

N° d'ordre : 3167

THESE

Présentée à

I'UNIVERSITE BORDEAUX I

Ecole Doctorale Sciences du Vivant, Géosciences, Sciences de l'Environnement

Par Julie TRANIER

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité : Océanographie, Paléocéanographie

**Modélisation stratigraphique de la distribution et de la
préservation de la matière organique en milieu marin
profond.**

**Cas d'une marge à sédimentation pélagique : système
d'upwelling côtier du Benguela
(Namibie, Afrique du Sud Ouest).**

soutenue le 9 juin 2006

Après avis de :

M. François BAUDIN (Université Pierre et Marie Curie).....Rapporteur
M. Johannes WENDEBOURG (Shell).....Rapporteur

Devant la commission d'examen composée de

M. Thierry MULDER (Université Bordeaux 1).....Président du jury
M. François BAUDIN (Université Pierre et Marie Curie).....Rapporteur
M. Johannes WENDEBOURG (Shell).....Rapporteur
M. Philippe BERTRAND (Université Bordeaux 1).....Directeur de thèse
M. Frans VAN BUCHEM (Institut Français du Pétrole).....Co-directeur de thèse
M. Jacques GIRAudeau (Université Bordeaux 1).....Examineur
M. Xavier GIRAUD (Université de Bremen).....Invité

Remerciements

Après les longues heures de rédaction de ces derniers mois, je repense nostalgiquement, à toutes les personnes qui m'ont aidé de près ou de loin et encouragé pour l'aboutissement de ce travail. Je suis à présent heureuse d'avoir enfin l'occasion de leur exprimer ma reconnaissance et ma sympathie. Je voudrais également remercier de tout mon cœur tous ceux et celles qui depuis plus ou moins longtemps me donnent les moyens d'évoluer dans l'environnement qui me plaît : l'océan !

Je commence donc tout naturellement par Philippe Bertrand, mon directeur de thèse, qui à l'issu du DEA m'a fait confiance et m'a proposé ce sujet de thèse. Il m'a encouragé à me plonger dans des disciplines pour moi obscures telles que la biogéochimie. Et j'en suis très heureuse. J'ai fortement apprécié sa rigueur et son efficacité à me re-cadrer lorsque je profitais de ma grande liberté de travail.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à Frans van Buchem, mon co-directeur de thèse à l'IFP, qui m'a accueillie dans l'univers pétrolier. Sa curiosité scientifique et son dynamisme m'ont servie de modèle. De plus son esprit de synthèse et ses capacités à aller à l'essentiel m'ont été d'une aide précieuse pour mener à bien ce travail.

Mille mercis à Didier Granjeon, sans qui rien n'aurait été possible. Il m'a tout d'abord initié à la modélisation stratigraphique avec DIONISOS, et a ensuite toujours pris le temps de répondre à mes questions même les plus naïves et ce malgré de nombreuses sollicitations de toutes parts.

Je remercie également Xavier Giraud pour m'avoir transmis le fruit de son travail de thèse, pour ses explications précises au travers de nos nombreux mails, pour sa disponibilité et pour ses conseils qui m'ont été d'un grand soutien !

Merci beaucoup à Jean-Michel Escalier qui m'a supportée lorsque je m'arrachai les cheveux devant la station SUN et qui surtout m'a aidé à résoudre grand nombre de problèmes toujours dans la bonne humeur ... humm !!!

Merci également à Rémi Butel pour son incroyable efficacité à résoudre les problèmes numériques, pour son infinie patience et sa grande disponibilité. Sans lui j'en serai encore à installer les modèles sur mon ordinateur !

Je voudrais à présent remercier tous les membres de l'atelier matière organique du GDR marge et en particulier François Baudin pour m'avoir chaleureusement accueilli dans la « Benguela team », pour la confiance qu'il m'a accordée dès le début et pour ses encouragements. Merci également pour avoir accepté d'examiner mon travail.

A Bordeaux, les conseils de Philippe Martinez ont toujours été d'un grand soutien à tous les niveaux. Même si la modélisation n'a jamais été son cheval de bataille, il a toujours su trouver les mots pour raviver ma motivation parfois en chute libre !

Un grand merci aussi à Jacques Giraudeau pour toutes les infos sur les carbonates et sur la marge namibienne, pour ses remarques perspicaces et pour avoir finalement pris le temps de se plonger dans la modélisation dans le plus grand enthousiasme !

Pour l'aspect silice biogène de mon travail, Xavier Crosta a toujours répondu présent et m'a patiemment présentée ses amis les diatomées ! Il m'a également permis de réaliser un autre rêve, celui d'embarquer pour l'océan austral et de participer ainsi à une belle mission océanographique. J'en suis extrêmement reconnaissante et je tiens à remercier les équipes des missions CADO – AUSCAN. .

Un grand merci à Thierry Mulder et Johannes Wendebourg pour avoir accepté de participer à mon jury de thèse, pris le temps d'examiner mon travail et fait part de remarques très constructives que j'espère réussir à appliquer...

Pour la logistique de la thèse, les ordres de missions toujours très compliqués et la biblio je voudrais remercier les filles du secrétariat et de la bibliothèque du DGO, en particulier Odile mais aussi Nicole, Mireille, Véro, Cathy et Annie. Merci pour votre efficacité, votre gentillesse et votre bonne humeur !
Merci également à Meriem Jehl à l'IFP.

Ces 4 années passées au DGO auront été marquées par des personnages tels Georges Ogian, Domi Poirier, Christian Carruesco, Pierre Cirac entre autres. Par leur gentillesse ils m'ont permis d'évoluer dans une ambiance chaleureuse. Merci à vous tous !

Ambiance chaleureuse également entretenue par l'équipe des thésards les Vincents, Tim, Fred, Stephane (euh pardon docteur !), Marc, John, Elsa, Filipa, Alex, l'équipe de relève Elodie, Delphine et Hana Kaisa. Merci à vous pour les moments de craquage, de rébellion, les pauses thé/café et les débats hautement scientifiques...

Un merci tout particulier à ma collègue de bureau, Manu avec qui j'ai partagé au quotidien les meilleurs comme les pires moments de la thèse, toujours de bons conseils et extrêmement disponible. Ses heures en survoltage et son incroyable capacité à tout retrouver dans notre « mini-souk » me manquent déjà !

Au labo, à la plage ou ailleurs, présents en toutes situations, pour les fous rires et les coups de blues...merci de tout mon cœur à Steph et Christophe. Que la fête continue...

Pour notre amitié naît entre deux tempêtes et deux icebergs, mes pensées les plus émues à Laurette... Vivent le parvipalpus et les histoires de bisounours ! Son insatiable curiosité et son émerveillement perpétuel et quasi enfantin devant à peut près tout et n'importe quoi me laissent admirative !

De la même trempe, merci beaucoup à Laetitia et Aurélien.

A Toulouse, grâce à l'équipe des « iupétistes » j'ai découvert la géologie dans une atmosphère festive. Plusieurs années après je constate toujours à quel point l'enthousiasme collectif et l'amitié sont source d'énergie ! Merci à Djojo, Soph, Marielle, Rahan, les Juliens, JB, Bertrand et Fred et à bientôt à Zoule, Ouaga, Tourtouse ou Cayenne !

Un merci chargé de toute mon affection à Gérard.

Je terminerai à présent en exprimant toute ma reconnaissance à ceux pour qui l'océanographie et la géologie sont loin d'être des passions mais qui ont représenté le mât auquel j'ai hissé les voiles pour naviguer...

Mille mercis à mes parents et à ma famille pour m'avoir montré que ça vaut toujours le coup de se donner les moyens de faire ce que l'on désire.

Grâce au clan des aveyronnais, j'ai retrouvé une deuxième maison lors de mes fréquents séjours parisiens. Xav et Lolo, Bastou, Fred et Nico, Carpe Diem !!!

Un gros bisou à Caro, la ptite Caro et Marinou qui m'ont toujours encouragée et dit que j'y arriverai...

Et à celui qui ne m'a jamais dit que j'y arriverai... The engine : Romain ! Merci pour « la zen attitude », l'oreille attentive mais pas toujours compréhensive et le soutien sans faille.

SOMMAIRE

INTRODUCTION.....	13
PARTIE I.....	17
ÉTAT DES CONNAISSANCES ET PROBLÉMATIQUE	17
CHAPITRE I - CONTEXTE EN GÉOLOGIE PÉTROLIÈRE.....	19
I-1-Formation et caractéristique d'une roche mère.....	19
I-2-Etapes de la génération des produits pétroliers	21
I-3-Exploration pétrolière.....	24
I-3-1-Méthodes géophysiques et géochimiques.....	24
I-3-2-Modélisation de bassin.....	25
I-4-Concepts classiques de l'exploration pétrolière	28
CHAPITRE II -LE CYCLE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE MARINE.....	30
II-1-La production biologique océanique.....	30
II-2-L'exportation et la préservation dans la colonne d'eau.....	32
II-3-L'enfouissement dans les sédiments et la diagenèse précoce.....	33
CHAPITRE III - INFLUENCE DU TRANSPORT DES PARTICULES SUR L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE DE LA PRODUCTIVITE BIOLOGIQUE	38
III-1-Les acteurs de la re-suspension et du transport des sédiments	38
III-2-Capacité des sédiments à être remis en suspension	41
III-3-Impact des processus de re-suspension sur la minéralisation du carbone	42
CHAPITRE IV- SYSTÈME D'UPWELLING CÔTIER.....	43
IV-1-Caractéristiques Physiques	43
IV-2-Effet de l'upwelling sur le cycle de la matière organique.....	46
IV-2-1-Production biologique	46
IV-2-2-Exportation et préservation	47
CHAPITRE V - VARIABILITÉ CLIMATIQUE.....	50
V-1-Théorie du climat et « pompe biologique »	50
V-2-Variabilité saisonnière d'un upwelling côtier	51
V-3-Variation à l'échelle des cycles glaciaire-interglaciaire	52
CHAPITRE VI - CYCLES BIOGÉOCHIMIQUES DE CaCO₃ ET DE SiO₂.....	54
VI-1-Diatomées.....	55
VI-2-Coccolithophoridés et foraminifères planctoniques.....	57
CHAPITRE VII – SYNTHÈSE DES PROCESSUS DE CONTRÔLE DE L'ACCUMULATION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE ET IMPLICATIONS POUR LA MODÉLISATION	60
VII-1-La production biologique.....	60
VII-2-La dégradation dans la colonne d'eau	61
VII-3-Carbonate de calcium et Silice biogène	61
VII-4-Système d'upwelling côtier	61

VII-5-Le transport des sédiments par les courants de fond	62
VII-6-Diagenèse Précoce.....	62
VII-7-Algorithmes de la modélisation.....	63
PARTIE II	65
MÉTHODOLOGIE DE MODÉLISATION	65
CHAPITRE I - MODÈLE STRATIGRAPHIQUE : DIONISOS.....	67
I-1-Principes du modèle	67
I-1-1-La déformation du bassin.....	68
I-1-2-Les apports et production de sédiments	69
I-2-Les limites de DIONISOS.....	72
CHAPITRE II - UTILISATION DE DEUX MODÈLES COUPLÉS PHYSIQUE-BIOGÉOCHIMIQUE.	74
II-1-Modèle Physique : ROMS.....	74
II-2-Modèle biogéochimique : NPZD	76
CHAPITRE III - INTRODUCTION DU CARBONATE DE CALCIUM ET DE LA SILICE BIOGÈNE.....	78
CHAPITRE IV - PARAMÈTRES IMPORTANTS A CALIBRER.....	80
IV-1-Dans ROMS	80
IV-1-1-Contrainte éolienne	80
IV-1-2-Morphologie de la marge	80
IV-1-3-Temps de simulation	81
IV-2-Dans NPZD	82
IV-2-1-Vitesse de chute	82
IV-2-2-Taux de dissolution	82
IV-2-3-Rapports rc _{az} , rc _{ap} et rs _{ip}	83
IV-3-Dans DIONISOS.....	83
IV-3-1-Eustatisme	83
IV-3-2-Coefficients de transport	84
CHAPITRE V - CHRONOLOGIE D'UTILISATION DES TROIS MODÈLES	85
PARTIE III.....	89
APPLICATIONS ET RESULTATS DE LA MÉTHODOLOGIE	89
CHAPITRE I- SYSTÈME D'UPWELLING DU BENGUELA	91
I-1-Conditions atmosphérique et océanique actuelles.....	92
I-2-Variabilité du système au cours des temps géologiques	97
I-3-Données disponibles	100
I-3-1-Cartes de répartition des sédiments sur la marge namibienne	100
I-3-2-Informations issues de carottes sédimentaires	103
I-3-3-Informations issues des pièges à particules	112
CHAPITRE II- TESTS DE SENSIBILITÉ DES PARAMÈTRES	115
II-1-Résultats des tests de sensibilité des paramètres d'entrée de ROMS/NPZD ..	115
II-1-1-Paramètres associés à la dynamique océanique.....	116

II-1-2-Paramètres associés aux processus biogéochimiques.....	125
II-1-3-Discussion des tests de sensibilité des paramètres de ROMS et NPZD et implications pour les simulations globales.....	137
II-2-Résultats des tests de sensibilité des paramètres d'entrée de DIONISOS	140
II-2-1-Coefficients de transport.....	141
II-2-2-Discussion des tests de sensibilité des paramètres de DIONISOS	150
CHAPITRE III – SIMULATIONS GLOBALES.....	152
III-1-Choix de scénario de simulation globale.....	152
III-1-1-Objectifs de la simulation globale.....	152
III-1-2- Evolution de la dynamique de l'upwelling entre deux états	153
III-1-3- Implications pour le choix du scénario : choix des paramètres.....	159
III-2-Résultats des simulations ROMS - NPZD	163
III-2-1-Distribution spatiale des flux de matériel biogène à l'interface eau/sédiments	163
III-2-2-Intensité des flux de matériel biogène.....	166
III-3-Simulations globales, discrète et continue, d'un cycle climatique sur 1Ma : Résultats DIONISOS.....	169
III-3-1-Protocoles	169
III-3-2-Distribution spatiale	171
III-3-3-Distribution temporelle	182
III-3-4-Conclusion des simulations globales.....	186
III-4-Simulations globales discrète et continue sur 400Ka avec des cycles climatiques de 100Ka : Résultats DIONISOS.....	190
III-4-2-Distribution spatiale	191
III-4-3-Distribution temporelle	202
III-4-4-Conclusion des simulations globales.....	209
III-5-Simulation globale sur 200Ka avec des cycles climatiques de 40Ka.	213
III-5-1-Protocole.....	213
III-5-2-Distribution spatiale	214
III-5-3-Distribution temporelle	219
III-5-3-Conclusion de la simulation de cycles climatiques de 40Ka sur 200Ka	223
III-6-Conclusion et discussion générales des résultats des simulations globales....	226
III-6-1-Rappel de la méthodologie.....	226
III-6-2-Matériel biogène produit dans la colonne d'eau	226
III-6-3-Sédimentation biogène sur la marge	229
III-6-4-Courbe eustatique crénelée ou sinusoïdale ?.....	235
III-6-5-Résolution de la modélisation	236
 PARTIE IV.....	 237
BILAN ET PERSPECTIVES.....	237
 CHAPITRE I – BILAN DE LA MÉTHODOLOGIE DE MODÉLISATION	 239
I-1-Comparaison des outils de modélisation utilisés aux autres modèles existants	239
I-2-Intérêts de la modélisation	240
I-3-Limites de la modélisation.....	244
I-4-Améliorations à développer.....	245
I-4-1-Relations de compétition entre producteurs carbonatés et siliceux	245
I-4-2-Diagenèse Précoce	248
I-3-3-Processus de re-suspension et impact sur la dégradation.....	253

CHAPITRE II – APPLICATION DE LA MODÉLISATION A D’AUTRES SYSTÈMES	255
.....	
II-1-Système d’upwelling sur la marge Pérou-Chili	256
II-1-1-Circulation océanique et productivité biologique.....	256
II-1-2-Fluctuations du système d’upwelling liées aux cycles climatiques.....	258
II-1-3-Implications pour la modélisation	261
II-2-Formation de Monterey	262
II-2-1-Histoire géologique de la région.....	263
II-2-2-Système d’upwelling de Californie actuel.....	266
II-2-3-Processus de contrôle de l’accumulation de matière organique au Miocène ..	267
II-2-4-Implications pour la modélisation	270
CHAPITRE III- MODÉLISATION 3D ET PERSPECTIVES	271
III-1-Paléocéanographie : Etude du rôle de pompe biologique de l’océan	271
III-2-Géologie Pétrolière : Modélisation de Bassin	272
CONCLUSION GENERALE	275
BIBLIOGRAPHIE	283

INTRODUCTION

Du fait de sa possibilité d'évolution en combustibles fossiles (pétrole, gaz, charbon), la matière organique sédimentaire représente un vif intérêt dans le milieu industriel. L'accumulation dans les sédiments de divers résidus organiques (débris de végétaux et d'animaux, pollens, algues, etc.) déterminent la formation de roche mère susceptible de générer des hydrocarbures sous l'effet de la température et de la pression, lors de son enfouissement progressif en profondeur. Afin de localiser de potentiels gisements, la prospection pétrolière a élargi ses recherches à la prédiction de la distribution et de l'accumulation de la matière organique dans les sédiments. La modélisation stratigraphique constitue une approche qui permet de reconstruire, dans le temps et dans l'espace, la formation de faciès organiques dans les couches géologiques en tenant compte d'acteurs tels que la tectonique, l'eustatisme, l'érosion et la sédimentation.

