclinic (internal mode) and 6 s for the barotropic (external mode) components. The reference density is $\rho_0 = 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ and $f = 10^{-4} \text{ s}^{-1}$. The initial temperature and salinity fields correspond to a uniform and stratified ocean. Initial velocities are null. The upwelling is initiated by a gradual increase of the wind stress intensity from 0 to $10^{-4} \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ over 1.25 days and held constant for the remainder of the simulation. The wind is directed southward.

2.1.4. Offline mode and sea level variations

The biological model is run in an offline mode: the oceanic circulation is first determined then used to force the evolution of the biological fields. Runs are performed to obtain characteristic circulation schemes for the different sea level scenarii. All parameters being equal, the only change is the sea level, modifying the shelf width. The simulation period is 75 days. A mean of the circulation field for the day 45 to day 75 period, to smooth the circulation pattern and avoid short time scale variability, is used subsequently to compute advection of the biological variables. With this method, the difference between the present temperature of coastal and offshore surface waters is about 4.5 °C, which is a mean upwelling index [Mittelstaedt, 1991]. As we cannot appreciate what this index was for the glacial period we use the same wind conditions for each sea level scenario, and we stop the circulation scheme after the same duration.

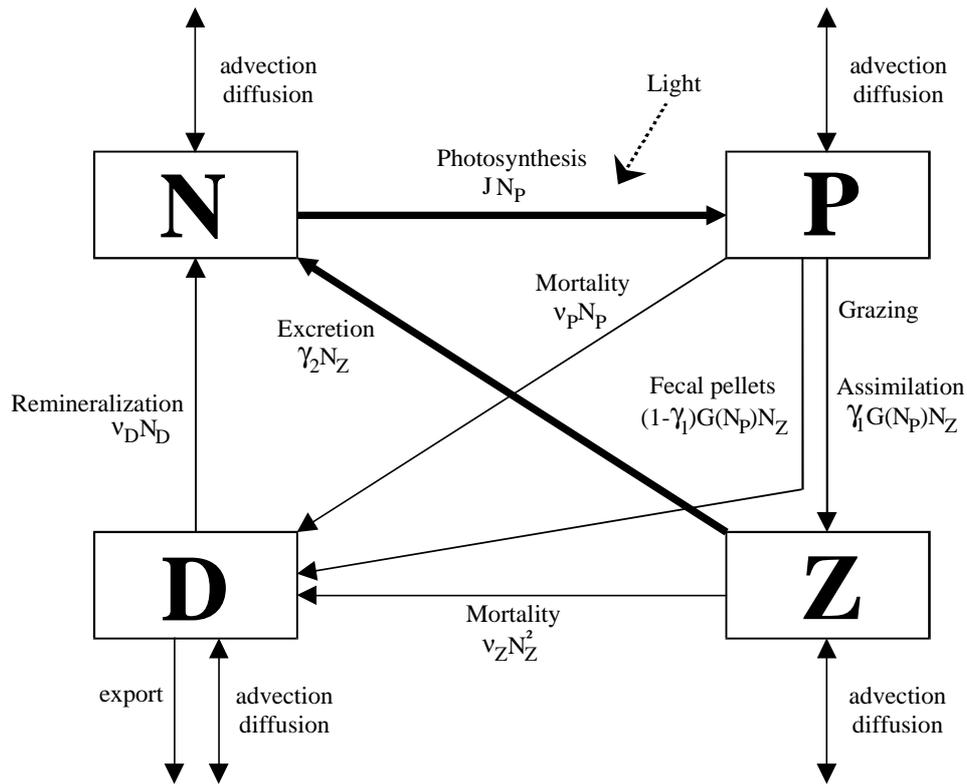


Figure 1. Scheme of the biological model [from *Oschlies and Garçon, 1999; Giraud et al., 2000*]. Parameters of fluxes between nutrients (N), phytoplankton (P), zooplankton (Z) and detritus (D) are given in Table 1. Bold arrows represent the two main important isotope fractionation processes considered, i.e. phytoplankton photosynthesis and zooplankton excretion.

2.2. The biological model

2.2.1. Initial model

The biological model must accommodate contradictory constraints. First, it must be able to compute the isotopic signal and take into account the different paths of fractionation along the trophic food chain. Secondly, we have to minimize its complexity, because of the computation time cost. We use the model described by *Giraud et al.* [2000], which has already been applied in a coastal upwelling environment. The model is a simple nitrogen-based model, with four components: nutrients (N), phytoplankton (P), zooplankton (Z) and a detritus pool (D) (Figure 1). The computation method of the nitrogen fractionation used by *Giraud et al.* [2000] leads to a doubling of the state variables. It justifies the use of a simple four state variable biological model.

Table 1. Parameters of the biological model [Oschlies and Garçon, 1999]. Parameters have been adjusted for the upwelling system.

Parameter	Symbol	Value
<i>Phytoplankton coefficients</i>		
Initial slope of P-I curve	α	$0.025 (\text{W m}^{-2})^{-1} \text{d}^{-1}$
Light attenuation due to water	k_w	0.1 m^{-1}
Light attenuation by Phytoplankton	k_c	$0.03 \text{ m}^{-1} (\text{mmol m}^{-3})^{-1}$
Maximum growth rate parameters	a	0.6 d^{-1}
	b	1.066
	c	$1.0 (\text{°C})^{-1}$
Half-saturation constant for N uptake	k_1	0.5 mmol m^{-3}
Specific mortality rate	v_P	0.03 d^{-1}
<i>Zooplankton coefficients</i>		
Assimilation efficiency	γ_1	0.75
Maximum grazing rate	g	1.0 d^{-1}
Prey capture rate	ϵ	$1.0 (\text{mmol m}^{-3})^{-2} \text{d}^{-1}$
Quadratic mortality [†]	v_Z	$0.2 (\text{mmol m}^{-3})^{-1} \text{d}^{-1}$
Excretion	γ_2	0.03 d^{-1}
<i>Detrital coefficients</i>		
Remineralization rate	v_D	0.05 d^{-1}
Sinking velocity	ω_D	25 m d^{-1}
Photosynthesis and grazing expressions		
Photosynthesis growth rate	$J(z, t, N_N) = \min\left(J(z, t), J_{\max} \frac{N_N}{k_1 + N_N}\right)$	
Growth rate without nutrient limitation	$J(z, t) = \frac{J_{\max} \alpha I(z, t)}{\left[J_{\max}^2 + (\alpha I(z, t))^2\right]^{1/2}}$	
Maximum growth rate	$J_{\max} = ab^{cT}$	
Insolation	$I(z, t) = I(t)_{z=0} \exp\left((k_w z + k_c \int_0^z N_P dz) / \sqrt{1 - (\cos\theta / 1.33)^2}\right)$	
Zooplankton grazing expression	$G(N_P) = \frac{g \epsilon N_P^2}{g + \epsilon N_P^2}$	

where : $\min(x,y)$ is the function "minimum",
 z is depth,
 t is time,
 T is temperature (°C)
and θ is the angle of incidence at noon (in radian)

[†] Zooplankton quadratic mortality term represents increasing populations of predators as zooplankton populations increase and is more stable than a linear term [Steele and Hederson, 1992; Evans, 1999].

This fractionation model includes two ways of nitrogen differentiation. During photosynthesis, an enrichment factor associated with the nitrate uptake exists. When nitrates are used as the substrate by phytoplankton, the resulting new living particulate organic matter is about 5.2 ‰ lower than the initial nitrates [Waser *et al.*, 1998]. The second fractionation path occurs during the zooplankton excretion. As a result, zooplankton is about 3.4 ‰ heavier than phytoplankton [DeNiro and Epstein, 1980; Minagawa and Wada, 1984]. Fractionation parameters are kept identical as in Giraud *et al.*'s model [2000]. This means that we do not consider any bacterial remineralization fractionation in order to keep the ecosystem structure of the model simple. Denitrification is not considered because oxygen concentrations in our area, the Mauritanian margin, are too high for nitrate reduction to occur [Minas *et al.*, 1982]. Another fractionation may occur during the formation of fecal pellets produced by the marine zooplankton. As the difference between the fecal pellets $\delta^{15}\text{N}$ and the animal $\delta^{15}\text{N}$ ranges between -3.7 ‰ and 4.8 ‰ according to the zooplankton class [Montoya, 1994], we will not consider this fractionation process. A last possible signal transformation would be a diagenetic effect in the sediments. But at present, little diagenetic effect has been observed [Altabet and François, 1994], and Martinez *et al.* [2000] did not find any significant downcore changes in $\delta^{15}\text{N}$ in the first centimeters of sediment in our study area.

2.2.2. Initial conditions and parameters

The biological fields are initiated with a low concentration of nitrates in the surface layer, and 10 mmol N m^{-3} in the deep waters. Their isotopic signature is set to 6.2 ‰, which is the value for the deep ocean nutrients [Altabet and Curry, 1989; Liu and Kaplan, 1989; Montoya, 1994]. Initial values of phytoplankton, zooplankton and detritus are set to 2.0, 0.2 and 0 mmol N m^{-3} , respectively.

Primary production, together with mortality and zooplankton grazing, control the evolution of the phytoplankton population. Zooplankton excretion and remineralization of detritus regenerate the nutrient supply.

Three minor changes are introduced, as compared with Giraud *et al.* [2000]. In the photosynthesis formulation, we consider the light attenuation due to seawater and to phytoplankton concentration itself. These parameters are chosen to reproduce an euphotic layer depth of about 20-30 m, characteristic of the Mauritanian upwelling region [Babin *et al.*, 1996; Morel, 2000] (see Table 1).

In this upwelling context, a satisfying phytoplankton development is obtained by limiting the zooplankton activity. In comparison with the initial parameterization adopted for

the entire North Atlantic Ocean [Oschlies and Garçon, 1999], the zooplankton maximum grazing rate has been diminished to restrain its pressure on the phytoplankton. Indeed, the zooplankton grazing influence upon the phytoplankton development is more intensive, due to zooplankton grazing formulation of the model, in an upwelling system, where zooplankton concentration is of the order of the phytoplankton one [Gunson *et al.*, 1999].

In the upwelling regions, the particulate organic matter can be of large size, and this leads to large sinking velocities. However the biological model considers only one class of detritus. The vertical velocity of sinking particles is set to 25 m d^{-1} [Alldredge and Gotschalk, 1988; Wefer and Fischer, 1993].

2.3. Coupling between physics and biology

This biological model is coupled to the physical one in an offline mode. All the ecosystem compartments are transported by advection and diffusion. So for any biological state variable of concentration N_i , equations are:

$$\frac{\partial N_i D}{\partial t} + \frac{\partial N_i U D}{\partial x} + \frac{\partial N_i w}{\partial \sigma} = \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[\frac{K_H}{D} \frac{\partial N_i}{\partial \sigma} \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left(H A_H \frac{\partial N_i}{\partial x} \right) + SMS(N_i) \quad (5)$$

where SMS is the Source Minus Sink term corresponding to the biological interactions of the food web model [Giraud *et al.*, 2000]. For other parameters' definition, see Section 2.1. The expression for detritus transport includes an additional sinking term $(-\omega_D \frac{\partial N_D}{\partial \sigma})$, with ω_D , the vertical sinking velocity of particles.

2.4. Sedimentary production

Biogenic particles sink through the water column, some of them undergo total remineralization while some others eventually reach the sediments before complete remineralization. Before their definitive fossilization, many other processes may occur, including resuspension, advection, gravity processes of sediments, and diagenesis. Only a "sedimentary model" coupled with the circulation model could represent these mechanisms. In order to parameterize them, two transformations are applied to the sedimentary signal.

We consider that the fossilized sediment existing at any location can result from all the sedimentation processes that occurred between the coast and that point. Therefore, one first transformation is to consider the upstream cumulative sedimentation for reconstructing the sedimentary signal.

To consider any loss of particulate organic nitrogen by resuspension or diagenesis, we apply a correction factor. Sedimentary organic nitrogen fluxes reconstructed with the model fit the observed sedimentary data for a factor of $12.5 \cdot 10^3$. This means that we consider that around 0.08 % of the sediments stays definitively fossilized. This correction factor is considered constant along the glacial-interglacial transition. However, as this factor includes gravity processes, it may have changed with the sea level and the related immersion of the shelf, and could also be different from one location to another, considering local particularities of the slope and continental shelf topography.

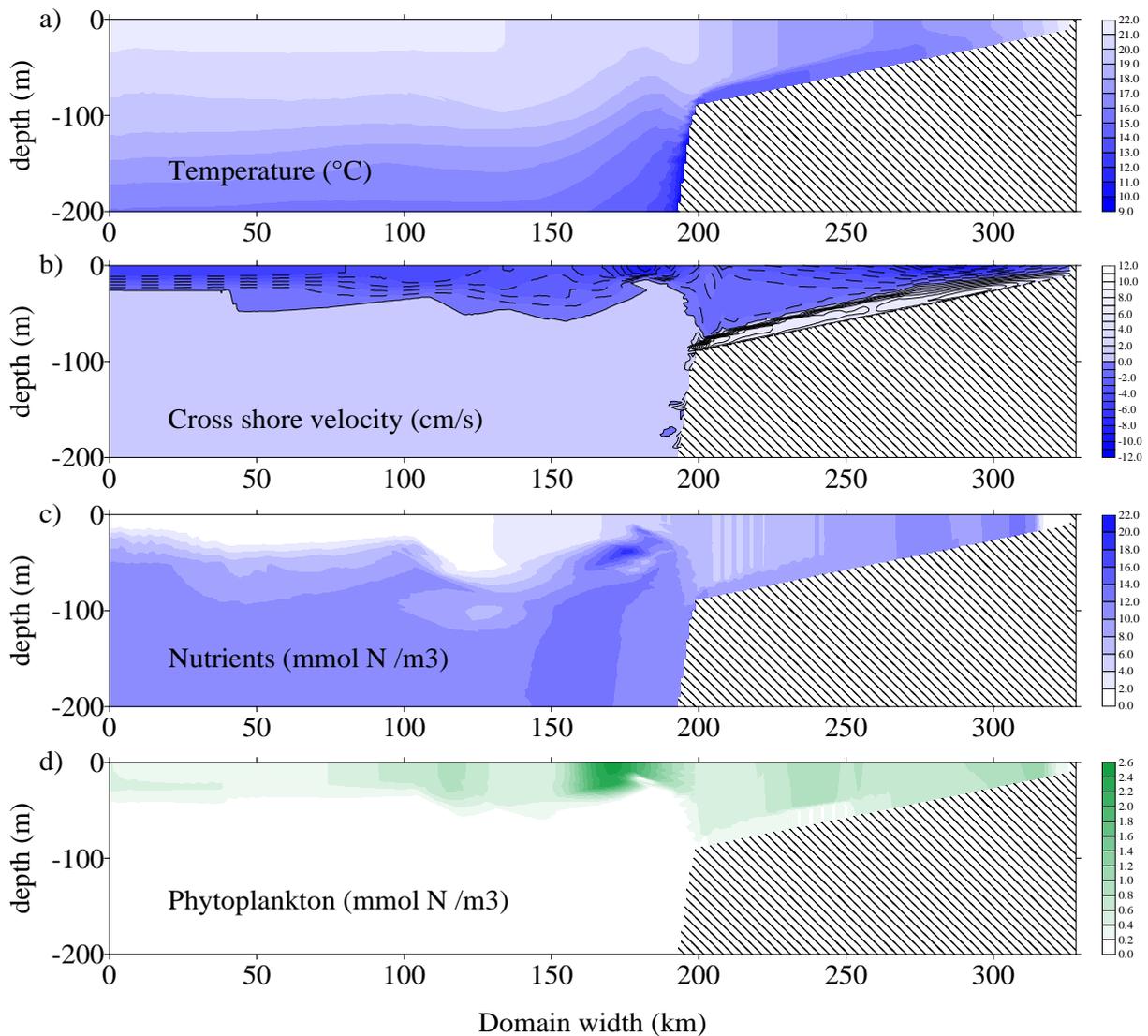


Figure 2. Cross-section of (a) temperature (in $^{\circ}\text{C}$), (b) cross-shore velocity (in cm s^{-1} , positive values indicate currents directed onshore), (c) nutrients and (d) phytoplankton concentrations (in mmol N m^{-3}) for a high sea level scenario (shelf width of 128 km).

3. Physical and biological structures

3.1. The interglacial period

Vertical sections of temperature, cross-shore velocity, nutrients and phytoplankton are shown in Figure 2 for a high sea level configuration (shelf width of 128 km). The temperature distribution on Figure 2a shows the upwelling of cold deep waters on the shelf. At the upwelling emergence zone, the minimal surface temperature is around 16.5°C, while the offshore surface water temperature is 21°C. The upwelling index is therefore 4.5°C. This invasion of the shelf is clearly visible with the cross shore velocities section (Figure 2b). The surface current is directed offshore ($U_{\max} = -10.1 \text{ cm s}^{-1}$) and a compensatory current flowing toward the coast forms a bottom boundary layer ($U_{\max} = 11.1 \text{ cm s}^{-1}$). These currents correspond to a recirculation cell developing on the shelf.

These physical structures force the distribution of the biological variables. On Figure 2d the modeled phytoplankton is mostly distributed on the shelf and in the upper layer, and reaches a first maximum concentration around the mid-shelf, where cold nutrient-rich waters upwell. This boundary between the coast, where phytoplankton is poorly present, and this upwelling region is the primary front. Even if phytoplankton growth is limited to the euphotic layer (about 20 m), phytoplankton is transported down to 100 m by advection and mixing. Because of detritus remineralization and strong recycling, nutrients also reach high concentrations in the mid-shelf area, around 12 mmol N m^{-3} (Figure 2c). Detritus are largely produced by mortality of both phytoplankton and zooplankton, and regenerate the nutrient pool by remineralization. Offshore the emergence point, phytoplankton concentrations slightly decrease offshore due to mortality and zooplankton grazing. Nutrients become depleted during the offshore transport, and detritus concentration decreases because of remineralization and sinking. At the shelf break location, a secondary front appears. Vertical velocities provide a supply of nutrients to the surface layer, resulting in a second maximum of phytoplankton concentration. This is also a location for detritus production. Once again, the system evolves offshore toward oligotrophy.

Thus the model reproduces realistic chlorophyll concentrations and primary production in the surface layer. Maximum values for chlorophyll concentrations in the Mauritanian upwelling are up to $3.5 \text{ mg Chl-a m}^{-3}$ [Gabric *et al.*, 1993; Fischer *et al.*, 1996; Morel, 2000], corresponding to a phytoplankton concentration of $2.2 \text{ mmol N m}^{-3}$ (with a Chl-a/N ratio of $1.59 \text{ mg Chl-a (mmol N)}^{-1}$, [Oschlies and Garçon, 1999]). Primary production ranges from $1.5 - 2 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in the eutrophic zones to $0.29 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ in oligotrophic sites [Morel, 2000]. Simulated primary production in interglacial configuration ranges between 1.5

and $0.1 \text{ gC m}^{-2} \text{ d}^{-1}$. Primary production in oligotrophic regimes is underestimated but it will not have any important impact on the sedimentary signal production that mainly comes from the eutrophic regime on the continental shelf.

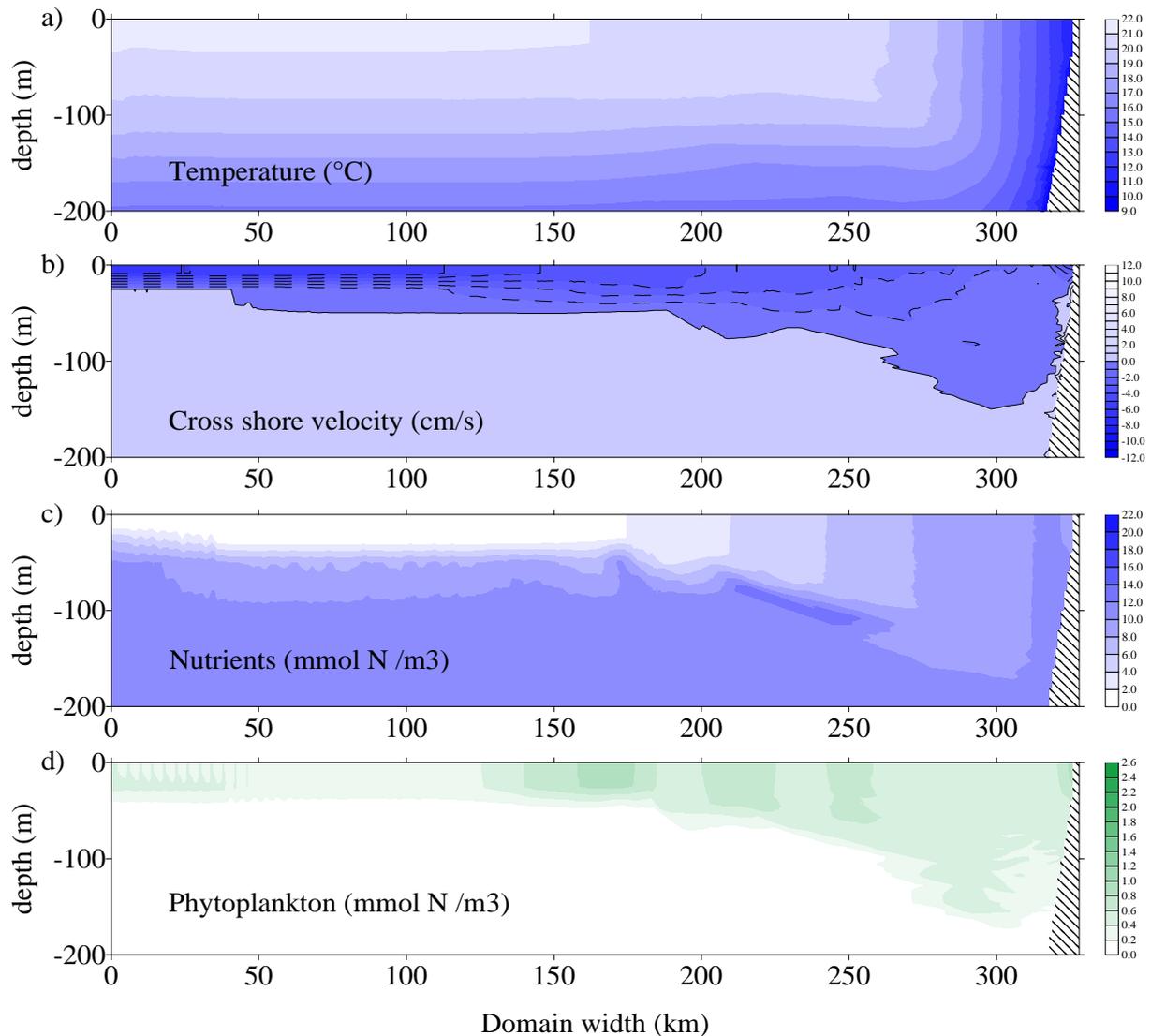


Figure 3. Cross-section of (a) temperature (in $^{\circ}\text{C}$), (b) cross-shore velocity (in cm s^{-1} , positive values indicate currents directed onshore), (c) nutrients and (d) phytoplankton concentrations (in mmol N m^{-3}) for a low sea level scenario (no continental shelf).

3.2. The glacial period

The glacial configuration, with a low sea level, is presented in Figure 3. As the sea level is below the shelf break, no shelf exists, which greatly modifies the oceanic circulation. The cold deep waters upwell at the coast (Figure 3a) and there is no recirculation cell. The

upwelling index is now about 7°C , which is stronger than in the previous case. Currents are directed offshore in the surface layer ($U_{\text{max}} = -6.1 \text{ cm s}^{-1}$) and shoreward below ($U_{\text{max}} = 2.7 \text{ cm s}^{-1}$; Figure 3b). Deep waters with high concentrations of nitrates reach the surface at the coast (Figure 3c). Maximum surface nitrate concentrations are around 10 mmol N m^{-3} . During the offshore transport by the surface currents, nutrients are consumed by the phytoplankton. The maximum nutrient concentration is followed by the maximum phytoplankton concentration ($0.96 \text{ mmol N m}^{-3}$) and then zooplankton development follows. The high nitrate concentrations in surface mostly come from subsurface water upwelling rather than from detritus remineralization.

The modification of topography, due to the sea level variation, has a major role on the circulation mode. Between the two typical configurations of high and low sea level scenarii (Figures 2 and 3), differences in the biological development come from the recycling presence/absence of the biological variables, and in particular the detritus. As shown in the next section, this will have consequences on the isotopes cycle and sedimentary signal.

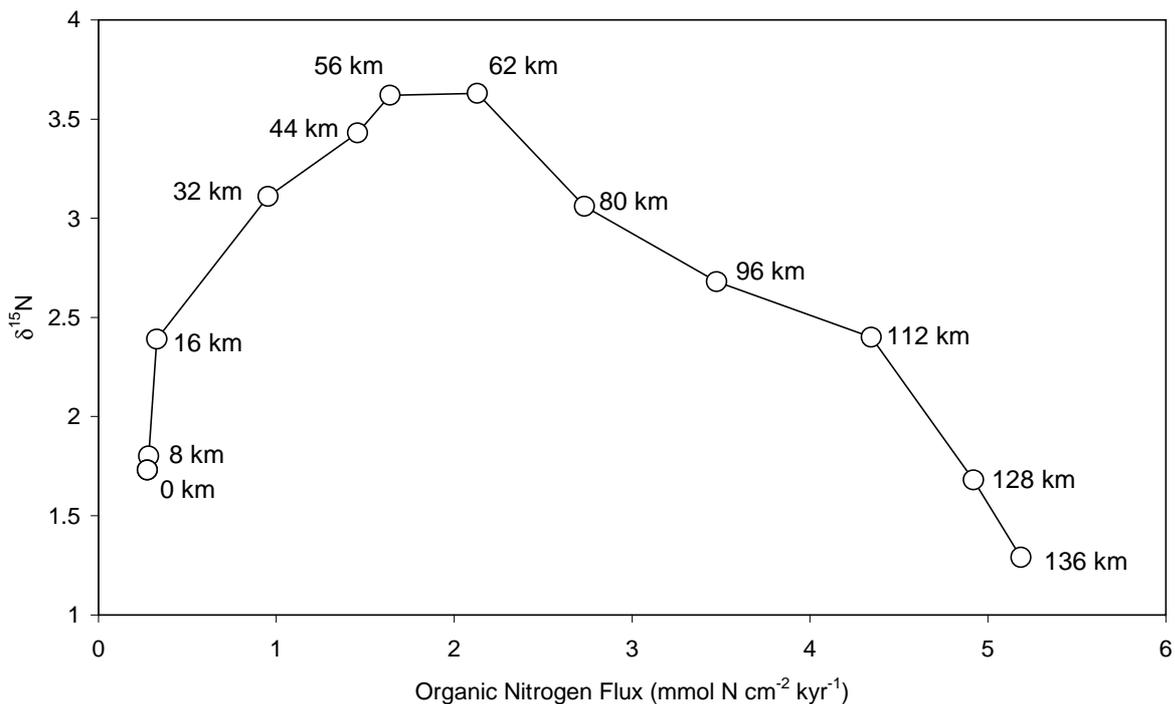


Figure 4. Sedimentary output signal for the different shelf width scenarii. The shelf width varies between 0 km and 136 km.

4. Numerical experiments on climatic effects

4.1. Basic experiment : the sea level effect

The basic experiment consists in running the coupled model in different sea level scenarii to obtain the corresponding isotopic signature in sediments. Each configuration is thus determined by the shelf width (SW). The modeled isotopic signal in the sediments, shown in Figure 4, is expressed as a function of the sedimentary particulate organic nitrogen flux, for a virtual coring site located about 50 km offshore the shelf break, which would correspond to the mean position of the studied cores.

As sea level rises, the shelf width varies between 0 km (Glacial period) and 136 km (Interglacial period). Two steps can be highlighted:

For the narrow shelf widths, from 0 to 56 km, a rapid increase of the isotopic signature coincides with a small variation of the organic nitrogen flux. The small recirculation cell appearing on the outer-shelf according to the sea level rise produces a moderate increase of the cumulated sedimentary biogenic nitrogen flux, but with a strong isotopic fractionation. As this recirculation cell becomes larger, this fractionation effect is less efficient and the isotopic signal increases. The maximum $\delta^{15}\text{N}$ is 3.63 ‰.

For larger shelf widths, the pattern is reversed for the isotopic signal. While the shelf width increases, the organic nitrogen flux increases rapidly, due to increasing cumulated production, but the sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ decreases. As explained by *Bertrand et al.* [2000], the large shelf width, corresponding to the high sea level and the continental shelf immersion, induces a strong recycling of detritus and increases the supply of regenerated nutrients. This excess of nutrients limits the resulting detritus isotopic signal. Thus, the detritus pool reaches lower $\delta^{15}\text{N}$ values, simultaneously with an important cumulative organic nitrogen production, due to the large shelf width.

4.2. The seasonality effect

The previous values obtained for the basic experiment correspond to a constant upwelling, present over a full year. The upwelling is thus active during 12 months: its seasonality (SA) is 12. The sedimentary organic nitrogen flux of the basic experiment (ON_{BE}), produced over a full year, can be expressed as a function of the shelf width (Figure 4):

$$ON_{BE} = f_1(SW, SA = 12) \quad (6)$$

In fact, the upwelling is not always active and the seasonality should be reduced. Shorter activity duration will induce a decrease of the organic nitrogen flux, proportional to the seasonality, without changing the corresponding isotopic signal. This can be translated by the following equation, relating the organic nitrogen flux of the data (ON_{DATA}) to ON_{BE} :

$$ON_{DATA} = f_2(SA, ON_{BE}) = \frac{SA}{12} ON_{BE} \quad (7)$$

Figure 5 shows different curves obtained while reducing the seasonality from the basic experiment.

Presently, the upwelling activity is almost permanent at 21°N, the location of the core 11K, offshore Cap Blanc, but reinforced during about 5-6 months [Speth and Detlefsen, 1982; Mittelstaedt, 1991]. At 25°N, the maximum upwelling period is less pronounced, near 4-5 months.

Both locations (north and south) are under the ITCZ (Inter Tropical Convergence Zone) migration influence, which acts on the wind intensity and direction, relative to the coast line orientation. The more the wind is parallel to the coast, the more the Ekman transport is efficient.

All these parameters may have changed along the glacial-interglacial transition. The sea level variation has changed the shelf extension but has also redrawn the coast line orientation (Figure 6). The ITCZ latitudinal migration, from summer to winter, may have been less extended during the glacial period [Leroux, 1993], and this will be investigated in Section 5.

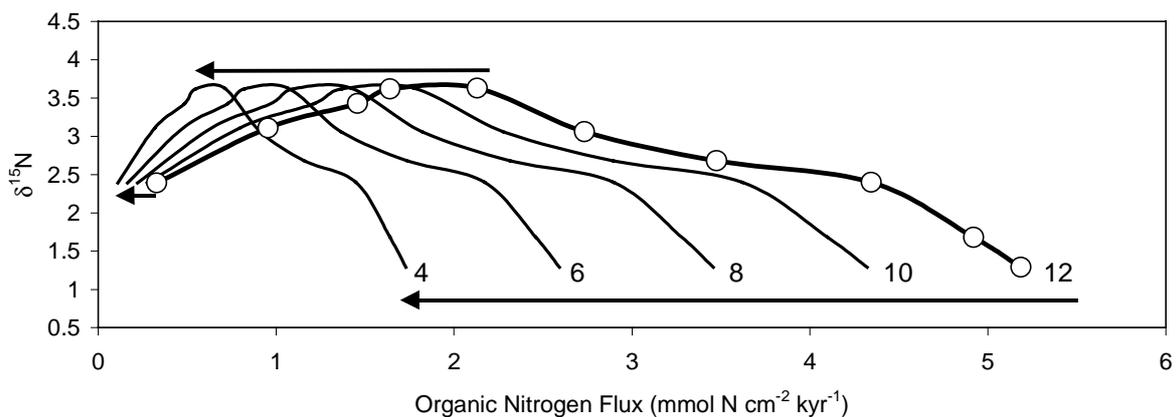


Figure 5. The seasonality effect. The curve of the basic experiment corresponds to a seasonality of 12 months. Other curves correspond to different situations decreasing the seasonality ($SA = 10, 8, 6,$ and 4 months).

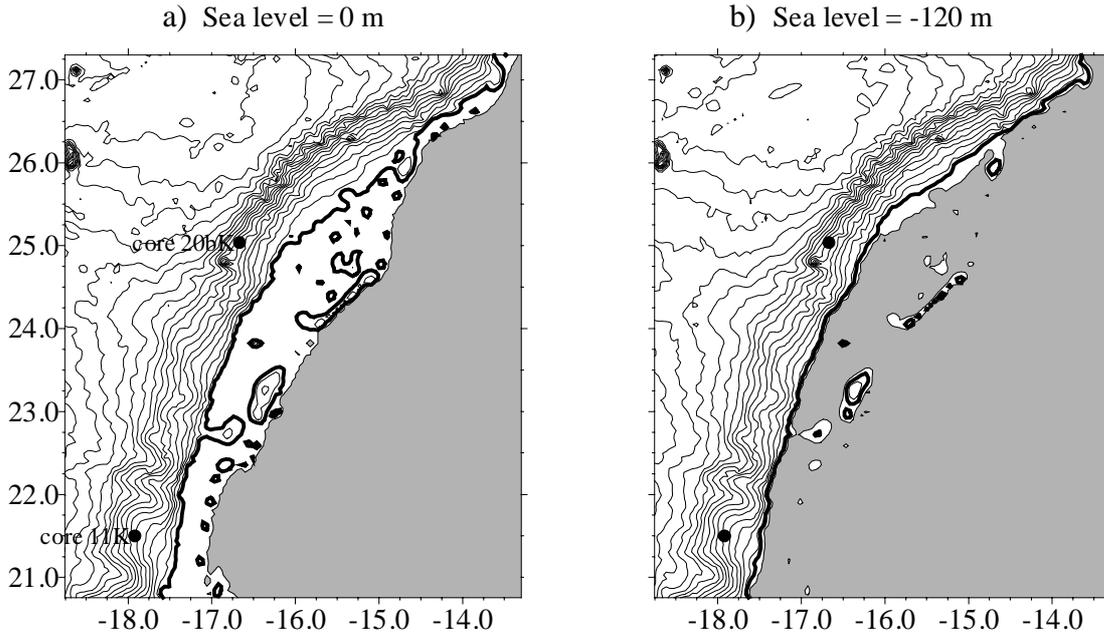


Figure 6. Bathymetry of the Mauritanian coast for the actual sea level (a) with the location of the cores 11K and 20bK. The map of the Last Glacial Maximum (b) is the representation of the same topography with a sea level 120 m lower. The bold line is the 100 m depth isocontour.

4.3. The nutrient input effect

The starting point of the isotopic signature in the biological food web is the $\delta^{15}\text{N}$ of the nutrients that upwell on the shelf. In the basic experiment, we set this value at 6.2 ‰ (see Section 2.2.2.), so the nitrogen input (NI) is 6.2. The sedimentary isotopic signal of the basic experiment ($\delta^{15}N_{BE}$), produced with $NI = 6.2$, can be expressed as a function of the shelf width (Figure 4):

$$\delta^{15}N_{BE} = f_1'(SW, NI = 6.2) \quad (8)$$

This nitrogen input value may have changed along the glacial-interglacial transition. Indeed, the $\delta^{15}\text{N}$ increase observed in the sediments along the deglaciation is generally associated to an increase of the denitrification rate in the global ocean [Altabet *et al.*, 1995; Ganeshram *et al.*, 1995; Ganeshram *et al.*, 2000]. Any variation of the isotopic signature of nitrogen input has a direct consequence on the resulting $\delta^{15}\text{N}$ in the sediments and this can be translated in the following equation, relating the isotopic signal of the data ($\delta^{15}N_{DATA}$) to $\delta^{15}N_{BE}$:

$$\delta^{15}N_{DATA} = f_3(NI, ON_{BE}) = \delta^{15}N_{BE} + (NI - 6.2) \quad (9)$$

Figure 7 shows different curves obtained while changing the nutrient input. An increase of the nitrogen-input signature (NI) induces an equivalent increase of the basic experiment $\delta^{15}\text{N}$, without changing the organic nitrogen flux.

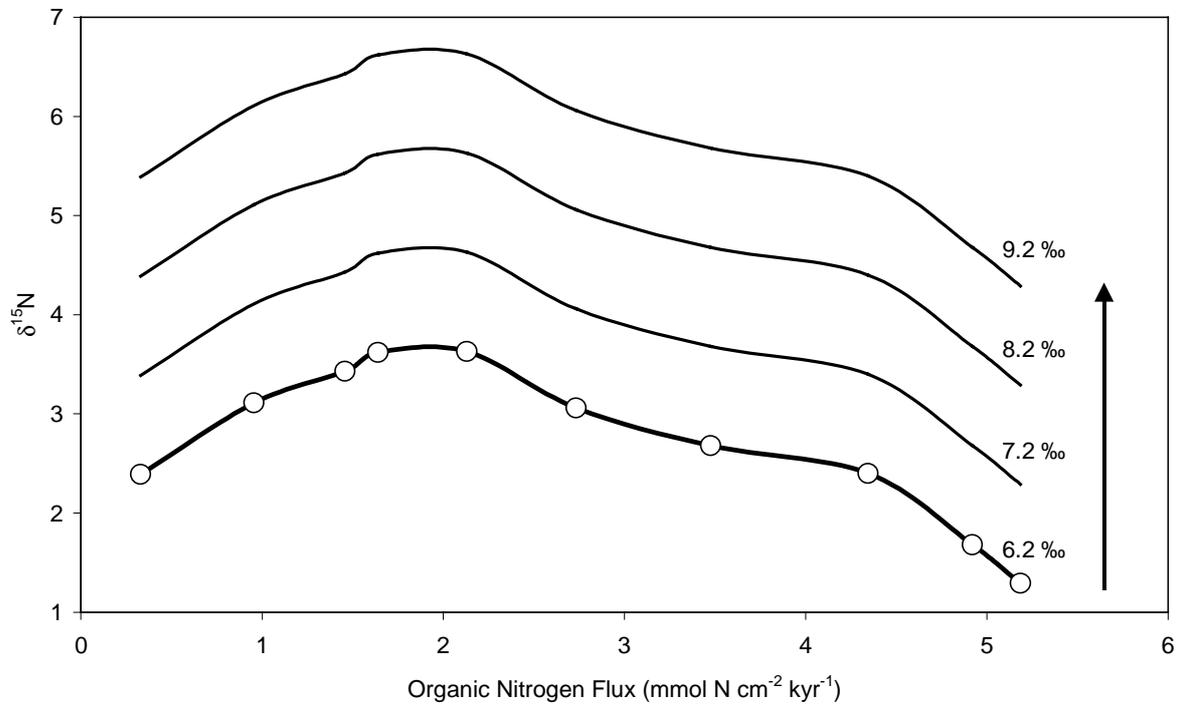


Figure 7. The nitrogen input (NI) effect. The curve of the basic experiment corresponds to NI = 6.2. Other curves correspond to different situations with increasing deep nutrient isotopic signature (NI = 7.2 ‰, 8.2 ‰, and 9.2 ‰).

5. History and reconstruction of Mauritanian cores signal.

5.1. Distinct feature of the two cores and strategy of reconstruction.

The two cores of the Mauritanian margin of interest here, the core 11K, offshore Cap Blanc (21°28.87'N; 17°57.35'W; 1200 m depth), and the core 20bK (25°1.7'N; 16°39.2'N; 1450 m depth) were collected during the SEDORQUA cruise (Figure 6). They present the same trend for $\delta^{15}\text{N}$ downcore measurements, i.e. an increase during the deglaciation [Martinez, 1997] (Figure 8). However the core 11K presents a particular feature after the climatic optimum: the isotopic signal decreases from 7.7 kyr to 1.1 kyr (Figure 8). On the contrary, core data have a different pattern for the organic nitrogen fluxes. The organic nitrogen flux of the core 20bK decreases during the glacial-interglacial transition while it increases for the core 11K. Thus, on a plot of the isotopic signal versus the organic nitrogen flux, the two core data have crossed features (Figure 8).

Figure 9 shows how each sedimentary data point can be reconstructed from the basic experiment curve (Figure 4), modified with the equations of seasonality and nitrogen input effects (Equations 7 and 9) described in the previous section.

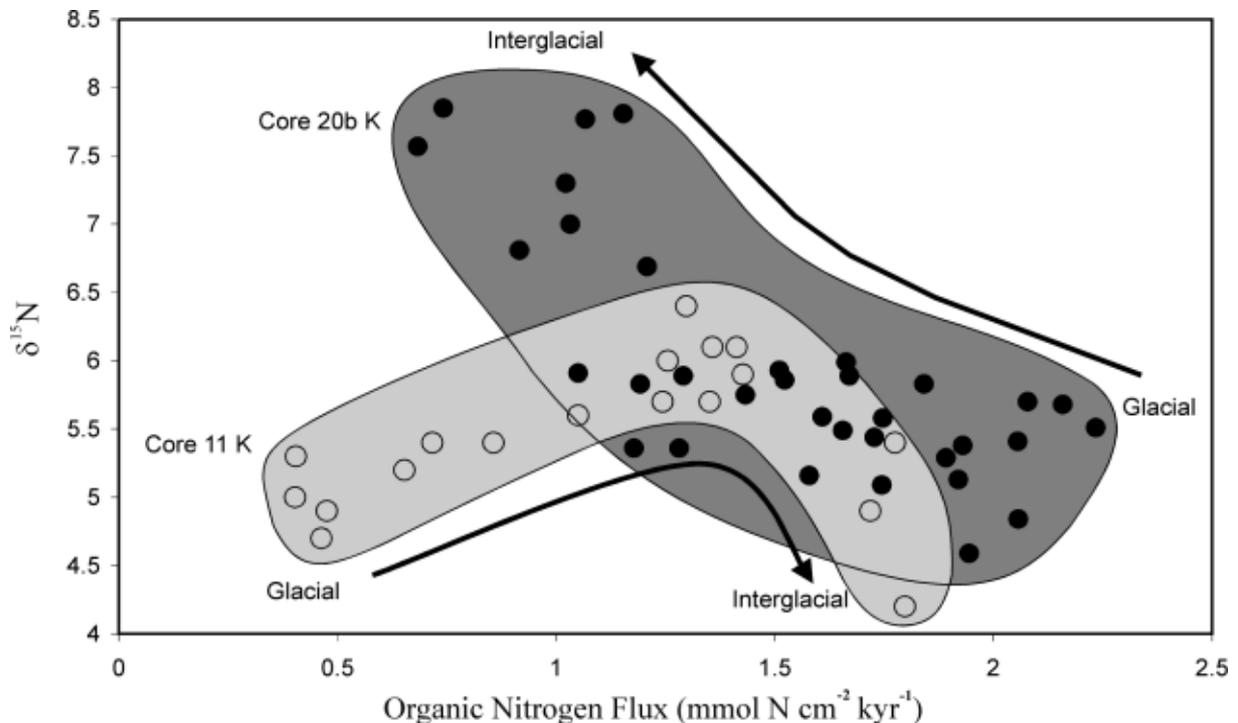


Figure 8. Sedimentary data for cores 11K and 20bK: $\delta^{15}\text{N}$ versus organic nitrogen flux. Data from Martinez [1997]. Arrows show the evolution during the deglaciation.

The following strategy consists in determining the relative importance of each effect, the sea level, the seasonality and the nitrogen input, in the sedimentary core signal. Considering that for each data point we have a system of two equations (Equations 7 and 9) and three variables (SW, SA and NI), the system cannot be solved. For both cores (11K and 20bK), we set a shelf width evolution. This choice will reduce the number of variables to two (SA, NI) and the system can now be solved. The validity of each scenario is discussed hereafter.

The first criterion for the reconstruction scenarii is the shelf immersion history. Looking carefully at the map of the Mauritanian margin (Figure 6), we can evaluate the possible evolution of each core location situation during the deglaciation. Presently, the northern core 20bK faces a shelf about 150 km large, while the southern core 11K faces a narrower continental shelf (about 40 km). This stands true if we consider the shelf at the same latitude than the core location. However if we consider the currents system existing close to the coast, material arriving at any location may originate from a more northeasterly direction. This led us to perform the reconstruction of the scenarii in terms of shelf width rather than in terms of sea level evolution.

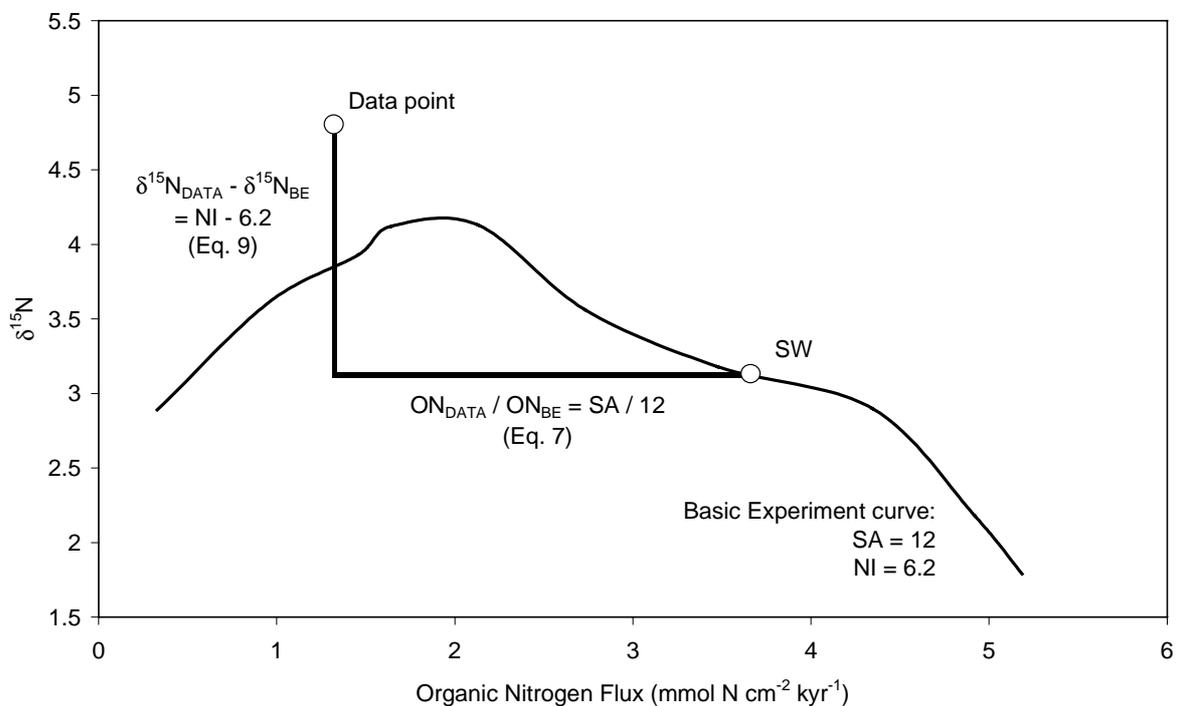


Figure 9. Relation between data and model output. The basic experiment curve is first presented in Section 4.1. and Figure 4. Equations 7 and 9, described in Sections 4.2. and 4.3. respectively, allow to deduce the nitrogen input (NI) and the seasonality (SA) for a given shelf width (SW).

If we consider this topography for the Last Glacial Maximum (sea level 120 m lower, Figure 6b), the shelf facing the core 11K location disappears. On the contrary, in front of the core 20bK, a shelf is present and can participate to an active upwelling recirculation cell. We will therefore prefer scenarii where the shelf width increases or remains constant during the deglaciation.

Seasonality is 4-5 months at present; it must be lower than 12 months, which limits the solution possibilities. To evaluate minimum and maximum local effects of shelf width on the sedimentary isotopic signal, we will test scenarii minimizing the nitrogen input variations, which is an external cause of the nitrogen isotopic signal variation.

5.2. Reconstruction for core 11K

The history of the data signal ($\delta^{15}\text{N}$ and organic nitrogen flux) for core 11K can be divided in four parts (Figure 10a). From 20 kyr to 15 kyr, the isotopic signal and the organic nitrogen flux are low and almost stable. From 15 kyr to 11 kyr, both increase and are stable again until 5.5 kyr. From 5.5 kyr to present, the signals diverge: the isotopic signal falls from 6.1 ‰ to 4.2 ‰, while the organic nitrogen flux continues to increase. We apply the previous equations (7 and 9) to these sedimentary data, choosing the shelf width. Seasonality (SA) and nitrogen input (NI) are thus found as a function of Age (kyr). Two main scenarii appear.

Figure 10b shows reconstructed parameters for the first scenario, in which we minimized the nitrogen input variations. For the first part of the curve, between 20 and 15 kyr, data of Figure 10a are reproduced by a configuration with a narrow shelf, which corresponds to the lowest sea level. The nitrogen input is then around 8.6 ‰, and the seasonality is 10.5 months. This long seasonality period compensates the low production of organic nitrogen of the system in the narrow shelf configuration. The second part is characterized by an increase of the shelf width up to 43 km at 11 kyr and a constant seasonality around 10.5 months. During this period, the nitrogen input remains almost constant. From 11 to 5.5 kyr, the shelf width increases up to 74 km, the seasonality strongly decreases from 10.5 down to 6.6 months and the nitrogen input slightly increases. Finally, from 5.5 to 1.1 kyr, the shelf width strongly increases up to 135 km while seasonality decreases to 4.5 months. The nitrogen input is then constant at 9.06 ‰. This feature, of shelf width and seasonality, explains how the organic nitrogen flux can increase while the sedimentary isotopic signal decreases. Low $\delta^{15}\text{N}$ are obtained by a large shelf width effect, and the corresponding high organic nitrogen flux is limited by a seasonality decrease.

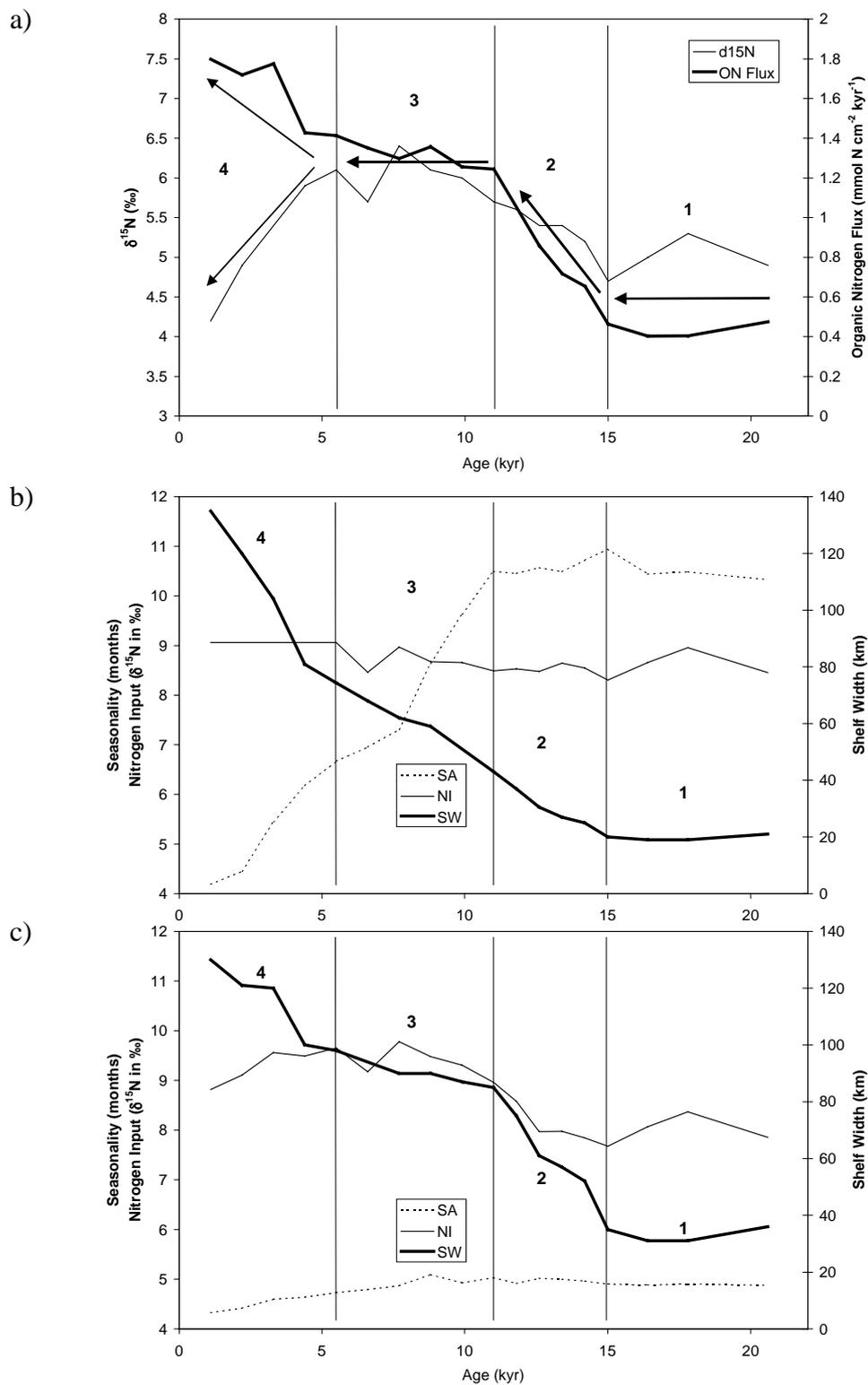


Figure 10. (a) Isotopic $\delta^{15}\text{N}$ signal (‰) and organic nitrogen flux (ON flux, $\text{mmol N cm}^{-2} \text{ kyr}^{-1}$) from the Last Glacial Maximum to present for core 11K ($21^{\circ}28.87'\text{N}$; $17^{\circ}57.35'\text{W}$; 1200 m depth). Data from *Martinez* [1997]. Reconstructed shelf width (SW), seasonality (SA) and nitrogen input (NI) for two different scenarii: (b) minimized nutrient input variations and (c) constant seasonality.

The shelf width and seasonality variations reconstruct the sedimentary organic nitrogen flux. The resulting isotopic signal is then adjusted to data values by variations of the nitrogen input, possibly modified in other areas by nitrogen fixation or denitrification.

From 15 kyr to 5.5 kyr, the sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ increases of 1.7 ‰, while the reconstructed nitrogen input increases of 0.66 ‰. Between 5.5 and 1.1 kyr, the isotopic signal decreases of 1.9 ‰, while the nitrogen input is constant. This means that between 15 and 5.5 kyr, 60 % of the sedimentary isotopic signal could be explained by this local shelf immersion effect. Any sedimentary diagenetic process or nitrogen loss/gain occurring in other ocean areas and affecting the global nutrient pool isotopic signature would only account for 40 % on these local sedimentary isotopic signal variations. Between 5.5 and 1.1 kyr, the shelf width effect completely explains the sedimentary isotopic signature decrease.

From 15 kyr to present, the reconstructed nitrogen input varies between 7.63 ‰ and 8.65 ‰, fluctuating around 8.2 ‰, which is different from the nutrients value in the deep ocean, set to 6.2 ‰ as a model input. This difference may be due to early diagenetic reactions, as observed in the Canary Islands region by *Freudenthal et al.* [2000], who described a 4-5 ‰ increase of the $\delta^{15}\text{N}$ between the lower traps and the sediments. But the origin of this 4-5 ‰ shift is not confirmed because of a possible lateral advection.

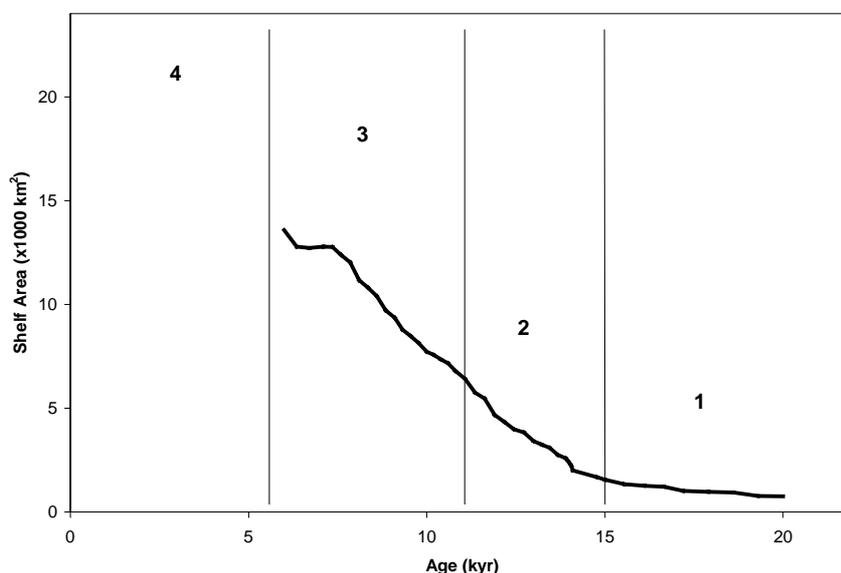


Figure 11. Mauritanian shelf area evolution between 21.25°N and 23.25°N from the Last Glacial Maximum to the Climatic Optimum. For each date, according to the corresponding sea level, the shelf area is defined as the area extending between the coast and the isobath -100m. Sea level data from *Bard et al.* [1996]

The second scenario considers that the seasonality may have not changed along the glacial and interglacial periods. Figure 10c shows the shelf width and nitrogen input evolutions for a constant seasonality around 4-5 months. Before 15 kyr, the shelf width is already at 40 km, and increases rapidly until 85 km between 15 and 11 kyr. It slightly increases until 5.5 kyr, and reaches 130 km at 1.1 kyr. Nitrogen input variations are much more important than for the previous scenario and exceed the sedimentary isotopic variations. The sedimentary isotopic signal fall from 5.5 kyr to present would be therefore explained by a strong decrease of the nitrogen input signal. This is in contradiction with the explanation of a denitrification increase in oxygen minimum layers areas, which would have made heavier the global nitrates pool.

In each scenario, reconstructed shelf widths vary between 20 and 130 km, whereas presently the continental shelf facing the location of the core 11K is only 40 km large. This would confirm the fact that we have to include the upstream currents for the production of the sedimentary signal, and not only what occurs at the same latitude than the core location.

We still have to determine if the shelf area increases regularly (first scenario, Figure 10b) or with a rapid evolution between 15 and 11 kyr (second scenario, Figure 10c). Figure 11 shows how the shelf area evolves during the sea level rise from the Last Glacial Maximum to 6,000 years. Because the shelfbreak is located at around 100 m depth in this region, this shelf area is defined as the area extending between the coast and the isobath -100 m. We considered the shelf included between 21.25°N (latitude of the core 11K location) and 23.25°N to integrate the upstream currents. This shelf area evolution depicts a progressive and regular increase. This corresponds to the first scenario (Figure 10b) and would therefore confirm the existence of a higher seasonality during the Last Glacial Maximum, which is discussed below.

5.3. Interpretation of the seasonality change

The upwelling index (UI) is defined as the sea surface temperature difference between coastal areas and the mid-ocean. The greater this difference is, the stronger is the upwelling (Figure 12). It can also be directly related to the wind system. The seasonal variation of the UI can be related to the ITCZ migration. The seasonal latitudinal migration of the ITCZ induces a latitudinal change of the maximum upwelling location on the North West Africa coast (Figure 12), with amplifications of local coastline orientation effects. Between 20°N and 25°N, present upwelling occurs throughout the year with a maximum intensity during autumn and spring [*Mittelstaedt*, 1991]. The optimal position of the wind system (dictated by the

ITCZ position) for the upwelling at the core 11K location occurs during these two periods. It represents a duration of about 4-5 months.

It has been proposed that the ITCZ migration may have changed in glacial periods [Leroux, 1993; Leroux, 1996]. Its extension in boreal summer would have been less northward, and would have extended in the Southern Hemisphere during the boreal winter. The position of the ITCZ in boreal summer during the glacial period would be therefore its present position in spring or autumn. If the wind system of the present summer does not exist in glacial periods, a spring or autumn configuration would replace it. For the glacial boreal winter, it does not exist any present equivalent, since the present ITCZ in our study area stays in the Northern Hemisphere.

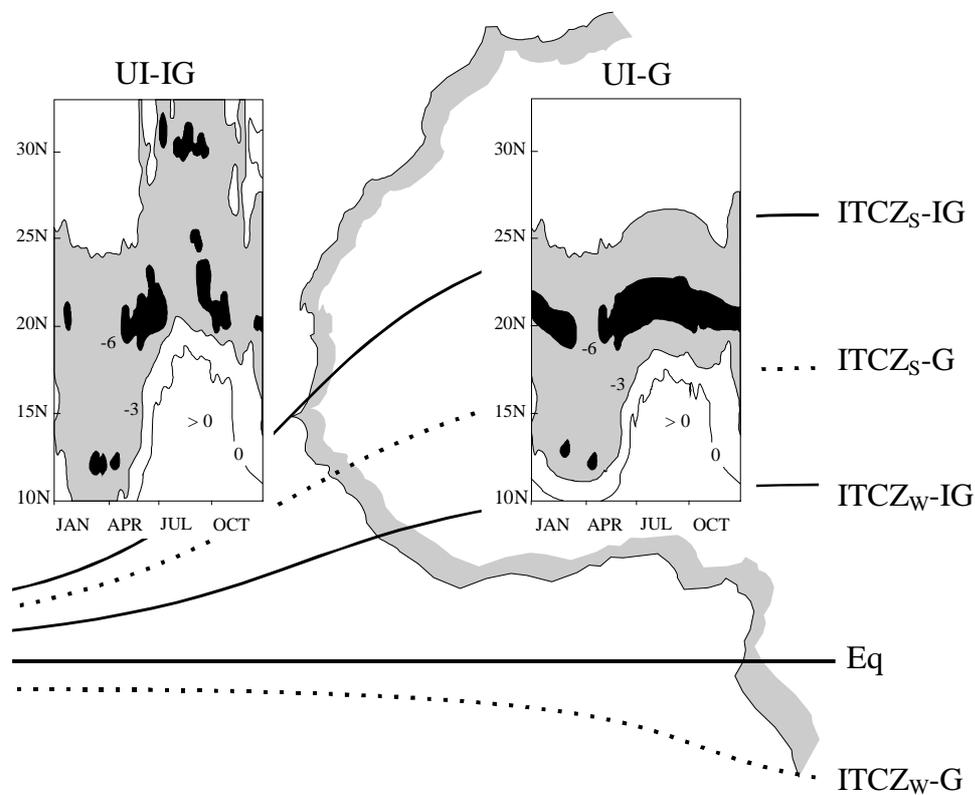


Figure 12. UI-IG: Map of the upwelling index (UI), between 10°N and 35°N, for the period 1969-1976 [Speth and Detlefsen, 1982]. In background is represented the position of the ITCZ (Inter Tropical Convergence Zone) for the interglacial boreal summer (ITCZ_S-IG) and winter (ITCZ_W-IG) in North West Africa. UI-G: Hypothetical map of the UI in the same area for the Last Glacial Maximum, constructed on the basis of UI-IG, replacing the summer period by the spring-autumn feature. Dashed lines on the background map represent the corresponding ITCZ position between summer (ITCZ_S-G) and winter (ITCZ_W-G) [adapted from Leroux, 1996].

On Figure 12, a hypothetical UI map for the glacial period is proposed. The typical spring feature replaces the summer season. The wind regime may have been reduced, as compared to the present one. The glacial UI oscillation may include only two seasons: an extended upwelling favorable period (spring-summer-autumn) and a short unfavorable upwelling period (winter). The upwelling maximum intensity is therefore extended to 9-10 months or more. Our reconstruction yields the same seasonality, of around 10 months, from 20 to 11 kyr (first scenario, Figure 10b).

5.4. Reconstruction for core 20bK

Data of the core 20bK show a large variability, but global trends can be described (Figure 13a). From 22 kyr to 7 kyr, the organic nitrogen flux decreases from about 2.25 to 1 mmol N cm⁻² kyr⁻¹. The sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ slightly increases from 22 kyr to 11 kyr. Then, it swiftly increases from 5.83 ‰ to 7.81 ‰. The second part, from 11 kyr to 7 kyr, is an oscillation around 7.5 ‰. Data are missing for the upper part of the core.

The shelf effect described earlier resulted in increasing jointly the shelf width, the organic nitrogen flux and the isotopic signal, or decreasing the isotopic signal with an increasing organic nitrogen flux (Figure 4). The feature of the sedimentary core 20bK is a decrease of the organic nitrogen flux simultaneously with an increase of the $\delta^{15}\text{N}$ (Figures 8 and 13a). The best scenario we can reproduce is a constant shelf width, at about 80 km (Figure 13b). The organic nitrogen flux is then modulated by the seasonality, decreasing with oscillations from 8 to 3 months, and the isotopic signature results from the nitrogen input variations, between 7.5 and 10.5 ‰.

For the present period, a reconstructed shelf width of 80 km to explain the sedimentary signal means that the production facing the core location, i.e. where the continental shelf is about 150 km large, is transported southward. For the interglacial scenario, we also set a shelf width of about 80 km. It corresponds to the shelf that still exists northward of this location after the sea level decrease (Figure 6b).

As a consequence of this constant shelf width, the seasonality and nitrogen input support the variations of the sedimentary signal. As for core 11K, the reconstruction leads to a decrease of the seasonality during the glacial-interglacial transition, but starting earlier, at 16 kyr. The increase of the nitrogen input may come from a denitrification effect over the global ocean, but local effects are still possible. The 2D physical model we use does not allow us to take some particularities of the continental shelf in consideration. A few deep depressions exist on the shelf, near the coast (Figure 6). These topographic features may have an effect on

the oceanic circulation, and thereby on the biological recycling. During the shelf immersion, these depressions may have an effect of sequestration, increasing the recycling of the biological food web, and therefore the resulting $\delta^{15}\text{N}$. They may also act like a trap for the detritus, letting only the most offshore and heavier detritus to reach the slope. Such processes can only be described with a 3D physical model. Likewise, the reconstructed seasonality is a hypothesis to explain the decrease in organic nitrogen flux, which could be tested by running a 3D physical-biogeochemical model over one year, with different wind scenarii.