La plupart des roches mères connues résultent de l'accumulation en milieu aquatique de matière organique de diverses origines. Les conditions généralement peu oxydantes de la colonne d'eau par rapport au milieu aérien favorisent la préservation des particules contre la dégradation bactérienne aérobie lors de leur transport depuis le site de leur production jusqu'à celui de leur dépôt. En plus de son intérêt dans le domaine pétrolier, la matière organique enfouie dans les sédiments marins est largement utilisée comme traceur pour les reconstructions paléocéanographiques. Les sédiments sont considérés comme des archives du climat et la matière organique qu'ils contiennent reflète les conditions océanographiques et climatiques à différentes périodes. Le cycle de la matière organique, depuis sa production jusqu'à son enfouissement dans les sédiments, est assimilé à une « pompe biologique » de CO₂ atmosphérique dont le fonctionnement plus ou moins efficace au cours des temps géologiques a pu jouer un rôle de rhéostat climatique en modulant la concentration des gaz à effet de serre. L'étude de ce cycle représente donc un intérêt majeur afin d'améliorer la connaissance du système climatique de notre planète.

Dans cette optique, des recherches paléocéanographiques ont amélioré la compréhension des mécanismes de l'accumulation de matière organique en milieu marin et ont ainsi offert de nouvelles perspectives à la prospection pétrolière offshore. Une nouvelle théorie permettrait d'envisager la formation de roches mères dans les milieux marins profonds pour lesquels il est généralement admis que les sédiments n'ont que de très faibles chances d'accumuler de la matière organique en raison de sa dégradation par l'oxygène dans la colonne d'eau selon le modèle de Suess, (1980). Alors que la concentration de matière

organique marine dans les sédiments semblait être contrôlée prioritairement par l'anoxie, des études sur des séries anciennes (Bertrand and Lallier-Vergès, 1993), et modernes (Pedersen and Calvert, 1990) ont permis de montrer qu'elle dépendait davantage de la productivité océanique.

Etant donné que l'anoxie du milieu et le transport catastrophique en masse des sédiments ne sont alors plus considérés comme des conditions suffisantes et indispensables à l'accumulation de grande quantité de matière organique, l'existence de roche mère peut être envisagée dans de nouveaux types d'environnement. Il a donc semblé judicieux de revenir sur les concepts classiquement admis et de vérifier qu'une production biologique intense à la surface de l'océan pouvait être à l'origine de dépôts enrichis en matière organique quelque soit la profondeur. **Pour cela, l'objectif de ce travail est de développer une modélisation stratigraphique de la distribution de la matière organique en milieu marin, de la plateforme au domaine profond. La particularité de cette modélisation consiste à représenter le cycle de la matière organique dans la colonne d'eau et dans les sédiments en prenant en compte la production biologique à la surface de l'océan comme principal facteur de contrôle.**

Le régime productif du réseau trophique à la surface de l'océan est étroitement lié à la dynamique océanique et en particulier aux systèmes d'upwelling côtier. Les remontées d'eaux profondes approvisionnent les couches de surface de l'océan en nutriments, moteurs de la photosynthèse, c'est-à-dire de la production biologique primaire. Ces systèmes comptent parmi les zones les plus productives de l'océan et sont de plus, le siège de forts taux d'exportation et d'accumulation de matière organique dans les sédiments marins. **La modélisation devra donc prendre en compte les processus de production, distribution et préservation de matière organique caractéristiques des conditions d'upwellings côtiers.** Cette approche inscrit ce travail de thèse dans un des thèmes de recherche de l'UMR EPOC de l'université de Bordeaux I concernant les marges « upwellisantes ». Ces systèmes sont largement étudiés d'une part pour la gestion des réserves halieutiques et d'autre part afin d'évaluer le rôle de la production primaire océanique et de ses mécanismes de contrôle sur les variations de CO₂ atmosphérique aux cours des grands cycles climatiques. Ils sont également étudiés afin de comprendre comment les variations globales ou locales de la teneur et du type de nutriment modifient le rôle de « pompe biologique » de l'océan.

Grâce à plusieurs campagnes océanographiques (NAUSICAA-IMAGES II , leg ODP) dans le système du Benguela (Namibie, marge sud ouest africaine), une base de données considérable sur cet upwelling côtier extrêmement productif a été constituée. **L'ensemble des travaux**

réalisés principalement sur ce système nous a permis de compiler une synthèse des principaux processus physique, biogéochimique et sédimentaire contrôlant le cycle de la matière organique en situation d'upwelling et responsables de forts taux d'accumulation de matière organique en milieu marin profond. Nous avons ainsi, en quelque sorte, déduit un algorithme pour la modélisation du cycle global de la matière organique.

A partir d'un logiciel de modélisation stratigraphique, DIONISOS, (Granjeon, 1997) nous avons ensuite analysé les possibilités de représenter cet algorithme complet. Ce logiciel reconstruit l'histoire géologique du remplissage d'un bassin sédimentaire et simule la distribution de diverses lithologies silico-clastiques mais ne permet pas de représenter le cycle de la matière organique dans la colonne d'eau. Il reste limité pour la modélisation de la distribution de la matière organique contrôlée par la productivité biologique océanique. C'est pourquoi nous avons taché de mettre au point une méthodologie permettant de prendre en compte, dans ce modèle stratigraphique, la production biologique océanique liée à la dynamique océanique. **Nous verrons donc que pour représenter ainsi l'algorithme complet et pour reproduire la sédimentation biogène sur une marge continentale à partir du modèle stratigraphique, nous avons utilisé le couplage d'un modèle physique ROMS et d'un modèle biogéochimique, NPSD (Giraud et al., 2000; Giraud, 2001).**

Ce travail dans lequel est développée une méthodologie pour la modélisation de la sédimentation biogène participe ainsi à l'un des ateliers de l'IFP dont les recherches sur différents thèmes visent à mieux contraindre la modélisation et à définir les paramètres idéaux dans DIONISOS.

Dans cet ouvrage nous présenterons tout d'abord la problématique puis les objectifs de la modélisation liés aux processus biogéochimiques, physiques et sédimentaires contrôlant le cycle de la matière organique dans la colonne d'eau et dans les sédiments. Nous présenterons ensuite la méthodologie de modélisation développée dont le choix repose sur les capacités et les limites de DIONISOS pour la modélisation de la matière organique. Dans une troisième partie, l'analyse de l'efficacité de cette méthodologie sera réalisée grâce à de nombreux tests de sensibilité des paramètres et grâce à une application au système d'upwelling du Benguela avec la comparaison des résultats aux données réelles. Finalement les intérêts et les limites de cette méthodologie, ses applications et les améliorations à envisager seront discutés.

Le contexte dans lequel s'inscrit ce travail combine des concepts relatifs à la paléocéanographie et à la géologie pétrolière qui partagent un même champ de recherche, celui de la matière organique sédimentaire marine. L'intérêt de prédire l'existence de sédiments marins enrichis en matière organique susceptibles de générer des produits pétroliers

en milieu marin profonds s'accompagne de celui de vérifier l'efficacité des processus contrôlant le cycle de la matière organique marine associé au piégeage du CO₂ atmosphérique. En raison des interactions entre les mécanismes géologiques et les mécanismes relatifs à la biosphère et à l'océan, une approche pluridisciplinaire est indispensable pour avoir une vision globale d'un système. La modélisation de la matière organique depuis sa production jusqu'à son enfouissement est ainsi envisageable.

PARTIE I

ÉTAT DES CONNAISSANCES ET

PROBLÉMATIQUE

La modélisation stratigraphique de la distribution de la matière organique en milieu marin requiert la prise en compte de l'ensemble des processus physiques, biogéochimiques et sédimentaires contrôlant son cycle depuis sa production jusqu'à sa fossilisation sans oublier sa reminéralisation dans la colonne d'eau et dans les sédiments. Dans cette partie nous présenterons l'intérêt pétrolier de ce travail puis les mécanismes intervenant dans le cycle de la matière organique et plus particulièrement ceux responsables de l'accumulation de grande quantité de matière organique en milieu marin profond. C'est ainsi qu'apparaîtront les objectifs à atteindre pour la modélisation.

CHAPITRE I - CONTEXTE EN GÉOLOGIE PÉTROLIÈRE

Les produits pétroliers, les huiles, sont des hydrocarbures, des asphaltes, des résines, des bitumes (etc.) principalement composés de carbone et d'hydrogène mais aussi de dioxyde de carbone, d'hydrogène sulfuré, de nitrogène et d'hélium. La matière organique sédimentaire représente le premier maillon de la génération des produits pétroliers. A partir de là, la formation d'un gisement pétrolier est un enchaînement de divers processus sédimentaires, géochimiques et tectoniques s'étalant sur plusieurs millions d'années. Bien qu'il existe une multitude de types de gisements en raison de la variété des processus géologiques, certaines conditions sont indispensables afin que le gisement soit exploitable. Ces conditions sont l'existence d'une roche mère, son enfouissement, la migration des produits pétroliers générés dans une roche réservoir, leur piégeage par une roche-couverture et par un piège structural ou stratigraphique entre autres. L'identification d'un gisement dans la perspective d'une exploitation commerciale requiert la reconstitution précise des événements depuis la roche mère jusqu'à la constitution de champs. On entend par roche mère une roche sédimentaire enrichie en matière organique et susceptible de générer des produits pétroliers (Tissot and Welte, 1984).

I-1- Formation et caractéristique d'une roche mère

Une roche mère provient de la transformation progressive en roche de sédiments enrichis en matière organique (entre 4 et 12%). La matière organique est composée de débris d'animaux et de végétaux (tissus cellulaires, pelotes fécales, spores, pollens, débris algaires, etc.) provenant de divers environnements et ayant échappés aux processus de dégradation biologique et chimique. Pendant son transport depuis son lieu de production jusqu'à son lieu

de fossilisation, la matière organique est plus ou moins dégradée selon les conditions oxydantes du milieu. Pour qu'une roche mère se forme il faut donc qu'il y ait production importante de biomasse, transport des résidus de cette biomasse dans des conditions plutôt anoxiques puis dépôt dans des sédiments préférentiellement fins. Les milieux argileux présentent donc de bien meilleures conditions de préservation de la matière organique par rapport aux milieux sableux et poreux permettant la circulation des oxydants.

Une roche mère est susceptible de générer des produits pétroliers plus ou moins efficacement selon des critères quantitatifs (concentration en matière organique et volume de la couche) et qualitatifs (type de kérogène). Par ailleurs, la texture du sédiment dont dépendent les possibilités d'expulsion de l'huile formée (migration primaire) favorise ou non le potentiel pétrolier (tableau I-1).

On qualifie de kérogène la fraction de matière organique dans les solvants organiques contenus dans la roche mère qui a échappé à la dégradation bactérienne et qui lors de son enfouissement progressif va se transformer par dégradation thermique en divers produits pétroliers. Il existe différents types de kérogène (Tissot et al., 1974) déterminés à partir des rapports atomiques H/C et O/C révélateurs de l'origine de la matière organique (marine, lacustre, continentale) et à partir desquels on peut prédire le type de produits générés (huile/gaz) (tableau I-2). Le potentiel de génération d'huile est d'autant plus important que la teneur relative en hydrogène dans le kérogène est élevée (H/C, HI).

Potentiel Pétrolier	Teneur en carbone organique (TOC %)
Pauvre	0-0.5
Faible	0.5-1
Bon	1-2
Très bon	2-4
Excellent	>4

Tableau I-1 : Teneur en carbone organique définissant le potentiel pétrolier d'une roche mère (modifié d'après Magoon and Dow, 1994).

Origine de la matière organique	Types de kérogène	HI (mg HC / g TOC)	H/C	Principal produit généré
Milieux d'eaux douces, lacustres	I	>600	>1.5	Huile
Marine	II	300-600	1.2-1.5	Huile
Continentale et marine	II/IIIb	200-300	1.0-1.2	Huile et gaz mélangés
Continentale	III	50-200	0.7-1.0	Gaz

Tableau I-2 : Paramètres géochimiques définissant le type de kérogène et le type de produit généré (modifié d'après Magoon and Dow, 1994).

Le fort potentiel pétrolier d'une roche mère n'est pas suffisant pour déterminer la génération de produits pétrolier. La maturation de la roche mère, c'est-à-dire son évolution lors de son enfouissement représente un paramètre clef.

I-2-Etapes de la génération des produits pétroliers

L'augmentation de température et de pression subie par les kérogènes lors de l'enfouissement progressif de la roche mère génère leur transformation en huile et gaz. Il s'agit du *craquage*. Selon la profondeur d'enfouissement, différentes phases contrôlent la maturité de la roche mère (figure I-3). Jusqu'à une profondeur de l'ordre de 1200 à 1800m, lors de la diagenèse, les kérogènes perdent leurs composants oxygénés et azotés sous l'effet de processus physiques, biochimiques et physicochimiques. La roche mère est encore immature. Ensuite, jusqu'à 4000 m de profondeur et pour des températures entre 60 et 120°C, la catagenèse correspond au craquage thermique des hydrocarbures et à la formation d'huile. C'est dans cette phase qu'a lieu la « maturation » de la matière organique. A partir de 3000 m de profondeur, la métagenèse, phase ultime, conduit à la formation de gaz toujours par craquage des hydrocarbures. Au-delà le métamorphisme détruit tous les produits issus du craquage. Les profondeurs auxquelles interviennent ces différentes phases de diagenèse, catagenèse et métagenèse sont très imprécises et varient en fonction de la nature des matériaux et de la vitesse d'enfouissement.

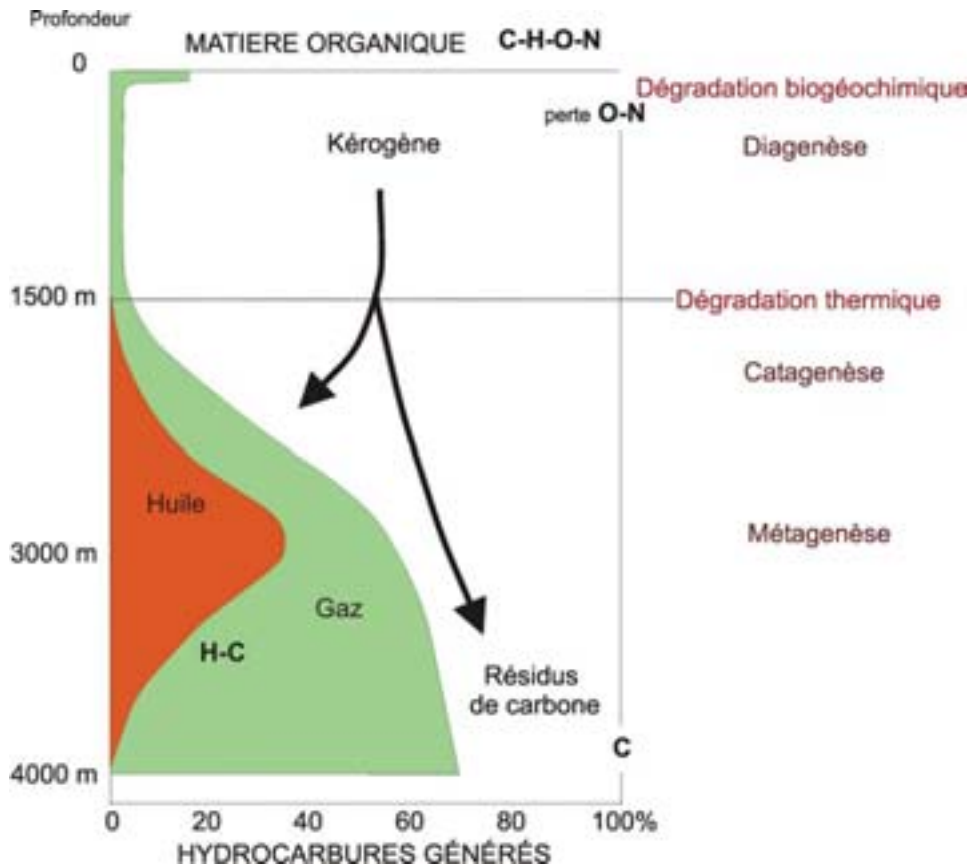


Figure I-3 : Les différentes phases de transformation de la matière organique : diagenèse, catagenèse et métagenèse (d'après Tissot and Welte, 1978).

Les hydrocarbures ne présentent aucun intérêt commercial lorsqu'ils restent piégés et dispersés dans la matrice de la roche mère (à l'exception des schistes bitumineux) qui est inactive. Dans de nombreux cas, ils sont expulsés de la roche mère sous l'effet de la pression puis se déplacent et s'accumulent dans un milieu poreux et perméable que l'on qualifie de roche réservoir. La roche mère devient alors active. Ce phénomène de *migration* s'effectue soit vers des sables ou des grès qui ont une origine détritique, soit vers des réservoirs carbonatés. Lorsque les hydrocarbures sont parvenus dans des réservoirs sous l'effet de la saturation des fluides dans les pores et des forces capillaires, ils ont tendance à migrer vers la surface sous l'effet de ces mêmes facteurs. C'est la *dysmigration*. L'exploitation d'un système pétrolier n'est donc envisageable que si l'histoire sédimentaire et structurale du bassin a permis les formations d'une *couverture* et d'un *piège* qui vont stopper la migration et retenir les produits pétroliers (figure I-4). Une roche est une bonne couverture lorsqu'elle est très imperméable et lorsqu'elle est suffisamment étendue latéralement et verticalement. Les roches à grains fins, les argiles et argiles silteuses, les évaporites, l'halite et l'anhydrite peuvent

répondre à ces critères. Finalement, des processus tectoniques, sédimentaires ou diagenétiques ont du permettre l'organisation des couches géologiques généralement selon une géométrie concave vers le bas qui constitue le piège.