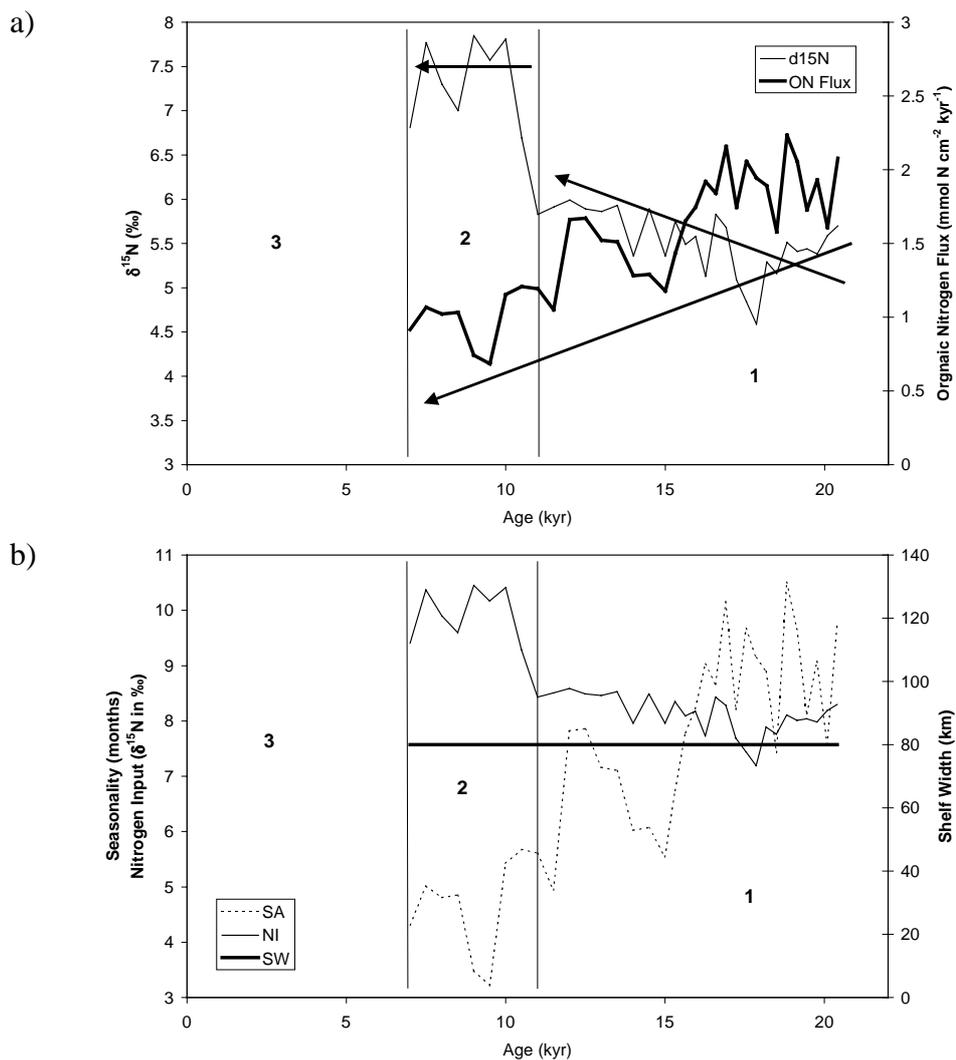


Figure 13. (a) Isotopic $\delta^{15}\text{N}$ signal (‰) and organic nitrogen flux (ON flux, mmol N cm⁻² kyr⁻¹) from the Last Glacial Maximum to 7 kyr for core 20bK (25°1.7'N; 16°39.2'N; 1450 m depth). Data from *Martinez* [1997]. (b) Reconstructed shelf width (SW), seasonality (SA) and nitrogen input (NI).

Martinez et al. [1999] interpreted the low glacial organic nitrogen fluxes at the core 11K with upwelling-unfavorable wind conditions. This would not consider the fact that the low sea level situation, without any possible continental shelf recirculation, is less productive than the high sea level situation as we demonstrated in Sections 3 and 4. On the contrary, we showed that a longer upwelling-favorable wind condition period is needed to compensate the low productivity feature of the low sea level situation. However, many studies propose an increased wind speed during the last glacial stage [e.g. *Matthewson et al.*, 1995]. The effect of this wind speed increase on the productivity in the low sea level situation is uncertain and should be studied in further work.

This study also invokes a small change in the $\delta^{15}\text{N}$ of the nitrate arriving in the Mauritanian upwelling area during the last deglaciation. This could be compared with the study of *Kienast et al.* [2000], who found no change in the $\delta^{15}\text{N}$ of the nitrate used during the primary production during the last climatic cycle in the South China Sea. Our results would confirm that the nitrogen budget over the global ocean should be reinterpreted.

6. Conclusion

Distinctions between both cores were made on the basis of the existence of a shelf in front of the core location during the glacial or interglacial periods. We demonstrated that the shelf width is the main factor to explain the variations of sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ and the organic nitrogen flux for the core 11K. Seasonality and nitrogen input are therefore secondary causes, which modulate the signal. The upwelling seasonality may have been much higher during the Last Glacial Maximum, around 10 months, due to a different seasonal ITCZ variation. For the core 11K, any sedimentary diagenetic process or any nitrogen loss/gain occurring in other ocean areas and affecting the nutrient isotopic signature would account only for 40 % on these local sedimentary isotopic signal variations between 15 and 5.5 kyr. Between 5.5 kyr and present, the sedimentary isotopic signal variations could entirely be reproduced by the local shelf immersion effect. For the core 20bK, the sedimentary signal is explained by a constant shelf width, coupled with a seasonality effect and a strong isotopic nitrogen input variation.

Further investigations will be made with a 3D coupled physical-biogeochemical model to consider the complex morphology of the present shelf, the currents system (NE-SW) and the orientation of the wind relative to the coast for an efficient Ekman transport. This 3D configuration will also allow us to investigate the area of origin of the organic nitrogen flux found in the sedimentary core signal.

Acknowledgments. Support for this work was provided by the Centre National de la Recherche Scientifique through the LEGOS and by a grant from the Ministère de la Recherche. This is an UMR CNRS 5805 EPOC contribution.

REFERENCES

- Allredge, A. L. and C. Gotschalk. In situ settling behavior of marine snow. *Limnol. Oceanogr.*, 33, 339-351. 1988.
- Allen, J. S., P. A. Newberger and J. Federiuk. Upwelling Circulation on the Oregon Continental Shelf. Part I: Response to Idealized Forcing. *Journal of Physical Oceanography*, 25, 1843-1866. 1995.
- Altabet, M. A. and W. B. Curry. Testing models of past ocean chemistry using foraminifera $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$. *Global Biogeochemical Cycles*, 3, 107-119. 1989.
- Altabet, M. A. and R. François. Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization. *Global Biogeochemical Cycles*, 8, 103-116. 1994.
- Altabet, M. A., R. François, D. W. Murray and W. L. Prell. Climate-related variations in denitrification in the Arabian Sea from sediment $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratios. *Nature*, 373, 506-509. 1995.
- Babin, M., A. Morel, H. Claustre, A. Bricaud, Z. Kolber and P. G. Falkowski. Nitrogen- and irradiance-dependent variations of the maximum quantum yield of carbon fixation in eutrophic, mesotrophic and oligotrophic marine systems. *Deep - Sea Research Part I - Oceanographic Research Papers*, 43, 1241-1272. 1996.
- Bard, E., B. Hamelin, M. Arnold, L. Montaggioni, G. Cabioch, G. Faure and F. Rougerie. Deglacial sea-level record from Tahiti and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382, 241-244. 1996.
- Bertrand, P., T. F. Pedersen, P. Martinez, S. Calvert and G. Shimmield. Sea level impact on nutrient cycling in coastal upwelling areas during deglaciation: Evidence from nitrogen isotopes. *Global Biogeochemical Cycles*, 14, 341-355. 2000.
- Blumberg, A. F. and G. L. Mellor. Diagnostic and Prognostic Numerical Circulation Studies of the South Atlantic Bight. *Journal of Geophysical Research*, 88, 4579-4592. 1983.
- Blumberg, A. F. and G. L. Mellor. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. In: N.Heaps (Editor), *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 208. 1987.
- Calvert, S. E., C. A. Baturin-Pollock, J. W. Farrell, R. S. Ganeshram, T. F. Pedersen, N. A. D. Waser and J.-P. Wu. Nitrogen isotope ratios in sedimentary organic matter as a proxy for

- nutrient utilization and palaeoproductivity. In: Grimalt and Dorronsoro (Editors), *Organic Geochemistry: Developments and applications to energy climate, environments and human history*, pp. 880-881. 1995.
- Calvert, S. E., B. Nielsen and M. R. Fontugne. Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels. *Nature*, 359, 223-225. 1992.
- DeNiro, M. J. and S. Epstein. Influence of diet on the distribution of nitrogen isotopes in animals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, 341-351. 1980.
- Emmer, E. and R. C. Thunell. Nitrogen isotope variations in Santa Barbara Basin sediments: Implications for denitrification in the eastern tropical North Pacific during the last 50,000 years. *Paleoceanography*, 15, 377-387. 2000.
- Evans, G. The role of local models and data sets in the Joint Global Ocean Flux Study. *Deep Sea Research I*, 46, 1369-1389. 1999.
- Falkowski, P. G. Evolution of the nitrogen cycle and its influence on the biological sequestration of CO₂ in the ocean. *Nature*, 387, 272-275. 1997.
- Farrell, J. W., T. F. Pedersen, S. E. Calvert and B. Nielsen. Glacial-interglacial changes in nutrient utilization in the Equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 377, 514-517. 1995.
- Fischer, G., B. Donner, V. Ratmeyer, R. Davenport and G. Wefer. Distinct year-to-year particle flux variations off Cape Blanc during 1988-1991: Relation to $\delta^{18}\text{O}$ -deduced sea-surface temperatures and trade winds. *Journal of Marine Research*, 54, 73-98. 1996.
- François, R., M. A. Altabet and L. H. Burckle. Glacial to interglacial changes in surface nitrate utilization in the Indian sector of the southern ocean as recorded by sediment $\delta^{15}\text{N}$. *Paleoceanography*, 7, 589-606. 1992.
- Freudenthal, T., S. Neuer, H. Meggers, R. Davenport and G. Wefer. Influence of lateral particle advection and organic matter degradation on sediment accumulation and stable nitrogen isotope ratios along a productivity gradient in the Canary Islands region. accepted in *Marine Geology*. 2000.
- Gabric, A. J., L. Garcia, L. Van Camp, L. Nykjaer, W. Eifler and W. Schrimpf. Offshore Export of Shelf Production in the Cape Blanc (Mauritania) Giant Filament as Derived From Coastal Zone Color Scanner Imagery. *Journal of Geophysical Research*, 98, 4697-4712. 1993.
- Ganeshram, R. S., T. F. Pedersen, S. E. Calvert, G. W. McNeill and M. R. Fontugne. Glacial-interglacial variability in denitrification in the world's oceans: Causes and consequences. *Paleoceanography*, 15, 361-376. 2000.

- Ganeshram, R. S., T. F. Pedersen, S. E. Calvert and J. W. Murray. Large changes in oceanic nutrient inventories from glacial to interglacial periods. *Nature*, 376, 755-758. 1995.
- Giraud, X., P. Bertrand, V. Garçon and I. Dadou. Modeling $\delta^{15}\text{N}$ evolution: First palaeoceanographic applications in a coastal upwelling system. *Journal of Marine Research*, 58, 609-630. 2000.
- Gunson, J., A. Oschlies and V. Garçon. Sensitivity of ecosystem parameters to simulated satellite ocean color data using a coupled physical-biological model of the North Atlantic. *Journal of Marine Research*, 57, 613-639. 1999.
- Holmes, M. E., P. J. Müller, R. R. Schneider, M. Segl, J. Pätzold and G. Wefer. Stable nitrogen isotopes in Angola Basin surface sediments. *Marine Geology*, 134, 1-12. 1996.
- Holmes, M. E., P. J. Müller, R. R. Schneider, M. Segl and G. Wefer. Spatial variations in euphotic zone nitrate utilization based on delta N-15 in surface sediments. *Geo-Marine Letters*, 18, 58-65. 1998.
- Kienast, M. Unchanged nitrogen isotopic composition of organic matter in the South China Sea during the last climatic cycle: Global implications. *Paleoceanography*, 15, 244-253. 2000.
- Leroux, M. The Mobile Polar High: a new concept explaining present mechanisms of meridional air mass and energy exchanges and global propagation of palaeoclimatic changes. *Global and Planetary Change*, 7, 69-93. 1993.
- Leroux, M. *La dynamique du temps et du climat*. Enseignement des Sciences de la Terre. Masson, Paris, 310 pp. 1996.
- Liu, K.-K. and I. R. Kaplan. The eastern tropical Pacific as a source of ^{15}N -enriched nitrate in seawater off southern California. *Limnology and Oceanography*, 34, 820-830. 1989.
- Martinez, P. Paléoproduktivités du système d'upwellings nord-ouest africain et variations climatiques au cours du Quaternaire terminal. PhD Thesis, Bordeaux I, 297 pp. 1997.
- Martinez, P., P. Bertrand, S. E. Calvert, T. F. Pedersen, G. B. Shimmield, E. Lallier-Vergès and M. R. Fontugne. Spatial variations in nutrient utilization, production and diagenesis in the sediments of a coastal upwelling regime (NW Africa): Implications for paleoceanographic record. *Journal of Marine Research*, 58, 809-835. 2000.
- Martinez, P., P. Bertrand, G. B. Shimmield, K. Cochran, F. J. Jorissen, J. Foster and M. Dignan. Upwelling intensity and ocean productivity changes off Cape Blanc (Northwest Africa) during the last 70,000 years: geochemical and micropalaeontological evidence. *Marine Geology*, 158, 57-74. 1999.

- Matthewson, A. P., G. B. Shimmield, D. Kroon and A. E. Fallick. A 300 kyr high-resolution aridity record of the North African continent. *Paleoceanography*, 10, 677-692. 1995.
- Mellor, G. L. User's guide for a three-dimensional, primitive equation, numerical ocean model. 08544-0710, Princeton University, Princeton, NJ. 1998.
- Mellor, G. L. and T. Yamada. Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, 20, 851-875. 1982.
- Minagawa, M. and E. Wada. Stepwise enrichment of ^{15}N along food chains: Further evidence and relation between $\delta^{15}\text{N}$ and animal age. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1135-1140. 1984.
- Minas, H. J., L. A. Codispoti and R. C. Dugdale. An analysis of production-regeneration system in the coastal upwelling area off NW Africa based on oxygen, nitrate and ammonium distributions. *Journal of Marine Research*, 40, 615-641. 1982.
- Mittelstaedt, E. The ocean boundary along the northwest Africa coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography*, 26, 307-355. 1991.
- Montoya, P. Nitrogen isotope fractionation in the modern ocean: implication for sedimentary record. In: Zahn, R. (Editor), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*, Berlin Heidelberg, pp. 259-279. 1994.
- Morel, A. Process studies in eutrophic, mesotrophic and oligotrophic oceanic regimes within the tropical northeast Atlantic. In: Hanson, R. B., H. W. Ducklow and J. G. Field (Editors), *The Changing Ocean Carbon Cycle, a midterm synthesis of the Joint Global Ocean Flux Study*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 338-374. 2000.
- Oschlies, A. and V. Garçon. An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic - 1. Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics. *Global Biogeochemical Cycles*, 13, 135-160. 1999.
- Speth, P. and H. Detlefsen. Meteorological influences on upwelling off Northwest Africa. 180, *Conseil International pour l'Exploration de la Mer*. 1982.
- Steele, J. H. and E. W. Hederson. The role of predation in plankton models. *Journal of Plankton Research*, 14, 157-172. 1992.
- Waser, N. A. D., P. J. Harrison, B. Nielsen, S. E. Calvert and D. H. Turpin. Nitrogen isotope fractionation during the uptake and assimilation of nitrate, nitrite, ammonium and urea by a marine diatom. *Limnology and Oceanography*, 43, 215-224. 1998.
- Wefer, G. and G. Fischer. Seasonal patterns of vertical particle flux in equatorial and coastal upwelling areas of the eastern Atlantic. *Deep-Sea Research I*, 40, 1613-1645. 1993.

4.2.2 Résumé / Conclusions

Outre le bon fonctionnement de la modélisation couplée appliquée au système d'upwelling côtier et au traceur $\delta^{15}\text{N}$, les deux points importants de cette démonstration sont la mise en évidence de processus de recyclage et de fractionnement différents selon la largeur de la plate-forme et la reconstitution des scénarios paléoclimatiques qui en découlent.

. Phases d'immersion de la plate-forme

Cette étude montre que, localement, le fonctionnement de l'upwelling peut effectivement s'interpréter en terme de largeur de plate-forme et en taille de cellule de recirculation. La courbe de référence, présentant le signal isotopique sédimentaire en fonction du flux d'azote organique sédimentaire pour les différentes largeurs de plate-forme, rappelée en Figure 4.1, décrit deux tendances, correspondant à deux phases de l'immersion de la plate-forme.

Lorsqu'il n'y a pas de plate-forme continentale, l'upwelling se produit strictement à la côte, suivi d'une advection vers le large des masses d'eaux et de leur contenu biologique. La carotte sédimentaire de notre étude étant située sur le talus continental, la situation de bas niveau marin la place près de la côte. À proximité du point d'émergence de l'upwelling le système trophique est "jeune" et seul le fractionnement isotopique associé à la photosynthèse est effectif et à l'origine du signal des détritiques. Ceux-ci ont donc une valeur de $\delta^{15}\text{N}$ faible, correspondant aux 6.2 ‰ des nitrates moins les 5.2 ‰ du fractionnement associé à l'assimilation des nitrates. Avec l'apparition d'une cellule de recirculation, le recyclage de la matière organique rend plus importante l'action du fractionnement par le zooplancton et augmente ainsi le signal isotopique de l'ensemble d'une manière générale et des détritiques en particulier. Ceci constitue la première phase de l'immersion de la plate-forme, correspondant à l'augmentation du $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire.

Alors que le niveau marin continue d'augmenter et que la plate-forme continentale s'élargit, l'action du recyclage joue sur la reminéralisation des détritiques et augmente la quantité de nutriments disponibles au point d'émergence. Parce qu'ils sont alors présents en grande quantité, les nitrates conservent plus longtemps leur valeur isotopique initiale. Le système biologique produit donc des composants ayant un signal isotopique de plus en plus faible au fur et à mesure que la plate-forme continentale s'élargit et que la disponibilité en nitrates augmente du fait du recyclage. Ceci constitue la deuxième phase de l'immersion de la plate-forme.

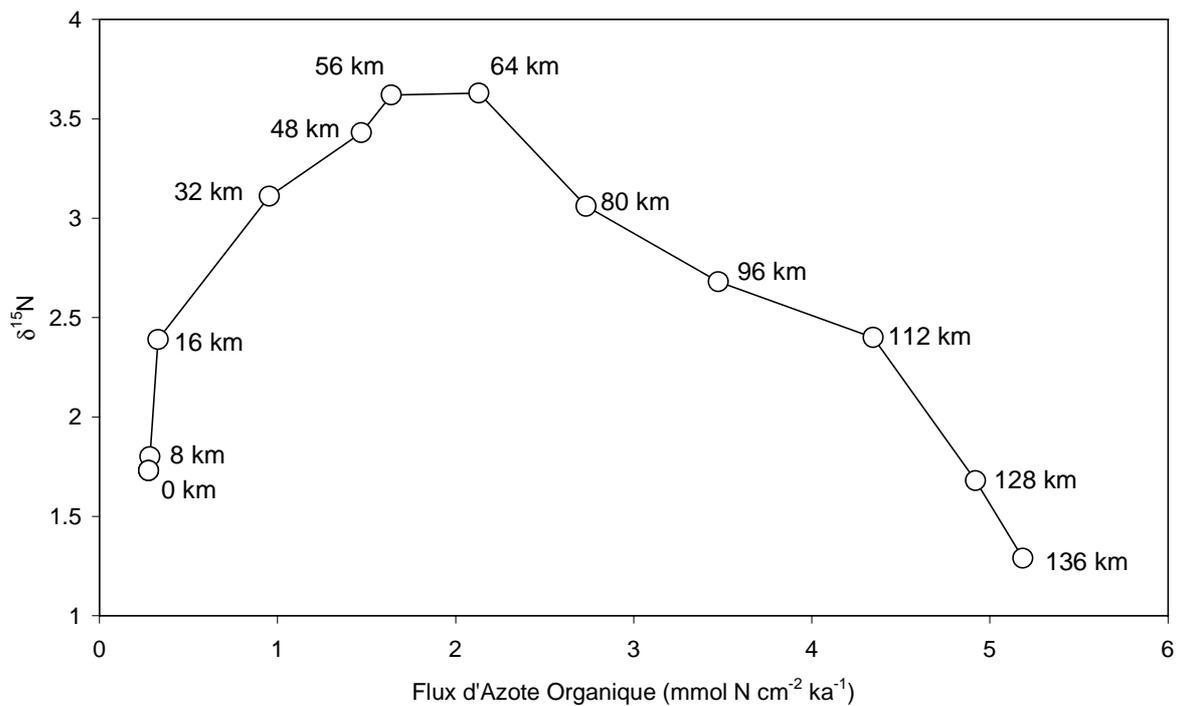


Figure 4.1 : Signal isotopique sédimentaire en fonction du flux d'azote organique sédimentaire pour les différents cas de largeur de plate-forme continentale et pour une source en nitrates ayant une valeur de $\delta^{15}\text{N}$ de 6.2 ‰ (courbe de référence).

Tout au long de ce processus, incluant les deux phases d'immersion, l'augmentation de la distance entre la côte et la position de la carotte est à l'origine de l'augmentation régulière du flux de matière organique produite et s'accumulant sur le talus.

. *Genèse du signal sédimentaire*

La manière même d'obtenir ces reconstitutions s'appuyait sur certaines hypothèses concernant les mécanismes, notamment le mécanisme de transport des détrit. Il s'agissait notamment de considérer une production amont cumulée pour le site de la carotte 11K. La bonne corrélation entre données et sorties de modèle nous permet de valider ces mécanismes et de proposer une interprétation d'ensemble sur le devenir des détrit jusqu'aux sédiments définitifs : section 4.4.

. *Saisonnalité*

La courbe de référence conduit à deux cadres extrêmes de la reconstitution des scénarios paléoclimatiques. L'un des scénarios suggère que la saisonnalité de l'upwelling aurait pu être très longue au DMG, environ 11 mois, puis décroître régulièrement à partir 11 ka pour arriver aux valeurs actuelles de 4-5 mois (Figure 4.2 b), tandis que l'autre

considère une saisonnalité constante au cours du temps, à environ 4-5 mois de fonctionnement de l'upwelling par an (Figure 4.2 c).

La discussion sur la préférence à accorder à l'un ou à l'autre scénario s'est faite au regard de l'évolution de la largeur de la plate-forme. La topographie de la marge nous a conduit à penser que cette immersion de plate-forme s'est faite de façon régulière (Figure 11 de la publication #2), ce qui correspond plus au premier scénario (Figure 4.2 b).

Bien que la solution soit sûrement une situation intermédiaire entre les deux scénarios extrêmes présentés ici, la saisonnalité de l'upwelling semblerait donc avoir été beaucoup plus longue lors du DMG qu'actuellement, passant de 10-11 mois à 4-5 mois d'activité maximum par an. Les raisons invoquées d'un tel changement, régime de vent ou conséquence du changement de topographie associé à la variation du niveau marin, sont reprises en discussion dans la partie 4.5.

. $\delta^{15}N$ de la source en nitrates

Alors que de nombreuses études font des changements de taux de dénitrification / fixation d'azote dans l'océan global le facteur responsable des variations de $\delta^{15}N$ dans les sédiments, ce travail montre que des mécanismes propres au fonctionnement de l'upwelling peuvent expliquer en très grande partie les signaux isotopiques mesurés dans les carottes prélevées sur le talus continental.

Deux discussions font suite à cette remarque. La première concerne la sensibilité de notre modèle aux paramètres utilisés et en particulier aux taux de fractionnement isotopique. Ceci est traité dans la section suivante. Le deuxième point de discussion porte sur les implications de ces résultats quant au bilan global de l'azote océanique lors de la transition glaciaire - interglaciaire, traité en section 6.1.

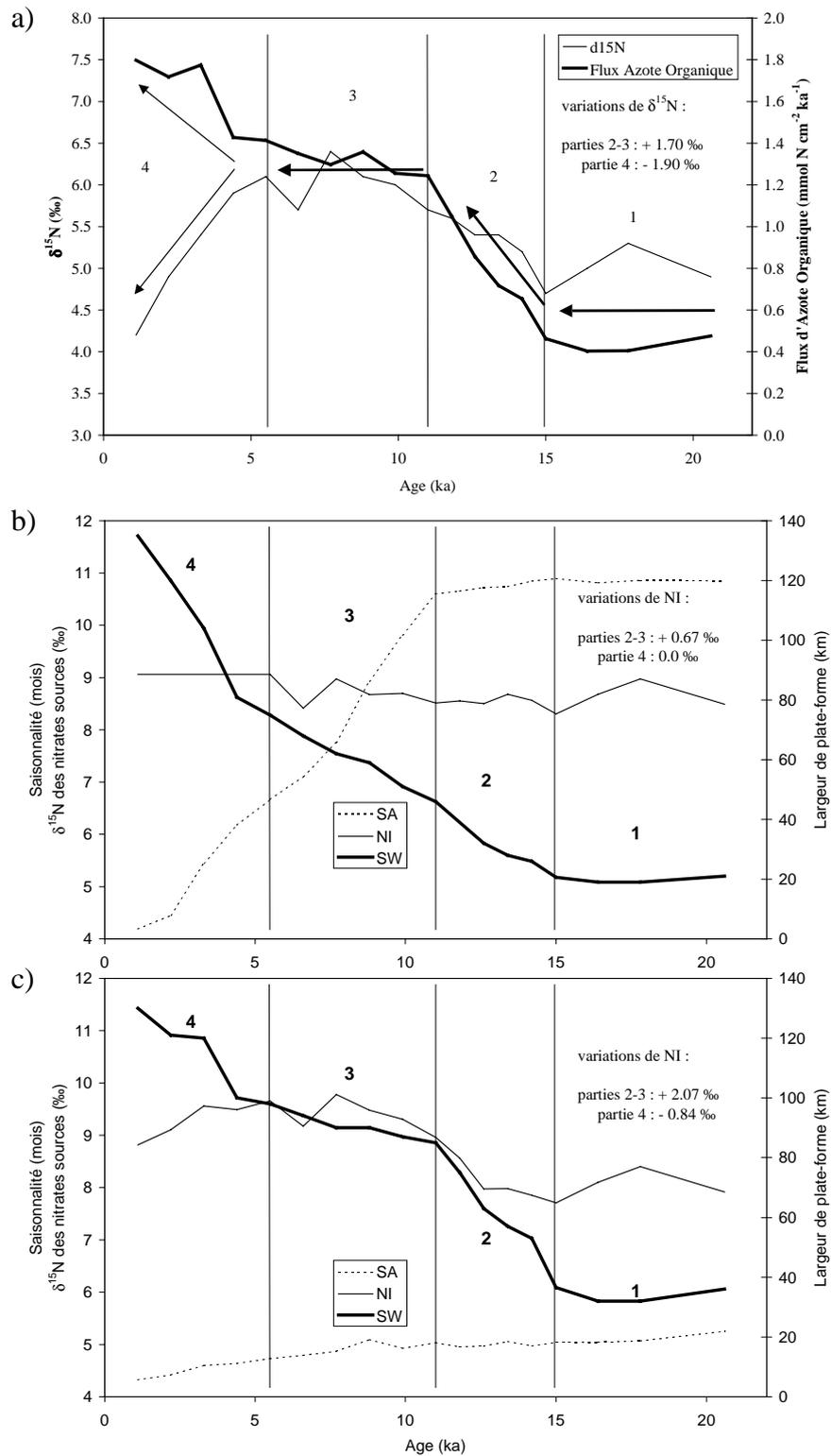


Figure 4.2 : (a) Signal isotopique $\delta^{15}\text{N}$ (‰) et flux d'azote organique (mmol N cm⁻² ka⁻¹) pour la carotte 11K. Données issues de Martinez (1997). Reconstitution des paramètres de largeur de plate-forme (SW), de saisonnalité (SA) et de $\delta^{15}\text{N}$ des nitrates sources (NI) pour deux scénarios différents : (b) minimisation des variations de NI et (c) saisonnalité constante. Ces reconstitutions sont un rappel des reconstitutions présentées dans la publication #2 et utilisent la courbe de référence de la Figure 4.1.

4.3. Tests de sensibilité aux facteurs de fractionnement isotopique

4.3.1 Décalage isotopique entre la courbe de référence et les données de nitrates

Les scénarios présentés dans cette publication #2 sont basés sur la courbe dite "de référence", rappelée en Figure 4.1. Il s'agit d'un ensemble de points issus du modèle couplé montrant la relation entre signal isotopique sédimentaire et flux d'azote organique sédimentaire en fonction de la largeur de la plate-forme continentale. Comme il a été montré dans la section précédente (publication #2), cette courbe de référence se calque sur l'allure des données de la carotte 11K et permet donc de reproduire ces dernières fidèlement en établissant des scénarios simples et plausibles de saisonnalité de l'upwelling et de variation du signal $\delta^{15}\text{N}$ des nitrates sources au cours de la dernière transition glaciaire - interglaciaire, scénarios rappelés en Figure 4.2.

Les scénarios obtenus font état d'un signal isotopique des nitrates source (NI) variant entre 8.3 et 9.0 ‰ durant la dernière transition glaciaire - interglaciaire. Cette valeur diffère donc grandement du $\delta^{15}\text{N}$ caractéristique des nitrates des eaux de fonds sur l'ensemble du globe, aux environs de 6.2 ‰ (Altabet et Curry, 1989; Liu et Kaplan, 1989; Montoya, 1994).

Comme nous l'avons évoqué dans la partie sur les processus affectant le $\delta^{15}\text{N}$, cette valeur moyenne de 6.2 ‰ pour les nitrates des eaux de fonds est la résultante de l'ensemble des processus de dénitrification, fixation d'azote ou utilisation des nitrates (et donc de fractionnement) pouvant se produire lors du parcours de ces masses d'eau. L'exemple de l'upwelling d'Oregon nous montre que la présence proche d'une zone de forte dénitrification, la zone Nord Tropicale du Pacifique Est, peut conduire à de fortes valeurs isotopiques pour les nitrates disponibles au niveau de la résurgence (Liu et Kaplan, 1989; Emmer et Thunell, 2000; Liu, communication personnelle). La connexion entre les deux zones se faisant entre autre par le biais du contre courant dirigé vers le pôle le long du talus.

Etant donné qu'il existe très peu de données de $\delta^{15}\text{N}$ de l'azote dissous dans la région Est - Atlantique, il est difficile de savoir si les masses d'eaux profondes arrivant dans notre zone sont effectivement autour de 6.2 ‰ ou ont subi une quelconque modification par rapport à la valeur moyenne. Toutefois, selon Liu (communication personnelle), il semble peu probable que cette valeur puisse dépasser 7 ‰ pour la période actuelle. Il existerait donc un décalage d'au moins 2 ‰ entre les valeurs attendues pour les nitrates sources (~ 7 ‰) et les valeurs reconstruites (~ 9 ‰).

Deux voies sont explorées dans les sections suivantes pour tenter de trouver la cause de ce décalage. Nous allons tester les effets d'un changement du facteur de fractionnement associé à la photosynthèse ainsi que la prise en compte d'un fractionnement isotopique lors de la reminéralisation.

4.3.2 Un taux de fractionnement différent pour la photosynthèse

. Relation entre fractionnement et taux de croissance

La courbe de référence (Figure 4.1) a été établie à partir d'un certain jeu de paramètres biologiques (coefficients initiaux du modèle NPZD, Tableau 2.1, et facteurs de fractionnement isotopiques associés à l'utilisation des nitrates pour la photosynthèse et à l'excrétion du zooplancton).