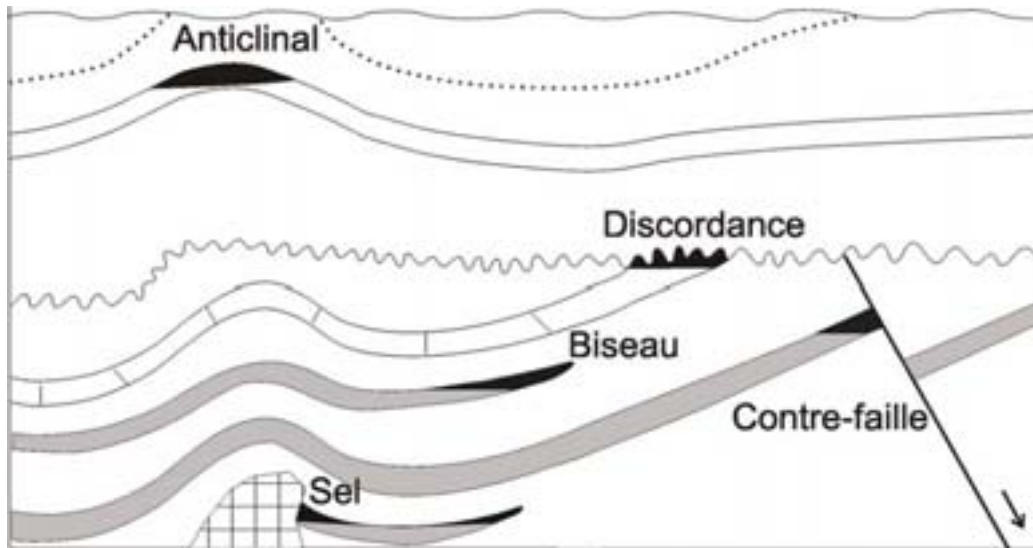


Figure I-4 : les différents types de pièges

La dernière condition à la formation de gisements pétroliers est le moment critique. Il s'agit de la période de la migration-accumulation (Dow, 1977a). Les processus que l'on vient de voir (craquage, migration, formation de la couverture et du piège) doivent être synchronisés. Par exemple, la mise en place de la couverture et du piège est capitale pendant la période de migration-accumulation. Si elle a lieu trop tard, bien après le moment critique, aucun produit n'aura pu être retenu. Par ailleurs, le moment critique n'est pas atteint lorsque l'enfouissement de la roche mère est stoppé à des profondeurs où température et pression sont insuffisantes pour générer des hydrocarbures (Barker, 1979). L'histoire géologique d'un bassin doit permettre l'enchaînement précis de ces événements pour qu'un gisement soit généré.

I-3-Exploration pétrolière

I-3-1-Méthodes géophysiques et géochimiques

L'étude d'un système pétrolier commence classiquement par l'analyse d'un bassin sédimentaire. La stratigraphie est une approche indispensable afin de reconstituer l'histoire géologique du bassin et déterminer l'étendue de la roche mère puis son enfouissement, la formation d'une roche couverture et la mise en place d'un piège. Pour ceci la sismique est largement utilisée car elle fournit une image d'ensemble du bassin mais aussi des images locales nécessaires pour comprendre la répartition et la géométrie des dépôts. Cette méthode géophysique est basée sur les variations des paramètres de la réflexion des ondes, induites par les différences de propriétés physiques et lithologiques des sédiments.

Afin de compléter l'étude stratigraphique, l'interprétation des enregistrements sismiques est associée à des sondages parmi lesquels les sondages carottés permettent le prélèvement d'échantillons des différentes formations. Ainsi de nombreuses informations sur les structures sédimentaires, la texture, les fossiles et les contacts entre les couches, sont collectées. De plus, les outils diagaphiques introduits dans les puits, fournissent des informations supplémentaires sur les paramètres physiques des roches notamment la porosité, la densité, la radioactivité naturelle, la résistivité, la composition de la roche, etc..

La seconde étape de l'évaluation d'un système pétrolier est l'étude géochimique d'échantillons issus de puits et de carottes afin d'évaluer l'activité, la maturité de la roche mère, son potentiel pétrolier et la composition des kérogènes. Les paramètres tels que la teneur en carbone organique total (TOC), l'index hydrogène (IH) et l'index oxygène (IO), etc., sont mesurés à partir de deux techniques : la réflectance de la vitrine et la pyrolyse Rock-Eval (Espitalié et al., 1977; Espitalie et al., 1984; Lafargue et al., 1998). Cette dernière méthode est un outil standard largement utilisé pour l'exploration pétrolière et dont plusieurs versions de matériel, ont été développées à l'IFP. Les résultats sont représentés verticalement sous forme de logs géochimiques et leur comparaison à des abaques et des diagrammes de références permet d'identifier les caractéristiques des roches mères et les phénomènes de migration. L'établissement de cartes géochimiques à l'échelle du bassin est ainsi possible.

I-3-2-Modélisation de bassin

Le développement de la modélisation de bassin 3D (TEMIS 3D, Schneider et al., 2000) a pour objectif d'optimiser l'exploration pétrolière sur l'ensemble d'un bassin dont on ne peut obtenir qu'une vision partielle à partir de données de sismique et de puits. Les modélisations 1D et 2D utilisée depuis une dizaine d'années (Doligez et al., 1986; Doligez et al., 1999a; Guérillot et al., 1989; Rudkiewicz et al., 1990; Ungerer et al., 1990; Wendebourg and Düppenbecker, 2003; entre autres) se révèlent à présent insuffisantes afin de reproduire au cours de l'évolution du bassin l'ensemble des processus d'enfouissement des roches mères, de génération, d'expulsion et de migration dans d'éventuels pièges des hydrocarbures et de mise en place des pièges.

Alors que les modèles de bassin 1D permettent de reconstruire l'histoire thermique d'un bassin afin d'évaluer la maturation de la matière organique, les modèles de bassin 2D permettent de reconstruire l'évolution des pressions et d'évaluer la migration des hydrocarbures et le remplissage d'un réservoir. Ces estimations restent qualitatives car la migration des hydrocarbures est convective et est de ce fait sensible à la géométrie et l'anisotropie 3D.

Afin de simuler l'histoire thermique, l'évolution des pressions et la migration multiphase, la modélisation de bassin 3D se réalise en 4 étapes : la construction du block 3D, le maillage, le backstripping et la simulation prédictive.

Construction du block 3D

Cette étape représente la définition de la zone d'étude en 3D à l'actuel à partir de l'assemblage de plusieurs cartes avec une colonne stratigraphique. A chaque différent intervalle de temps de la colonne correspond un niveau défini par plusieurs cartes représentant les épaisseurs actuelles, la bathymétrie actuelle, la distribution des faciès, la distribution des kérogènes et la distribution de la matière organique totale. La notion de temps est ensuite introduite en attribuant à chaque intervalle les cartes de paléobathymétrie et d'épaisseur d'érosion et en fixant les conditions limites telles que les températures de surface et le flux basal de chaleur. La corrélation de l'ensemble de ces informations entre chaque niveau fournit un block 3D (figure I-5).

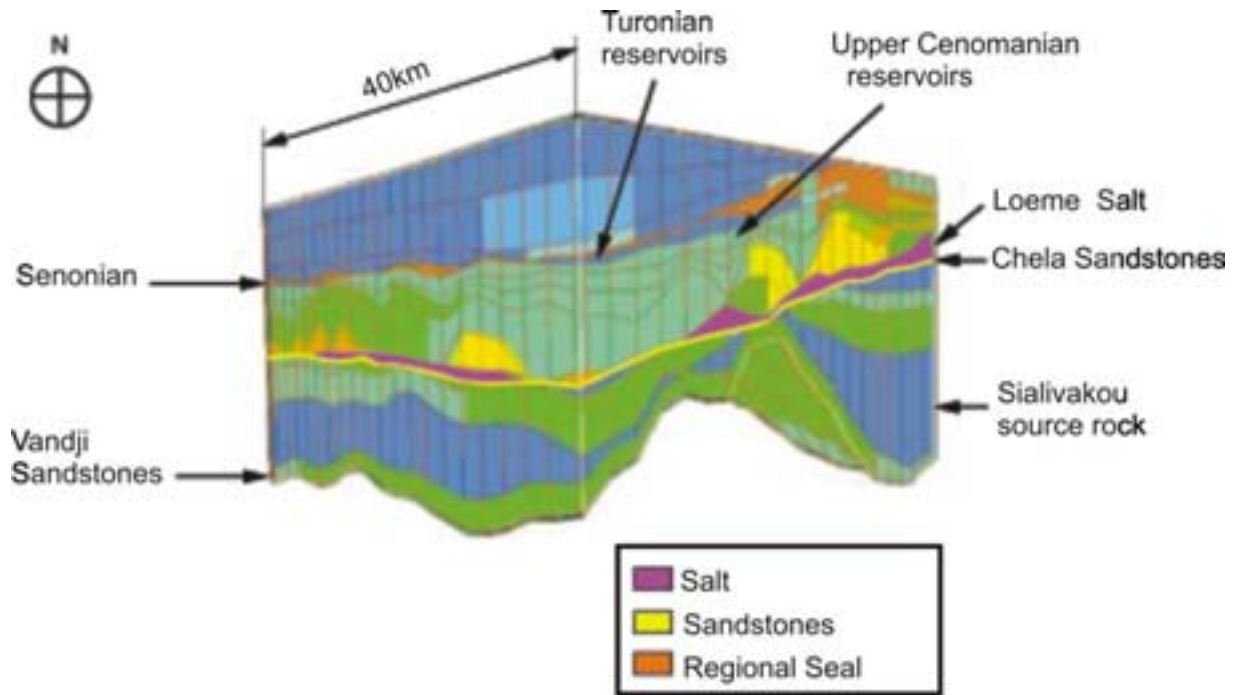


Figure I-5 : Exemple de block 3D issu de la première étape de la modélisation de bassin. Application à un bassin au large du Congo (Schneider et al., 2000).

Maillage

Cette étape consiste à définir le volume des cellules du block 3D en assemblant un nouveau jeu de cartes présentant chacune le même maillage horizontal. Ces nouvelles cartes sont obtenues par projection verticale sur une grille des cartes initiales utilisées pour l'étape précédente. Le choix de la grille de projection dont dépend le volume des cellules du block sera fonction des objectifs du backstripping ou des simulation prédictives.

Backstripping

Le terme de backstripping a été introduit par Perrier and Quiblier, (1974), pour définir la simulation inversée dans les temps géologiques de l'évolution de la géométrie d'un bassin. C'est-à-dire que la simulation commence à l'actuel pour terminer à la formation du substratum. A partir des cartes introduites et en ajoutant ce qui a été érodé et en supprimant ce qui a sédimenté, les cartes représentant les épaisseurs lors de la formation de chaque niveau sont obtenues. Elles sont alors utilisées pour les simulations prédictives.

Simulations prédictives

Il existe deux types de simulations : les simulations 1D multiples et les simulations 3D complètes dont la durée peut être longue (quelques jours). Alors que le premier type fournit l'évolution géométrique, l'évaluation de la cuisine et le potentiel pétrolier, le second type calcule les pressions, reconstruit la migration des hydrocarbures et fournit le bilan de masse. Les simulations 3D complètes permettent ainsi d'estimer le calendrier du remplissage d'un réservoir et d'accéder aux proportions et quantités d'huile et de gaz retenus dans des pièges (figure I-6).

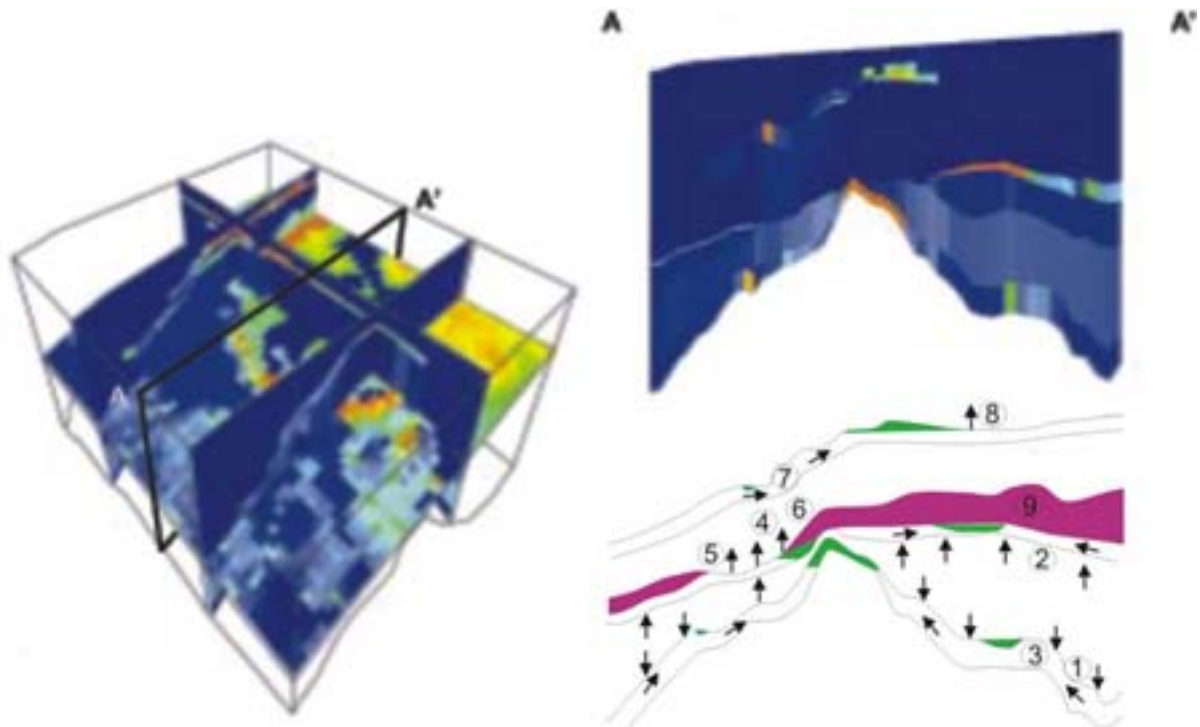


Figure I-6: Interprétation d'un système pétrolier, 1 : expulsion vers le bas, 2 : expulsion vers le haut, 3 : migration secondaire dans les sables de Vandji, 4 : migration vers le haut à travers les sables de Chela dans lesquels le sel est absent, 5 : fuite vers le haut après migration secondaire dans les sables de Chela sous le sel, 6: fuite vers le haut des hydrocarbures piégés dans les sables de Chela sous le sel, 7 : migration secondaire dans les niveaux réservoirs Turonien et Cénomanién Supérieur, 8 : fuite vers le haut depuis le réservoir Cénomanién Supérieur, 9 : Sel Loeme (Schneider et al., 2000).

I-4-Concepts classiques de l'exploration pétrolière

Préalablement aux études géophysiques et géochimiques, le choix des sites à explorer est basé sur l'hypothèse que la conservation de matière organique en milieu aquatique ne serait assurée qu'en de rares circonstances soit lorsque la colonne d'eau est anoxique Demaison and Moore, 1980, soit lorsque des sédiments peu profonds, instables et riches en matière organique, sont sporadiquement et rapidement transférés en masse et redéposés dans le domaine profond (Stow, 1987; Huc et al., 2001; Stow et al., 2001). Selon cette vision classique, l'accumulation de sédiments profonds riches en matière organique sur les marges océaniques en extension sans processus gravitaire catastrophique est une hypothèse sans intérêt pour l'exploration pétrolière offshore. A l'exception des stades précoces d'ouverture de l'Atlantique où l'on peut imaginer le développement d'une anoxie dans une faible colonne d'eau, dû au confinement des jeunes bassins et à la stratification des eaux (Tissot and Welte, 1980), les océans ont vraisemblablement toujours été suffisamment ventilés par les courants thermo-halins et défavorables au dépôt de black shale. C'est pourquoi les sites considérés susceptibles de contenir des gisements sont principalement des plates-formes et des rifts comme au Moyen-Orient et au Brésil par exemple. Les périodes pré-rift et syn-rift en milieu marin ont été des périodes pendant lesquelles la faible profondeur d'eau a pu présenter les conditions d'anoxie requises pour l'accumulation et la préservation de matière organique. Les plates-formes continentales sont également des environnements peu profonds (généralement < 200m) où les eaux sont susceptibles d'être stratifiées et par endroit anoxiques. Dans ces zones, les domaines carbonatés, en particulier, génèrent d'excellentes roches mères. Par ailleurs, en plus de favoriser le développement de conditions anoxiques, les zones marines peu profondes favorisent les dépôts salins évaporitiques qui sont d'excellentes roches-couvertures.

Sur les marges continentales divergentes, les dépôts profonds post-rifts de grande quantité de matière organique sont possibles lorsqu'il y a eu transfert rapide des sédiments sur les pentes vers le fond. Dans l'eau, la matière organique étant dégradée selon une loi cinétique, le temps de transport entre sa production et sa fossilisation contrôle sa préservation. Ainsi, seuls les processus gravitaires, les courants turbidité, les glissements en masse et les coulées de débris résultant de la déstabilisation des pentes sont capables de transporter rapidement la matière organique et d'assurer sa préservation. Ces processus se produisent généralement dans les grands deltas sur les marges passives brésilienne (Amazone) ou africaine (Zaïre) par exemple. Les bassins d'avant-arc et d'arrière-arc des marges actives peuvent également être remplis par des dépôts gravitaires. C'est le cas des marges

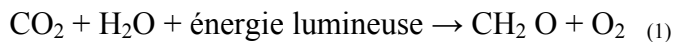
Vénézuélienne et Andines. Par ailleurs, les formations détritiques résultant de tels processus constituent généralement d'excellents réservoirs.

Comprendre les mécanismes qui contrôlent la production de la matière organique, son transport et sa distribution est indispensable afin d'identifier les environnements susceptibles de présenter les conditions requises à l'accumulation de grande quantité de matière organique. Par la suite, **la modélisation stratigraphique de la matière organique doit permettre la prédiction de l'existence de roche mère dans divers types de bassins sédimentaires.** L'hypothèse d'un contrôle de l'accumulation de grande quantité de matière organique non plus par l'anoxie du milieu ou par des processus gravitaires catastrophiques mais par l'intensité de la productivité biologique ouvre de nouvelles perspectives dans l'exploration pétrolière. En effet, le transport pélagique ou hémipélagique des particules organiques dans une colonne d'eau bien ventilée n'est plus considéré comme un facteur rédibitoire ce qui élargit considérablement la liste de zones susceptibles de contenir des gisements. Dans ce contexte les environnements marins profonds représentent un nouveau champ d'étude afin de vérifier l'existence de roches mères s'étant déposées sous des tranches d'eau importantes.

CHAPITRE II -LE CYCLE DE LA MATIÈRE ORGANIQUE MARINE

II-1- La production biologique océanique

La présence de macronutriments tels que l'ammonium, les nitrates, les phosphates et les silicates dans l'eau de mer associée à l'énergie lumineuse pénétrante, permet l'activité photosynthétique (1) des organismes phytoplanctoniques. Ils assimilent le carbone à partir du dioxyde de carbone atmosphérique et relâchent de l'oxygène. Cette activité génère la production primaire de matière organique.



Le réseau trophique se développe ainsi avec le broutage du phytoplancton par le zooplancton puis par leur consommation par des organismes plus gros et par différentes espèces de poissons. Une fraction plus ou moins importante de la production primaire est directement reminéralisée et réutilisée en tant que nutriments dans la couche euphotique. Ce recyclage conduit à une production biologique dite régénérée.

Dans l'océan, la production nouvelle correspond à la part de production primaire dont la source d'azote provient d'apports exogènes (Williams and Von Bodungen, 1989). Lorsque les conditions du milieu sont eutrophes, c'est-à-dire lorsque ces apports sont importants et lorsque la croissance de la biomasse n'est pas limitée par l'abondance d'azote, des zones de forte production nouvelle peuvent se développer. Ces zones sont essentiellement localisées à l'embouchure des fleuves ou bien dans les zones d'upwellings équatoriaux et côtiers mais ne représentent qu'une surface limitée de l'océan. Il existe des zones où les apports restent considérables mais où la production est limitée par des facteurs tels que la pénétration de la lumière, la turbidité, le broutage excessif par le zooplancton et la limitation en micronutriments. Ces zones HNLC (high nutrient low chlorophyl) sont localisées dans les océans Polaires ou bien dans le Pacifique Nord Subarctique et dans le Pacifique Equatorial. A l'inverse, les gyres Atlantique et Pacifique sont des zones oligotrophiques où la concentration en azote est quasi nulle.

A partir d'images satellites, les concentrations en chlorophylle dans les eaux de surface des océans sont observées et interprétées en terme de productivité primaire. Ainsi les zones de forte productivité biologique océanique peuvent être identifiées (figures I-7 et I-8)

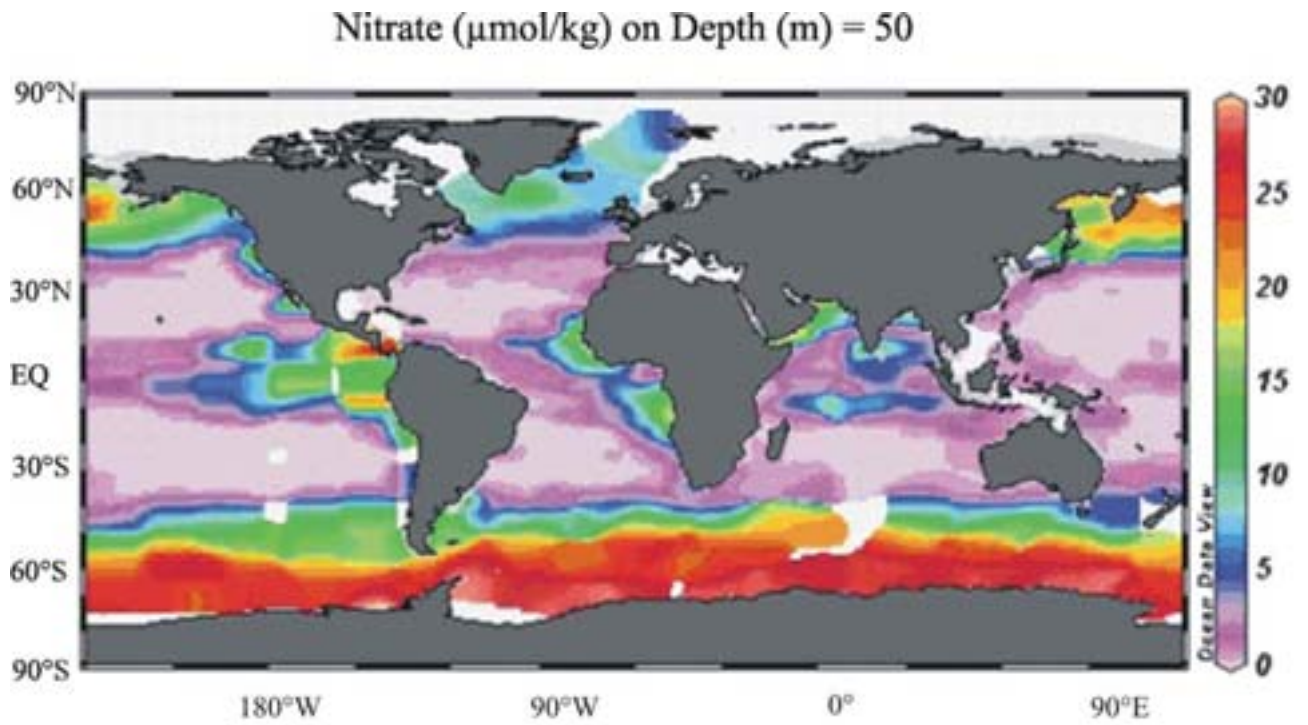


Figure I-7 : Répartition des Nitrates dans l'océan, données World Ocean Circulation Experiment (WOCE, www.woce.org).

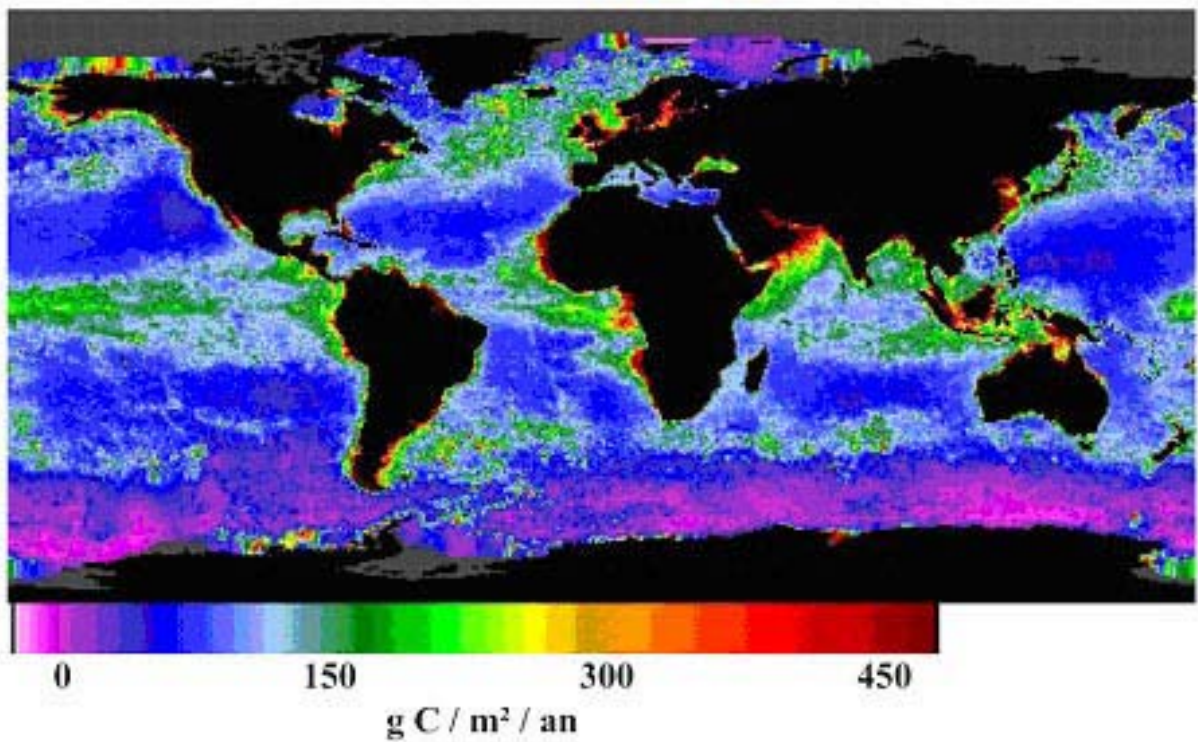


Figure I-8 : Répartition de la productivité primaire annuelle moyenne dans l'océan, (<http://marine.rutgers.edu/opp/>).

II-2- L'exportation et la préservation dans la colonne d'eau

Malgré un recyclage intense de la matière organique dans la zone euphotique, une partie plus ou moins importante de la production est exportée hors de cette zone et chute dans la colonne d'eau jusqu'à ce qu'elle parvienne aux sédiments.

La fraction non recyclée de la production qui s'échappe de la zone euphotique constitue la production exportée. Il s'agit essentiellement de matière organique morte et de détritiques excrétés par le zooplancton (cadavres, pelotes fécales, agrégats) qui chutent dans la colonne d'eau sous l'effet de leur poids. L'intensité du flux exporté dépend de l'intensité de la production primaire et des conditions écologiques du milieu (Eppley and Peterson, 1979; Berger et al., 1989; Berger and Wefer, 1990). Lors du transit vers les sédiments, le carbone organique contenu dans les particules est en partie reminéralisé (Chesselet, 1979; Muller and Suess, 1979; Demaison and Moore, 1980). Plusieurs études ont montré que le flux de carbone organique dans la colonne d'eau était plus ou moins atténué avec la profondeur en fonction de la vitesse de chute des particules, résultant elle-même de la taille et de la densité des particules (Honjo et al., 1984; Alldredge, 1998; Berelson, 2002). La quantité de carbone organique parvenant aux sédiments est ainsi fortement liée à la formation d'agrégats et à l'association des particules organiques avec des minéraux et des particules terrigènes plus denses. Leur effet de ballast accélère la chute des particules dans la colonne et réduit le temps d'exposition de la matière organique aux oxydants. Cependant d'autres facteurs tels que le type de matière organique, labile ou réfractaire, les teneurs en oxygène de l'eau sont également susceptibles d'influencer l'intensité de la dégradation.

Bien que le flux de carbone organique soit affecté par un certain nombre de processus physiques et biologiques dans la colonne d'eau, il reflète à toutes profondeurs, les conditions de productivité de surface (équation 2, Suess, 1980; Betzer et al., 1984). Il est d'autant plus important que la productivité primaire est élevée.

$$Foc(z) = f(PP,z) \quad (2)$$

Foc (z) : flux de carbone organique à la profondeur z

PP : production primaire dans la couche euphotique

z : profondeur

D'après Suess, (1980), le flux diminue exponentiellement avec la profondeur jusqu'à atteindre une valeur asymptotique (figure I-9). Ceci implique que la plupart de la

reminéralisation se produit dans les 1000 premiers mètres et que le carbone organique dépassant cette limite atteint le fond océanique (Berger et al., 1989; Armstrong et al., 2002).

Les conditions trophiques du milieu ayant une influence importante sur l'utilisation des nutriments, sur la population de producteurs primaires et sur les modalités d'exportation, l'atténuation du flux de carbone dans la colonne d'eau varie d'une zone à l'autre de l'océan.

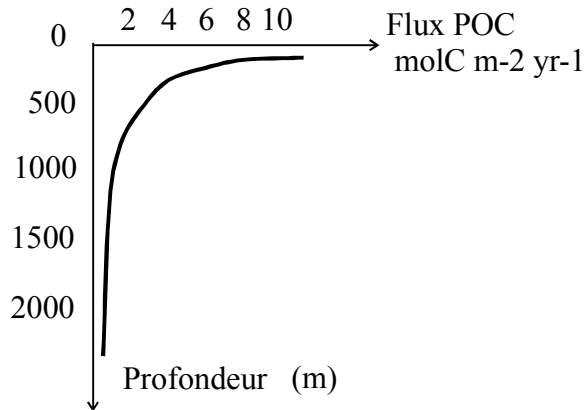


Figure I-9 : Flux de carbone organique en fonction de la profondeur (Suess, 1980).

Par ailleurs, en fonction de leur potentiel de préservation, les particules de matière organique exportées en plus ou moins grande quantité hors de la zone euphotique ont été classées en deux groupes. Alors que le premier type est constitué de biomacromolécules labiles sujettes à une intense dégradation dans la colonne d'eau, le second type est constitué de biomacromolécules résistantes ou réfractaires (Tegelaar et al., 1989). Bien que la biomasse d'origine marine soit essentiellement composée de matière organique labile, la résistance des biomacromolécules face à la dégradation enzymatique augmente avec le temps passé dans la colonne d'eau. La dégradation des particules les plus fragiles entraîne une concentration des particules les plus résistantes. Cette préservation sélective contribue à la formation de certaines roches mères (Largeau et al., 1984; Largeau et al., 1986; Largeau et al., 1989).

II-3- L'enfouissement dans les sédiments et la diagenèse précoce

Incorporée dans les sédiments, la matière organique est transformée en quantité et en qualité par des processus physiques, biologiques et chimiques. La diagenèse précoce se définit par l'ensemble de ces processus agissant dans les premiers centimètres du sédiment (Berner, 1980). Selon la répartition des espèces chimiques, une succession de réactions redox (figure I-

10) produites par une chaîne bactérienne dégrade plus ou moins intensément la matière organique (Demaison and Moore, 1980; Calvert and Pedersen, 1993; Canfield, 1993). La réaction de dégradation de la matière organique la plus favorable thermodynamiquement est produite par des bactéries aérobies et contrôlée par l'oxygénation de l'eau de fond et la profondeur de diffusion de l'oxygène dans les sédiments. Lorsque l'oxygène ne pénètre plus dans les sédiments ou lorsqu'il est épuisé, ce sont les bactéries anaérobies qui poursuivent la dégradation en utilisant d'autres oxydants à savoir l'ammonium et le nitrate (nitrification puis dénitrification), les oxydes ou hydroxydes de fer et de manganèse, les sulfates (sulfato-réduction), ainsi que les fonctions oxydantes de la matière organique (fermentation, méthanogenèse).

En conditions d'eau de fond normalement oxygénée ($[O_2] > 20 \mu\text{m}$), les bactéries aérobies peuvent dégrader la matière organique jusqu'à une dizaine de centimètres de profondeur dans le sédiment. Wenzhöfer and Glud, (2002) ont mesuré les flux d'oxygène et les profondeurs de pénétration de l'oxygène dans des carottes provenant de 56 stations de l'océan Central et Sud Atlantique (programmes SFB 261 et CANIGO). L'une des stations localisée au niveau de la cellule de Lüderitz à 3017m de profondeur a révélé une profondeur de pénétration de l'oxygène de 22.8 ± 3.9 mm. Bien que la dégradation de la matière organique se poursuive au-delà de cette profondeur par les bactéries anaérobies, elle est beaucoup moins efficace en raison de l'épuisement rapide des oxydants (NO_3^- , Fe, Mn, SO_4^{2-}). Selon l'intensité de la bioturbation qui augmente la diffusion des espèces chimiques dans les sédiments, la dégradation est efficace jusqu'à quelques centimètres de profondeur. De plus cette profondeur peut varier d'un endroit à l'autre en fonction des conditions du milieu (taux de sédimentation, demande benthique, flux de carbone organique se déposant, etc).

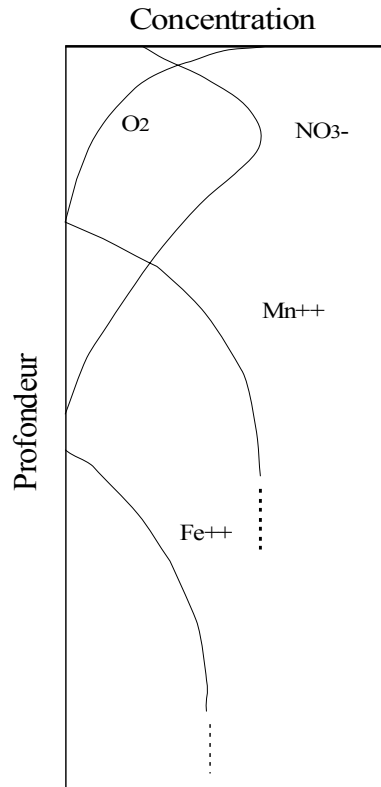


Figure I-10 : Représentation schématique de la succession des réactions : consommation de l'oxygène, formation de nitrates puis réduction de ceux-ci, réduction des oxydes de manganèse et des hydroxydes de fer (Froehlich et al., 1979).

Hormis la disponibilité en oxygène, l'intensité de la consommation de matière organique est directement liée au taux de sédimentation et plus précisément au flux de carbone organique labile atteignant le sédiment. Bien que la consommation et la dégradation soient plus intenses lorsque le flux de carbone organique à l'interface eau-sédiment est important, la quantité de matière organique finalement enfouie est conséquente et reste donc relativement importante. On estime que 30 à 99% de la MO est reminéralisée pendant la diagenèse précoce et ce, selon des taux de dégradation très variables, depuis 18 mmoles C.m⁻².an⁻¹ à 62 moles C.m⁻².an⁻¹ (Henrichs, 1992).

Une relation (3) simple permet d'exprimer la décroissance de la concentration de matière organique G en fonction du temps

$$dG/dt = -k G \quad (\text{Berner, 1964}) \quad (3)$$

k, taux constant, est une mesure de la fraction métabolisable ou la réactivité de la matière organique.

Par la suite cette relation a été développée par l'expression de la diminution de la réactivité en fonction du temps (4) :

$$dG/dt = -k(t) G \text{ (Middelburg, 1989) (4)}$$

D'autres modèles divisent la matière organique en différents groupes de réactivité différente. La relation devient (5):

$$-dG_{tot}/dt = \sum k_i G_i \text{ (Jorgensen, 1979; Westrich and Berner, 1984) (5)}$$

G_{tot} représente la concentration de matière organique totale,
 G_i et k_i la concentration de carbone organique et la réactivité de chaque groupe

La quantité de matière organique finalement préservée résulte d'une succession de processus dans les eaux de surface, dans la colonne d'eau puis dans les premiers centimètres des sédiments (figure I-11). Développer une modélisation stratigraphique de la matière organique sous-entend la prise en compte de l'ensemble de ces facteurs.