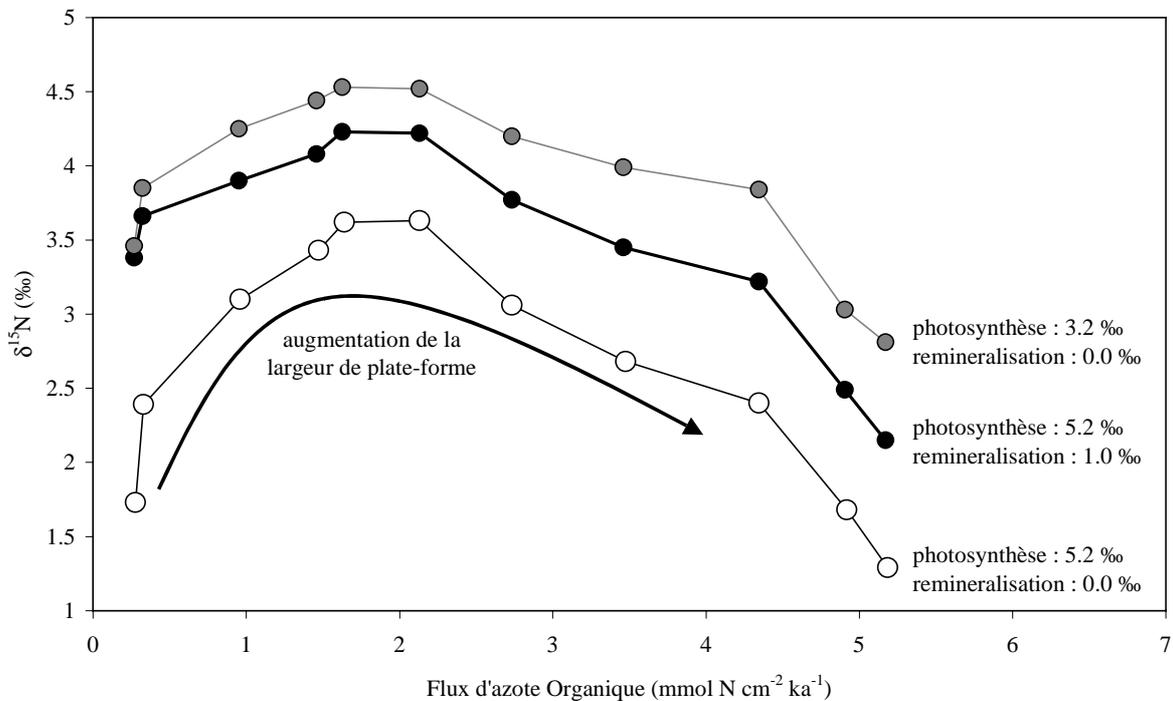


Figure 4.3 : Signal isotopique $\delta^{15}\text{N}$ (‰) et flux d'azote organique ($\text{mmol N cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$) en fonction de la largeur de la plate-forme pour diverses configurations de fractionnement isotopique au sein du modèle biologique. La courbe en points blancs correspond à la courbe de référence de la Figure 4.1 et utilisée pour les reconstitutions de la publication #2, avec un taux de fractionnement pour l'assimilation des nitrates (photosynthèse) de 5.2 ‰ et sans fractionnement isotopique lors de la reminéralisation des détritrus. Les deux autres courbes, cercles noirs ou gris, présentent des situations testant des facteurs de fractionnement différents respectivement pour la reminéralisation ou la photosynthèse.

Selon K.K. Liu (communication personnelle) l'efficacité du fractionnement isotopique instantané peut être diminuée dans les situations de croissance rapide du phytoplancton, situation que l'on rencontre dans la zone eutrophe de l'upwelling. Il se pourrait donc que la valeur utilisée dans le modèle biologique soit trop élevée. Nous avons donc testé la sensibilité du modèle à ce facteur de fractionnement en gardant la même procédure que pour la première courbe de référence, mais en utilisant un facteur de fractionnement de 3.2 ‰ au lieu de 5.2 ‰.

. *Implications sur la reconstitution des paramètres*

Sur la Figure 4.3 est présentée la nouvelle courbe reconstruisant le signal sédimentaire ($\delta^{15}\text{N}$ et Flux d'Azote Organique en fonction de la largeur de plate-forme) pour un facteur de fractionnement de la photosynthèse de 3.2 ‰, comparée à la courbe de référence initiale (où nous rappelons que ce facteur de fractionnement était de 5.2 ‰).

Cette nouvelle courbe présente la même allure que la courbe de référence initiale, ce qui signifie que les processus mis en cause sont les mêmes. Mais le facteur de fractionnement de la photosynthèse étant plus faible, les valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ obtenues pour les détritiques, c'est-à-dire après l'action du réseau trophique, sont plus proches de la valeur initiale des nitrates (à 6.2 ‰). On obtient ainsi des valeurs variant entre 2.81 et 4.53 ‰, qui sont des valeurs beaucoup plus proches de celles mesurées dans les sédiments.

Sur le même principe que celui présenté dans la publication #2, la Figure 4.4 met en parallèle les données sédimentaires et les scénarios reconstruits pour ce nouveau facteur de fractionnement de la photosynthèse. Comme pour les résultats présentés dans la publication et reconstruits à partir de la courbe de référence, les types de scénarios envisageables peuvent s'échelonner entre deux situations extrêmes, présentées en Figure 4.4 b et c. La première situation correspond à un scénario minimisant les variations de $\delta^{15}\text{N}$ de la source en nitrates (NI) et la deuxième à une saisonnalité de l'upwelling quasi-constante.

Ces deux scénarios ne diffèrent de ceux présentés initialement que par quelques points. Le plus attendu est la diminution du signal isotopique des nitrates sources (NI), qui varie entre 6.93 ‰ et 8.07 ‰ pour le scénario de minimisation des variations de NI (Figure 4.4 b) et entre 6.59 ‰ et 8.53 ‰ pour le scénario de saisonnalité quasi-constante (Figure 4.4 c). Indépendamment du choix du scénario le plus probable, ces valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ pour les nitrates sources sont maintenant plus proches des valeurs attendues : de 6.2 ‰ à 7 ‰.

Il apparaît cependant une différence importante si l'on regarde en détail l'évolution de ce signal entre 5.5 et 1.1 ka. Selon les données, le $\delta^{15}\text{N}$ enregistré dans les sédiments baisse fortement de 1.9 ‰ durant cette période. Or si l'on considère la nouvelle paramétrisation du

fractionnement de la photosynthèse (3.2 ‰), ce comportement singulier du signal $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire ne peut être reconstruit qu'en invoquant une diminution du signal des nitrates sources entre 5.5 et 1.1 ka d'au moins 0.2 ‰.

Ce comportement, tant pour les données que pour les reconstitutions, va à l'encontre des explications habituellement invoquées pour décrire les fluctuations du $\delta^{15}\text{N}$. En effet, l'augmentation du signal isotopique des nitrates océaniques lors de la déglaciation est associée à une augmentation du rapport dénitrification / fixation d'azote pour l'océan global durant la transition glaciaire - interglaciaire. Or cette explication ne peut rendre compte de la diminution du $\delta^{15}\text{N}$ observée dans les sédiments de la carotte 11K entre 5.5 et 1.1 ka.

L'un des soucis des reconstitutions présentées dans la publication #2 est de fournir un scénario cohérent pouvant produire cette baisse de $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire, sans faire appel à une diminution du signal $\delta^{15}\text{N}$ des nitrates sources. Cet objectif est atteint avec la reconstitution présentée en Figure 4.2 b, puisque le signal isotopique des nitrates sources est quasiment constant tout au long de la déglaciation et conduit pourtant à la reconstitution des variations du signal sédimentaire.

Les scénarios obtenus à partir de ce changement de paramétrisation aboutissent aux mêmes conclusions sur la possible évolution de la largeur de la plate-forme continentale et de la saisonnalité de l'upwelling. Là encore, pour les mêmes raisons que celles invoquées dans la publication #2 (à savoir une évolution régulière de l'immersion de la plate-forme), nous retenons préférentiellement le scénario de la Figure 4.4 b, c'est-à-dire invoquant une période de fonctionnement de l'upwelling beaucoup plus longue lors du dernier maximum glaciaire.

Un raffinement dans l'utilisation de ce facteur de fractionnement serait de le prescrire en fonction du taux de croissance du phytoplancton. Mais cette paramétrisation nécessiterait une plus grande connaissance de la relation existant entre facteur de fractionnement et taux de croissance du phytoplancton, relation dont on peut suspecter qu'elle sera grandement dépendante de l'espèce phytoplanctonique considérée.

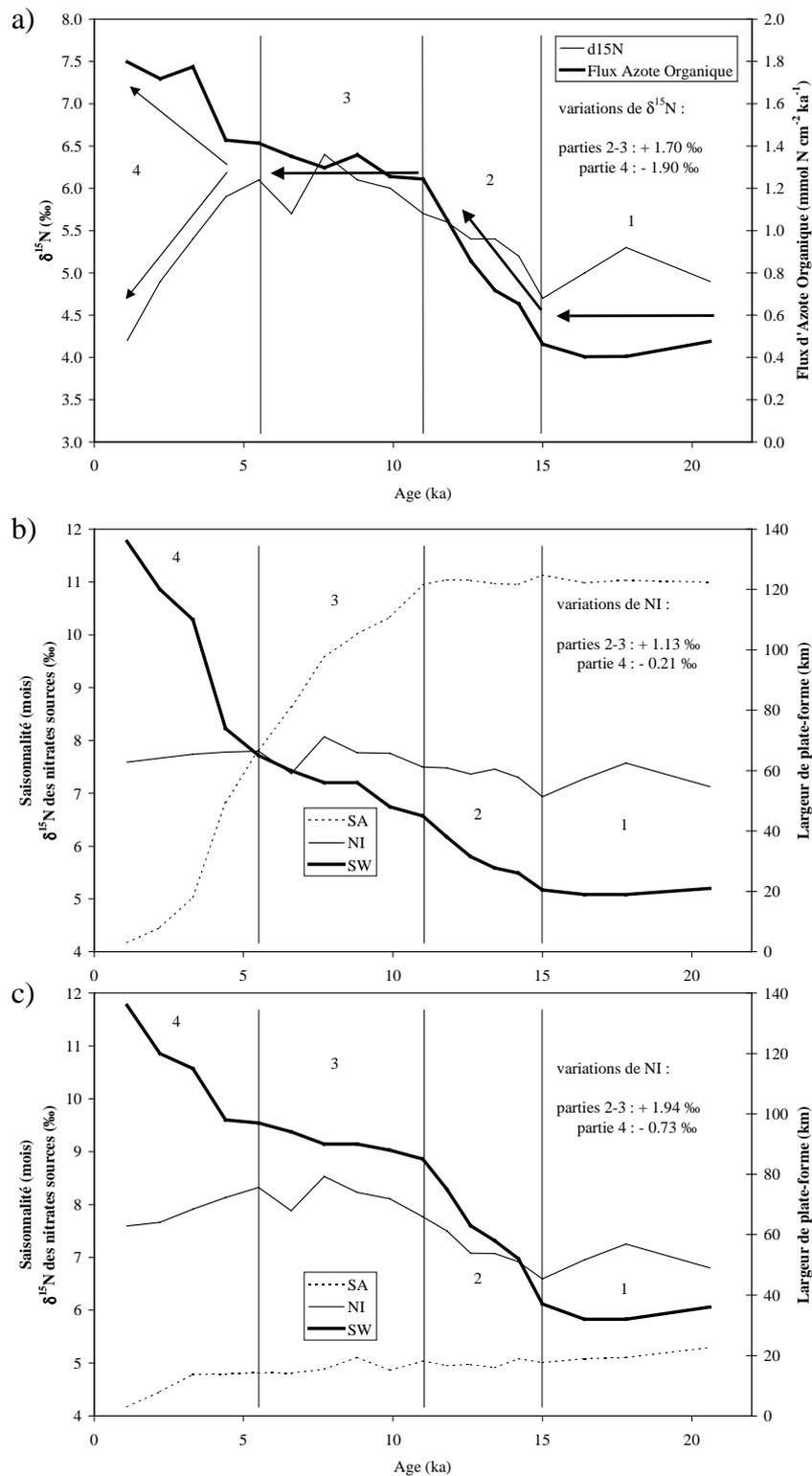


Figure 4.4 : (a) Signal isotopique $\delta^{15}\text{N}$ (‰) et flux d'azote organique ($\text{mmol N cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$) pour la carotte 11K. Données issues de Martinez (1997). Reconstitution des paramètres de largeur de plate-forme (SW), de saisonnalité (SA) et de $\delta^{15}\text{N}$ des nitrates sources (NI) pour deux scénarios différents : (b) minimisation des variations de NI et (c) saisonnalité constante. Ces reconstitutions utilisent la courbe de la Figure 4.3, avec un facteur de fractionnement de la photosynthèse de 3.2 ‰.

4.3.3 Considération d'un fractionnement isotopique lors de la reminéralisation

Comme nous l'avons évoqué précédemment dans la partie sur les processus affectant le $\delta^{15}\text{N}$, la décomposition de la matière organique et le fractionnement isotopique associé sont mal connus. Cependant, certaines études montrant une augmentation du $\delta^{15}\text{N}$ des particules tombant dans la colonne d'eau (Altabet, 1988; Libes et Deuser, 1988; Altabet, 1989; Freudenthal, 2000), nous avons testé l'influence d'un facteur de fractionnement associé à la reminéralisation.

La courbe d'évolution du signal sédimentaire ($\delta^{15}\text{N}$ et flux d'azote organique) en fonction de la largeur de plate-forme pour une configuration du modèle utilisant un facteur de reminéralisation de 1.0 ‰ est présentée à la Figure 4.3, en comparaison avec la courbe de référence. Les scénarios paléoclimatiques alors reconstruits à partir de cette nouvelle courbe sont présentés en Figure 4.5.

Que ce soit pour la courbe d'évolution du signal sédimentaire en fonction de la largeur de plate-forme ou pour les reconstitutions, là encore les résultats restent sensiblement inchangés par rapport à la simulation de référence de la publication #2. L'allure "en cloche" de la courbe de reconstitution (Figure 4.3) traduit les mêmes mécanismes de formation du signal isotopique sédimentaire et la croissance puis la décroissance du signal $\delta^{15}\text{N}$ alors que le niveau marin ne fait qu'augmenter. Concernant l'augmentation du signal isotopique, entre 15 ka et 5.5 ka, 30 % de cette augmentation est supportée par l'effet local d'immersion de la plate-forme et d'extension de la cellule de recirculation (0.5 ‰ sur 1.7 ‰). Quant à la décroissance enregistrée dans les sédiments entre 5.5 ka et 1.1 ka (-1.9 ‰), elle proviendrait entièrement de ce même effet local, sans qu'il y ait besoin de faire appel à une quelconque variation du signal des nitrates sources (scénario de la Figure 4.5 b)

L'ajout de ce facteur de fractionnement associé à la reminéralisation permet d'invoquer une fluctuation du signal isotopique des nitrates sources dans une gamme de valeurs plus basses que pour la simulation initiale.

Enfin, les scénarios paléoclimatiques reconstruits étant pratiquement les mêmes, nous retrouvons les mêmes conclusions sur l'évolution de la saisonnalité de l'upwelling, celle-ci ayant pu être beaucoup plus longue lors du DMG.

Nous limiterons ce test de sensibilité à ce seul essai car la complexité de cette paramétrisation réside en fait dans la complexité naturelle du compartiment détritique. La composition même des pelotes fécales et autres agrégats, constituants de la neige marine, est

extrêmement hétérogène. Une division de ce compartiment, même simpliste, entre partie labile et partie réfractaire, permet de comprendre que la reminéralisation de la matière organique n'affecte pas le compartiment détritique dans son entier à la même vitesse de dégradation. On peut donc s'attendre à ce que les étapes successives de cette décomposition, affectant des constituants ayant des compositions isotopiques différentes, soient accompagnées d'un fractionnement isotopique apparent variable selon l'état d'avancement de la dégradation. Est-il alors réaliste d'utiliser un facteur de fractionnement instantané constant et unique pour la reminéralisation ? Comme nous venons de le souligner, l'utilisation d'un compartiment détritique plus explicite, prenant en compte par exemple matière organique labile et réfractaire, particules de grande ou petite taille, permettrait peut-être d'améliorer cet aspect de la modélisation du signal $\delta^{15}\text{N}$. Toutefois, cette évolution devrait sûrement s'accompagner de l'utilisation d'un module de transport sédimentaire réaliste, permettant de mieux considérer le temps de résidence de la matière organique sur la plate-forme et son remaniement, aspect important de la dégradation des détritiques.

4.3.4 Conclusion

Si l'on veut satisfaire au critère respectant l'augmentation du signal $\delta^{15}\text{N}$ lors de la déglaciation, dû à une augmentation du rapport dénitrification / fixation d'azote, alors les facteurs de fractionnement de la photosynthèse et de la reminéralisation semblent devoir être très proches de ceux utilisés lors la première reconstitution (publication #2). En effet, les tests de sensibilité du modèle présentés précédemment nous confirment que la décroissance du $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire s'explique de façon simple et pour des raisons locales (immersion de la plate-forme) si nous conservons le jeu de paramètres et de facteurs de fractionnement utilisés initialement.

De plus, quel que soit le jeu de paramètres utilisé, les scénarios évoqués sont tous compatibles avec une forte augmentation de la saisonnalité de l'upwelling, c'est-à-dire sa durée de fonctionnement au cours de l'année, lors du DMG.

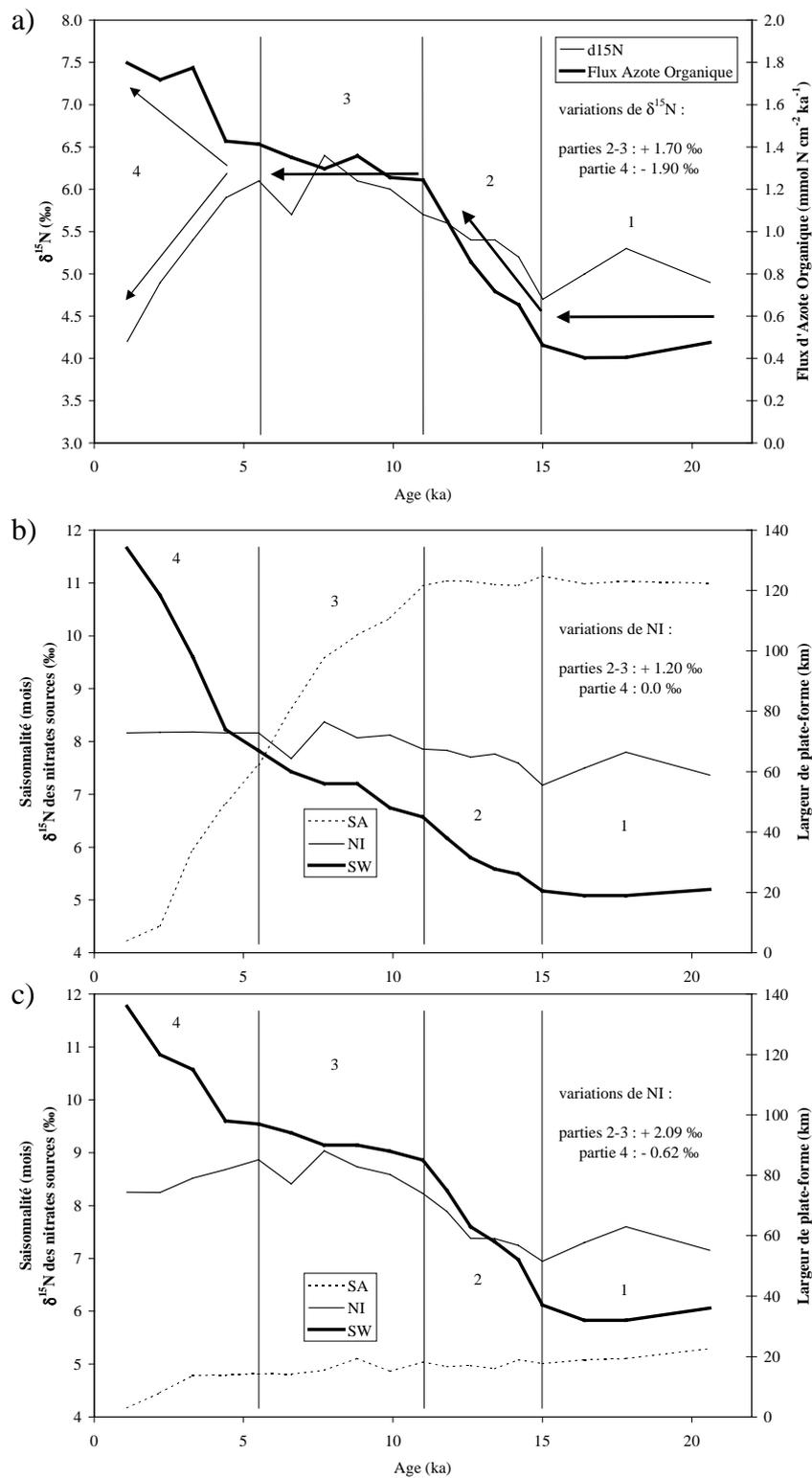


Figure 4.5 : (a) Signal isotopique $\delta^{15}\text{N}$ (‰) et flux d'azote organique ($\text{mmol N cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$) pour la carotte 11K. Données issues de Martinez (1997). Reconstitution des paramètres de largeur de plate-forme (SW), de saisonnalité (SA) et de $\delta^{15}\text{N}$ des nitrates sources (NI) pour deux scénarios différents : (b) minimisation des variations de NI et (c) saisonnalité constante. Ces reconstitutions utilisent la courbe de la Figure 4.3, avec un facteur de fractionnement de reminéralisation de 1.0 ‰.

4.4. Des détritits au sédiment fossilisé

4.4.1 Transport des sédiments

. *Production cumulée et "slope depocenter"*

Rappelons que pour obtenir le signal sédimentaire dans le modèle couplé 2D, nous avons considéré la somme de la sédimentation amont, c'est-à-dire entre la côte et le point considéré. Cette méthode a pour but d'intégrer l'ensemble des processus de transport, de remaniement et autres processus gravitaires pouvant affecter les sédiments avant qu'ils n'atteignent leur point de dépôt final.

Selon Fütterer (1983), la distribution des sédiments sur la plate-forme continentale au nord du Cap Blanc est majoritairement constituée de sables carbonatés grossiers issus pour une large part des restes de mollusques et de tests de plancton. Fütterer (1983) interprète cette distribution comme le reflet de l'action du courant des Canaries qui serait suffisamment profond et intense pour restreindre la sédimentation du matériel fin sur la plate-forme et le haut du talus continental. Ce facteur serait même suffisamment important pour remanier et éroder les sédiments en place sur la plate-forme. Par un mécanisme de resuspension via une couche néphéloïde ou par un processus de transport grain-par-grain, une part importante des sédiments de la plate-forme serait ainsi transportée au-delà du point de rupture de pente. Ce mécanisme de transport grain-par-grain serait à l'origine de la présence abondante au niveau de la pente, c'est-à-dire en milieu profond, de constituants caractéristiques des eaux peu profondes (Bein et Fütterer, 1977; Fütterer, 1983).

Il semble donc que la matière organique sédimentant sur la plate-forme se retrouve accumulée dans une zone située entre 1000 et 2000 m de profondeur, appelée "slope depocenter".

De plus, lors des simulations et des reconstitutions du signal de la carotte 11K, le fait de ne considérer que la sédimentation provenant de la colonne d'eau sus-jacente n'est pas suffisant pour atteindre les concentrations en matière organique mesurées dans cette carotte, située au niveau du talus.

Bien qu'il ne soit pas facile d'identifier précisément les processus responsables de ce déplacement de la matière organique depuis la plate-forme vers le talus continental, les arguments évoqués précédemment sont bien en faveur d'une sédimentation amont cumulée pour la carotte 11K, qui est située à 1200 m de profondeur, au niveau du "slope depocenter".

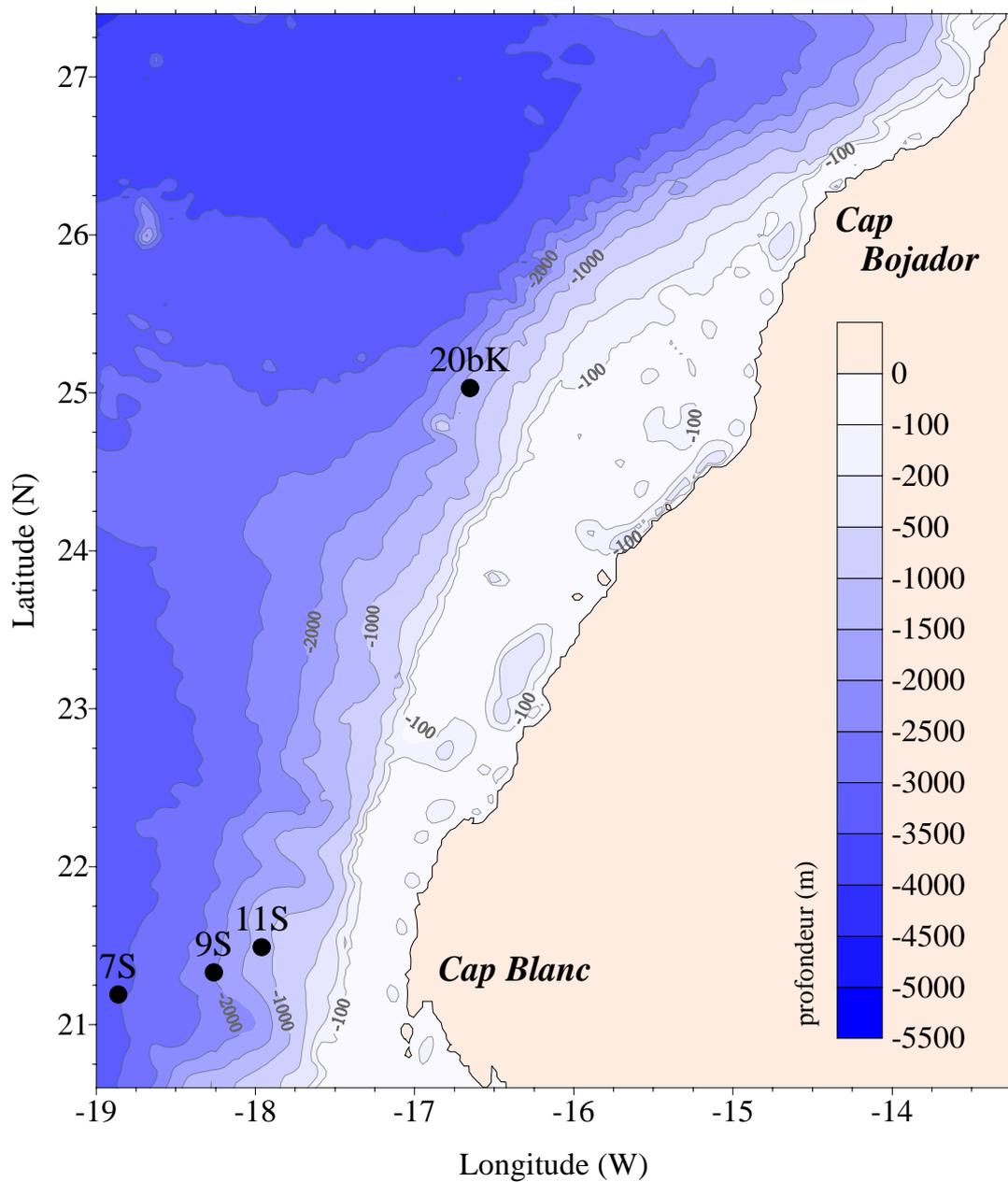


Figure 4.6 : Carte de localisation des carottes étudiées au large du Cap Blanc (positions données dans le Tableau 4.1) et détail de la bathymétrie de la plate-forme continentale.

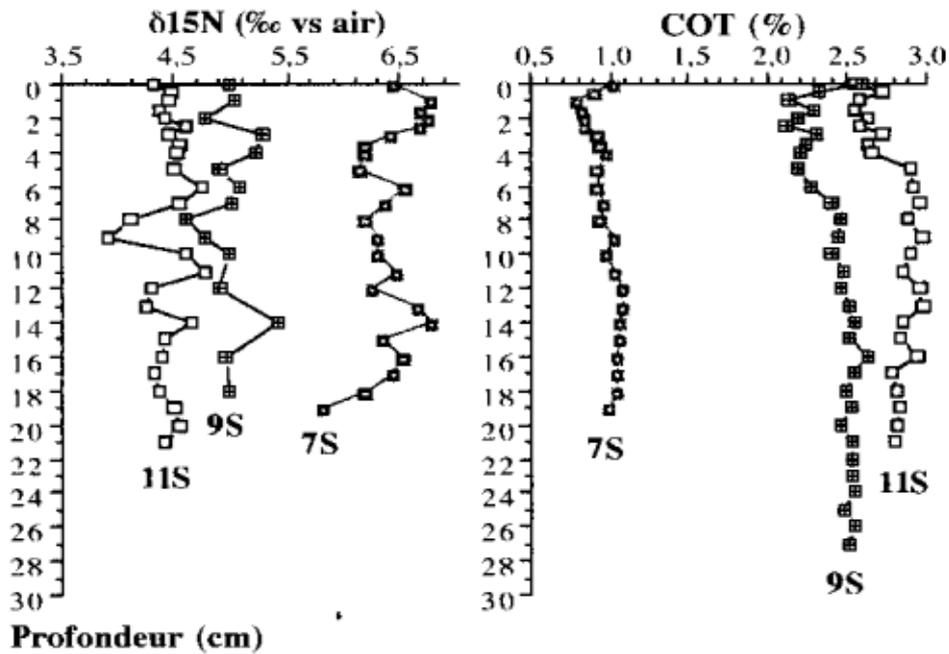


Figure 4.7 : Profils de la composition isotopique en azote ($\delta^{15}\text{N}$) et des teneurs en Carbone Organique Total (COT) des carottes 11S, 9S et 7S. Données issues de Martinez et al. (2000). Ces carottes sont repérées sur la Figure 4.1.

Tableau 4.1 : Localisation des carottes ayant servies à cette étude (Campagne SEDORQUA).

Site	Latitude (N)	Longitude (W)	Profondeur (m)	Type K : piston S : multitube
20b	25°01.7	16°39.2	1445	K
11	21°28.9	17°57.4	1200	K et S
9	21°19.8	18°15.1	2002	K et S
7	21°11.4	18°51.5	3010	S

. *Au-delà du "slope depocenter"*

La présence de ce point de concentration entre 1000 et 2000 m de profondeur n'est pas sans conséquences sur la nature des sédiments au delà de cette zone, c'est-à-dire en dessous de 2000 m. Si les sédiments de la plate-forme sont effectivement accumulés au niveau du "slope depocenter", d'où proviennent les sédiments que l'on peut retrouver en aval ? Pour répondre à cette question, nous pouvons nous appuyer sur les données de trois autres carottes, qui sont des prélèvements du sédiment de surface (jusqu'à une trentaine de centimètres de profondeur), c'est-à-dire des sédiments holocènes. La Figure 4.6 présente la localisation de ces carottes (11S, 9S et 7S), qui sont disposées selon un transect au large du Cap Blanc, et le Tableau 4.1 contient les informations de leurs positions.

La Figure 4.7 présente les profils de $\delta^{15}\text{N}$ et les teneurs en Carbone Organique Total (COT) de ces trois carottes (Martinez *et al.*, 2000). La teneur en carbone organique de chacun de ces sites est constante avec la profondeur. On remarque que le COT décroît suivant le transect depuis la carotte 11S à la carotte 7S, c'est-à-dire lorsqu'on s'éloigne de la côte. Pour chaque profil de $\delta^{15}\text{N}$, les variations se font là aussi autour d'une valeur fixe, et propre à chaque site. Le signal $\delta^{15}\text{N}$ oscille autour de 6.5 ‰ pour la carotte 7S, autour de 5 ‰ pour la carotte 9S et autour de 4.5 ‰ pour la carotte 11S. L'évolution d'un site à l'autre suit donc aussi le transect, avec une augmentation du signal isotopique lorsqu'on s'éloigne de la côte.

Selon Martinez *et al.* (2000), ce comportement du signal $\delta^{15}\text{N}$ et du COT est le reflet du développement biologique qui se produit dans la couche de surface sus-jacente. L'upwelling évolue depuis des conditions eutrophes vers des conditions plus oligotrophes à mesure que les masses d'eaux en surface sont advectées vers le large. La production de détritiques et l'exportation de matière organique diminuent en conséquence, ce qui se retrouverait dans l'enregistrement sédimentaire par la diminution du COT. A ceci s'ajoute le phénomène de fractionnement isotopique de l'azote associé à l'utilisation des nitrates par le phytoplancton. Comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents, la consommation des nutriments et le fractionnement associé conduisent à l'alourdissement de la fraction restante du substrat (les nitrates). Le phytoplancton croît donc sur un stock de nutriments qui s'alourdit et son signal isotopique augmente en conséquence. Les détritiques produits sont donc de plus en plus lourds à mesure que l'on s'éloigne du centre de l'upwelling, ce qui correspondrait ainsi à l'augmentation du signal $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire des carottes 11S à 7S.

Ce mécanisme de formation des détritiques se vérifie dans les couches d'eaux superficielles et va se transmettre de manière plus ou moins directe jusqu'aux sédiments selon

la position sur la marge. Nous venons de voir qu'il n'y avait pas de sédimentation organique sur la plate-forme. Il ne peut donc y avoir d'enregistrement direct de ce processus en amont du point de rupture de pente. Par contre, toute cette masse de matière organique sédimentaire étant piégée au niveau du "slope depocenter", au-delà de cette zone, la matière organique sédimentaire provient plus probablement d'une zone de production à la verticale du point. Etant alors au-delà du front secondaire, dans une situation évoluant vers des conditions oligotrophiques, l'enregistrement sédimentaire décrit pour les carottes du transect 11S-9S-7S et l'état du système biologique en surface sont en accord.