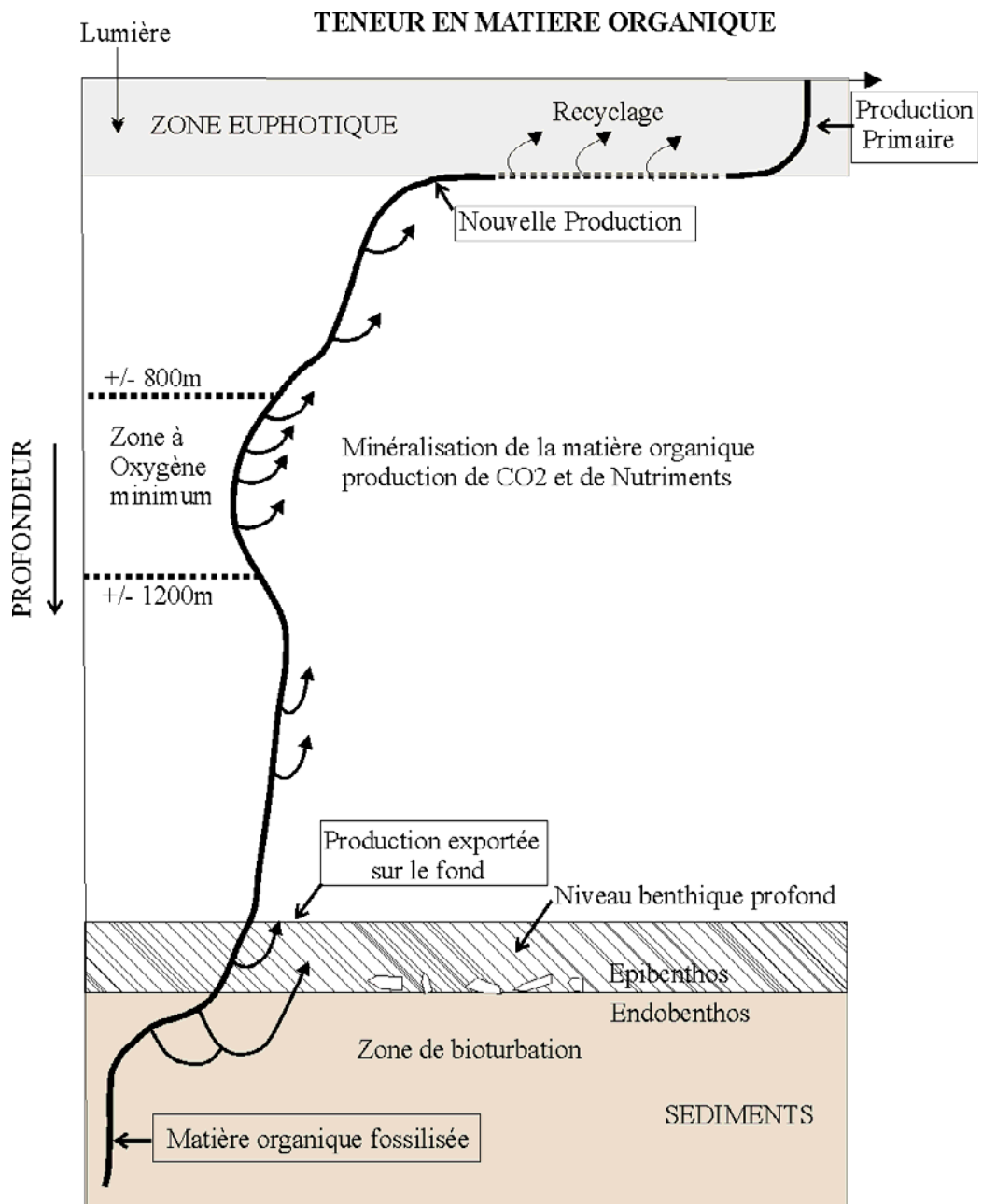


Figure I-11 : Synthèse du cycle de la matière organique marine. Evolution du flux de carbone organique depuis la production en surface dans la couche euphotique jusqu'à l'enfouissement dans les sédiments (Einsele, 1992).

CHAPITRE III - INFLUENCE DU TRANSPORT DES PARTICULES SUR L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE DE LA PRODUCTIVITE BIOLOGIQUE

Sur les plates-formes continentales, les teneurs maximales en carbone organique des sédiments sont généralement localisées sous les zones de fortes productivités de surface. A partir de plusieurs carottages sur la marge Namibienne (Sud Ouest Afrique), Mollenhauer et al., (2002) a interpolé les teneurs en carbone organique des sédiments de surface et réalisé une carte de la distribution régionale. La corrélation de cette carte avec la distribution de la productivité de surface confirme l'hypothèse de Summerhayes et al., (1995): Les teneurs en carbone organique des sédiments de surface ne reflètent pas toujours les conditions biologiques de surface. En effet, une partie du matériel qui atteint l'interface eau-sédiment peut être remise en suspension, transportée, advectée puis redéposée plus loin vers la pente. Il existe donc des zones de dépôt et des zones de non dépôt résultant des conditions hydrodynamiques. L'influence des courants sur l'enregistrement sédimentaire a été envisagée sur la marge Mauritanienne par Bertrand et al., (1996) et Martinez et al., (1999). D'autres observations sur le plateau de Walvis de la marge Namibienne mettent en évidence des sédiments grossiers dans les premiers cm de carottes (Schulz et al., 1992; Mollenhauer et al., 2002). Le dépôt de ces sédiments peut être un effet des courants de fond. Ils sont à l'origine du vannage et de la concentration de particules fines riches en carbone organique dans des zones de dépôt moins exposées. L'influence significative de la morphologie de la marge et des courants de fond érosifs sur la distribution des sédiments implique que l'on s'intéresse à l'impact des processus de re-suspension sur la minéralisation du carbone. En effet, Thomsen et al., (2002) a montré que les processus de transports latéraux sur le fond sont aussi importants que la chute verticale dans la colonne d'eau sur l'intensité de la dégradation de la matière organique.

III-1- Les acteurs de la re-suspension et du transport des sédiments

La re-suspension par les vagues et par les courants est le principal mécanisme de transport des sédiments sur la plupart des plates-formes. Les gradients de flux sédimentaires les plus importants sont généralement orientés vers le large. Leur intensité dépend d'une part de la contrainte de cisaillement exercée à la surface des sédiments et d'autres parts des propriétés des sédiments. Selon l'énergie des vagues et la vitesse des courants de marées ou de fond la contrainte atteindra ou non l'intensité requise pour remettre en suspension les

particules. Cette contrainte de cisaillement critique, τ_c est fixée par les caractéristiques des sédiments telles que la granularité et la rugosité.

Le transport des particules ne nécessite pas une hydrodynamique aussi intense que pour la remise en suspension et généralement les particules sont advectées par les courants de fond (Harris and Wiberg, 2002). Par ailleurs, il se peut que la matière organique provenant de la surface soit directement emportée par ces courants sans avoir été préalablement déposée et remise en suspension.

L'intensité de la contrainte de cisaillement est exprimée par la relation (1):

$$\tau_b = u^{*2} \times \rho \quad (1)$$

u^* vitesse de friction m/s

ρ densité du fluide kg/m³

Pour des conditions de vagues données, la contrainte de cisaillement τ_b , produite par les vagues sur le fond, diminue avec l'augmentation de la profondeur d'eau. Ainsi l'effet des vagues de tempête, c'est-à-dire des vagues d'une hauteur de 7 m environ, se fait ressentir jusqu'à 150m. Les marées peuvent avoir un effet comparable à celui des vagues.

Walsh (1989) a calculé des contraintes de cisaillement supérieures à 6 dynes/cm² sur les plates-formes de l'Atlantique central (figure I-12).

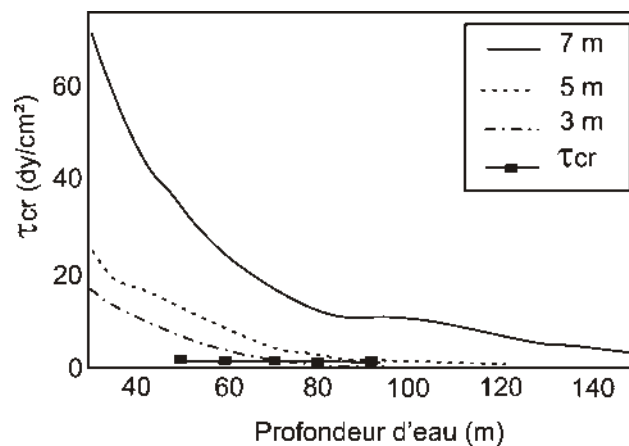


Figure I-12 : Contrainte de cisaillement τ_b sur le fond, calculée sur une plate-forme continentale pour différentes hauteurs de vagues $H = 3-7m$. La contrainte de cisaillement critique a été estimée pour des échantillons de sédiments provenant de la plate forme de El River, Caroline du Nord (Harris and Wiberg, 2002).

Il existe à toute profondeur, divers courants déplaçant des masses d'eau plus ou moins importantes et plus ou moins denses. L'étude de la température et de la salinité dans l'océan a permis de reconstituer la distribution verticale des masses d'eau et de déterminer leur origine et leur comportement. La figure III-13 présente la stratification de l'océan Sud Atlantique sur un profil vertical parallèle à la côte Sud Ouest Africaine. Lorsque ces courants s'écoulent à la surface des sédiments et lorsqu'ils ont des vitesses suffisantes, ils peuvent provoquer la remise en suspension et le transport des particules organiques. Thomsen and Van Weering, (1998) affirment que des courants de 20cm/s sont suffisamment forts pour remettre en suspension périodiquement la couche d'agrégats à l'interface eau/sédiments. Lampitt, (1985) émet l'hypothèse que des vitesses de courants supérieures à 7cm/s peuvent remettre en suspension une couche libre de phytodétritus déposée sur le fond. Dans le système du Benguela de la marge Namibienne, les vitesses peuvent parfois dépasser les 10cm/s et même atteindre 50cm/s (Walsh, 1989; Smith, 1995; Treppke et al., 1996). Mais généralement les vitesses des masses d'eau telles que la NADW ou l'AAIW sont de l'ordre de quelques cm/s.

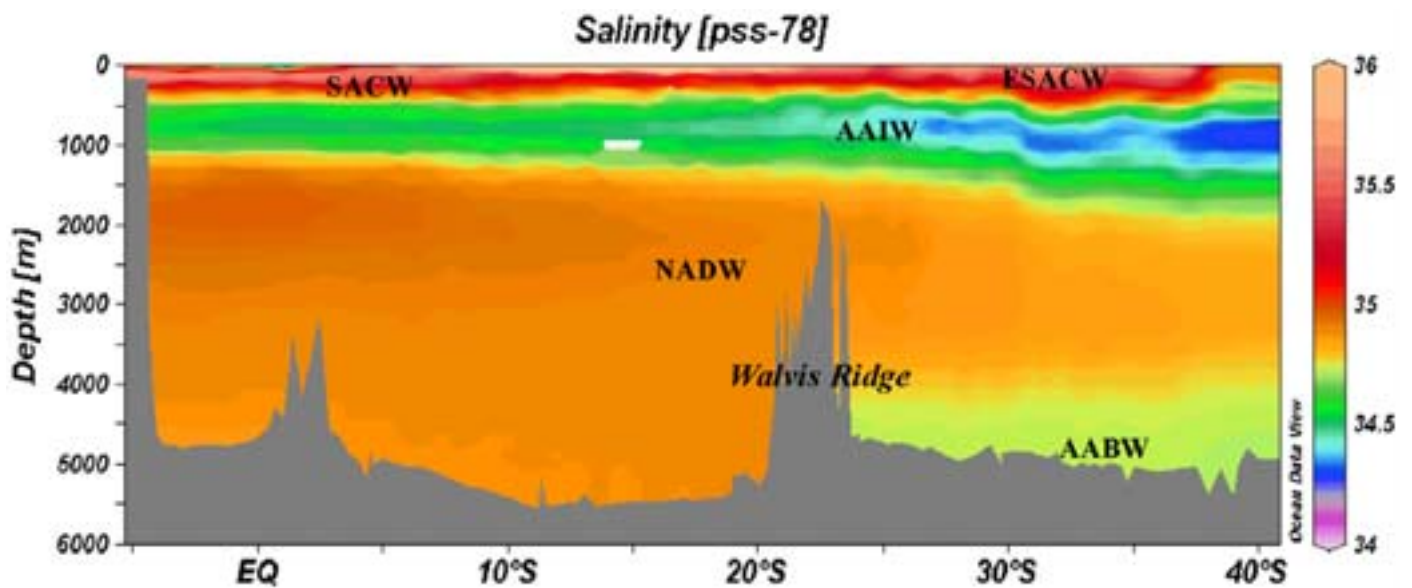


Figure I-13 : Salinité des masses d'eau Sud Atlantique le long d'un profil rectiligne parallèle à la côte.

NADW = eau profonde Nord Atlantique, AABW = eau de fond Antarctique, AAIW = eau intermédiaire Antarctique, SACW = eau centrale Atlantique, ESACW = eau centrale Est Atlantique.

Données CTD du World Ocean Circulation Experiment de l'Atlantique Sud

L'intensité des processus de re-suspension est fortement influencée par la morphologie de la marge continentale mais ils participent également à la modification de celle-ci (Harris and Wiberg, 2002). Le dépôt des sédiments a lieu lorsque les conditions deviennent moins énergétiques, dans les dépressions morphologiques par exemple (Mollenhauer et al., 2002).

III-2- Capacité des sédiments à être remis en suspension

On vient de voir que plusieurs facteurs (vagues de tempête, marées, courants) pouvaient produire un forçage sur le fond marin et générer la re-suspension des particules. L'intensité de la remise en suspension ainsi que les gradients de transport dépendent également des caractéristiques des sédiments. Sur la plupart des plates-formes, la granularité des sédiments évolue des sables silteux aux silts en allant vers le large.

En fonction de la vitesse du courant, la contrainte de cisaillement exercée sur les sédiments est plus ou moins importante et génère une mise en mouvement des particules par suspension ou par charriage selon leur diamètre (figure I-14).

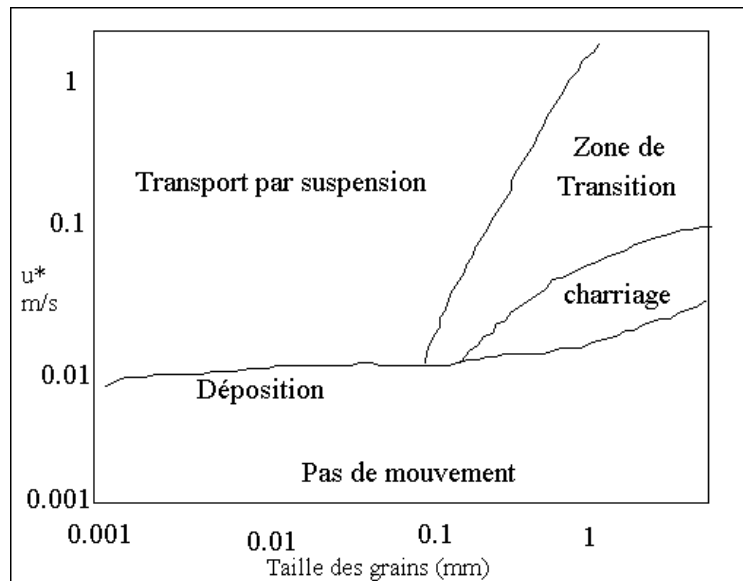


Figure I-14 : Mise en mouvement des particules en fonction de leur diamètre (mm) et de la vitesse du courant d'eau u^* (m/s), d'après Shield (1935) et Bagnol (1966).

En l'absence de processus tels que la consolidation et la cohésion qui limitent les taux d'érosion des boues et en l'absence d'apports de fin matériel par les rivières, les silts fins et les argiles peuvent être remis en suspension plus facilement comme l'indique la figure et sont ainsi advectés vers la pente continentale (Harris and Wiberg, 2002).

III-3- Impact des processus de re-suspension sur la minéralisation du carbone

Les processus de re-suspension et de transport des particules organiques (figure I-15) prolongent leur temps de résidence dans la colonne d'eau de plusieurs semaines et les exposent ainsi à la reminéralisation. C'est dans un niveau de plusieurs dizaines de centimètres d'épaisseur, le BBL (Benthic Boundary Layer) que sont transportées latéralement les particules organiques devenant ainsi une source d'énergie pour les organismes benthiques et l'activité microbienne. Dans ce niveau plus ou moins turbulent, les échanges de matériel entre les sédiments et la colonne d'eau impliquent la formation d'agrégats qui vont déterminer le degré de carbone disponible pour la dégradation.

Les conditions hydrodynamiques ainsi que les processus biochimiques dans le BBL contrôlent le flux de carbone organique. C'est pourquoi, afin d'évaluer l'intensité de la dégradation il est nécessaire d'estimer le temps de transit dans le BBL.

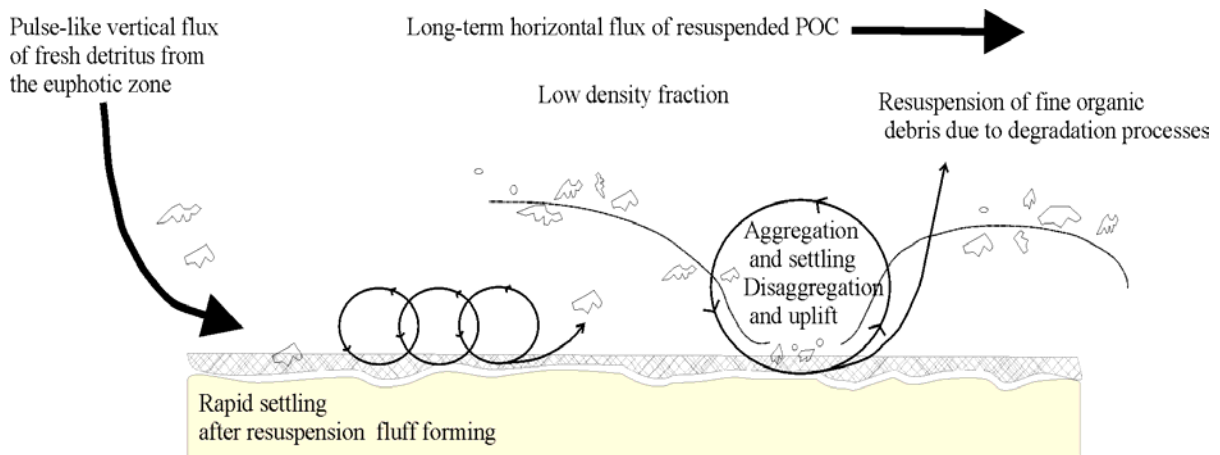


Figure I-15 : Modèle schématique des processus agissant à différentes échelles de temps et contrôlant l'apport de carbone au sédiment sur une marge continentale (Thomsen and Van Weering, 1998).

Deux aspects sont à considérer dans le transport de matière organique. Tout d'abord **l'advection des particules par des courants intenses qui induisent un décalage entre la production de surface et l'enregistrement sédimentaire**. Les particules légères ne chutent pas forcément à la verticale et peuvent être transportées loin de leur lieu de production. Ensuite, il est important de considérer **la dégradation de la matière organique pendant le transit dans la colonne d'eau et pendant le temps de remise en suspension**.

CHAPITRE IV- SYSTÈME D'UPWELLING CÔTIER

IV-1- Caractéristiques Physiques

Les différences chimiques et biologiques d'un environnement marin sont souvent attribuées aux caractéristiques et à la dynamique de l'océan supérieur. On l'a évoqué précédemment la productivité biologique est une variable étroitement liée au climat mais plus directement à la dynamique océanique et au système d'upwelling côtier. Afin de comprendre par quels mécanismes un upwelling côtier contrôle la production biologique, abordons tout d'abord les caractéristiques physiques d'un tel système.

Un système d'upwelling côtier ne se résume pas à une remontée d'eau profonde mais est structuré par plusieurs courants de surface ou de fond, parallèles ou perpendiculaires à la côte et dirigés vers le large ou bien vers la côte (figure I-16).

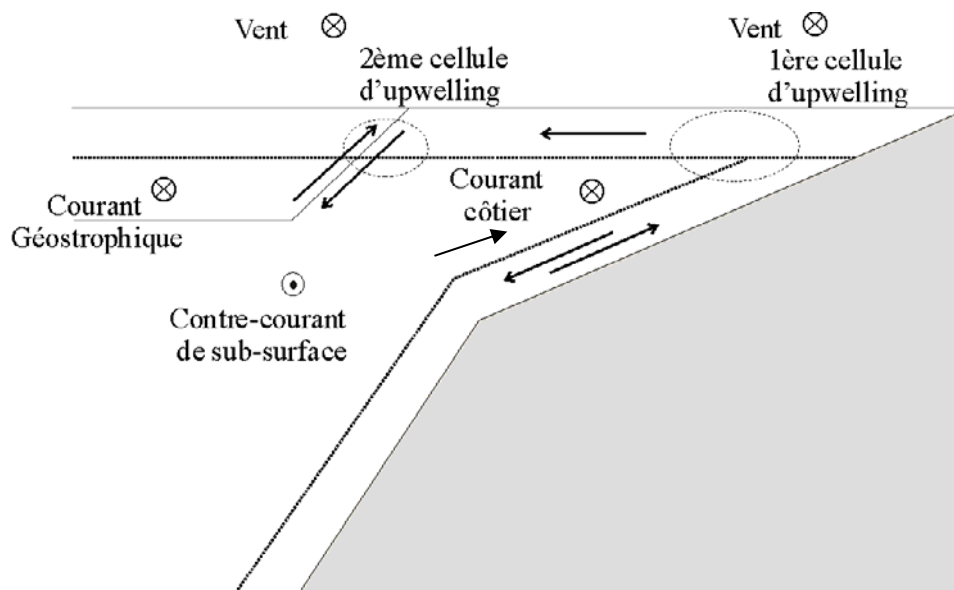


Figure I-16 : Structure verticale simplifiée d'un système d'upwelling côtier sur la façade ouest d'un continent (Bertrand, 1998).

- ⊙ Courant orienté le long de la côte et dirigé vers le sud dans l'hémisphère sud et vers le nord dans l'hémisphère nord
- ⊗ Vent ou courant orienté le long de la côte et dirigé vers le nord dans l'hémisphère sud et vers le sud dans l'hémisphère nord.

Une contrainte éolienne qui s'exerce à la surface de l'océan, génère un courant de surface qui, sous l'effet de la force de Coriolis est dévié par rapport à la direction du vent vers la droite dans l'hémisphère Nord (figure I-17) et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. Cet effet, appelé la déviation d'Ekman peut créer une migration des eaux de surface vers le large lorsque les vents et le courant de surface induit sont localisés parallèlement à une côte.

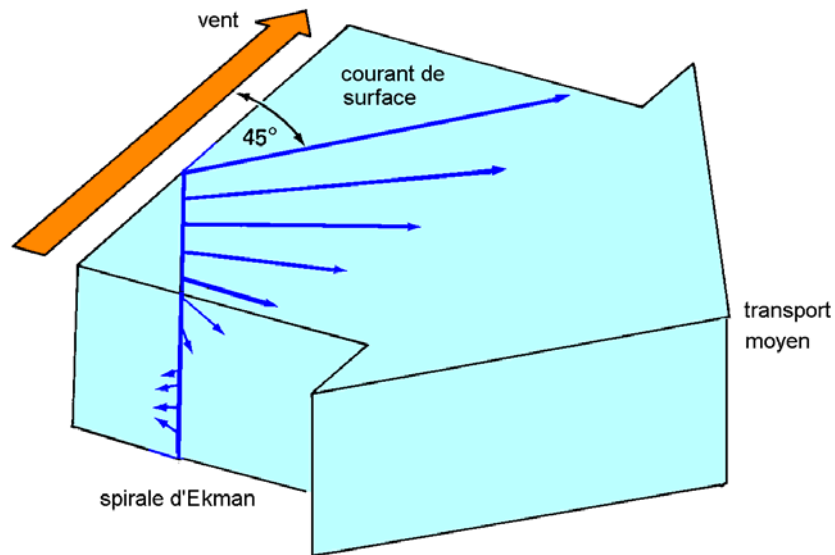


Figure I-17 : La déviation d'Ekman dans l'hémisphère Nord.

Afin de compenser le flux de matière en surface vers le large, un flux de sub-surface remonte et émerge vers la côte. Afin d'initier un upwelling, on estime les vitesses de vent nécessaires de l'ordre de 5 à 10 m/s (Gargett, 1991). Lorsque la contrainte éolienne est suffisante, elle peut se transmettre jusqu'à 300 m de profondeur. Alors, les sédiments de la zone peu profonde de la marge continentale opposent une résistance qui se traduit par une déviation d'Ekman de fond de sens inverse à celle de surface. En dehors de la zone de transmission de la contrainte éolienne, cette déviation d'Ekman de fond peut être orientée vers le large sous l'effet de contre-courant.

En surface, les eaux froides émergeant près de la côte repoussent vers le large les eaux océaniques de surface à une vitesse de 5 cm/s (Barton et al., 1977). Au niveau du front entre ces deux masses d'eaux une seconde cellule d'upwelling peut se mettre en place lorsque la contrainte éolienne est suffisamment établie. Alors que les eaux froides de surface plongent (downwelling), une nouvelle zone d'émergence des eaux de sub-surface apparaît (Smith, 1995; Summerhayes et al., 1995; Bertrand, 1998).

Bien que les zones d'upwelling soient des zones très turbulentes avec des courants puissants, des tourbillons et des filaments, des variations saisonnières (dynamique

atmosphérique saisonnière) ou à plus longue échelle (cycles glaciaires/interglaciaires) sont perceptibles. De plus la morphologie de la marge influence fortement la localisation des cellules et l'existence d'une cellule secondaire (figures I-18 et I-19).

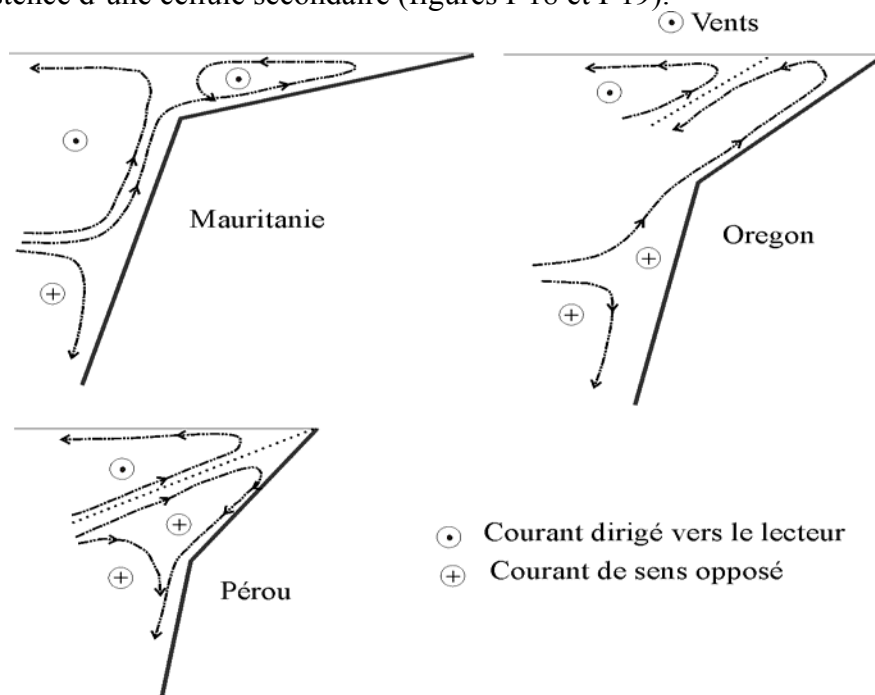


Figure I-18 : Schéma de circulation des upwellings côtiers (SCOR, 1975).

Les quatre principaux upwellings côtiers de la planète sont situés sur les bordures ouest des continents Africain et Américain avec les courants du Benguela, des Canaries, d'Humboldt et de Californie. Ils ont été identifiés à partir de la répartition des températures ainsi que des concentrations en chlorophylle des eaux de surface (figure I-19).

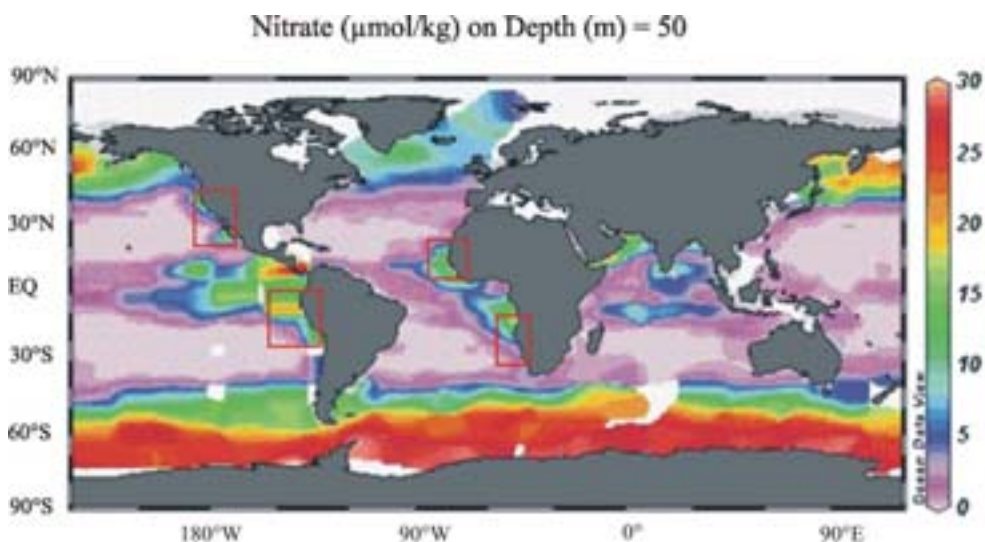


Figure I-19 : Localisation des 4 principaux upwelling grâce à la répartition des Nitrates. Données World Ocean Circulation Experiment (WOCE, www.woce.org).

IV-2- Effet de l'upwelling sur le cycle de la matière organique

L'hydrodynamique particulière d'un système d'upwelling côtier conditionne fortement l'écosystème et induit également des conséquences sur la production primaire, la diversité des espèces planctoniques, les processus de dégradation de la matière organique et la distribution des particules organiques.

IV-2-1-Production biologique

Bien qu'elles représentent une surface limitée des océans, les zones d'upwelling côtier sont les plus productives avec en moyenne entre 1 et 2,5 $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{j}^{-1}$ pour la production primaire. Les eaux émergentes de l'upwelling ont en général circulé à des profondeurs intermédiaires après avoir plongé au niveau des fronts subtropicaux ou subpolaires, régions où les nutriments sont incomplètement utilisés. Pendant leur parcours, elles se sont progressivement enrichies en nutriments libérés lors de la décomposition des particules chutant dans la colonne d'eau. La remontée et l'émergence de ces eaux favorisent le développement de fortes productivités en surface en permettant l'approvisionnement en nutriments de la couche euphotique.

La zone de forte productivité, c'est-à-dire la zone eutrophe, ne se restreint pas à la zone d'émergence des masses d'eau profonde. Elle s'étend vers le large grâce à la déviation d'Ekman. En général, une zone de front sépare les eaux eutrophes de l'upwelling et les eaux plus oligotrophes du large. Parfois, lorsque la contrainte éolienne est très intense, le front peut être traversé par des filaments et des tourbillons, ce qui implique une extension de la zone de forte production primaire au-delà de la cellule d'upwelling (Lutjeharms and Meeuwis, 1987; Lutjeharms and Stockton, 1987; Freudenthal et al., 2002). Alors que ce phénomène est temporaire, on observe plus souvent, lorsque la morphologie de la marge le permet, une seconde cellule d'upwelling au-delà du front situé approximativement à l'aplomb de la rupture de pente. Ce mécanisme se répercute sur la répartition de la production primaire. On observe ainsi une première zone eutrophe sur la plate-forme continentale séparée d'une autre zone eutrophe au large du front par une zone de plus faible production primaire.

Outre l'intensité et la localisation de la production, l'upwelling joue également un rôle sur la répartition des espèces phytoplanctoniques et zooplanctoniques. Les diatomées sont une espèce phytoplanctonique dont le squelette est composé de silice. Elles sont caractéristiques des eaux riches en nutriments et turbulentes des upwellings et ont tendance à former des spores qui peuvent chuter rapidement dans la colonne d'eau (Shannon and O'toole, 1998).

Lors de conditions plus calmes, suite à des périodes d'upwelling, des marées rouges sont observées. Il s'agit de dinoflagellés (<http://cgdc3.igmors.u-sud.fr/microbiologie/dinoflagelles.htm>), une autre espèce de phytoplancton qui produit également un squelette siliceux. D'autres espèces phytoplanctoniques produisent des tests calcaires qui sont d'excellents proxies utilisés pour reconstituer les conditions d'upwelling. Ainsi on observe des groupes d'algues unicellulaires, les coccolithophoridés de petite taille (nannoplancton), environ 0.01mm. Différentes espèces de foraminifères planctoniques sont présents dans le système du Benguela. Ce sont des producteurs secondaires calcaires dont la taille peut être inférieure à 63 µm lorsqu'ils sont jeunes et supérieurs à 125 µm lorsqu'ils sont adultes (Giraudeau et al., 2000).

IV-2-2- Exportation et préservation

Grâce à l'upwelling qui génère des conditions eutrophes, le stock de nutriments en surface n'est jamais épuisé et le broutage par le zooplancton ne peut compenser l'intense production phytoplanctonique. Ce déséquilibre entre le phytoplancton, le zooplancton et les poissons, explique l'exportation prédominante de phytoplancton dans la colonne par rapport à des zones plus oligotrophes.

Par ailleurs, les particules sont généralement de plus grande taille. Les observations réalisées à partir de pièges dans la colonne d'eau montrent la présence de grosses particules et d'agrégats. Prieto et al., (2002) considèrent les agrégats comme l'association par collision et adhésion d'au moins deux petites particules (<20µm). Parmi eux, ce sont les plus gros qui forment la neige marine (>0.5mm), un composant abondant dans la colonne d'eau d'un système d'upwelling. Ils ont un impact considérable sur la biologie et la chimie de l'eau car ils servent d'habitat à la communauté microbienne et sont le siège des processus photosynthétiques, de processus de décomposition et de régénération des nutriments. Lorsqu'ils ne sont pas broutés par le zooplancton, ils deviennent les principaux agents de transport de matière organique et de connexion entre la surface et le fond de l'océan (Allredge, 1998). L'association de particules organiques avec des particules minérales constitue l'une des plus efficaces protections contre la dégradation à grande profondeur. Ce sont les argiles qui sont préférentiellement associés à la matière organique (Pichevin et al., 2004).

Ces agrégats ont également un effet de ballast sur les particules organiques qui atteignent plus rapidement la surface des sédiments, quelques semaines pour un millier de mètres de profondeur (Eppley and Peterson, 1979; Lampitt and Antia, 1997). Le temps de chute sur

3000 m peut varier de quelques jours en conditions eutrophes à quelques mois ou même années en conditions oligotrophes. Le temps d'exposition à la dégradation réduit, une fraction relativement importante de la production peut donc atteindre les sédiments (figure I-20).