Tout ceci peut se résumer par le schéma synthétique de la Figure 4.8 présentant les relations existant entre la topographie de la marge, la zone de production organique, les mécanismes de transport des sédiments et les zones d'accumulation de cette matière organique (Freudenthal *et al.*, 2001a). Sur ce schéma ont été ajoutées les positions des carottes du transect considéré. Les carottes 11K et 11S sont situées dans la zone du "slope depocenter", sous la seule influence de la production de plate-forme de l'upwelling, alors que les carottes 9S et 7S sont plus sous l'influence des conditions oligotrophiques que l'on retrouve vers le large.

. *Effets topographiques*

Les résultats présentés ici sont ceux issus de l'utilisation d'un modèle couplé fonctionnant en 2D et appliqué à un profil de topographie lissé, idéalisé. Cette caractéristique 2D ne peut prendre en compte certaines particularités tels que les dépressions présentes sur la plate-forme ou les canyons sur le talus continental. Ces structures sont clairement visibles sur la carte de la Figure 4.6. Ces dépressions, qui peuvent atteindre des profondeurs dépassant 300 m, vont avoir divers impacts.

Le premier effet attendu est sur la circulation même de l'upwelling. Il est difficile d'évaluer l'effet de ces accidents topographiques sur le développement des couches limites de fond et sur l'upwelling dans son ensemble.

Toutefois, leur présence est en soit un élément de variabilité du système au cours de la transition glaciaire - interglaciaire, puisque ces dépressions vont apparaître avec l'immersion progressive de la plate-forme. La cellule de recirculation va subir de façon brutale l'apparition de ces accidents topographiques et son extension et son fonctionnement devraient en être modifiés.

Le deuxième point sur lequel ces dépressions devraient avoir un impact est sur l'effet de concentration des sédiments. Bien que les études de Fütterer (1983) indiquent qu'aucune matière organique ne reste sur la plate-forme, nous pouvons nous interroger sur l'action de ces

zones dépressionnaires sur le transport des sédiments. Ces zones peuvent agir comme des lentilles de concentration, séquestrant la matière organique sédimentée, qui ne va alors pas rejoindre le talus continental et donc la zone de prélèvement de nos carottes. Il pourrait alors se produire une sorte de "tri" de la matière organique. Si ces dépressions piègent les détritiques formés près de la côte, alors seules les particules formées plus au large, et donc isotopiquement plus lourdes, atteindront le talus. On pourrait ainsi obtenir une augmentation du signal $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire. Là encore cet effet devrait se manifester de façon brutale dans le temps, correspondant au moment de l'immersion de ces zones et de leur rattachement au système d'upwelling.

. *Conclusions*

Notre approche de la modélisation du système d'upwelling en 2D était une étape nécessaire puisqu'elle nous a permis d'apporter certaines réponses à nos questionnements sur les mécanismes de formation du signal sédimentaire. Mais ce travail révèle aussi l'importance des processus tridimensionnels. Il serait donc intéressant d'utiliser notre modèle couplé en 3D, afin de prendre en compte les spécificités de la topographie et de l'advection latérale. Cette étape dans l'application du modèle couplé physique - biogéochimie pourrait alors s'accompagner de l'utilisation d'un modèle de transport sédimentaire. Selon nos résultats, le signal sédimentaire mesuré dans les carottes du talus serait la résultante de l'ensemble de la production amont. Un module de transport et de remobilisation des sédiments, mais aussi de diagénèse, appliqué à un maillage concernant toute la marge, permettrait sûrement d'identifier les zones d'origine des sédiments en chaque point du talus, et ce, grâce à des traceurs tels que ceux utilisés dans cette étude, à savoir le signal $\delta^{15}\text{N}$.

4.4.2 Effets diagénétiques

Un décalage uniforme d'environ 4 ‰ vers des valeurs plus lourdes a été observé entre les particules sédimentant dans la colonne d'eau et les sédiments de surface dans les eaux profondes de l'Océan Antarctique et du Pacifique Equatorial (Altabet et François, 1994). Cette même tendance a été observée par Freudenthal *et al.* (2001b) dans la zone des Canaries. Mais dans ce cas précis, la proximité de la marge Mauritanienne ne permet pas de distinguer entre un effet de diagénèse précoce ou un effet de contamination par des apports latéraux.

Cependant, certaines études montrent que ce décalage isotopique entre sédiments de surface et particules tombant dans le fond de la colonne d'eau semble constant avec le temps. Il ne devrait donc pas influencer les variations de $\delta^{15}\text{N}$ enregistrées dans le sédiment issu des processus ayant lieu dans le réseau trophique dans les couches de surface. Ainsi, Martinez *et*

al. (2000), sur des carottes de surface dans la région de l'upwelling de Mauritanie prélevées lors de la même campagne que pour les carottes 20bK et 11K étudiées précédemment, n'ont pas trouvé de changement régulier du signal isotopique pouvant être attribué à un effet diagénétique.

A cela peut s'ajouter une observation sur une évolution à tendance plus longue. En effet, Altabet (2001) présente des données de $\delta^{15}\text{N}$ issues d'une carotte dans le Pacifique Equatorial et montrant une nette tendance à la diminution en profondeur, d'environ 2 ‰, sur une échelle de temps allant jusqu'à 600 ka. L'auteur attribue cette décroissance à un effet diagénétique (Altabet en préparation), mais cela n'affecte en rien la possible interprétation de ce signal. Sur le long terme, il est toujours possible d'étudier la périodicité du signal ou les écarts relatifs. Cet effet diagénétique, s'il existe dans les carottes sédimentaires que nous avons étudiées, ne représenterait une augmentation que de 0.066 ‰ sur la période de 20 ka qui nous intéresse, ce qui est bien en dessous de l'incertitude de mesure, et bien plus encore en dessous de l'imprécision de nos reconstitutions (Martinez *et al.*, 2000; Altabet, 2001).

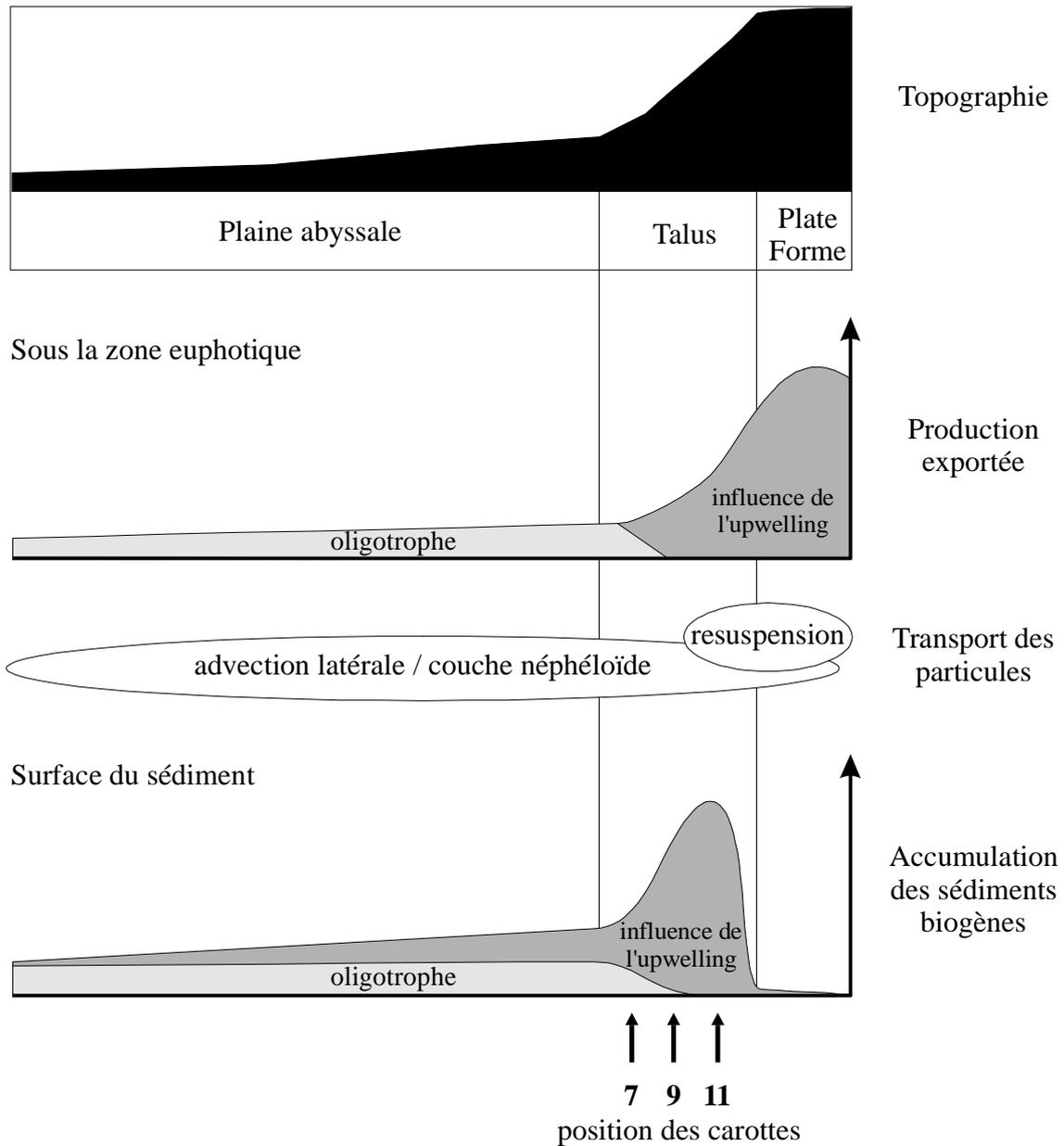


Figure 4.8 : Schéma synthétique de la relation entre topographie, production biologique, transport des sédiments et sédimentation (modifiée d'après Freudenthal *et al.*, 2001a).

4.5. Discussion sur le fonctionnement de l'upwelling

4.5.1 Durée de fonctionnement - saisonnalité

D'après les reconstitutions obtenues pour les situations de bas niveau marin (c'est-à-dire avec peu ou pas de plate-forme continentale), le flux de matière organique arrivant au point de sédimentation sur le talus est faible. Les conclusions issues de ce travail font donc appel à une période de fonctionnement de l'upwelling plus importante au Dernier Maximum Glaciaire qu'actuellement pour compenser ces flux faibles et obtenir ainsi les flux effectivement mesurés dans les sédiments.

Comme nous l'avons déjà précisé (sections 2.4.2 et 2.4.3), les scénarios paléoclimatiques reconstruits ne sont pas uniques mais représentent toute une gamme possible entre deux situations extrêmes (Figures 4.2b et 4.2c). La topographie de la marge nous a conduit à penser que cette immersion de la plate-forme s'est faite de façon régulière (Figure 11 de la publication #2), ce qui correspond plus au premier scénario (Figure 4.2b), considérant une longue saisonnalité de l'upwelling au DMG. Toutefois l'évolution de cette saisonnalité ne peut s'interpréter indépendamment de l'évolution de la largeur de la plate-forme.

Selon nos reconstitutions et le scénario évoqué dans la Figure 4.2b, la largeur de plate-forme nécessaire à la production du signal sédimentaire ne cesse d'augmenter depuis 16 ka jusqu'à 1.1 ka. Or selon la courbe de variation du niveau marin, celui-ci a atteint un niveau quasi maximum aux environs de 5 ka (Fairbanks, 1989; Bard *et al.*, 1996). L'augmentation de la largeur de plate-forme concernée pour la production du signal sédimentaire entre 5 ka et 1.1 ka invoquée dans nos reconstitutions serait donc plus liée à une évolution climatique (changement du régime de vents, réorientation des courants) qu'à l'immersion de la plate-forme.

L'évolution des conditions climatiques doit donc se lire non seulement dans la reconstitution des variations de la saisonnalité mais aussi dans la reconstitution de l'évolution de la largeur de la plate-forme. En effet la largeur de plate-forme "utile" à la production du signal sédimentaire n'est pas seulement le fruit de l'immersion de la plate-forme, mais aussi de la réorientation des courants qui peut être engendrée par un changement des conditions atmosphériques.

Largeur de plate-forme "utile" et saisonnalité sont donc toutes deux des informations sur la grande variabilité des conditions atmosphériques. La discussion qui suit porte sur les possibles facteurs responsables de ces changements climatiques et hydrologiques.

4.5.2 Effets de l'orientation des vents

. *Réorientation du trait de côte*

Comme nous le montre clairement la Figure 1.9, la disparition de la plate-forme continentale du fait de la situation de bas niveau marin n'a pas seulement pour effet de déplacer le trait de côte vers le large, mais aussi de changer son orientation. A conditions climatiques égales, la réorientation du trait de côte qu'à engendrée l'immersion progressive de la plate-forme continentale lors de la montée du niveau marin est un facteur essentiel ayant pu jouer sur l'efficacité du transport d'Ekman, processus majeur du phénomène d'upwelling. Les conditions topographiques ont donc grandement changé du simple fait de l'immersion de la plate-forme, jouant sur l'orientation du trait de côte et l'extension de la plate-forme : il est alors difficile de présumer de la position saisonnière du maximum d'upwelling sur la côte.

. *Déplacement de l'ITCZ*

Dans la publication #2 présentée précédemment a été fait un rappel sur la relation existant entre la position de l'ITCZ et sa migration saisonnière avec le déplacement saisonnier de la zone d'upwelling (Figure 12 de la publication #2). Ceci nous permet de rappeler que l'activité de l'upwelling est fortement dépendante non seulement de l'intensité des vents (ce qui est repris en discussion dans la section suivante), mais aussi de l'orientation des vents. Le simple déplacement des structures atmosphériques vers le nord ou vers le sud (déplacement de l'ITCZ) se répercute sur l'activité de l'upwelling. Certains auteurs évoquant une zone de migration de l'ITCZ différente au DMG (Leroux, 1996), ceci semble devoir être un facteur important pour la saisonnalité de l'upwelling. Encore une fois, la reconstitution plus précise de ces conditions nécessiterait d'intégrer les différents facteurs, notamment l'impact du changement de topographie.

4.5.3 Effets de l'intensité des vents : un effet paradoxal

Certains auteurs évoquent des régimes de vents plus intenses au DMG, au niveau notamment de l'Afrique du Nord Ouest (e.g. Sarnthein *et al.*, 1981; Leroux, 1996; Martinez *et al.*, 1999). L'effet attendu d'une augmentation de l'intensité des vents serait d'augmenter l'intensité de l'upwelling, c'est-à-dire le débit des eaux intermédiaires remontées à la surface. L'apport supplémentaire de nutriments dans la zone euphotique qui y serait associé se traduirait alors par une production primaire plus importante, pouvant se traduire par un flux d'azote organique plus important dans les sédiments. Mais à cet effet d'augmentation de la production primaire, il faut ajouter le fait qu'une intensification du régime de vents aurait pour

conséquence d'augmenter la vitesse des courants de surface. Les masses d'eaux se trouveraient alors plus rapidement advectées vers le large et l'exportation de la matière organique depuis les couches de surface vers le fond serait répartie sur une zone plus grande et surtout plus éloignée de la plate-forme. On voit donc que ces deux effets sont antagonistes et qu'il est difficile d'être sûr de l'effet d'une augmentation du régime des vents sur la production sédimentaire.

Toutefois, l'augmentation de la taille moyenne des grains lithiques au stade 2 dans la carotte 11K, est un fort indicateur de l'intensification des vents au niveau du Cap Blanc durant cette période (Martinez *et al.*, 1999). Il s'agit donc d'un facteur non négligeable pour l'explication de l'augmentation de la saisonnalité évoqué par nos reconstitutions.

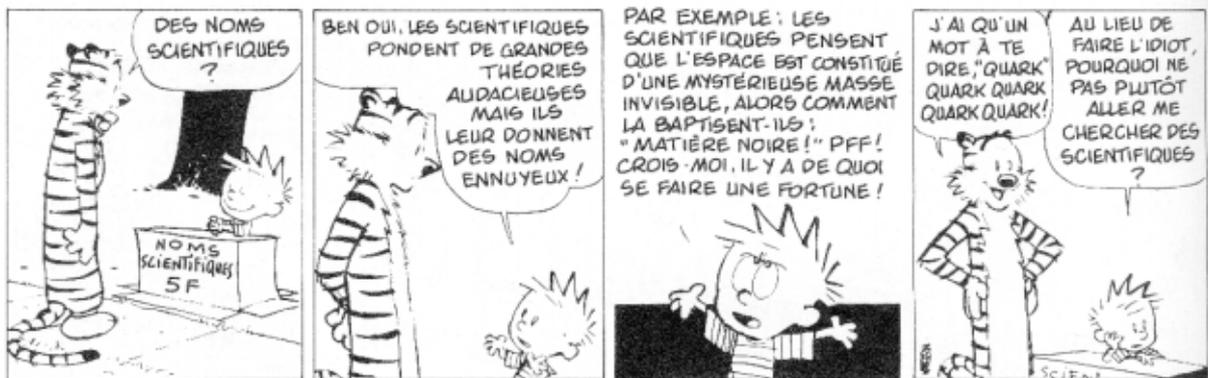
4.5.4 Conclusion

Cette discussion fait apparaître la complexité d'intégrer tous ces facteurs physiques pouvant influencer la circulation de l'upwelling et la production primaire associée. Parmi les travaux à venir suite à cette étude, il serait très intéressant d'utiliser le modèle physique de circulation océanique en 3D pour une application régionale. Un protocole simple d'étude de cas (niveau marin, déplacement du régime de vent,...) permettrait d'obtenir quelques réponses aux questions soulevées précédemment. Les reconstitutions que nous avons pu établir offrent d'intéressantes voies de recherche.

Il faut noter enfin que ce travail de modélisation régionale 3D n'a pu être réalisé pour l'instant pour des problèmes numériques, notamment des problèmes de conditions aux frontières. Mais cette application du modèle physique dans un premier temps, puis du modèle couplé physique - biologie dans un second temps pour bénéficier de l'information "sédimentaire", nous semble prometteuse pour une meilleure compréhension du fonctionnement de l'upwelling, tant pour les processus actuels que pour les situations paléocéanographiques.

Chapitre 5

Autre cas d'étude : L'upwelling du Benguela



Chapitre 5. Autre cas d'étude : L'upwelling du Benguela

Le Chapitre précédent portait sur l'application du modèle couplé physique - biogéochimie 2D au cas de l'upwelling de Mauritanie. Cette étude nous a permis non seulement d'obtenir certains résultats de scénarios paléoclimatiques et paléocéanographiques, mais aussi d'apporter un regard critique sur le modèle lui-même, sur sa construction et son utilisation. Ce chapitre-ci a pour but d'évaluer l'applicabilité de ce modèle à d'autres situations et plus précisément à l'upwelling du Benguela, présentant des caractéristiques climatiques et topographiques différentes du cas précédent.

5.1. Contexte de l'upwelling du Benguela

5.1.1 Localisation

Le système de l'upwelling du Benguela est situé sur la côte Sud Ouest du continent Africain. La présence d'un fort escarpement sur le continent dirige les vents parallèlement à la côte. Celle-ci est donc longée par le courant du Benguela, orienté depuis le sud vers le nord (Figure 5.1). C'est sous l'action de ce régime climatique et hydrodynamique que se mettent en place de nombreuses cellules d'upwelling sur la plate-forme continentale, depuis la cellule des Aiguilles au niveau du Cap de Bonne Espérance jusqu'à la cellule de Cunene au niveau de la rivière du même nom (Figure 5.2).

Nous nous intéresserons à la cellule de Lüderitz, où nous disposons des données de la carotte MD962086 (25°48.77 S, 12°7.73 E, 3606 m), issue de la campagne NAUSICAA - IMAGES II (Figure 5.3)

5.1.2 Particularités topographiques et implications

La Figure 5.3 présente la position de cette carotte MD962086 ainsi que les caractéristiques topographiques de la marge. Celle-ci possède une large plate-forme pouvant aller jusqu'à plus de 250 km (au niveau de la cellule Namaqua). Cette plate-forme possède la particularité d'être profonde. A la côte, elle est bordée par un rebord continental, variant entre 50 et 150 m de profondeur. A l'autre extrémité, le point de rupture de pente se situe à une profondeur oscillant entre 200 et 400 m. De plus, cette marge présente de nombreuses dépressions ou paliers, rendant complexe le mode de circulation des masses d'eaux et le transport des sédiments.

Un autre aspect important du système d'upwelling du Benguela est sa grande extension géographique et surtout la juxtaposition des différentes cellules. Le fonctionnement de chacune se verra affecté par le fonctionnement de ses voisines, notamment par des apports latéraux de méandres en surface.

La grande extension du site et les irrégularités de la topographie rendent difficile la perception du fonctionnement de l'upwelling selon une simple section 2D, qui perd l'information des variations latitudinales. Paradoxalement, ce sont ces mêmes contraintes, l'extension du système et la topographie, qui rendent très difficile l'utilisation d'un modèle 3D. Celui-ci devrait couvrir une zone trop vaste pour permettre une bonne résolution.

Notre objectif se limitant à la compréhension de certains mécanismes, nous ferons une étude 2D portant sur l'impact de la topographie de la marge, au niveau du transect de Lüderitz.

5.1.3 Mécanismes climatiques et reconstitutions

Comme nous l'avons vu, les vents dans notre zone sont orientés par l'escarpement Namibien. Ceci a deux conséquences majeures. Premièrement, au niveau de la cellule de Lüderitz, le fonctionnement de l'upwelling est quasiment constant tout au long de l'année (Lutjeharms et Meeuwis, 1987). Le deuxième aspect concerne les conditions de fonctionnement de l'upwelling lors d'autres conditions de niveau marin. La présence de cette barrière orographique devrait conserver la direction des vents à l'identique, quelle que soit la période de temps considérée. Seule l'intensité du vent peut avoir changé, pouvant jouer alors sur l'intensité de l'upwelling. A cela s'ajoute la présence du rebord continental, dont la présence devrait permettre au trait de côte de peu migrer. Toutefois la baisse du niveau marin peut avoir déplacé vers le large les centres de cellule de l'upwelling, en relation avec la topographie accidentée de la marge.

Nos reconstitutions s'attacheront donc à tester l'influence de cette topographie particulière sur la circulation de l'upwelling et sur la formation du signal sédimentaire.

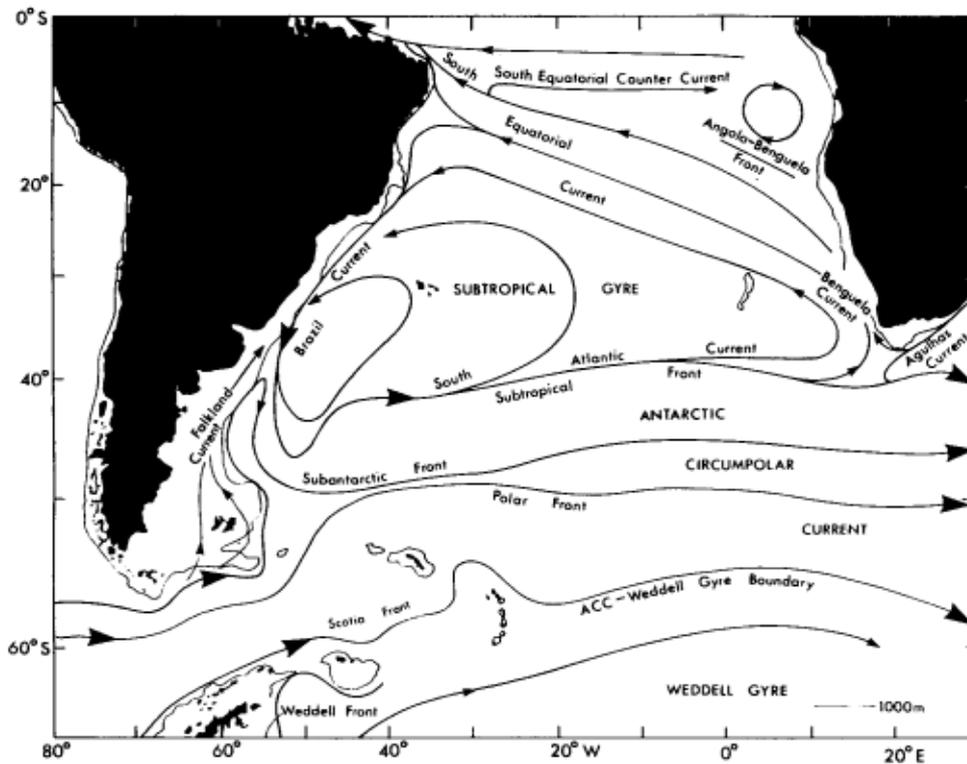


Figure 5.1 : Caractéristiques principales de la circulation de surface de l'Océan Sud Atlantique. (D'après Peterson et Stramma, 1991).

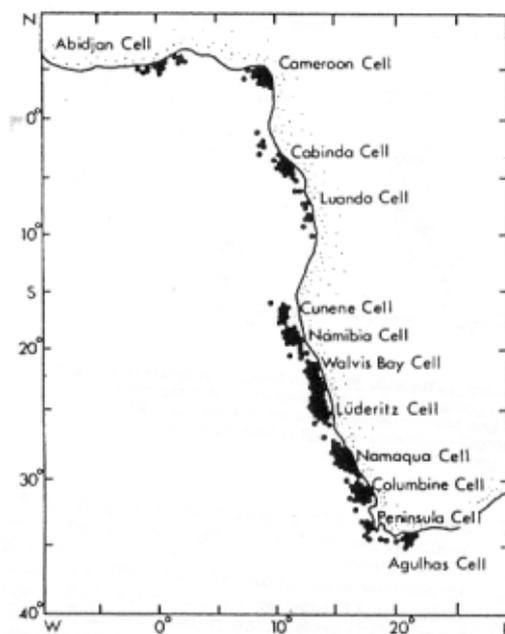


Figure 5.2 : Distribution géographique des cellules d'upwelling distinctes et identifiables dans l'Océan Atlantique Sud Est. Chaque point représente le centre d'un événement d'upwelling observé, sur une période de 156 semaines. (D'après Lutjeharms et Meeuwis, 1987)

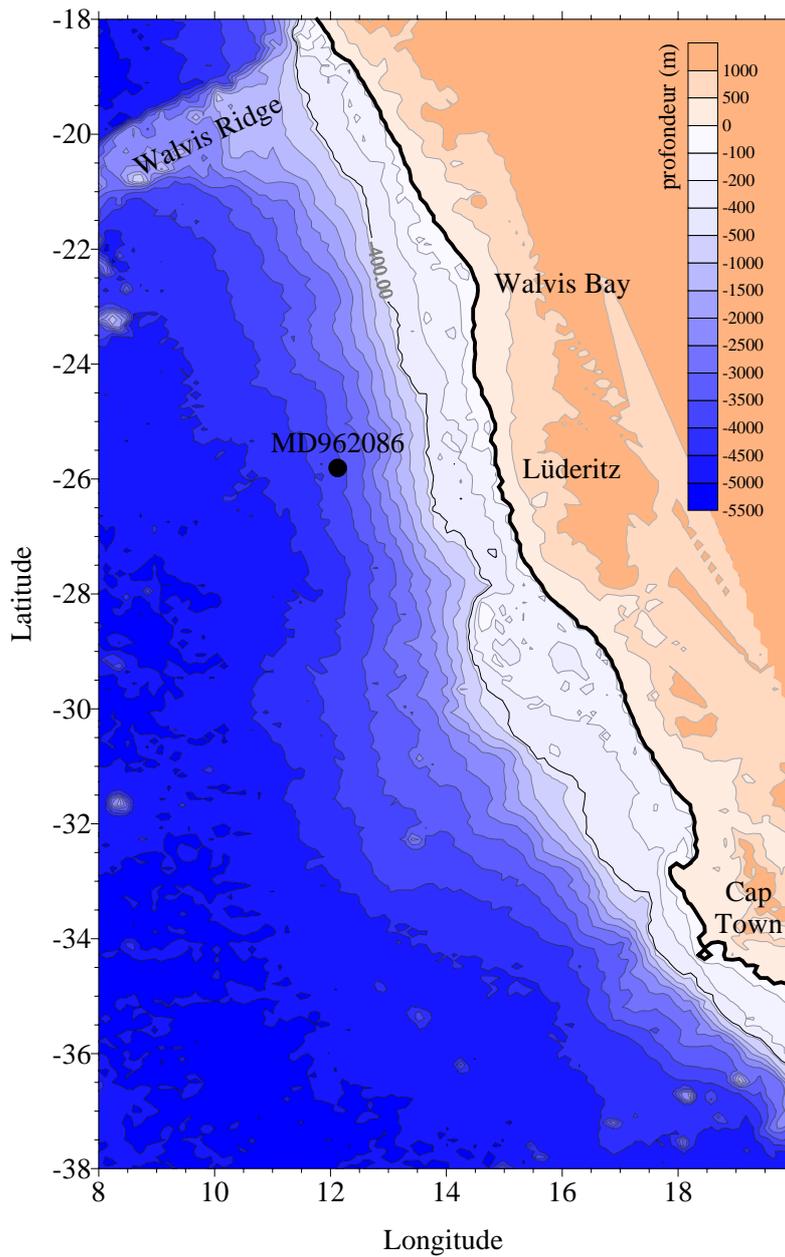


Figure 5.3 : Topographie de la marge du système du Benguela et position de la carotte MD962086 (25°48.77 S, 12°7.73 E, 3606 m).

5.2. Modélisation 2D et reconstitution du signal sédimentaire

N'ayant pas la possibilité d'intégrer toute la complexité de la topographie de la marge dans la version 2D du modèle, notre approche est de diviser cette étude en deux étapes successives. La première consiste à considérer un profil de marge lissé alors que la seconde étape utilise un profil de marge accidenté, correspondant plus au transect réel au niveau de notre carotte. Ceci nous permettra d'évaluer l'impact des particularités morphologiques de la marge sur la circulation de l'upwelling et sur la formation du signal sédimentaire.

5.2.1 Etude avec un profil de topographie lissé

. Présentation du profil

Pour cette première étape de l'étude de l'upwelling de Lüderitz, nous avons retenu le profil de topographie lissée présenté en Figure 5.4. Ses caractéristiques sont le rebord continental de 150 m, une plate-forme continentale régulière de 130 km de large et un point de rupture de pente situé à 400 m de profondeur. Hormis le lissage de la plate-forme, ce profil correspond aux caractéristiques rencontrées pour la marge Namibienne autour du transect de Lüderitz.

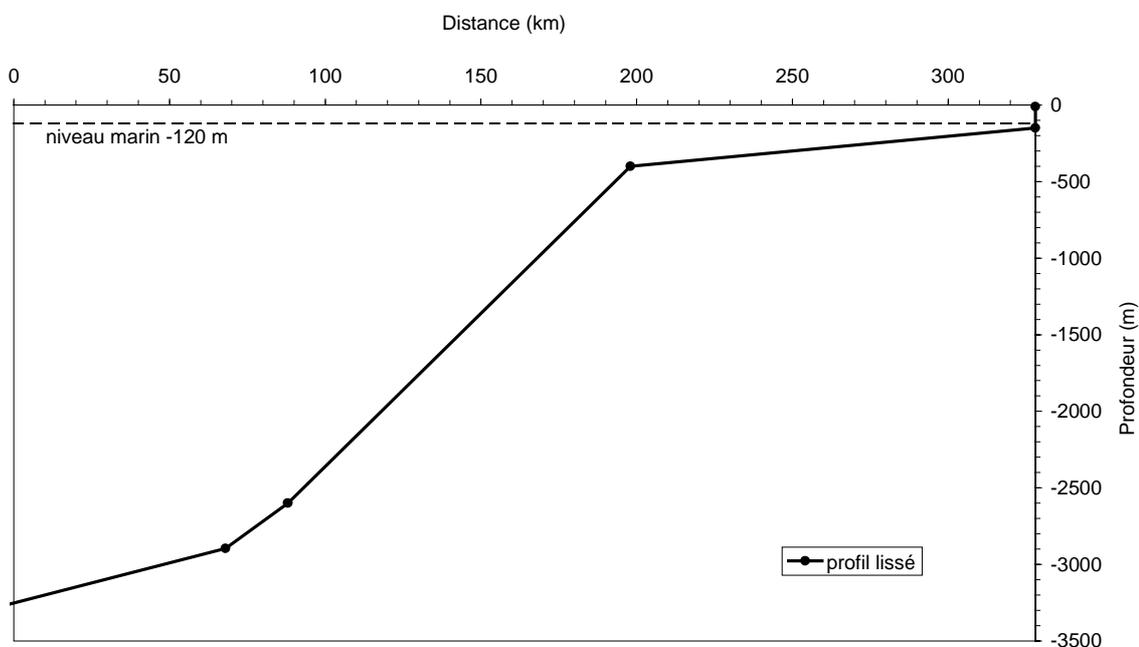


Figure 5.4 : Profil de topographie lissée utilisé pour la première série de reconstitution pour le système du Benguela, au niveau du transect de Lüderitz.