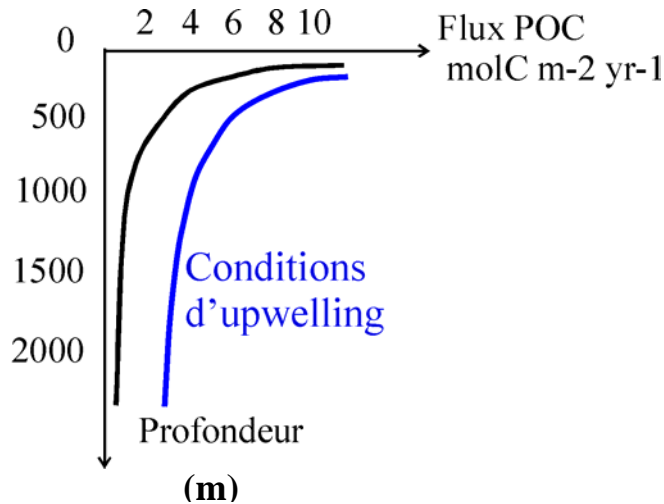


Figure I-20 : Transfert des particules depuis la surface vers le fond

Certaines morphologies de plate-forme permettent aux eaux profondes de l'upwelling qui remontent vers la surface de générer une contrainte physique à la surface des sédiments. Certains courants de fond peuvent avoir temporairement des vitesses supérieures à 10 cm/s et être capables de remettre en suspension les particules et de transporter des quantités considérables de sédiments. C'est le cas de la marge Namibienne au niveau de la baie de Walvis dont la plate-forme est caractérisée par une partie interne et une partie médiane étendues et peu profondes. Elles sont séparées de la plate-forme externe par une première rupture de pente réduite (Bremner, 1981). Il en résulte une hydrodynamique particulière. Le courant d'Ekman de fond sur les plates-formes interne et médiane étant dirigé vers la côte, une cellule de re-circulation se met en place ayant pour conséquences sur le budget sédimentaire, une très faible transmission de matériel vers la plate-forme externe et la pente. Cette cellule a également pour conséquences d'accentuer le recyclage de matière organique. Sur les plates-formes internes et médianes les sédiments contiennent généralement peu de carbone organique et sont plus grossiers (sables, boues à diatomées) car seules les particules plus lourdes vont pouvoir se déposer.

Les sources de particules biogéniques sur la plate-forme externe et la pente, sont la matière organique produite en surface et advectée plus ou moins verticalement vers le fond

ainsi que la matière organique plus âgée transportée latéralement dans la couche d'Ekman de fond dirigée, dans ces zones, vers le large (figure I-21, Giraudeau et al., 2000).

En conditions d'upwelling on suppose donc que la distribution de matière organique dans les sédiments ne reflète pas exactement la répartition de la productivité en surface. Cependant, la compréhension des processus de transport par de tels courants permet de reconstituer le parcours des particules dans la colonne d'eau.

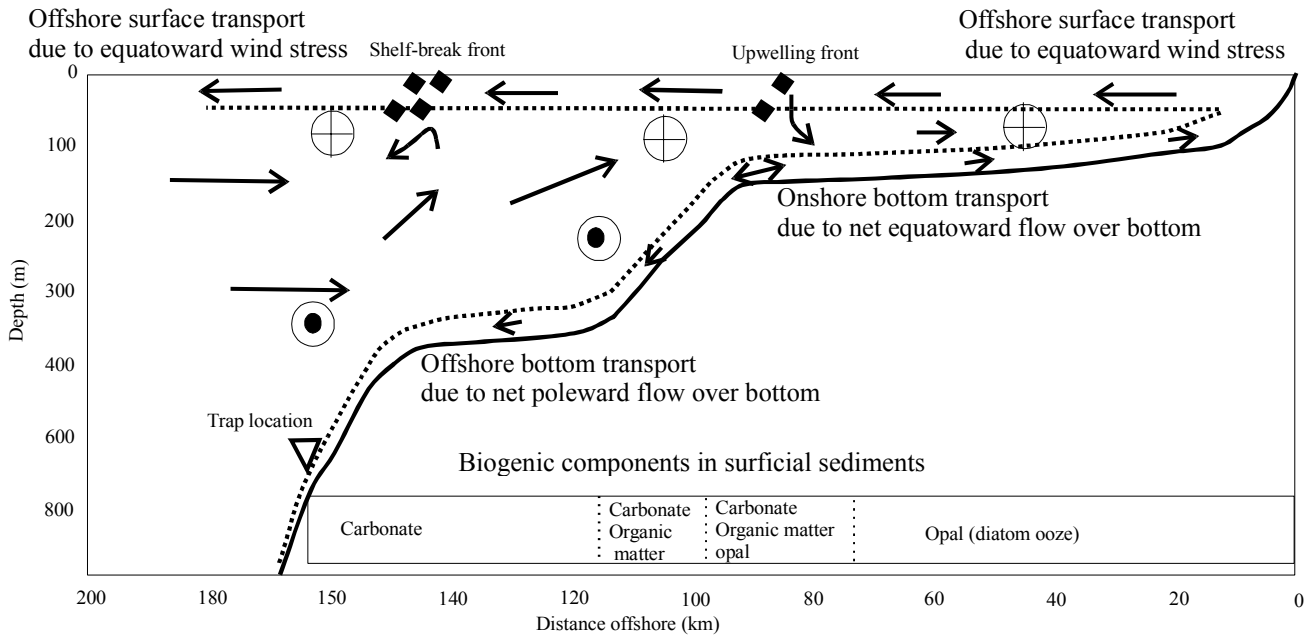


Figure I-21 : Schéma des courants sur la plate-forme de Walvis Bay pendant des conditions d'upwelling actif. Les points encerclés représentent les courants dirigés vers le pôle, les croix encerclées représentent les courants dirigés vers l'équateur, (Giraudeau et al., 2000).

L'accumulation de grande quantité de matière organique en milieu marin profond étant fortement favorisée par une production biologique intense, il a semblé judicieux de s'intéresser au principal mécanisme responsable d'une telle production. De plus, les systèmes d'upwellings côtiers à productions variables (forcés par de forts changements saisonniers des processus physiques tels que le vent) exportent plus de carbone que des environnements stables tropicaux ou subtropicaux (Berger and Wefer, 1990). Dans les environnements dynamiques, les particules ont plus facilement tendance à s'agréger entre elles et chutent plus rapidement dans la colonne d'eau. **Afin de considérer les meilleures conditions pour la formation de sédiments enrichis en matière organique, la modélisation sera basée sur la sédimentologie, la biogéochimie et la distribution de la matière organique en conditions d'upwelling côtier.**

CHAPITRE V - VARIABILITÉ CLIMATIQUE

V-1- Théorie du climat et « pompe biologique »

Depuis que la dérive des continents a conduit la planète à sa géographie actuelle, une variabilité climatique périodique et de courte échelle a été enregistrée dans les archives géologiques. Auparavant, pendant plusieurs centaines de millions d'années, les variations astronomiques n'ont joué qu'un rôle peu déterminant en raison de la géométrie des océans. Les oscillations du climat avec des cyclicités de l'ordre du million d'années étaient alors contrôlées par la tectonique des plaques. Il existait des périodes où la terre était par endroit recouverte de calotte de glace et des périodes où aucune calotte de glace n'était présente.

L'enregistrement dans les archives sédimentaires de la variabilité climatique connue par la planète depuis plusieurs millions d'années, a permis dès 1924 d'établir la théorie astronomique du climat. Milankovitch a observé des cycles climatiques de 21, 41 et 100 milles ans et les a reliés aux modifications de l'orbite terrestre, c'est-à-dire à la position relative de la terre par rapport au soleil. La cyclicité résulte de la combinaison des périodicités de l'excentricité (100 000 ans et 40 000 ans), de l'obliquité (41 000 ans) et de la précession (19 000 ans et 23 000 ans). Cependant, la réponse climatique de la terre au forçage orbital montre que les paramètres astronomiques ne contrôlent pas l'amplitude des changements enregistrés. L'océan joue un rôle primordial dans l'amplification ou l'atténuation du forçage orbital par des mécanismes de feedback concernant les transferts de chaleur autour de la planète ou bien l'activité biologique de surface (« pompe biologique »).

Le CO₂ atmosphérique est un gaz à effet de serre dont les variations de concentration modifient le bilan thermique terrestre et peuvent ainsi exercer un forçage sur le climat. L'océan contient 50 fois plus de carbone que l'atmosphère et représente le principal puits de CO₂ atmosphérique en raison notamment des conditions de température et d'alcalinité, qui jouent un rôle de tampon vis-à-vis de la P_{CO₂} atmosphérique, mais aussi en raison de l'efficacité de la « pompe biologique » qui détermine le bilan des transferts de carbone organique et inorganique entre réservoirs atmosphérique et océanique (Archer and Maier-Reimer, 1994). Les organismes photosynthétiques utilisent le CO₂ atmosphérique pour la production primaire dans les premiers mètres de la surface de l'océan. Bien que le recyclage d'une grande partie de la matière organique produite libère du CO₂ atmosphérique, l'exportation de matière organique dans la colonne d'eau puis son enfouissement dans les sédiments favorise le piégeage du CO₂. Les systèmes d'upwelling sont le siège de forte

productivité biologique et d'exportation importante et durable de matière organique vers les sédiments. Ces systèmes sont largement étudiés par les paléocéanographes car malgré la superficie restreinte qu'ils occupent à l'échelle de l'océan global, ils sont supposés avoir un effet non négligeable sur le bilan en carbone en tant que « pompe biologique » de l'océan.

V-2- Variabilité saisonnière d'un upwelling côtier

La répartition des 4 principaux systèmes d'upwelling côtiers le long des façades ouest montagneuses des continents (Maroc-Mauritanie, Namibie-Angola, Pérou, Californie) est déterminée par la latitude et l'orientation des côtes ainsi que par les reliefs péricontinentaux puis par les conditions éoliennes induites par la position de l'ITCZ (Inter-Tropical Convergence Zone). En raison du déplacement du flux d'énergie solaire entre l'été et l'hiver, la position et l'extension de l'ITCZ connaissent d'importantes variations saisonnières qui se répercutent sur les conditions éoliennes locales dans les zones d'upwelling (Bertrand, 1998). La figure I-22 présente les variations saisonnières de la position de l'ITCZ dans l'océan Atlantique Sud et leurs implications sur la circulation atmosphérique dans la zone.

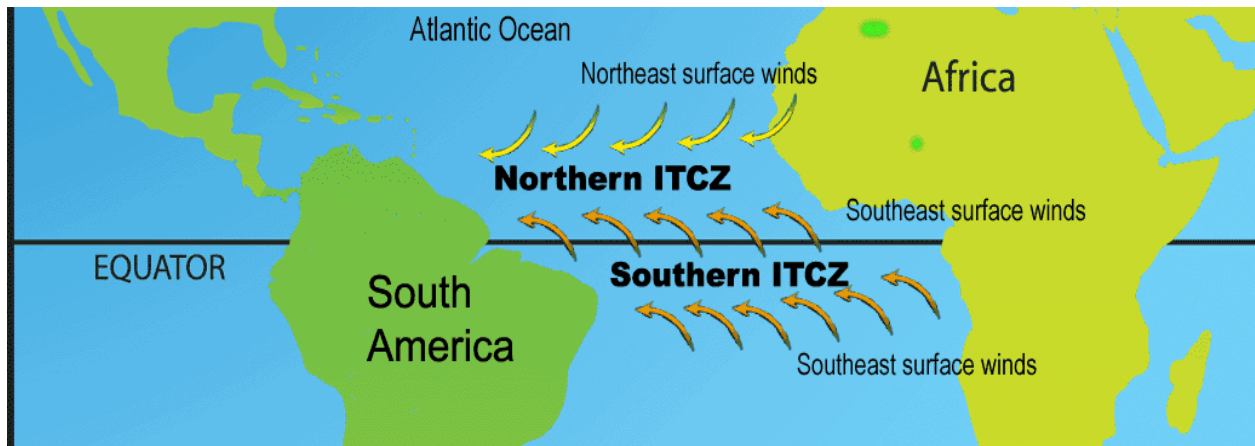


Figure I-22 : Déplacement de l'ITCZ entre l'été et l'hiver et implications sur les conditions éoliennes dans l'océan Atlantique Sud (<http://earthobservatory.nasa.gov>).

Ainsi les variations saisonnières de régimes de vents et leur changement de position par rapport à la côte et donc par rapport à la morphologie de la marge modifient la localisation et l'intensité des cellules d'upwelling. La production primaire en subit les conséquences et connaît de ce fait une variabilité saisonnière plus ou moins intense comme les montrent les

observations de pièges à particules ou d'images satellites de chlorophylle (Antoine et al., 1996; Fischer et al., 2000; Romero et al., 2002). Même avec de forts taux de sédimentation, l'enregistrement de ces variations saisonnières a peu de chance d'être conservé dans la stratigraphie d'un bassin. C'est pourquoi, même si les systèmes forcés par d'importants changements saisonniers des processus physiques sont censés exporter plus de carbone organique que les environnements stables des tropiques, nous ne considérerons pas la variabilité climatique à cette échelle dans la modélisation de la matière organique. Aux échelles de temps orbitales et suborbitale, plus facilement identifiables dans les enregistrements sédimentaires, de tels changements de la position de l'ITCZ et du régime des vents associé ont été mis en évidence (Bertrand, 1998) et leur prise en compte peut s'avérer pertinente.

V-3- Variation à l'échelle des cycles glaciaire-interglaciaire

Les modifications de la morphologie de la marge se font ressentir sur l'upwelling et se répercutent sur la productivité par des fluctuations de beaucoup plus longue échelle de temps (Smith, 1995; Summerhayes et al., 1995; Bertrand et al., 2000). En conditions de tectonique calme, la morphologie d'une marge évolue en fonction du flux de sédiments et de processus d'érosion. Mis à part le matériel issu d'une production biologique océanique, le flux de sédiments correspond au transfert de matériel terrigène du continent vers l'océan. Nous n'aborderons pas le cas des sédiments authigènes. Ce transfert s'effectue soit par transport éolien et est donc soumis à la variabilité climatique, soit par un flux d'eau lui aussi soumis à la variabilité climatique et qui peut être intensifié en bas niveau marin. Quant aux processus d'érosion, ils résultent soit de la dynamique océanique, c'est-à-dire la circulation de puissants courants marins favorisant la re-suspension et empêchant le dépôt des particules, soit de glissements en masse sous l'effet de la surcharge sédimentaire. L'érosion est toujours plus intense lors d'une diminution du niveau marin en raison du réajustement isostatique de la lithosphère continentale. En plus d'influencer le flux de sédiments et les processus d'érosion, l'eustatisme a un autre effet sur l'évolution de la morphologie de la marge en modifiant tout simplement sa bathymétrie. Le développement ou la fonte de calotte de glace sur les continents favorise une diminution ou une montée du niveau marin. Bien qu'il soit moins important, la dilatation thermique de l'océan a un effet considérable sur le niveau marin. Dans les deux cas, l'eustatisme a une variabilité liée directement aux cycles glaciaire-interglaciaire.

Un upwelling côtier subit donc les variations combinées de la morphologie de la marge et de l'eustatisme. La bathymétrie de la plate-forme continentale détermine la zone d'émergence des eaux de l'upwelling, la localisation des fronts entre les eaux eutrophiques et oligotrophiques et donc l'extension de la cellule d'upwelling vers le large puis l'existence d'une seconde cellule. La variabilité de la contrainte éolienne contrôle le déplacement et l'extension des cellules d'upwelling le long de la côte. Elle détermine également l'intensité du phénomène. De manière générale et simplifiée, dans plusieurs cas, un upwelling connaît son maximum d'activité en période glaciaire pendant laquelle la contrainte éolienne est plus intense. En revanche, un bas niveau marin peut être à l'origine d'une plate-forme continentale peu profonde et/ou peu étendue et peut ainsi limiter l'extension vers le large des cellules d'upwelling et la remontée de nutriments vers la surface.

En considérant les effets d'un système d'upwelling sur la production biologique à la surface de l'océan et sur l'exportation de matière organique vers le fond, il semble logique que les teneurs en matière organique dans les sédiments marins aient enregistré la variabilité climatique. L'étude des sédiments sur des marges soumises à des upwelling côtiers a, en effet, mis en évidence une variabilité dans l'accumulation de matière organique liée aux cycles glaciaire-interglaciaire (Meyers, 1992; Mollenhauer et al., 2002; Bertrand et al., 2003). **C'est pourquoi, il paraît important que la variabilité climatique globale à l'échelle du cycle glaciaire-interglaciaire puisse être exprimée dans la modélisation de la matière organique.**

CHAPITRE VI - CYCLES BIOGÉOCHIMIQUES DE CaCO_3 ET DE SiO_2

L'observation des teneurs en Corg, CaCO_3 et SiO_2 dans les carottes de la marge Namibienne (Leg 175 ODP, NAUSICAA-IMAGES II) met en évidence des corrélations positives ou négatives entre ces trois éléments (figure I-23). De plus, les variations des sédiments biogènes reflètent clairement les cycles glaciaire-interglaciaire (Weber and Pisias, 1999). Dans les sédiments marins, carbonates et silice biogène sont produits par des organismes phytoplanctoniques et zooplanctoniques dans les couches de surface de l'océan. En chutant dans la colonne d'eau, les résidus d'organismes participent au transfert du carbone vers les sédiments et représentent des acteurs majeurs de la « pompe biologique ». Afin de comprendre leur rôle dans le cycle du carbone, nous nous sommes intéressés aux mécanismes de leur production et de l'évolution de ces composés dans la colonne d'eau et dans les sédiments.