. *Circulation de haut niveau marin*

Les sections verticales de température, vitesses cross-shore, concentration en nitrates et concentration en phytoplancton, ainsi qu'un schéma de circulation correspondant, pour la situation de haut niveau marin sont présentées en Figure 5.5.

Le profil de température montre clairement l'arrivée des masses d'eaux froides à la côte. En surface, leur advection vers le large se poursuit selon le mode des vitesses cross-shore de la Figure 5.5 b. Les profils de distribution des nitrates et du phytoplancton suivent cette dynamique. Les nitrates présents en grande concentration dans les eaux de fond sont advectés à la côte, puis consommés progressivement lors de leur transport vers le large, jusqu'à une situation oligotrophique. Deux maximums de concentration en phytoplancton existent, l'un juste à la côte, l'autre au-delà du point de rupture de pente. Ce dernier marque la présence, même faible, d'un front secondaire associé à la localisation du point de rupture de pente. La cellule de recirculation qui en résulte sur la plate-forme est à l'origine du recyclage des détritiques et donc de l'accroissement de la concentration des nitrates à la côte (concentration supérieure à 16 mmol N m^{-3}) par rapport à leur concentration dans les eaux de fond (10 mmol N m^{-3}).

. *Circulation de bas niveau marin*

Afin de suivre le protocole appliqué pour l'upwelling de Mauritanie, nous avons procédé aux mêmes types de simulations, c'est-à-dire une baisse progressive du niveau marin. La Figure 5.6 correspond à la même topographie que précédemment mais appliquée à une situation de bas niveau marin, à -120 m. Nous retrouvons les mêmes structures que précédemment, mais le rebord continental ayant pratiquement disparu et le point de rupture de pente étant situé moins profondément, la cellule de recirculation et le front secondaire sont plus marqués. Ceci a pour conséquence d'augmenter le recyclage de la matière organique sur la plate-forme continentale et de conduire à de plus grandes concentrations en nitrates au point d'émergence de l'upwelling, à la côte (concentration supérieure à 20 mmol N m^{-3}). Cette structure se rapproche fortement de la situation retrouvée pour le haut niveau marin en Mauritanie.

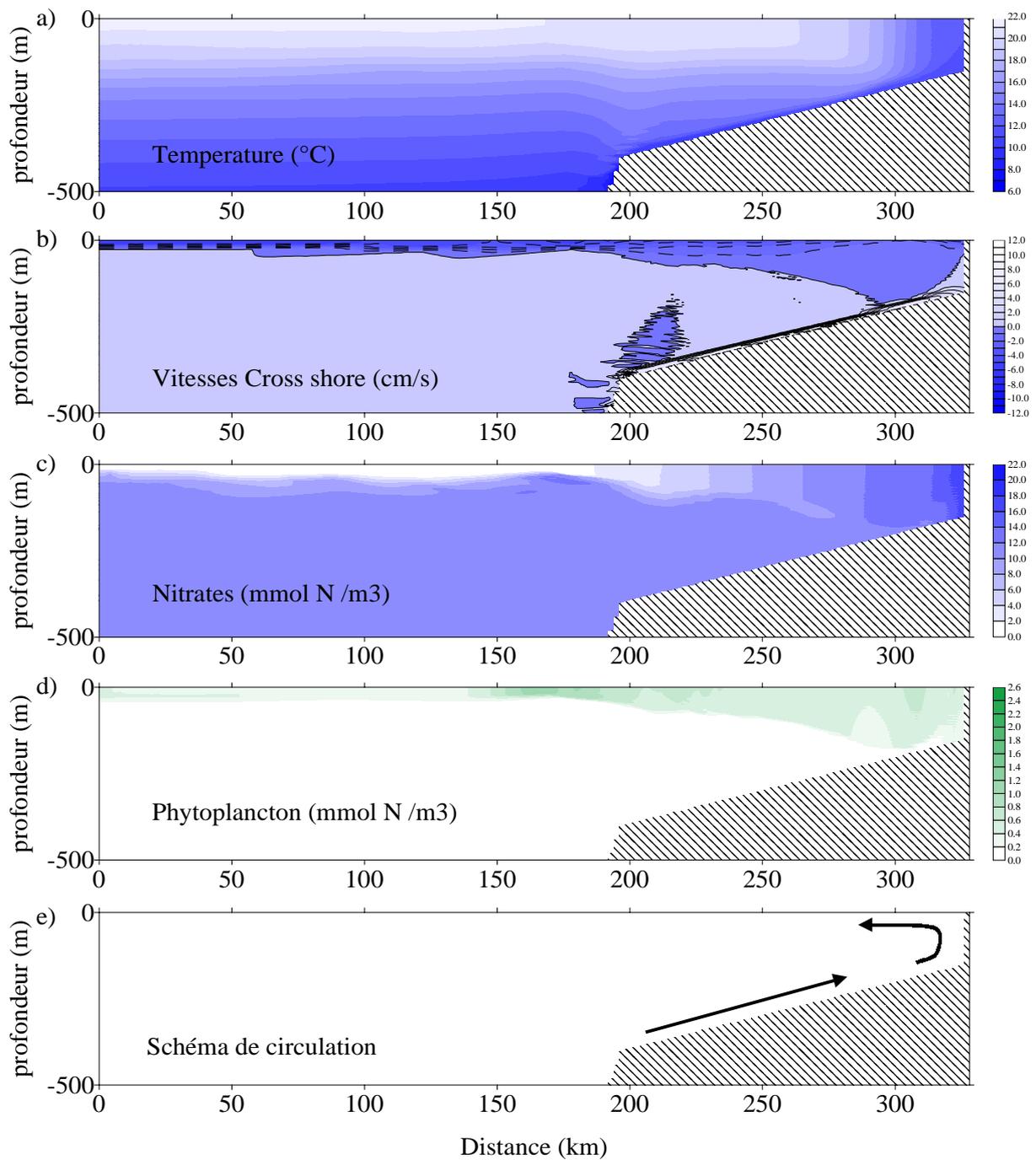


Figure 5.5 : Résultats de simulation en situation de haut niveau marin pour le transect lissé de Lüderitz : (a) température (°C), (b) vitesses cross-shore (en cm s^{-1} , les valeurs positives indiquent des courants dirigés vers la côte), (c) concentration en nitrates (mmol N m^{-3}), (d) concentration en phytoplancton (mmol N m^{-3}) et (e) schéma de circulation correspondant.

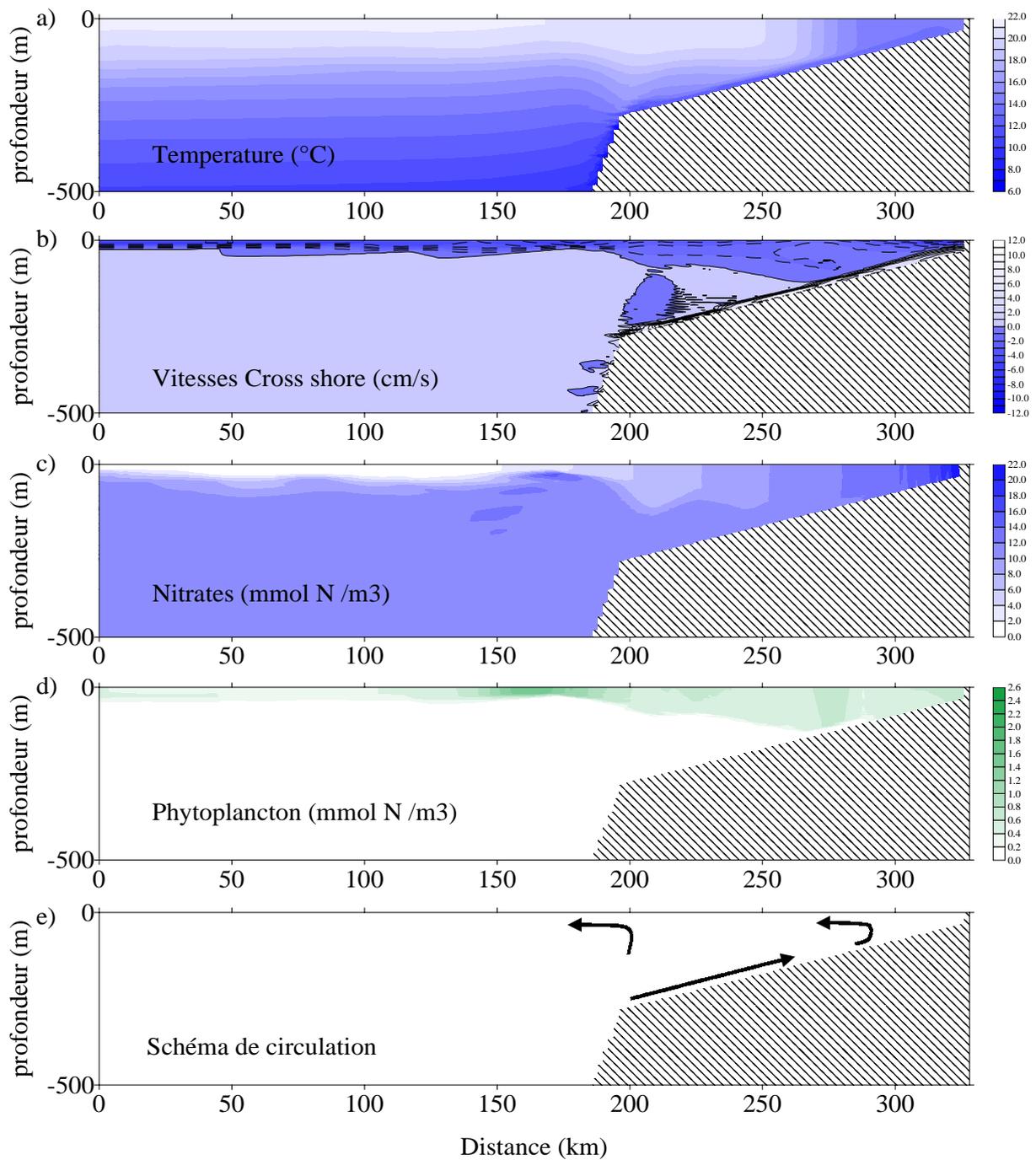


Figure 5.6 : Résultats de simulation en situation de bas niveau marin (-120 m) pour le transect lissé de Lüderitz : (a) température ($^{\circ}\text{C}$), (b) vitesses cross-shore (en cm s^{-1} , les valeurs positives indiquent des courants dirigés vers la côte), (c) concentration en nitrates (mmol N m^{-3}), (d) concentration en phytoplancton (mmol N m^{-3}) et (e) schéma de circulation correspondant.

. *Reconstitution et comparaison aux données*

Pour chacune des simulations de niveau marin testées, nous retenons le signal sédimentaire enregistré sur le talus, selon la même méthode que celle utilisée pour les reconstitutions des données de Mauritanie. Il s'agit donc du signal sédimentaire amont cumulé, en terme de signal isotopique et de flux d'azote organique. Ces résultats sont présentés sur la Figure 5.7.

Pour la situation de bas niveau marin, le processus de recyclage de la matière organique ayant conduit à une grande quantité d'azote disponible au point d'émergence de l'upwelling, la production cumulée sur la plate-forme est élevée. Le signal isotopique est faible car les nitrates étant disponibles en grande quantité, ils conservent plus longtemps une valeur isotopique faible. Ce signal se transmet alors au réseau trophique qui produit des détritrus légers isotopiquement. Alors que le niveau marin augmente, nous avons vu que la cellule de recirculation de plate-forme devient de moins en moins efficace pour le recyclage de la matière organique. Il en résulte une diminution de la concentration en nitrate à la côte, qui se traduit par une production primaire cumulée moins importante et un fractionnement isotopique plus efficace, donc conduisant à des valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ plus élevées pour les détritrus produits.

D'une manière générale, lors de la transition glaciaire - interglaciaire, le flux d'azote organique reconstruit diminue tandis que le signal $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire augmente. Ces résultats de modèle sont à comparer avec les données sédimentaires présentées en Figure 5.8. Il s'agit du signal isotopique sédimentaire ainsi que du flux d'Azote Organique de la carotte MD862096, située sur le talus continental, à 3606 m. On peut voir que ces données suivent la même tendance lors de la transition glaciaire - interglaciaire que les reconstitutions obtenues par notre modèle, qui est une diminution de la quantité de matière organique en parallèle avec une augmentation du signal isotopique.

Le principal écart que l'on peut remarquer entre les données et les résultats des simulations réside dans la gamme de valeurs prises par les signaux isotopiques. Sur la période considérée (entre 21 ka et l'actuel), les valeurs de $\delta^{15}\text{N}$ des données varient entre 7.16 et 9.04 ‰ tandis que les valeurs isotopiques obtenues en sorties de modèle varient entre 2.23 et 3.5 ‰.

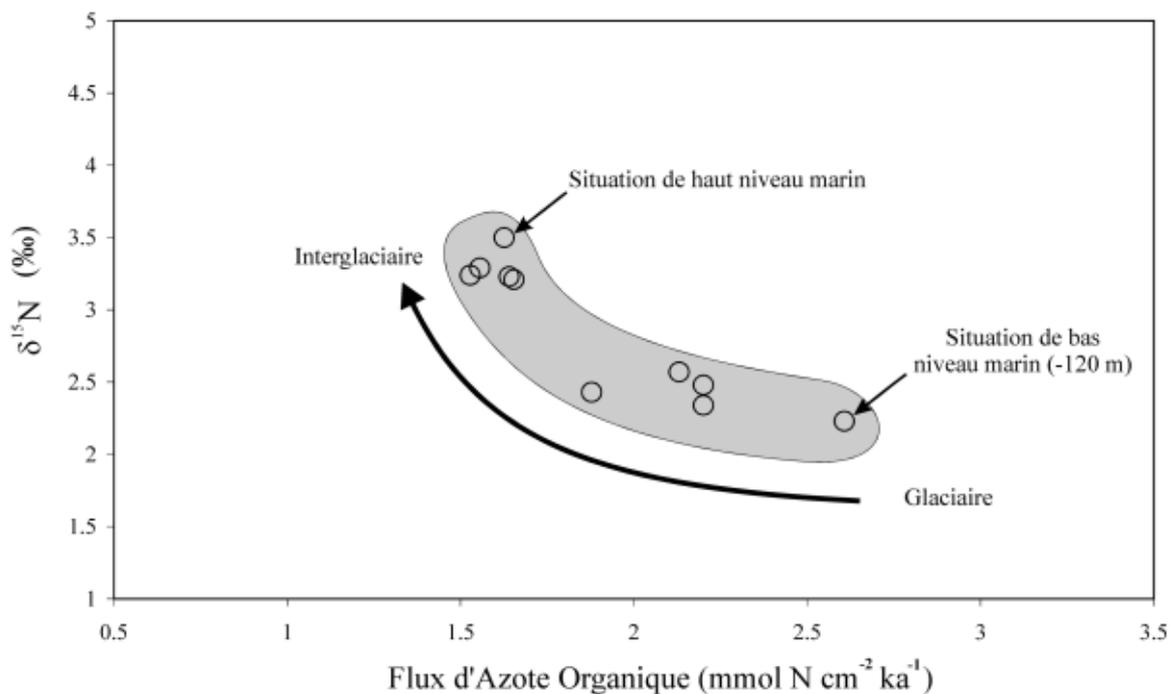


Figure 5.7 : Signal isotopique sédimentaire $\delta^{15}\text{N}$ (‰) et Flux d'Azote Organique ($\text{mmol N cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$) issus des simulations avec une topographie lissée de la marge de Lüderitz. L'aire grisée et la flèche montrent l'évolution générale de ce signal reconstruit selon les différents niveaux marins, lors de la transition glaciaire - interglaciaire.

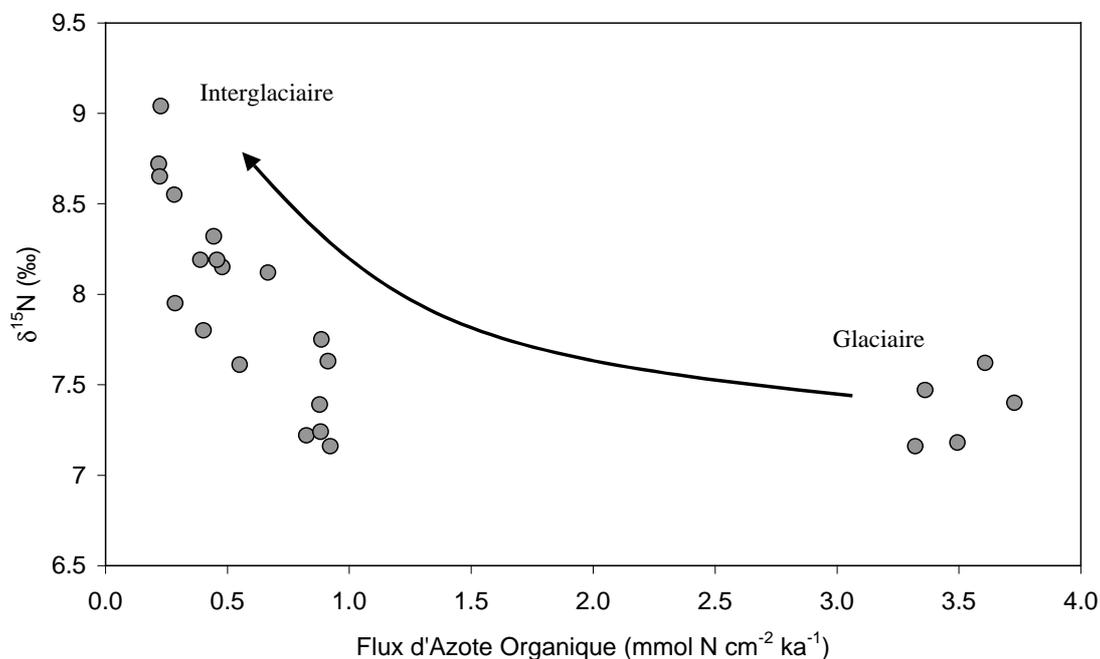


Figure 5.8 : Données de la carotte MD962086 (située sur la Figure 5.3) : $\delta^{15}\text{N}$ (‰) en fonction du Flux d'Azote Organique ($\text{mmol N cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$). La flèche montre l'évolution générale du signal sédimentaire lors de la transition glaciaire - interglaciaire. Les flux ont été calculés et fournis par L. Pichevin.

L'explication de cet écart peut venir de plusieurs points. Premièrement, comme pour le protocole suivi lors des reconstitutions Mauritanienes, nous avons utilisé une source en nitrates ayant toujours la même valeur isotopique, à 6.2 ‰, ce qui nous permet d'étudier les processus de recyclages toutes choses étant égales par ailleurs. Or ce signal pourrait être différent dans le système du Benguela du fait de la présence de masses d'eaux ayant de faibles concentrations en oxygène (Chapman et Shannon, 1985). D'éventuels processus de dénitrifications dans la colonne d'eau sont des phénomènes difficilement modélisables. L'ajout d'une variable d'état "O₂" au modèle biologique n'est pas envisageable en l'état. Le cycle de l'oxygène, via des processus tels que la photosynthèse ou la respiration, la diffusion, les échanges entre océan et atmosphère, nécessite un modèle biologique plus complexe et donc plus lourd d'utilisation pour notre étude. Quoiqu'il en soit, on peut s'attendre à ce que la prise en compte des zones de dénitrification au sein des masses d'eau sur la côte Namibienne, si elles existent, permettent d'augmenter sensiblement le signal isotopique des nitrates et donc des détritiques et des sédiments résultants.

Enfin, il est possible que la source en nitrates ait pu naturellement varier par l'action des taux de dénitrification / fixation d'azote dans les autres régions océaniques au cours du temps et que cette fluctuation se reflète dans les sédiments de notre zone via les processus biologiques décrits jusqu'à présent.

Il est aussi important de bien savoir ce que l'on reconstruit grâce au modèle. En effet, notre méthodologie concernant la production du signal sédimentaire, à savoir considérer la production amont, s'est avérée très réaliste pour la carotte 11K en Mauritanie, du fait de la présence du "slope depocenter". Dans le cas de l'upwelling de Lüderitz, il subsiste sur la plate-forme continentale une part de sédimentation organique, qui n'a donc pas rejoint le talus (Bremner, 1981; Summerhayes *et al.*, 1995). La relation entre les sédiments présents sur le talus et les sédiments produits au-dessus de la plate-forme n'est donc peut-être pas aussi directe. Une partie des sédiments restant sur la plate-forme, il est difficile de juger de la part à retrancher à nos reconstitutions ($\delta^{15}\text{N}$ et Flux d'Azote Organique).

. *Conclusions*

Hormis l'existence d'un décalage entre les valeurs isotopiques reconstruites et mesurées, l'évolution du signal isotopique sédimentaire mesuré dans les sédiments en terme de $\delta^{15}\text{N}$ et de quantité de matière organique est bien reproduite par notre modèle couplé physique - biogéochimie ; et ce, pour une utilisation en 2D, avec un profil de topographie lissé. Il semble donc que les phénomènes de recyclage présents sur la plate-forme

continentale, qui sont plus ou moins actifs selon la situation du niveau marin, soient des processus majeurs dans la formation du signal sédimentaire. Là encore, ces processus sont inhérents au fonctionnement de la marge continentale et de l'upwelling côtier et par conséquent incontournables à partir du moment où l'on veut interpréter les signaux de carottes sous l'influence de ce système d'upwelling.

5.2.2 Etude avec un profil tenant compte de la topographie "en paliers"

. Présentation du profil

L'objectif de cette partie est de tester l'effet d'une topographie plus réaliste de la marge au niveau du transect de Lüderitz sur la circulation de l'upwelling, le développement biologique et la production du signal sédimentaire. Nous avons donc choisi un profil représentant plus ou moins le transect au niveau de Lüderitz, profil présenté en Figure 5.9. Nous garderons à l'esprit que ce test sur l'effet de la topographie se fait toujours en 2D et que par conséquent nous ne pouvons appréhender la véritable variation latitudinale de la marge.

Par rapport au profil précédent, celui-ci conserve la même position du point de rupture de pente, le rebord continental est légèrement moins accentué et il existe une importante dépression au milieu de la plate-forme.

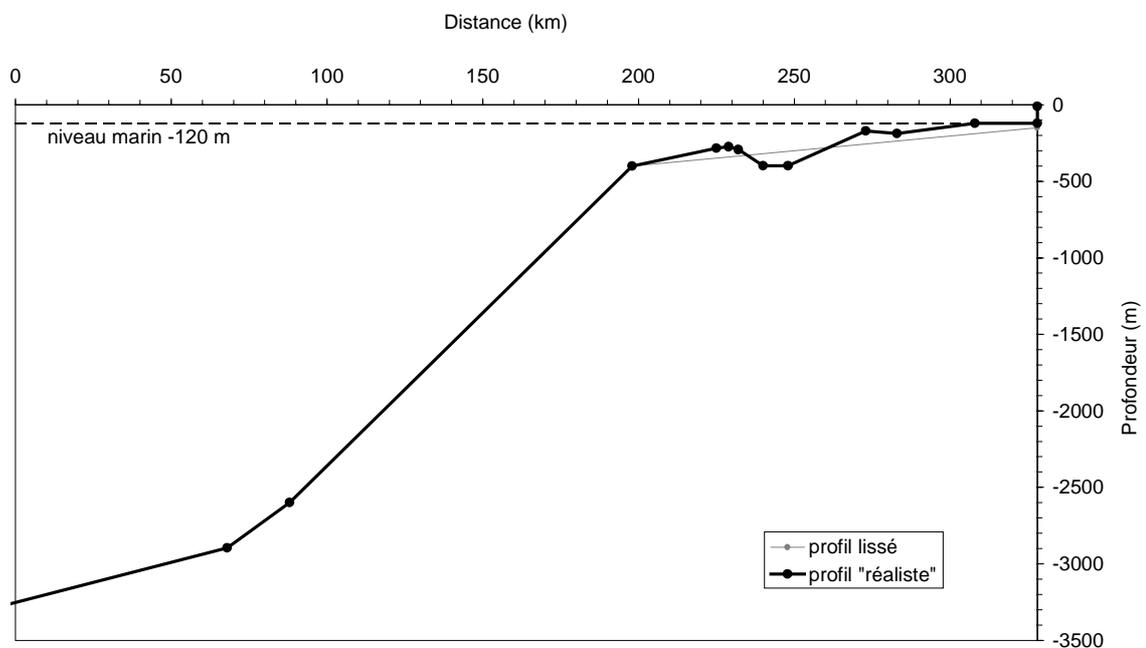


Figure 5.9 : Profil de topographie "réaliste" utilisé pour la seconde série de reconstitution pour le système du Benguela, au niveau du transect de Lüderitz.

. *Circulation de haut niveau marin*

En situation de haut niveau marin (Figure 5.10), la présence du rebord continental ainsi que la grande profondeur de la plate-forme font que les irrégularités de la topographie ne se font pas beaucoup sentir par rapport à la circulation avec une bathymétrie lissée. L'upwelling se fait essentiellement à la côte, amenant les masses d'eaux froides et les nutriments (Figure 5.10 a et c). La topographie accidentée semble être toutefois responsable de la présence de fronts secondaires, visibles sur la section des vitesses cross-shore (Figure 5.10 b) et représentés sur le schéma de circulation (Figure 5.10 e). La position des maximums de concentration en phytoplancton suit cette dynamique, en relation avec la position des fronts, et ils se trouvent après les maximums de concentrations en nutriments.

. *Circulation de bas niveau marin*

La Figure 5.11 présente une simulation pour une baisse de 100 m du niveau marin. (La situation -120m est un cas particulier, du fait de la topographie utilisée, qui sera commenté ultérieurement).

La baisse du niveau marin, en diminuant la profondeur de la plate-forme, rend plus sensible l'action des irrégularités topographiques, notamment pour l'expression des différents fronts. Trois fronts principaux apparaissent, très visibles par les maximums de concentration en nitrates (Figure 5.11 c), et sont schématisés sur la Figure 5.11 e. Le premier se situe tout près de la côte, le second est situé en milieu de plate-forme continentale, en relation avec la remontée topographique, et le troisième front est associé au point de rupture de pente. La présence de ces fronts traduit l'action des cellules de recirculation, responsables des fortes concentrations en nitrates observées sur l'ensemble de la plate-forme, concentrations dans l'ensemble plus importantes que pour la situation de haut niveau marin ayant la même topographie (Figure 5.10 c).

. *Reconstitution et comparaison aux données*

Suivant le même protocole que celui observé dans les simulations précédentes, la Figure 5.12 présente quelques points issus de simulations pour différents niveaux marins, en terme de signal isotopique et de flux d'azote organique. Ces résultats sont strictement comparables aux résultats obtenus pour une topographie lissée (Figure 5.7). Ils traduisent le même comportement en fonction de la déglaciation, c'est-à-dire une diminution du flux d'azote organique associé à une augmentation du $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire lors de la remontée du niveau marin. Les valeurs elles-mêmes sont très semblables.

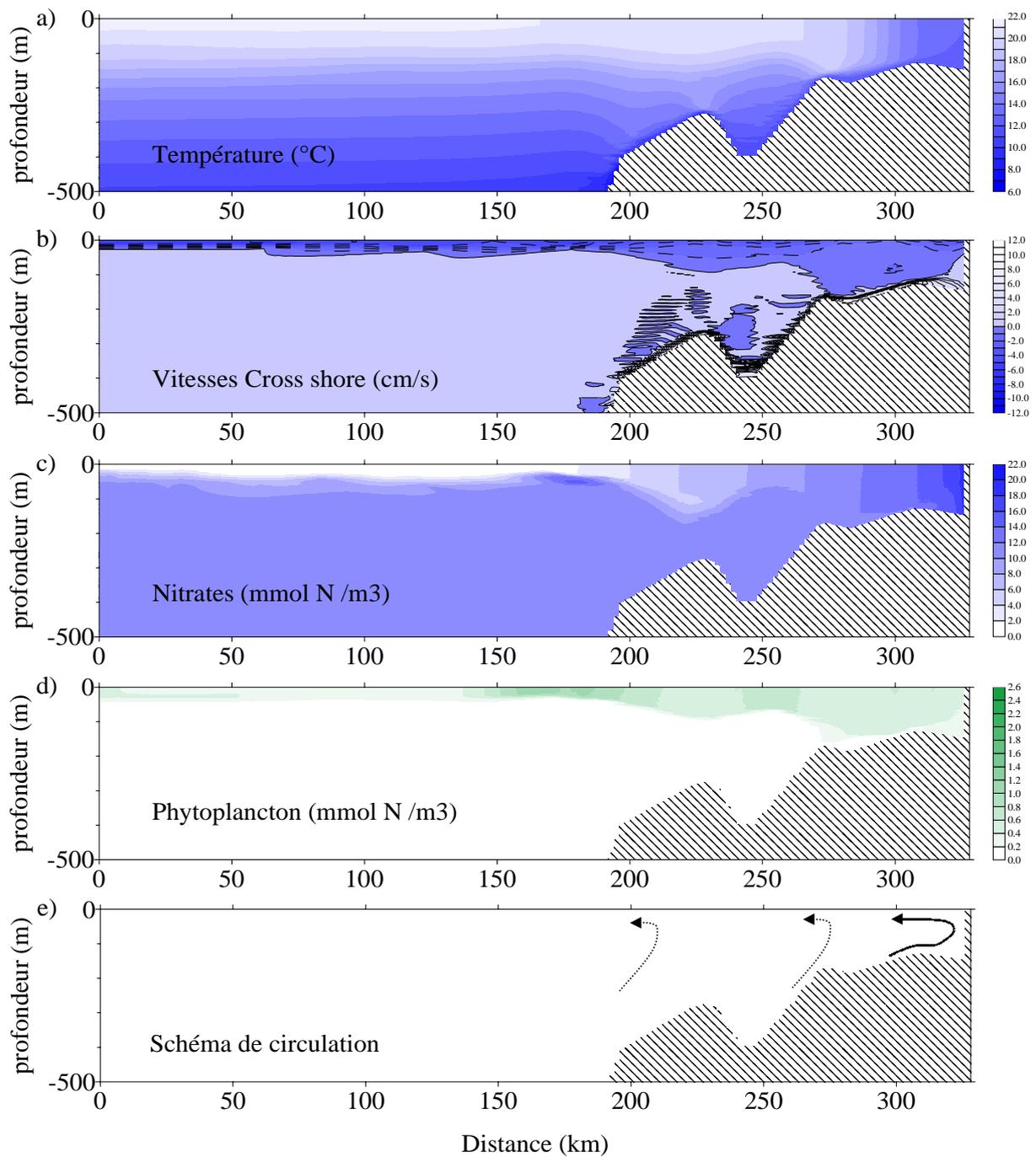


Figure 5.10 : Résultats de simulation en situation de haut niveau marin pour le transect "réaliste" de Lüderitz : (a) température ($^{\circ}\text{C}$), (b) vitesses cross-shore (en cm s^{-1} , les valeurs positives indiquent des courants dirigés vers la côte), (c) concentration en nitrates (mmol N m^{-3}), (d) concentration en phytoplancton (mmol N m^{-3}) et (e) schéma de circulation correspondant.

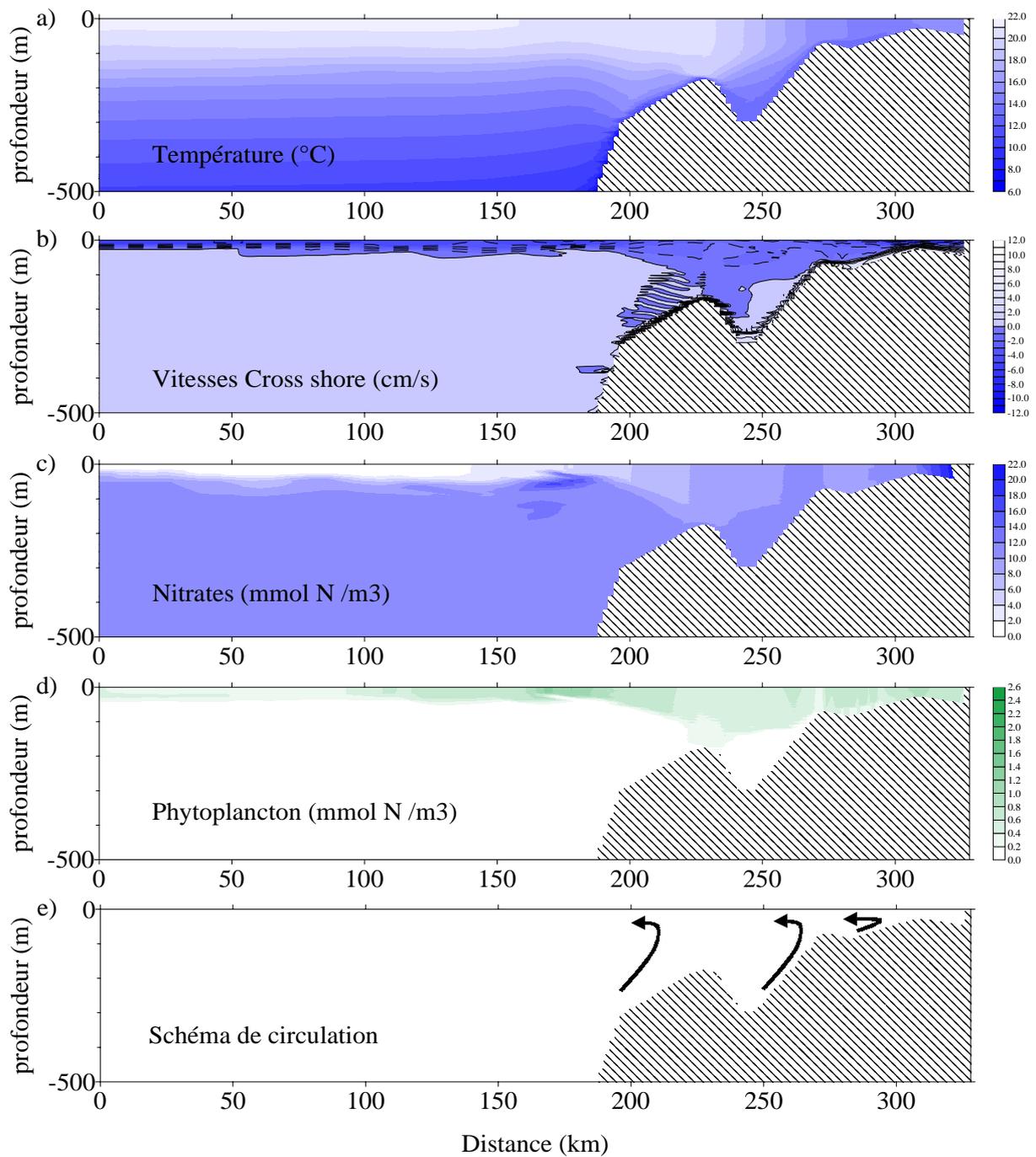


Figure 5.11 : Résultats de simulation en situation de bas niveau marin (-100 m) pour le transect "réaliste" de Lüderitz : (a) température (°C), (b) vitesses cross-shore (en cm s^{-1} , les valeurs positives indiquent des courants dirigés vers la côte), (c) concentration en nitrates (mmol N m^{-3}), (d) concentration en phytoplancton (mmol N m^{-3}) et (e) schéma de circulation correspondant.

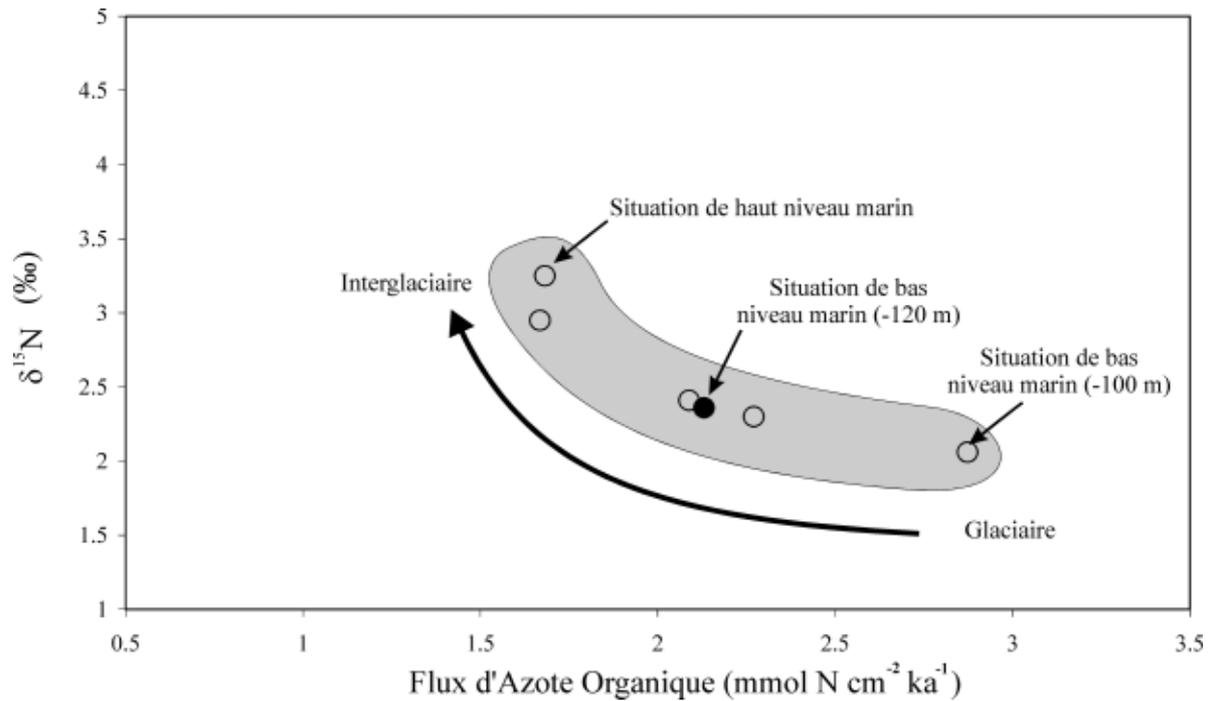


Figure 5.12 : Signal isotopique sédimentaire $\delta^{15}\text{N}$ (‰) et Flux d'Azote Organique ($\text{mmol N cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$) issus des simulations avec une topographie "réaliste" de la marge de Lüderitz. L'aire grisée et la flèche montrent l'évolution générale de ce signal reconstruit selon les différents niveaux marins, lors de la transition glaciaire - interglaciaire.

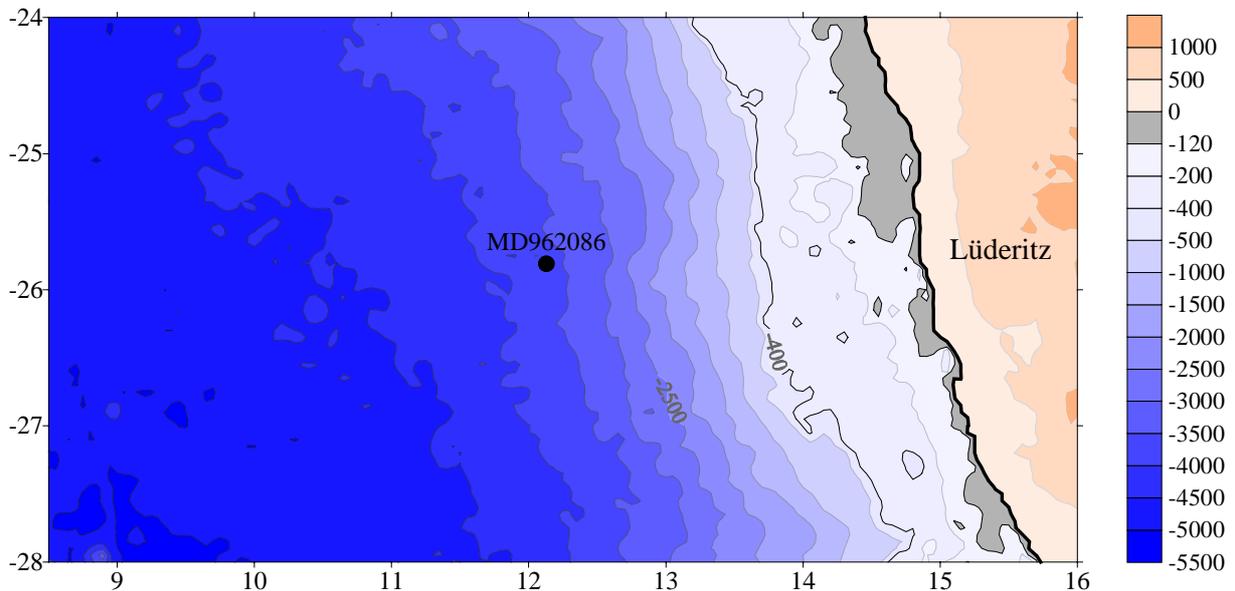


Figure 5.13 : Topographie actuelle de la marge Namibienne au niveau de la cellule de Lüderitz. La zone grisée représente la partie située entre 0 et -120m, qui ne serait pas immergée en situation de bas niveau marin.

Ceci signifie que la présence des irrégularités topographiques sur la plate-forme ne change en rien la production cumulée produite sur la marge, à la fois quantitativement (flux d'azote organique) et qualitativement ($\delta^{15}\text{N}$), et ce malgré leur impact sur la circulation.

Toutefois, comme nous l'avons déjà fait remarquer précédemment, nous pouvons difficilement évaluer l'effet de ces dépressions sur la séquestration des sédiments et sur leur transport.

Lors de cette série de simulations est apparu un cas particulier, correspondant à la situation de niveau marin -120 m. Ce cas particulier est dû à la topographie initialement utilisée, qui possède un rebord continental de 120 m. Ce rebord disparaît donc lors de cette baisse du niveau marin, ainsi qu'une bonne partie de la plate-forme continentale, trop peu profonde pour être prise en compte par la grille spatiale du modèle de circulation océanique.

Le point de reconstitution du signal sédimentaire issu de cette simulation est mis en évidence sur la Figure 5.12. Comparativement à l'ensemble des autres points obtenus, cette situation est caractérisée par un flux d'azote organique et un signal isotopique moyens. La réduction de la largeur de la plate-forme est responsable d'un plus faible flux d'azote organique produit et s'accompagne d'une augmentation du signal isotopique dû au stock de nitrates recyclés moins important. Ces valeurs sont donc en accord avec l'identification des processus de recyclages décrits jusqu'à présent.

Ce cas particulier permet de mettre une nouvelle fois en évidence le bon fonctionnement du modèle et la possible interprétation des différents processus intervenant dans la formation du signal sédimentaire. Toutefois, l'applicabilité de ce cas particulier est discutable. La Figure 5.13 montre la topographie de la marge Namibienne au niveau de la cellule de Lüderitz et de la carotte MD962086. Le déplacement du trait de côte en relation avec une baisse du niveau marin de 120 m se fait surtout sentir au nord du transect de Lüderitz (zone grisée sur la Figure 5.13), alors qu'au sud, le fort rebord continental restreint ce déplacement du trait de côte. Considérant que le courant du Benguela est orienté depuis le sud vers le nord, il est peu probable qu'il faille considérer ce déplacement du trait de côte dans nos reconstitutions. Connaître l'origine exacte des sédiments arrivant au niveau de notre carotte exigerait d'utiliser un modèle de circulation 3D, prenant en compte toute la complexité des variations latitudinales de la topographie.

5.2.3 Conclusions

Notre modèle couplé physique - biogéochimie a été appliqué au contexte de l'upwelling du Benguela avec succès. Les reconstitutions obtenues pour l'évolution du signal

sédimentaire lors de la déglaciation sont comparables aux données, prouvant à nouveau que les effets locaux de recyclage associés à l'upwelling qui se développe sur la plate-forme peuvent être en grande partie responsables des variations de $\delta^{15}\text{N}$ et de flux d'azote enregistrés dans les sédiments.

Cette approche de la reconstitution des signaux sédimentaires par un modèle numérique couplé permet aussi de mettre en évidence les processus de recyclage et de fractionnement des isotopes. C'est aussi un outil efficace pour tester l'effet de divers paramètres, comme ici les irrégularités topographiques.

Chapitre 6

Conclusions et perspectives



Chapitre 6. Conclusions et perspectives

6.1. Discussion sur le cycle global de l'azote

Ce travail nous ayant conduit à proposer un scénario d'évolution du signal $\delta^{15}\text{N}$ des nitrates d'un point de vue régional, certaines implications plus globales peuvent être avancées. Rappelons que les caractéristiques des nitrates arrivant dans notre zone d'étude (quelle que soit la région, Mauritanie ou Benguela) sont le reflet, le résultat, des processus ayant eu lieu à l'échelle de l'océan global. Dans la situation actuelle le bassin Méditerranéen et les zones tropicale et subtropicale de l'Atlantique Nord sont des sources en azote vis-à-vis de l'océan, tandis que l'Océan Indien et la partie Est de l'Océan Pacifique sont des puits (Gruber et Sarmiento, 1997). On voit donc que les différentes masses d'eaux, selon leur parcours, vont rencontrer des conditions bien particulières à chaque bassin ou région, conditions qui vont modifier les caractéristiques de leur contenu en azote (concentration en nutriments et valeur isotopique).

L'intensité de ces processus de fixation d'azote (sources) ou de dénitrification (puits) influant sur le stock d'azote océanique semblent avoir changé au cours du temps à l'échelle glaciaire - interglaciaire, la dénitrification ayant été moins importante aux périodes glaciaires (Ganeshram *et al.*, 2000).

De nombreux auteurs (e.g. Ganeshram *et al.*, 1995; Altabet *et al.*, 1999) suggèrent que la dénitrification puisse être un mécanisme de forçage pour les changements du climat durant les transitions glaciaire - interglaciaire en influant sur le stock d'azote océanique, c'est-à-dire sur la disponibilité en nutriment, et donc sur le taux atmosphérique de CO_2 au travers de la productivité biologique et la séquestration du CO_2 . Notons que ces études s'appuient généralement sur des données de carottes prélevées dans ou proches des zones majeures de dénitrification, ce qui les rend sensibles à l'enregistrement des phénomènes locaux et spécifiques à ces régions. Les liens qui peuvent exister entre les variations climatiques et le cycle océanique de l'azote justifient l'importance portée à l'étude de ces variations de $\delta^{15}\text{N}$ et l'interprétation de ces données donne lieu à une estimation du stock global de nutriments.

Suite à notre étude du système d'upwelling de Mauritanie, basée sur l'interprétation et la reconstitution du signal $\delta^{15}\text{N}$ sédimentaire de la carotte 11K au large du Cap Blanc, nous avons été amenés à proposer un scénario d'évolution du signal isotopique du stock d'azote océanique lors de la dernière transition climatique de façon régionale.

Selon nos reconstitutions, le signal isotopique des nitrates de subsurface arrivant dans la zone Mauritanienne semble avoir peu changé durant la dernière transition glaciaire - interglaciaire. Les changements majeurs du $\delta^{15}\text{N}$ océanique observés dans l'Océan Indien ou dans le Pacifique Est semblent donc ne pas s'être transmis intégralement jusqu'à notre zone d'étude.

Si l'on tente une quantification des changements de disponibilité en nutriment au cours des cycles glaciaire - interglaciaire à l'échelle du globe, il ne faut pas perdre de vue que des zones clefs telles que les grandes zones de dénitrification que sont l'Océan Indien ou l'Est Pacifique et qui sont principalement des zones puits ont leur pendant en terme de zones sources (le bassin Méditerranéen et les zones tropicale et subtropicale de l'Atlantique Nord, Gruber et Sarmiento, 1997). A cela il faut ajouter l'impact que peut avoir l'Océan Antarctique sur le bilan et les caractéristiques du stock d'azote océanique (Sigman *et al.*, 2000), cette zone clef étant sur le parcours des masses d'eaux entre les bassins.

De plus une étude récente de Kienast (2000) montre que le $\delta^{15}\text{N}$ des nitrates utilisés durant la production primaire en Mer de Chine du Sud est resté approximativement constant durant le dernier cycle climatique. Cette région se trouve sur la façade ouest du Pacifique, à l'opposé de la région Est Pacifique où a lieu l'un des puits majeurs de l'azote océanique via les processus de dénitrification.

Nous voyons dans ce résultat, en écho à nos propres reconstitutions, une confirmation du fait que les perturbations du bilan d'azote océanique pouvant se produire dans le Pacifique Est ou l'Océan Indien, même si elles sont de grande ampleur, ne vont pas se transmettre intégralement au reste du globe. Il existe sur le parcours des masses d'eaux une succession de zones puits et de zones sources qui doivent être prises en compte pour ce bilan en nutriments. Il semble entre autre que le bilan d'azote (et de nitrates) au cours de la dernière déglaciation ait pu être plus équilibré et stable qu'initialement envisagé.

L'approche par la modélisation numérique que nous avons menée sur l'étude des processus régionaux spécifiques aux systèmes d'upwellings côtiers nous semble un outil important pour mieux appréhender et comprendre ce bilan d'azote océanique global.

Concernant le modèle biologique que nous avons développé, notons qu'un test de sensibilité supplémentaire aurait pu porter non pas sur les taux de fractionnement utilisés, mais sur l'effet de la concentration en nitrates des eaux de subsurface. L'étude de cet effet est motivée par deux remarques. La première réside dans le fait que les variations du signal isotopique des nitrates correspondent à un changement dans la disponibilité en nutriments. La

deuxième remarque est que le changement de concentration en nitrates des eaux de subsurface arrivant dans le système d'upwelling devrait avoir un impact sur la production primaire du système en terme d'intensité et de distribution géographique.

Ce test n'a pourtant pas été effectué pour deux raisons. La première est qu'il nous est très difficile d'évaluer la relation entre les variations du stock de nutriments et la variation du signal isotopique. Il faudrait pour cela avoir une idée précise des facteurs de fractionnement associés aux processus responsables de ces variations de stock. Or les termes de dénitrification, de fixation d'azote et d'utilisation des nitrates peuvent s'équilibrer de différentes manières, et surtout en des lieux différents, ce qui rend le bilan difficile à évaluer à l'échelle globale. La deuxième raison touche aux scénarios mêmes que nous avons tenté de reconstruire. L'un de nos scénarios étant de limiter les variations de ce signal isotopique, cette constance doit s'accompagner d'une arrivée constante en terme de concentration des nitrates.

L'étude individuelle et séparée de l'effet de changement de concentration est donc envisageable mais n'a pu être correctement ajoutée à nos reconstitutions. Ce travail est une étape supplémentaire dans la compréhension du cycle de l'azote océanique qui nécessite à la fois d'une vision globale et d'autres études régionales comme la nôtre.

6.2. Stratégie de la modélisation paléocéanographique et reconstitution d'autres traceurs

L'approche générale de ce travail de thèse a été de développer et d'appliquer cet outil qu'est la modélisation numérique régionale, en vue de la reconstitution du signal sédimentaire $\delta^{15}\text{N}$ dans un contexte d'upwelling côtier pour en tirer des conclusions sur certains processus et scénarios paléocéanographiques et paléoclimatiques. Cette convergence d'outils et d'objectifs nous a effectivement menés non seulement à conclure quant à la faisabilité d'une telle modélisation mais aussi et surtout quant à son utilité.

La section 6.1 précédente est une discussion sur un point fort issu de nos reconstitutions, à savoir que le signal isotopique des nitrates de subsurface arrivant dans la zone Mauritanienne semblerait avoir peu changé durant la dernière transition glaciaire - interglaciaire. Nous avons aussi présenté des scénarios probables concernant le fonctionnement de l'upwelling. Celui-ci pourrait avoir fonctionné intensivement durant 11 mois de l'année au Dernier Maximum Glaciaire, contre 4 à 5 mois actuellement.

La discussion qui a suivi les reconstitutions étape par étape (pour chaque niveau marin considéré, pour la zone Mauritanienne et du Benguela) est en soit une étude et une interprétation des processus de recyclage de la matière organique et des processus de

fractionnement isotopique au sein d'un système d'upwelling côtier. Nous avons montré que ces processus pouvaient avoir différents degrés d'intensité selon la topographie de la marge et que ce particularisme régional était un effet majeur pour la production du signal sédimentaire enregistré sur le talus.

D'autre part, la connaissance de certains mécanismes de base et leur utilisation pour le développement de modèles numériques (structure et modèles de réseaux trophiques, flux et fractionnement d'isotopes,...) permettent une meilleure lecture des signaux sédimentaires.

Il s'agit entre autre d'avoir accès à une représentation et une compréhension intégrant l'ensemble des processus physiques et biogéochimiques mis en cause. En effet, certains outils et techniques utilisés en paléocéanographie, alors qu'ils sont très précieux dans des contextes d'océan ouvert par exemple, sont moins efficaces dans une zone complexe telle qu'un upwelling côtier. La dynamique particulière à cette zone rend plus nécessaire le besoin de comprendre un système régional dans son ensemble. Le modèle couplé que nous avons présenté et utilisé ici a fait la preuve de sa capacité à intégrer toute la complexité d'une zone dynamique, à reconstruire son fonctionnement d'ensemble et à nous aider à mieux comprendre ce que nous pouvons lire dans les carottes sédimentaires.

L'utilisation de la modélisation numérique régionale peut être étendue à l'étude d'autres proxies et d'autres situations. Les zones d'étude et les traceurs sont nombreux, mais les modèles numériques peuvent être raffinés ou dégradés en fonction de chaque problématique et la complexité de chaque modèle sera fonction des questions que l'on se pose initialement et auxquelles ont veut tenter d'apporter une réponse.

L'utilisation par exemple d'un modèle basé sur le cycle de la silice, et non sur le cycle de l'azote comme celui que nous avons utilisé, pourrait permettre l'étude des phénomènes de production primaire et/ou de dissolution, et donc des changements de caractéristiques des masses d'eaux, dans un système d'upwelling comme le Benguela. Il est tout aussi possible d'envisager un modèle de populations biologiques, répondant aux critères environnementaux au sens large, qui, utilisé avec un modèle physique adapté, pourrait nous donner des informations sur certaines conditions climatiques ou certains scénarios.

Moyennant quelques adaptations et ajouts au modèle biologique, il serait possible d'utiliser ce même modèle NPZD- $\delta^{15}\text{N}$ dans un contexte d'upwelling équatorial. Il est évident qu'il n'y aura pas d'effet de topographie. Par contre, il serait intéressant de quantifier les effets d'un réseau trophique complexe sur le fractionnement isotopique, comparé à une cinétique de

Rayleigh basée uniquement sur l'utilisation des nitrates par le phytoplancton (comme cela est considéré dans ce genre d'études, Farrell *et al.*, 1995; Altabet, 2001).

La stratégie sera toujours la même et consiste à valider les mécanismes simulés par la comparaison des sorties des modèles aux données.

Bien sûr ce ne sont là que des exemples de ce que l'on peut envisager et ils doivent faire l'objet d'un développement rigoureux adapté aux questions scientifiques, mais la souplesse de cet outil le rend particulièrement intéressant et excitant, laissant place à l'imagination. La paléocéanographie est une discipline à la fois très demandeuse et productrice de données, qui développe sans cesse de nouveaux outils pour comprendre et interpréter ces données. La modélisation numérique régionale fait partie de ces outils.

Enfin, le modèle que nous avons présenté et la discussion qui a suivi portent sur des modèles régionaux. Et plus particulièrement notre étude s'est attachée à démontrer l'importance des phénomènes côtiers. Les marges sont des zones clefs, sensibles aux conditions climatiques changeantes, zones tampon entre l'océan ouvert et le continent.

Nous avons concentré notre étude sur l'impact du changement de niveau marin et nous avons vu qu'il pouvait être important sur les structures biologiques marines. Les apports de nutriments vers les marges continentales, via les rivières, ont aussi changé en fonction du climat régnant sur les continents, et changeront encore demain, notamment à cause de la pression anthropique (utilisation des sols, pollution industrielle, ...). La fragilité de ces zones si particulières continuera à s'exprimer au travers du changement.

Les modèles globaux, destinés à nous dire de quoi sera fait demain, ne seront pas suffisamment fiables tant qu'ils ne prendront pas en compte les phénomènes à méso-échelle. Ils devront donc impérativement intégrer (entre autre) les modèles de marges.

Bibliographie

- Allredge, A. L. et C. Gotschalk. 1988. In situ settling behavior of marine snow. *Limnol. Oceanogr.*, *33*, 339-351.
- Allen, J. S., P. A. Newberger et J. Federiuk. 1995. Upwelling Circulation on the Oregon Continental Shelf. Part I: Response to Idealized Forcing. *Journal of Physical Oceanography*, *25*, 1843-1866.
- Altabet, M. A. 1988. Variations in nitrogen isotopic composition between sinking and suspended particles: implications for nitrogen cycling and particle transformation in the open ocean. *Deep Sea Research*, *35*, 535-554.
- Altabet, M. A. 1989. A time-series study of the vertical structure of nitrogen and particle dynamics in the Sargasso Sea. *Limnol. Oceanogr.*, *34*, 1185-1201.
- Altabet, M. A. 2001. Nitrogen isotopic evidence for micronutrient control of fractional NO_3^- utilization in the equatorial Pacific. *Limnol. Oceanogr.*, *46*, 368-380.
- Altabet, M. A. et W. B. Curry. 1989. Testing models of past ocean chemistry using foraminifera $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$. *Global Biogeochemical Cycles*, *3*, 107-119.
- Altabet, M. A. et R. François. 1994. Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization. *Global Biogeochemical Cycles*, *8*, 103-116.
- Altabet, M. A., R. François, D. W. Murray et W. L. Prell. 1995. Climate-related variations in denitrification in the Arabian Sea from sediment $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ ratios. *Nature*, *373*, 506-509.
- Altabet, M. A., D. W. Murray et W. L. Prell. 1999. Climatically linked oscillations in Arabian Sea denitrification over the past 1 m.y.: Implications for the marine N cycle. *Paleoceanography*, *14*, 732-743.
- Anderson, J. J., A. Okubo, A. S. Robbin et F. A. Richards. 1982. A model for nitrite and nitrate distributions in oceanic oxygen minimum zones. *Deep-Sea Research*, *29*, 1113-1140.
- Auclair, F. 1999. Modélisation océanographique côtière : Initialisation et forçage, Université Paul Sabatier, Toulouse, 156 pp.
- Babin, M., A. Morel, H. Claustre, A. Bricaud, Z. Kolber et P. G. Falkowski. 1996. Nitrogen- and irradiance-dependent variations of the maximum quantum yield of carbon fixation in eutrophic, mesotrophic and oligotrophic marine systems. *Deep - Sea Research Part I - Oceanographic Research Papers*, *43*, 1241-1272.

- Bard, E., B. Hamelin, M. Arnold, L. Montaggioni, G. Cabioch, G. Faure et F. Rougerie. 1996. Deglacial sea-level record from Tahiti and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 382, 241-244.
- Barton, E. D. 1987. Meanders, eddies and intrusions in the thermohaline front off Northwest Africa. *Oceanologica Acta*, 10, 267-283.
- Bein, A. et D. Fütterer. 1977. Texture and composition of continental shelf to rise sediments off the northwestern coast of Africa: an indication for downslope transportation. "Meteor" *Forschungs-Ergebnisse*, C27, 46-74.
- Bertrand, P., T. F. Pedersen, P. Martinez, S. Calvert et G. Shimmield. 2000. Sea level impact on nutrient cycling in coastal upwelling areas during deglaciation: Evidence from nitrogen isotopes. *Global Biogeochemical Cycles*, 14, 341-355.
- Blumberg, A. F. et G. L. Mellor. 1983. Diagnostic and Prognostic Numerical Circulation Studies of the South Atlantic Bight. *Journal of Geophysical Research*, 88, 4579-4592.
- Blumberg, A. F. et G. L. Mellor. 1987. A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. Dans: N.Heaps (Editeur), *Three-Dimensional Coastal Ocean Models*. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 208.
- Bopp, L., P. Monfray, O. Aumont, J.-L. Dufresne, H. Le Treut, G. Madec, L. Terray et J. Orr. 2001. Potential impact of climate change on marine export production. *Global Biogeochemical Cycles*, 15, 81-99.
- Bremner, J. M. 1981. Sediments on the Continental Margin off South West Africa between latitudes 17°S and 25°S. *Bulletin* 10.
- Broecker, W. S. et T. H. Peng. 1982. *Tracers in the Sea*. Lamont-Doherty Geol. Obs., Palisades, N.Y.
- Capone, D. G., J. P. Zehr, H. W. Paerl, B. Bergman et E. J. Carpenter. 1997. *Trichodesmium*, a Globally Significant Marine Cyanobacterium. *Science*, 276, 1221-1229.
- Caroli, E. 1999. Analyse numérique de la morphologie des marges continentales et implication de l'évolution du niveau marin sur l'immersion des plates formes continentales est-africaines, Ecole Normale Supérieure de Lyon, Bordeaux.
- Carpenter, E. J. 1983. Nitrogen Fixation by marine *Oscillatoria* (*Trichodesmium*) in the world's oceans. Dans: Carpenter, E. J. et D. G. Capone (Editeurs), *Nitrogen in the Marine Environment*. Academic, San Diego, Calif.
- Chapman, P. et L. V. Shannon. 1985. The Benguela ecosystem Part II. Chemistry and related processes. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, 23, 183-251.

- Checkley, D. M. J. et C. A. Miller. 1989. Nitrogen isotope fractionation by oceanic zooplankton. *Deep-Sea Research*, 36, 1449-1456.
- Chen, D. et D.-P. Wang. 1990. Simulating the time-variable coastal upwelling during CODE 2. *Journal of Marine Research*, 48, 335-358.
- Christensen, J. P., J. W. Murray, A. H. Devol et L. Codispoti, A. 1987. Denitrification in continental shelf sediments has major impact on the oceanic nitrogen budget. *Global Biogeochemical Cycles*, 1, 97-116.
- Cifuentes, L. A., M. L. Fogel, J. R. Pennock et J. H. Sharp. 1989. Biogeochemical factors that influence the stable nitrogen isotope ratio of dissolved ammonium in the Delaware Estuary. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 2713-2721.
- Codispoti, L. A. et J. P. Christensen. 1985. Nitrification, denitrification and nitrous oxide cycling in the eastern tropical south pacific ocean. *Marine Chem.*, 16, 277-300.
- deMenocal, P., J. Ortiz, T. Guilderson et M. Sarnthein. 2000. Coherent high- and low-latitude climate variability during the Holocen Warm Period. *Science*, 288, 2198-2202.
- DeNiro, M. J. et S. Epstein. 1980. Influence of diet on the distribution of nitrogen isotopes in animals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 45, 341-351.
- Dugdale, R. C. et F. P. Wilkerson. 1998. Silicate regulation of new production in the equatorial Pacific upwelling. *Nature*, 391, 270-273.
- Emerson, S., P. Quay, C. Stump, D. Wilbur et M. Knox. 1991. O₂, Ar, N₂, and ²²²Rn in surface waters of the subarctic ocean: net biological production. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 5, 49-69.
- Emmer, E. et R. C. Thunell. 2000. Nitrogen isotope variations in Santa Barbara Basin sediments: Implications for denitrification in the eastern tropical North Pacific during the last 50,000 years. *Paleoceanography*, 15, 377-387.
- Fairbanks, R. G. 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of the glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342, 637-642.
- Farrell, J. W., T. F. Pedersen, S. E. Calvert et B. Nielsen. 1995. Glacial-interglacial changes in nutrient utilization in the Equatorial Pacific Ocean. *Nature*, 377, 514-517.
- Fischer, G., B. Donner, V. Ratmeyer, R. Davenport et G. Wefer. 1996. Distinct year-to-year particle flux variations off Cape Blanc during 1988-1991: Relation to $\delta^{18}\text{O}$ -deduced sea-surface temperatures and trade winds. *Journal of Marine Research*, 54, 73-98.

- Fogel, M. L. et L. A. Cifuentes. 1993. Isotope Fractionation during Primary Production. Dans: Engel, M. H. et A. Macko (Editeurs), *Organic Geochemistry*. Plenum Press, New York, pp. 73-98.
- Freudenthal, T., S. Neuer, H. Meggers, R. Davenport et G. Wefer. 2001a. Influence of lateral particle advection and organic matter degradation on sediment accumulation and stable nitrogen isotope ratios along a productivity gradient in the Canary Islands region. *Marine Geology*, *177*, 93-109.
- Freudenthal, T., T. Wagner, F. Wenzhöfer, M. Zabel et G. Wefer. 2001b. Early diagenesis of organic matter from sediments of the eastern subtropical Atlantic: Evidence from stable nitrogen and carbon isotopes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *65*, 1795-1808.
- Fütterer, D. K. 1983. The modern upwelling record off Northwest Africa. Dans: Tiede, J. et E. Süess (Editeurs), *Coastal Upwelling: Its sedimentary record, Part B: Sedimentary records of ancient coastal upwelling*. Plenum, New York, pp. 105-121.
- Gabric, A. J., L. Garcia, L. Van Camp, L. Nykjaer, W. Eifler et W. Schrimpf. 1993. Offshore Export of Shelf Production in the Cape Blanc (Mauritania) Giant Filament as Derived From Coastal Zone Color Scanner Imagery. *Journal of Geophysical Research*, *98*, 4697-4712.
- Ganeshram, R. S., T. F. Pedersen, S. E. Calvert, G. W. McNeill et M. R. Fontugne. 2000. Glacial-interglacial variability in denitrification in the world's oceans: Causes and consequences. *Paleoceanography*, *15*, 361-376.
- Ganeshram, R. S., T. F. Pedersen, S. E. Calvert et J. W. Murray. 1995. Large changes in oceanic nutrient inventories from glacial to interglacial periods. *Nature*, *376*, 755-758.
- Giraud, X., P. Bertrand, V. Garçon et I. Dadou. 2000. Modeling $\delta^{15}\text{N}$ evolution: First palaeoceanographic applications in a coastal upwelling system. *Journal of Marine Research*, *58*, 609-630.
- Gruber, N. et J. L. Sarmiento. 1997. Global patterns of marine nitrogen fixation and denitrification. *Global Biogeochemical Cycles*, *11*, 235-266.
- Hattori, A. 1983. Denitrification and dissimilatory nitrate reduction. Dans: Carpenter, E. J. et D. G. Capone (Editeurs), *Nitrogen in the Marine Environment*. Academic, San Diego, Calif., pp. 191-232.
- Holmes, M. E., P. J. Müller, R. R. Schneider, M. Segl et G. Wefer. 1998. Spatial variations in euphotic zone nitrate utilization based on delta N-15 in surface sediments. *Geo-Marine Letters*, *18*, 58-65.
- Jacques, G. et P. Tréguer. 1986. *Ecosystèmes pélagiques marins*. Masson, 243 pp.

- Janjic, Z. I. 1977. Pressure gradient forces and advection scheme used for forecasting with steep and small scale topography. *Contrib. Atmos. Phys.*, *50*, 186-199.
- Kienast, M. 2000. Unchanged nitrogen isotopic composition of organic matter in the South China Sea during the last climatic cycle: Global implications. *Paleoceanography*, *15*, 244-253.
- Kostianoy, A. G. et A. G. Zatsepin. 1996. The West African coastal upwelling filaments and cross-frontal water exchange conditioned by them. *Journal of Marine Systems*, *7*, 349-359.
- Lenton, T. M. et A. J. Watson. 2000. Redfield revisited 1. Regulation of nitrate, phosphate, and oxygen in the ocean. *Global Biogeochemical Cycles*, *14*, 225-248.
- Leroux, M. 1996. La dynamique du temps et du climat. Enseignement des Sciences de la Terre. Masson, Paris, 310 pp.
- Levitus, S. et T. Boyer. 1994. NOAA Atlas NESDIS 2: World ocean atlas 1994, vol 2, Oxygen, Natl. Oceanic and Atmos. Admin.
- Libes, S. M. et W. G. Deuser. 1988. The isotope geochemistry of particulate nitrogen in the Peru Upwelling Area and the Gulf of Main. *Deep Sea Research*, *35*, 517-533.
- Liu, K.-K. et I. R. Kaplan. 1989. The eastern tropical Pacific as a sources of ^{15}N -enriched nitrate in seawater off southern California. *Limnology and Oceanography*, *34*, 820-830.
- Lutjeharms, J. R. et J. M. Meeuwis. 1987. The extend and variability of south-east atlantic upwelling. *South African Journal of Marine Science*, *5*, 51-62.
- Marsaleix, P. 1993. Modélisation tridimensionnelle de la circulation océanique dans le golfe du lion. PhD thesis Thesis, Université Paul Sabatier, Toulouse, 85 pp.
- Martinez, L., M. W. Silver, J. M. King et A. L. Alldredge. 1983. Nitrogen Fixation by floating diatom mats: A source of new nitrogen to oligotrophic ocean waters. *Science*, *221*, 152-154.
- Martinez, P. 1997. Paléoproduktivités du système d'upwellings nord-ouest africain et variations climatiques au cours du Quaternaire terminal. PhD Thesis, Bordeaux I, 297 pp.
- Martinez, P., P. Bertrand, S. E. Calvert, T. F. Pedersen, G. B. Shimmield, E. Lallier-Vergès et M. R. Fontugne. 2000. Spatial variations in nutrient utilization, production and diagenesis in the sediments of a coastal upwelling regime (NW Africa): Implications for paleoceanographic record. *Journal of Marine Research*, *58*, 809-835.
- Martinez, P., P. Bertrand, G. B. Shimmield, K. Cochrane, F. J. Jorissen, J. Foster et M. Dignan. 1999. Upwelling intensity and ocean productivity changes off Cape Blanc

- (Northwest Africa) during the last 70,000 years: geochemical and micropalaeontological evidence. *Marine Geology*, *158*, 57-74.
- Matthewson, A. P., G. B. Shimmield, D. Kroon et A. E. Fallick. 1995. A 300 kyr high-resolution aridity record of the North African continent. *Paleoceanography*, *10*, 677-692.
- Mellor, G. L. et T. Yamada. 1982. Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, *20*, 851-875.
- Minagawa, M. et E. Wada. 1984. Stepwise enrichment of ^{15}N along food chains: Further evidence and relation between $\delta^{15}\text{N}$ and animal age. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *48*, 1135-1140.
- Mittelstaedt, E. 1991. The ocean boundary along the northwest Africa coast: Circulation and oceanographic properties at the sea surface. *Progress in Oceanography*, *26*, 307-355.
- Montoya, J. P., P. H. Wiebe et J. J. Mc Carthy. 1992. Natural abundance of ^{15}N in particulate nitrogen and zooplankton in the Gulf Stream region and warm-core ring 86A. *Deep-Sea Research*, *39*, S363-S392.
- Montoya, P. 1994. Nitrogen isotope fractionation in the modern ocean: implication for sedimentary record. Dans: Zahn, R. (Editeur), *Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Ocean's Role in Global Change*, Berlin Heidelberg, pp. 259-279.
- Morel, A. 2000. Process studies in eutrophic, mesotrophic and oligotrophic oceanic regimes within the tropical northeast Atlantic. Dans: Hanson, R. B., H. W. Ducklow et J. G. Field (Editeurs), *The Changing Ocean Carbon Cycle, a midterm synthesis of the Joint Global Ocean Flux Study*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 338-374.
- Neumann, G. 1968. *Ocean currents*, 4. Elsevier publishing company, Amsterdam - London - New York, 351 pp.
- Oschlies, A. et V. Garçon. 1999. An eddy-permitting coupled physical-biological model of the North Atlantic - 1. Sensitivity to advection numerics and mixed layer physics. *Global Biogeochemical Cycles*, *13*, 135-160.
- Oschlies, A. et V. Garçon. 1998. Eddy-induced enhancement of primary production in a model of North Atlantic Ocean. *Nature*, *394*, 266-269.
- Paerl, H. W., L. E. Prufert-Bebout et C. Guo. 1994. Iron-stimulated N_2 fixation and growth in natural and cultured populations of the planktonic marine cyanobacteria *Trichodesmium* spp. *Applied and Environmental Microbiology*, *60*, 1044-1047.
- Peterson, R. G. et L. Stramma. 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Progress in Oceanography*, *26*, 1-73.

- Pietrafesa, L. J. 1983. Shelfbreak circulation, fronts and physical oceanography: east and west coast perspectives. Dans: Stanley, D. J. et G. T. Moore (Editeurs), *The shelfbreak: critical interface on continental margins*. Society of economic paleontologists and mineralogists, Tulsa, Oklahoma, USA, pp. 233-250.
- Roy, C. 1989. Fluctuations des vents et variabilité de l'upwelling devant les côtes du Sénégal. *Oceanologica Acta*, 12, 361-369.
- Sarnthein, M., G. Tetzlaff, B. Koopmann, K. Wolter et U. Pflaumann. 1981. Glacial and interglacial wind regimes over the eastern subtropical Atlantic and North-West Africa. *Nature*, 293, 193-196.
- Scor, W. G. 1975. Report of the second meeting on coastal upwelling processes. 10, Proc. Sci. Com. Oceanic Res., Kiel F.G.R.
- Sigman, D. M., M. A. Altabet, D. C. McCorkle, R. Francois et G. Fischer. 1999. The delta N-15 of nitrate in the Southern Ocean: Consumption of nitrate in surface waters. *Global Biogeochemical Cycles*, 13, 1149-1166.
- Sigman, D. M., M. A. Altabet, D. C. McCorkle, R. Francois et G. Fischer. 2000. The delta N-15 of nitrate in the Southern Ocean: Nitrogen cycling and circulation in the ocean interior. *Journal of Geophysical Research Oceans*, 105, 19599-19614.
- Smith, R. L. 1995. The Physical Processes of Coastal Ocean Upwelling Systems. Dans: Summerhayes, C. P., K.-C. Emeis, M. V. Angel et B. Zeitschel (Editeurs), *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*. John Wiley and Sons Ltd, pp. 39-64.
- Speth, P. et H. Detlefsen. 1982. Meteorological influences on upwelling off Northwest Africa. 180, *Conseil International pour l'Exploration de la Mer*.
- Summerhayes, C. P., D. Kroon, A. Rosell-Mele, R. W. Jordan, H.-J. Schrader, R. Hearn, J. Villanueva, J. O. Grimalt et G. Eglinton. 1995. Variability in the Benguela Current upwelling system over the past 70,000 years. *Progress In Oceanography*, 35, 207-251.
- Tyrrell, T. 1999. The relative influence of nitrogen and phosphorus on oceanic primary production. *Nature*, 400, 525-531.
- Voss, M., M. A. Altabet et B. Vonbodungen. 1996. $\delta^{15}\text{N}$ in sedimenting particles as indicator of euphotic-zone processes. *Deep - Sea Research Part I - Oceanographic Research Papers*, 43, 33-47.
- Wada, E. et A. Hattori. 1978. Nitrogen isotope effects in the assimilation of inorganic nitrogenous compounds by marine diatoms. *Geomicrobiology Journal*, 1, 85-101+.

- Waser, N. A. D., P. J. Harrison, B. Nielsen, S. E. Calvert et D. H. Turpin. 1998. Nitrogen isotope fractionation during the uptake and assimilation of nitrate, nitrite, ammonium and urea by a marine diatom. *Limnology and Oceanography*, *43*, 215-224.
- Waser, N. A. D., W. G. Harrison, E. J. H. Head, B. Nielsen, V. A. Lutz et S. E. Calvert. 2000. Geographic variations in the nitrogen isotope composition of surface particulate nitrogen and new production across the North Atlantic Ocean. *Deep-Sea research I*, *47*, 1207-1226.
- Watson, A. J. et N. Lefevre. 1999. The sensitivity of atmospheric CO₂ concentrations to input of iron to the oceans. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, *51*, 453-460.
- Wefer, G. et G. Fischer. 1993. Seasonal patterns of vertical particle flux in equatorial and coastal upwelling areas of the eastern Atlantic. *Deep-Sea Research I*, *40*, 1613-1645.
- Werner, F. E. 1987. A numerical study of secondary flows over continental shelf edges. *Continental Shelf Research*, *7*, 379-409.

Liste des Figures et Tableaux

Chapitre 1

- Figure 1.1 : Localisation et topographie de la zone d'étude (a) Géographie de la côte Nord-Ouest Africaine. (b) Topographie de la marge entre 21°N et 27°N. 18
- Figure 1.2 : Circulation tropicale du vent en surface (a) en juillet (b) en janvier. (D'après Leroux, 1996) 20
- Figure 1.3 : Schéma de circulation de surface pour la côte Nord-Ouest Africaine (a) en hiver boréal, (b) au printemps, (c) en été et (d) en automne. (D'après Mittelstaedt, 1991) 20
- Figure 1.4 : Le phénomène d'upwelling : (a) courant de dérive et spirale d'Ekman ; (b) courant de pente et courant de fond ; (c) composition des courants de dérive, de pente et de fond. Ces schémas sont valables pour l'hémisphère Nord. (D'après Jacques et Tréguer, 1986) 23
- Figure 1.5 : Schéma de circulation des upwellings côtiers (SCOR, 1975). 23
- Figure 1.6 : Photos satellites SEAWIFS donnant la concentration en chlorophylle des eaux de surface. Données composites mensuelles pour l'année 1998. 25
- Figure 1.7 : Carte d'index d'upwelling, entre 10°N et 35°N, pour la période 1969-1976 (Speth et Detlefsen, 1982). 26
- Figure 1.8 : Fluctuations saisonnières des résurgences côtières Nord-Ouest Africaines. Le signe + indique une observation simultanée d'anomalies positives du large vers le rivage pour les sels nutritifs et les densités et d'anomalies négatives en températures (index d'upwelling fortement négatif), salinité et oxygène. Si l'une de ces conditions n'est pas remplie, on note le signe -. Les surfaces noircies sont proportionnelles aux prises du maquereau *Scomber colias*. D'après Schemainda et Nehring, non publié, issu de Jacques et Tréguer (1986). 26
- Figure 1.9 : Position des carottes sédimentaires et topographie comparée de la marge du Sahara Occidental pour les situations (a) de niveau marin actuel et (b) du Dernier Maximum Glaciaire (-120 m). La ligne grisée représente l'isobathe -100 m. 29
- Figure 1.10 : Flux d'azote organique lors de la dernière transition glaciaire - interglaciaire pour les carottes 11K et 20bK (localisation des carottes sur la Figure 1.9). Données issues de Martinez (1997). 30
- Figure 1.11 : Signal $\delta^{15}\text{N}$ lors de la dernière transition glaciaire - interglaciaire pour les carottes 11K et 20bK (localisation des carottes sur la Figure 1.9). Données issues de Martinez (1997). 30

Chapite 2

- Figure 2.1 : Schéma du modèle biologique (Oschlies et Garçon, 1999; Giraud *et al.*, 2000). Les paramètres des flux entre les compartiments sont exprimés dans le Tableau 2.1. Les flèches en gras représentent les deux processus de fractionnement considérés par la suite, c'est-à-dire lors de la photosynthèse et de l'excrétion par le zooplancton. 40

Figure 2.2 : Distribution globale de la concentration en oxygène dissous (micromoles par kilogramme) à la profondeur du minimum d'oxygène vertical. Cette figure à été construite à partir des données d'oxygène de résolution 1° de Levitus et Boyer (1994) et est issu de Gruber et Sarmiento (1997).	40
Tableau 2.1 : Paramètres du modèle biologique.	41
Article #1	
Figure 1. Location map of sedimentary cores. Core 11K, offshore of Cap Blanc (21°28.87' N; 17°57.35' W; 1200m depth), and core 20bK (25°1.7' N; 16°39.2' W; 1450m depth) were collected during the SEDORQUA cruise. Square inside is the study area of the Mauritanian upwelling.	54
Table 1. Parameters of the biological model (Oschlies and Garçon, 1999). Parameters have been adjusted over the North Atlantic Ocean by comparison with time series station data.	56
Figure 2. Scheme of the biological model (Oschlies and Garçon, 1999). Parameters of the fluxes between Nutrients, Phytoplankton, Zooplankton and Detritus are expressed in Table 1. Bold arrows represent the two main important isotope fractionation processes that we consider, i.e. phytoplankton photosynthesis and zooplankton excretion.	59
Figure 3. Coastal upwelling circulation schemes (SCOR, 1975) for Mauritania and Oregon. Those schemes are valid for the Northern Hemisphere, with a wind blowing from the north. The Oregon circulation type can be the circulation that occurs in the Mauritanian margin during low sea level stands due to the decrease of the shelf width. As we are interested in different sea level scenarios, our shelf configuration will balance between the two circulation types: a long recirculation cell like the Mauritanian margin for the high sea level (a) and no recirculation cell like the Oregon margin for the low sea level scenarios (b).	61
Figure 4. Representation of the numerical upwelling circulation scheme.	62
Figure 5. Evolution of the biological variables in an actual configuration from the emergence point to the offshore. The cell length for the recirculation is 100 km. <i>a</i> : Evolution of the concentrations, in mmol N m ⁻³ . <i>b</i> : Evolution of the δ ¹⁵ N, in ‰. The scheme at the bottom puts the above curves into the context of the upwelling transect by showing the distance where the shelf recirculation occurs.	65
Figure 6. Evolution of the biological variables in a low sea level scenario. The cell length for the recirculation is 0 km. <i>a</i> : Evolution of the concentrations, in mmol N m ⁻³ . <i>b</i> : Evolution of the δ ¹⁵ N, in ‰.	67
Figure 7. Sediment δ ¹⁵ N curves for the different sea level scenarios. The recycling cell lengths (above each curve) range between 0 and 100 km. The origin point is the "actual coast point" (i.e. the upwelling emergence point) and x-axis is the distance offshore. The limit of recirculation is at 100 km.	68
Figure 8. Influence of the export rate of detritus from the surface layer.	68
Figure 9. Evolution of δ ¹⁵ N in the sedimentary cores 11K and 20bK (from Martinez, 1997).	69
Figure 10. Sediment δ ¹⁵ N curves for a nutrient inflow δ ¹⁵ N set at 8.2 ‰. In comparison with Figure 7, this different input induces higher δ ¹⁵ N values. The vertical arrow shows that for a determined coring site (relative to the actual	70

emergence point, i.e. the origin of the x-axis) the translation of the $\delta^{15}\text{N}$ sediment curves, according to the sea level variations, can explain the increase of the $\delta^{15}\text{N}$ sedimentary record from the glacial to interglacial stages.	
Figure 11. Sediment $\delta^{15}\text{N}$ curves for a recirculation configuration where export is higher in the shelf cell closure.	71
Chapite 2 (suite)	
Figure 2.3 : Restriction de l'ammonium et effet de fractionnement sur le phytoplancton. [Phy] et $[\text{NH}_4^+]$ sont les concentrations en phytoplancton et en ammonium (sans unité). $\delta^{15}\text{N}\text{-Phy}$ et $\delta^{15}\text{N}\text{-NH}_4^+$ sont les valeurs isotopiques correspondantes.	82
Figure 2.4 : Schéma de comparaison entre une dynamique à une classe de zooplancton et une dynamique à deux classes de zooplancton. Après la décroissance du zooplancton, quelle que soit la dynamique choisie, le bilan en transfert d'azote est équivalent. La quantité d'azote 14 et d'azote 15 présent dans ce réservoir ne différant pas, le $\delta^{15}\text{N}$ final des détritrus issus de ce zooplancton devrait être inchangé.	82
Chapite 3	
Figure 3.1 : Présentation des grilles en coordonnées σ et en coordonnées z .	89
Figure 3.2 : Schématisation d'une grille (a) satisfaisant au critère de cohérence hydrostatique et (b) ne satisfaisant pas au critère de cohérence hydrostatique.	90
Tableau 3.1 : Paramètres du modèle physique POM.	90
Chapite 4 - Article #2	
Figure 1. Scheme of the biological model [from <i>Oschlies and Garçon, 1999; Giraud et al., 2000</i>]. Parameters of fluxes between nutrients (N), phytoplankton (P), zooplankton (Z) and detritus (D) are given in Table 1. Bold arrows represent the two main important isotope fractionation processes considered, i.e. phytoplankton photosynthesis and zooplankton excretion.	108
Table 1. Parameters of the biological model [<i>Oschlies and Garçon, 1999</i>]. Parameters have been adjusted for the upwelling system.	109
Figure 2. Cross-section of (a) temperature (in $^{\circ}\text{C}$), (b) cross-shore velocity (in cm s^{-1} , positive values indicate currents directed onshore), (c) nutrients and (d) phytoplankton concentrations (in mmol N m^{-3}) for a high sea level scenario (shelf width of 128 km).	112
Figure 3. Cross-section of (a) temperature (in $^{\circ}\text{C}$), (b) cross-shore velocity (in cm s^{-1} , positive values indicate currents directed onshore), (c) nutrients and (d) phytoplankton concentrations (in mmol N m^{-3}) for a low sea level scenario (no continental shelf).	114
Figure 4. Sedimentary output signal for the different shelf width scenarii. The shelf width varies between 0 km and 136 km.	115
Figure 5. The seasonality effect. The curve of the basic experiment corresponds to a seasonality of 12 months. Other curves correspond to different situations decreasing the seasonality (SA = 10, 8, 6, and 4 months).	117
Figure 6. Bathymetry of the Mauritanian coast for the actual sea level (a) with the location of the cores 11K and 20bK. The map of the Last Glacial Maximum (b) is the representation of the same topography with a sea level 120 m lower.	118

- The bold line is the 100 m depth isocontour.
- Figure 7. The nitrogen input (NI) effect. The curve of the basic experiment corresponds to NI = 6.2. Other curves correspond to different situations with increasing deep nutrient isotopic signature (NI = 7.2 ‰, 8.2 ‰, and 9.2 ‰). 119
- Figure 8. Sedimentary data for cores 11K and 20bK: $\delta^{15}\text{N}$ versus organic nitrogen flux. Data from *Martinez* [1997]. Arrows show the evolution during the deglaciation. 120
- Figure 9. Relation between data and model output. The basic experiment curve is first presented in Section 4.1. and Figure 4. Equations 7 and 9, described in Sections 4.2. and 4.3. respectively, allow to deduce the nitrogen input (NI) and the seasonality (SA) for a given shelf width (SW). 121
- Figure 10. (a) Isotopic $\delta^{15}\text{N}$ signal (‰) and organic nitrogen flux (ON flux, $\text{mmol N cm}^{-2} \text{ kyr}^{-1}$) from the Last Glacial Maximum to present for core 11K ($21^{\circ}28.87'\text{N}$; $17^{\circ}57.35'\text{W}$; 1200 m depth). Data from *Martinez* [1997]. Reconstructed shelf width (SW), seasonality (SA) and nitrogen input (NI) for two different scenarii: (b) minimized nutrient input variations and (c) constant seasonality. 123
- Figure 11. Mauritanian shelf area evolution between 21.25°N and 23.25°N from the Last Glacial Maximum to the Climatic Optimum. For each date, according to the corresponding sea level, the shelf area is defined as the area extending between the coast and the isobath -100m. Sea level data from *Bard et al.* [1996]. 124
- Figure 12. UI-IG: Map of the upwelling index (UI), between 10°N and 35°N , for the period 1969-1976 [*Speth and Detlefsen*, 1982]. In background is represented the position of the ITCZ (Inter Tropical Convergence Zone) for the interglacial boreal summer (ITCZ_S-IG) and winter (ITCZ_W-IG) in North West Africa. UI-G: Hypothetical map of the UI in the same area for the Last Glacial Maximum, constructed on the basis of UI-IG, replacing the summer period by the spring-autumn feature. Dashed lines on the background map represent the corresponding ITCZ position between summer (ITCZ_S-G) and winter (ITCZ_W-G) [adapted from *Leroux*, 1996]. 126
- Figure 13. (a) Isotopic $\delta^{15}\text{N}$ signal (‰) and organic nitrogen flux (ON flux, $\text{mmol N cm}^{-2} \text{ kyr}^{-1}$) from the Last Glacial Maximum to 7 kyr for core 20bK ($25^{\circ}1.7'\text{N}$; $16^{\circ}39.2'\text{N}$; 1450 m depth). Data from *Martinez* [1997]. (b) Reconstructed shelf width (SW), seasonality (SA) and nitrogen input (NI). 128
- ## Chapite 4
- Figure 4.1 : Signal isotopique sédimentaire en fonction du flux d'azote organique sédimentaire pour les différents cas de largeur de plate-forme continentale et pour une source en nitrates ayant une valeur de $\delta^{15}\text{N}$ de 6.2 ‰ (courbe de référence). 135
- Figure 4.2 : (a) Signal isotopique $\delta^{15}\text{N}$ (‰) et flux d'azote organique ($\text{mmol N cm}^{-2} \text{ ka}^{-1}$) pour la carotte 11K. Données issues de *Martinez* (1997). Reconstitution des paramètres de largeur de plate-forme (SW), de saisonnalité (SA) et de $\delta^{15}\text{N}$ des nitrates sources (NI) pour deux scénarios différents : (b) minimisation des variations de NI et (c) saisonnalité constante. Ces reconstitutions sont un rappel des reconstitutions présentées dans la publication #2 et utilisent la courbe de référence de la Figure 4.1. 137
- Figure 4.3 : Signal isotopique $\delta^{15}\text{N}$ (‰) et flux d'azote organique 139

- (mmol N cm⁻² ka⁻¹) en fonction de la largeur de la plate-forme pour diverses configurations de fractionnement isotopique au sein du modèle biologique. La courbe en points blancs correspond à la courbe de référence de la Figure 4.1 et utilisée pour les reconstitutions de la publication #2, avec un taux de fractionnement pour l'assimilation des nitrates (photosynthèse) de 5.2 ‰ et sans fractionnement isotopique lors de la reminéralisation des détrit. Les deux autres courbes, cercles noirs ou gris, présentent des situations testant des facteurs de fractionnement différents respectivement pour la reminéralisation ou la photosynthèse.
- Figure 4.4 : (a) Signal isotopique $\delta^{15}\text{N}$ (‰) et flux d'azote organique (mmol N cm⁻² ka⁻¹) pour la carotte 11K. Données issues de Martinez (1997). Reconstitution des paramètres de largeur de plate-forme (SW), de saisonnalité (SA) et de $\delta^{15}\text{N}$ des nitrates sources (NI) pour deux scénarios différents : (b) minimisation des variations de NI et (c) saisonnalité constante. Ces reconstitutions utilisent la courbe de la Figure 4.3, avec un facteur de fractionnement de la photosynthèse de 3.2 ‰. 142
- Figure 4.5 : (a) Signal isotopique $\delta^{15}\text{N}$ (‰) et flux d'azote organique (mmol N cm⁻² ka⁻¹) pour la carotte 11K. Données issues de Martinez (1997). Reconstitution des paramètres de largeur de plate-forme (SW), de saisonnalité (SA) et de $\delta^{15}\text{N}$ des nitrates sources (NI) pour deux scénarios différents : (b) minimisation des variations de NI et (c) saisonnalité constante. Ces reconstitutions utilisent la courbe de la Figure 4.3, avec un facteur de fractionnement de reminéralisation de 1.0 ‰. 145
- Figure 4.6 : Carte de localisation des carottes étudiées au large du Cap Blanc (positions données dans le Tableau 4.1) et détail de la bathymétrie de la plate-forme continentale. 147
- Figure 4.7 : Profils de la composition isotopique en azote ($\delta^{15}\text{N}$) et des teneurs en Carbone Organique Total (COT) des carottes 11S, 9S et 7S. Données issues de Martinez et al. (2000). Ces carottes sont repérées sur la Figure 4.1. 148
- Tableau 4.1 : Localisation des carottes ayant servies à cette étude (Campagne SEDORQUA). 148
- Figure 4.8 : Schéma synthétique de la relation entre topographie, production biologique, transport des sédiments et sédimentation (modifiée d'après Freudenthal *et al.*, 2001a). 153
- Chapite 5**
- Figure 5.1 : Caractéristiques principales de la circulation de surface de l'Océan Sud Atlantique. (D'après Peterson et Stramma, 1991). 161
- Figure 5.2 : Distribution géographique des cellules d'upwelling distinctes et identifiables dans l'Océan Atlantique Sud Est. Chaque point représente le centre d'un événement d'upwelling observé, sur une période de 156 semaines. (D'après Lutjeharms et Meeuwis, 1987) 161
- Figure 5.3 : Topographie de la marge du système du Benguela et position de la carotte MD962086 (25°48.77 S, 12°7.73 E, 3606 m). 162
- Figure 5.4 : Profil de topographie lissée utilisé pour la première série de reconstitution pour le système du Benguela, au niveau du transect de Lüderitz. 163
- Figure 5.5 : Résultats de simulation en situation de haut niveau marin pour le transect lissé de Lüderitz : (a) température (°C), (b) vitesses cross-shore (en cm s⁻¹, les valeurs positives indiquent des courants dirigés vers la côte), (c) 165

- concentration en nitrates (mmol N m^{-3}), (d) concentration en phytoplancton (mmol N m^{-3}) et (e) schéma de circulation correspondant.
- Figure 5.6 : Résultats de simulation en situation de bas niveau marin (-120 m) pour le transect lissé de Lüderitz : (a) température ($^{\circ}\text{C}$), (b) vitesses cross-shore (en cm s^{-1} , les valeurs positives indiquent des courants dirigés vers la côte), (c) concentration en nitrates (mmol N m^{-3}), (d) concentration en phytoplancton (mmol N m^{-3}) et (e) schéma de circulation correspondant. 166
- Figure 5.7 : Signal isotopique sédimentaire $\delta^{15}\text{N}$ (‰) et Flux d'Azote Organique ($\text{mmol N cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$) issus des simulations avec une topographie lissée de la marge de Lüderitz. L'aire grisée et la flèche montrent l'évolution générale de ce signal reconstruit selon les différents niveaux marins, lors de la transition glaciaire - interglaciaire. 168
- Figure 5.8 : Données de la carotte MD962086 (située sur la Figure 5.3) : $\delta^{15}\text{N}$ (‰) en fonction du Flux d'Azote Organique ($\text{mmol N cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$). La flèche montre l'évolution générale du signal sédimentaire lors de la transition glaciaire - interglaciaire. Les flux ont été calculés et fournis par L. Pichevin. 168
- Figure 5.9 : Profil de topographie "réaliste" utilisé pour la seconde série de reconstitution pour le système du Benguela, au niveau du transect de Lüderitz. 170
- Figure 5.10 : Résultats de simulation en situation de haut niveau marin pour le transect "réaliste" de Lüderitz : (a) température ($^{\circ}\text{C}$), (b) vitesses cross-shore (en cm s^{-1} , les valeurs positives indiquent des courants dirigés vers la côte), (c) concentration en nitrates (mmol N m^{-3}), (d) concentration en phytoplancton (mmol N m^{-3}) et (e) schéma de circulation correspondant. 172
- Figure 5.11 : Résultats de simulation en situation de bas niveau marin (-100 m) pour le transect "réaliste" de Lüderitz : (a) température ($^{\circ}\text{C}$), (b) vitesses cross-shore (en cm s^{-1} , les valeurs positives indiquent des courants dirigés vers la côte), (c) concentration en nitrates (mmol N m^{-3}), (d) concentration en phytoplancton (mmol N m^{-3}) et (e) schéma de circulation correspondant. 173
- Figure 5.12 : Signal isotopique sédimentaire $\delta^{15}\text{N}$ (‰) et Flux d'Azote Organique ($\text{mmol N cm}^{-2} \text{ka}^{-1}$) issus des simulations avec une topographie "réaliste" de la marge de Lüderitz. L'aire grisée et la flèche montrent l'évolution générale de ce signal reconstruit selon les différents niveaux marins, lors de la transition glaciaire - interglaciaire. 174
- Figure 5.13 : Topographie actuelle de la marge Namibienne au niveau de la cellule de Lüderitz. La zone grisée représente la partie située entre 0 et -120m, qui ne serait pas immergée en situation de bas niveau marin. 174

Résumé

Afin de reconstruire le signal isotopique sédimentaire dans un contexte d'upwelling côtier, nous avons développé un modèle couplé physique et biogéochimique pouvant prendre en compte le fractionnement des isotopes de l'azote au sein d'un réseau trophique. Le modèle biologique est un modèle NPZD (Nutriments, Phytoplancton, Zooplancton, Détritus) qui prend en compte le fractionnement des isotopes de l'azote lors de l'assimilation des nutriments et lors de l'excrétion du zooplancton. Le modèle physique POM (Princeton Ocean Model) simule la circulation de l'upwelling côtier.

Appliqué pour différentes situations de niveaux marins, ce modèle couplé nous permet de reproduire les signaux sédimentaires $\delta^{15}\text{N}$ et flux d'azote organique et d'en tirer des conclusions sur les scénarios paléocéanographiques. Au large du Cap Blanc, Mauritanie, l'effet de la montée du niveau marin, par l'immersion de la plate forme continentale, semble être le principal facteur responsable lors de la dernière déglaciation des variations de flux d'azote organique et du signal isotopique au niveau des sédiments. Ceci nous permet de proposer que le bilan d'azote océanique au cours de la dernière déglaciation ait pu être plus équilibré et stable qu'initialement prévu. Cet effet s'accompagne d'une période de fonctionnement de l'upwelling qui aurait pu être plus longue au Dernier Maximum Glaciaire, aux environs de 10 mois, contre 4-5 mois pour l'actuel. Ce modèle a aussi été appliqué au système du Benguela (Afrique du Sud Ouest) pour étudier certains processus de recyclage.

Mots clés

Upwelling côtier, Mauritanie, Benguela, modèle couplé, signal isotopique, azote, saisonnalité, fractionnement isotopique

Abstract

The purpose of this work is to develop a physical - biogeochemical coupled model able to take in account the nitrogen isotopes fractionation along a trophic food chain in order to reconstruct the sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ signal in a coastal upwelling system. The biological model is a NPZD one (Nutrients, Phytoplankton, Zooplankton, Detritus) which computes the nitrogen isotopes fractionation during the nitrate uptake and the zooplankton excretion. The physical model POM (Princeton Ocean Model) simulates the coastal upwelling circulation.

This coupled model is applied for different sea level situations to reproduce the sedimentary $\delta^{15}\text{N}$ and organic nitrogen flux signals, and we reconstruct some palaeoceanographic scenarios. Offshore Cap Blanc, Mauritania, the effect of the sea-level rise, inducing the shelf immersion, seems to be the main factor to explain the organic nitrogen flux and isotopic signal variations during the last deglaciation. We thus conclude that the global oceanic fixed nitrogen budget during the last glacial-interglacial transition may have been more balanced and stable than previously assumed. This effect is modulated by an upwelling seasonality that may have been much longer at the Last Glacial Maximum, around 10 months instead of 4-5 months at present. This model has been also successfully applied to the upwelling system of Benguela (South West Africa) to study some recycling processes.

Key words

Coastal upwelling, Mauritania, Benguela, coupled model, nitrogen isotopic signal, nitrates, seasonality, isotopes fractionation