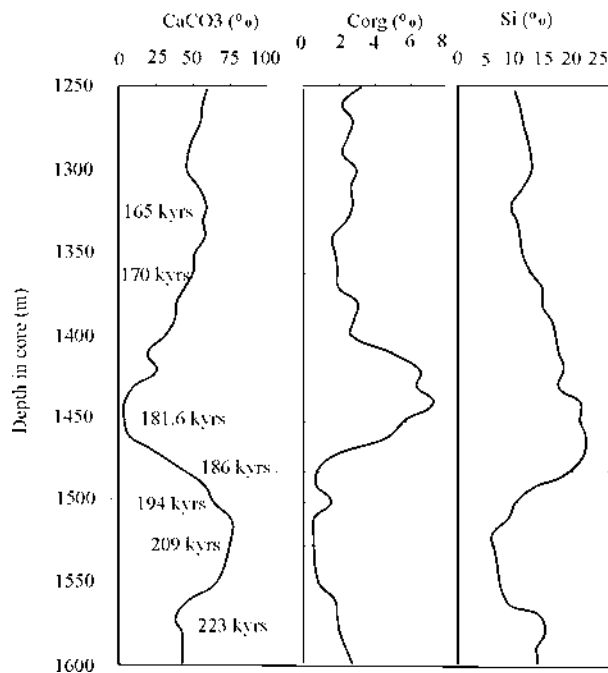


Figure I-23 : Profils de CaCO_3 , Corg et Si en % dans la carotte MD962086 (NAUSICAA-IMAGES II, 1996) marge Namibienne, Lüderitz.

Le plancton est un terme qui désigne les organismes marins micro ou macroscopiques, ayant de très faibles capacités de déplacement. Ils sont donc transportés au gré des courants marins. Le phytoplancton constitue la communauté végétale du plancton et amorce avec la photosynthèse le développement de la chaîne alimentaire poursuivi par le zooplancton,

communauté animale, puis par d'autres espèces plus grosses et des poissons. Comme le montrent les observations réalisées à partir de pièges à particules (Giraudeau et al., 2000; Romero et al., 2002; Schiebel et al., 2004), la distribution de ces organismes dans les couches de surface de l'océan est souvent représentative des conditions hydrographiques et de la disponibilité en nutriments. Plusieurs études ont confirmé que la distribution des microfossiles calcaires et siliceux dans les sédiments reflétait les données de surface. C'est pourquoi, ces microfossiles sont les principaux indicateurs utilisés par les paléocéanographes pour reconstituer l'histoire passée des upwellings et des conditions de productivité biologique.

VI-1- Diatomées

Parmi les organismes phytoplanctoniques, les diatomées sont les principaux producteurs de silice biogène et sont caractéristiques des eaux turbulentes et riches en nutriments. On les observe donc essentiellement aux hautes latitudes, dans la zone frontale subantarctique, ou bien dans les zones estuariennes et d'upwellings équatoriaux. Ces organismes jouent un rôle primordial dans l'exportation du CO₂ atmosphérique sous forme de carbone organique vers le fond de l'océan (Goldman, 1988; Nelson et al., 1995; Buesseler, 1998). Leur lourd squelette de silice et leur grande aptitude à l'agrégation favorisent un transfert rapide vers le fond de l'océan. De plus, la silice biogène a généralement un fort potentiel de préservation par rapport au carbone organique. En effet, la quantité de silice biogène enfouie et préservée dans les sédiments représente en moyenne 3% de la production des eaux de surface (Nelson et al., 1995; Treguer et al., 1995). Les diatomées sont des proxies largement utilisés pour les reconstructions paléocéanographiques. Cependant, une forte variabilité spatiale et temporelle de la préservation de silice biogène et un fort découplage entre les cycles biogéochimiques de la silice et du carbone rendent délicate la reconstruction des paléoproduktivités.

Les apports de silice dans l'océan sont homogènement répartis et proviennent essentiellement des fleuves et du mélange des sédiments marins dans certaines régions de l'océan. La production de silice biogène dans la couche euphotique est ensuite entretenue par le recyclage de la silice à différentes profondeurs de la colonne d'eau (Ragueneau et al., 2000). Par ailleurs, l'intensité de ce recyclage est contrôlée par la dissolution de la silice dans la colonne d'eau et dans les sédiments.

La dissolution de la silice dans la colonne d'eau est déterminée par les conditions physico-chimiques du fluide directement au contact des particules. Ces conditions sont

essentiellement la température et le degré de sous-saturation et évoluent fortement dans la colonne d'eau depuis la couche euphotique jusqu'à la surface des sédiments (Van Capellen and Qiu, 1997a). Outre le fait que la plupart des océans sont sous-saturés, c'est dans couche euphotique que la concentration en H_4SiO_4 est en principe la plus faible en raison de l'utilisation de l'acide silicique par les diatomées. C'est donc dans l'océan profond, dans des conditions de faible température et de faible degré de sous-saturation que la dissolution de la silice est la moins efficace. Par ailleurs, l'incorporation d'aluminium pendant la biominéralisation ou après la mort des organismes influence fortement la solubilité de la silice (Dixit and Johan Van Bennekom, 2001; Van Capellen et al., 2002).

L'advection latérale des masses d'eau, la redistribution des sédiments et la grande variabilité de l'efficacité de la préservation de la matière biogénique formée en surface ont tendance à affecter la relation entre la production dans les eaux de surface et l'enfouissement dans les sédiments. Ainsi des teneurs élevées de silice biogène dans les sédiments ne sont pas nécessairement localisées dans des zones de forte production de silice et de carbone en surface (Nelson et al., 1995). L'interprétation des paléoproduktivités à partir de l'enregistrement de silice biogène sédimentaire est fortement compliquée par le découplage entre les cycles biogéochimiques de la silice et du carbone. Ce découplage augmente avec la profondeur dans la colonne d'eau et dans les sédiments. La contribution des diatomées à la production est largement influençable par des facteurs tels que la température, la luminosité, la disponibilité en nutriments, etc.. Le degré de silicification variant d'une espèce à l'autre participe également à la variabilité du rapport Si:C (Ragueneau et al., 2000). De plus, la rapidité de la dégradation du carbone par rapport à celle de la silice induit une augmentation rapide du rapport Si:C de la biomasse.

Dans les sédiments, la préservation de la silice biogène dépend d'une part du taux de sédimentation mais aussi de l'intensité de la bioturbation, du taux de dissolution et de la solubilité de la silice. Plusieurs modèles ont été développés afin de prédire la décroissance exponentielle avec la profondeur de la dissolution de la silice. Ils peuvent être basés sur la concentration en acide silicique dans les eaux interstitielles ou bien sur la surface disponible de la silice biogène et sur le taux de diffusion. D'autres modèles considèrent également deux fractions de silice biogène. L'une est non réactive et préservée dans les sédiments, l'autre est très soluble et se dissout avant d'être enfouie (McManus et al., 1995).

VI-2- Coccolithophoridés et foraminifères planctoniques

Dans les océans, le carbonate de calcium est essentiellement produit sous forme de calcite par des organismes phytoplanctoniques, les coccolithophoridés et par des organismes zooplanctoniques, les foraminifères.

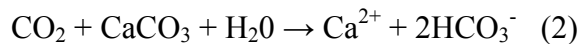
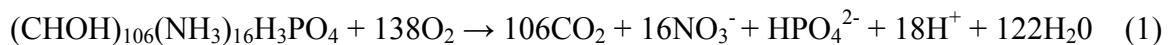
Contrairement aux diatomées, les coccolithophoridés participent faiblement à l'exportation de carbone dans l'océan. Si l'on considère un rapport carbone inorganique sur carbone organique de l'ordre de 1, seulement 6 à 8% de la matière organique exportée est conduite par les organismes producteurs de CaCO_3 . En raison de la petite taille des coccolithophoridés, les particules individuelles chutent lentement dans la colonne d'eau. Cependant, ces organismes ont tendance à s'agréger et ont ainsi un effet important de ballast qui permet un transport de matière organique vers le fond de l'océan très efficace (Honjo, 1975; 1976). De plus, le rapport d'exportation de CaCO_3 avec le carbone organique est relativement constant et la carte des flux de CaCO_3 exportés depuis la surface de l'océan est semblable à celle du carbone organique (Sarmiento et al., 2004). Les coccolithophoridés étant adaptés aux conditions hydrographiques calmes, aux eaux peu turbulentes, on observe des sédiments marins enrichis en CaCO_3 principalement aux faibles latitudes et dans l'océan ouvert profond. Dans des environnements marins peu profonds des zones tropicales ou subtropicales, des organismes tels que les coraux ou bien des plantes attachées au fond marin produisent également des carbonates mais sous forme d'aragonite dont la solubilité est très importante.

Dans la colonne d'eau la dissolution des CaCO_3 est contrôlée par l'état de saturation du milieu en ions Ca^{2+} et CO_3^{2-} par rapport à la phase minérale. La concentration en Ca^{2+} ne connaissant que de faibles variations, la dissolution des carbonates est essentiellement déterminée par la concentration en ion CO_3^{2-} dont la distribution spatiale est négativement corrélée avec celle des principaux nutriments. Cette distribution dépend du rapport de reminéralisation du carbone organique sur les carbonates. La colonne d'eau étant généralement sursaturée depuis la surface jusqu'à 4000 mètres de profondeur dans le Sud Atlantique et jusqu'à 1000 dans le Nord Pacifique, la dissolution a principalement lieu au-delà de ces profondeurs, qualifiées d'horizons de saturation. Par ailleurs, la solubilité de la calcite est influencée par la pression et légèrement par la température.

L'intensité de la dissolution lorsqu'elle a lieu et la quantité de CaCO_3 parvenant à la surface des sédiments dépendent de la cinétique de dissolution et de la vitesse de chute des particules. Comme on l'a évoqué, les organismes producteurs de CaCO_3 ont un effet de ballast et accélèrent la chute des particules dans la colonne d'eau. Berelson, (2002) a observé des

vitesses de l'ordre de 100m/jr. Au-delà de l'horizon de saturation, le temps de transit en zone sous-saturée est relativement court et sous-entend une forte préservation des carbonates. Plusieurs études réalisées à partir de données de pièges à particules ont mis en évidence une dissolution considérable des carbonates au dessus de 1000m de profondeur (Honjo, 1978; Milliman, 1993). Le développement de conditions oxydantes et la libération de CO₂ au sein des agrégats ou des pelotes fécales des organismes est une hypothèse impliquant la reminéralisation bactérienne de la matière organique dans la dissolution des carbonates (Alldredge et Cohen, 1987).

Alors que, uniquement 2% de la matière organique produite à la surface de l'océan est préservée dans les sédiments, 20% des carbonates produits sont préservés (Archer, 1996a). La majeure partie de matière organique qui parvient à 1000 mètres de profondeur est finalement enfouie. A l'inverse et comme on vient de le voir, la dissolution des carbonates a essentiellement lieu dans les couches profondes de l'océan. Mais, une fois dans les sédiments, quels sont les processus qui contrôlent la diagenèse ? Si l'état de saturation était le seul facteur de contrôle de la dissolution des carbonates, les teneurs en CaCO₃ des sédiments seraient largement représentatives de l'état de saturation des eaux sus-jacentes. Or des observations ont mis en évidence l'existence de sédiments à faibles teneurs en CaCO₃ dans des eaux de fond sursaturées. Dans les sédiments, la reminéralisation de la matière organique libérant du CO₂ est un processus qui acidifie le milieu et qui permet la dissolution des carbonates même en milieu sursaturé (Berger, 1970; Emerson and Bender, 1981) (relation 1 et 2). Comme on l'a présenté dans le chapitre II-3, différents oxydants participent à la reminéralisation de la matière organique.



Bien que, dans le cas où l'apport de matière organique est important, la reminéralisation libère assez de CO₂ pour dissoudre tout le CaCO₃, un découplage vertical est observé dans les sédiments entre le CaCO₃ et le carbone organique. Ceci s'explique par la rapidité de la reminéralisation de la matière organique dans les premiers centimètres des sédiments et par la cinétique de dissolution du CaCO₃ qui est beaucoup plus lente (Sarmiento et al., 2004).

Différents modèles de diagenèse des carbonates ont été développés prenant en compte ou non la reminéralisation de la matière organique. Ils sont tous basés sur la dissolution des

carbonates dans les eaux interstitielles à partir de l'état de saturation des eaux de fond et des eaux interstitielles, de la diffusion des réactifs, de la porosité et du taux d'accumulation (Takahashi and Broecker, 1977; Emerson and Bender, 1981; Archer et al., 1989; Jahnke et al., 1994; Jahnke et al., 1997).

Les variations des teneurs en CaCO_3 dans les sédiments marins représentent un enregistrement important des variations des conditions océanographiques en réponse aux variations climatiques. Elles reflètent les variations de la productivité carbonatée en surface, de la chimie des carbonates dans les eaux profondes mais aussi les variations de l'influence du CO_2 dans les eaux interstitielles sur la dissolution du CaCO_3 . De plus, le cycle du CaCO_3 joue le rôle de pompe biologique du CO_2 atmosphérique et participe fortement à l'exportation de matière organique dans le fond de l'océan. La silice biogène partage ce rôle de pompe biologique et représente également un acteur majeur dans l'exportation de matière organique. Rappelons que les diatomées sont des proxies largement utilisées pour les reconstructions paléocéanographiques. Alors que les coccolithophoridés sont caractéristiques de conditions hydrographiques calmes, les diatomées sont adaptées à des eaux turbulentes et froides. Dans des conditions d'upwelling, les coccolithophoridés se développent plus au large que les diatomées, dans des eaux plus oligotrophiques ou bien près de la côte lorsque l'upwelling connaît des baisses de régime ou que les diatomées ont épuisé l'acide silicique facteur limitant de leur croissance. Cette compétition entre les organismes phytoplanctoniques se répercute fortement dans la distribution spatiale et dans les variations temporelles du CaCO_3 et de SiO_2 dans les sédiments. **Les interactions avec le cycle du carbone organique impliquent que les cycles du CaCO_3 et de SiO_2 soient associés à la modélisation de la matière organique.**

CHAPITRE VII – SYNTHÈSE DES PROCESSUS DE CONTRÔLE DE L'ACCUMULATION DE LA MATIÈRE ORGANIQUE ET IMPLICATIONS POUR LA MODÉLISATION

Développer une modélisation stratigraphique de la matière organique nécessite de considérer les facteurs à l'origine de sa production, son transport, sa dégradation et son enfouissement. L'un des intérêts de ce travail est de prédire l'existence de roche mère dans des environnements jusqu'à présent peu explorés car supposés n'avoir jamais présentés les principales conditions classiquement admises pour l'accumulation de grande quantité de matière organique (anoxie de la colonne d'eau et mouvements de masse). Dans ce contexte, il a été précédemment présenté les principaux facteurs participant au cycle de la matière organique et responsables de son accumulation en grande quantité. Il est à présent nécessaire de faire un bilan de ces facteurs et d'analyser leur rôle pour la modélisation.

VII-1- La production biologique

Dans la couche de surface de l'océan, une grande partie de la production biologique est recyclée. La fraction qui échappe à la reminéralisation et qui est exportée dans la colonne d'eau sera d'autant plus importante que la production biologique est élevée. Malgré la dégradation dans la colonne d'eau plus ou moins intense, la quantité de matière organique qui parvient aux sédiments est directement liée à la production de surface. Sur les marges continentales où se produisent des upwellings, les sédiments contenant des fortes teneurs en carbone organique (>10%) sont généralement localisés sous les zones de productivité biologique très élevée (> 500 mgC/m²/d) à la surface de l'océan (Mollenhauer et al., 2002). L'extension de ces zones vers le large par la déviation d'Ekman ou bien l'existence d'une seconde cellule d'upwelling permet d'observer des fortes concentrations en carbone organique dans les sédiments au-delà de la rupture de pente et ceci malgré une bonne ventilation de la colonne d'eau et l'absence d'OMZ. De plus, il a été démontré que les fluctuations d'intensité de la production biologique dans le temps étaient enregistrées dans les sédiments. **La variabilité de la répartition et de l'intensité de la production biologique représente donc un facteur de contrôle majeur à prendre en compte dans la modélisation.**

VII-2- La dégradation dans la colonne d'eau

Comme on l'a vu précédemment, la dégradation dans la colonne d'eau de matière organique est plus ou moins efficace selon les conditions oxydantes du milieu et le temps de transit. Dans les zones de forte production biologique, en milieu eutrophe, les particules sont généralement de plus grande taille, ont une vitesse de chute plus importante d'où un temps de transit plus court et sont donc moins affectées par la dégradation. Par ailleurs, dans le cas d'une consommation excessive de l'oxygène en raison de l'activité bactérienne intense, une OMZ peut se développer et favoriser la préservation de matière organique. La stratification des masses d'eau et leur faible ventilation représentent également des conditions favorables à la préservation. **La quantité de matière organique se déposant finalement sur les sédiments est contrôlée par l'action conjointe d'une loi cinétique de dégradation, des conditions oxydantes et du temps de transit dans la colonne d'eau. La variabilité de l'intensité de la dégradation est donc largement requise pour la modélisation.**

VII-3- Carbonate de calcium et Silice biogène

Le matériel biogène contenu dans les sédiments est composé de carbone organique, de carbonates et de silice biogène. Les microfossiles de diatomées, producteurs siliceux et de coccolithophoridés, producteurs de carbonate de calcium sont de très bons indicateurs pour reconstituer la variabilité de la production biologique associée aux conditions océanographiques et climatique. Leur production en surface ainsi que leur dissolution dans la colonne d'eau et dans les sédiments est étroitement liée à celle du carbone organique. La modélisation stratigraphique de l'accumulation de la fraction siliceuse et de la fraction carbonatée dans les sédiments permettrait de caler et de vérifier celle du carbone organique. **C'est pourquoi nous simulerons la production et la dissolution des carbonates de calcium et de la silice biogène en tenant compte les relations entre eux et avec le carbone organique.**

VII-4- Système d'upwelling côtier

Sur les marges continentales, les systèmes d'upwellings côtiers constituent le moteur d'une production biologique océanique intense. Rappelons qu'ils représentent les zones les plus productives de l'océan. L'hydrodynamique de ces systèmes induit également une

répartition particulière de la production à la surface de l'océan et de la matière organique dans les sédiments. Par ailleurs, les fluctuations de leur régime au cours du temps sont ressenties à différentes échelles temporelles par la production biologique et sont de ce fait enregistrées dans les sédiments. **Etant donné que l'on désire prendre en compte dans la modélisation la variabilité de la production biologique de surface, il faut envisager de simuler l'influence d'un upwelling côtier sur celle-ci.** De plus on a vu qu'un upwelling joue un rôle important dans la compétition entre les producteurs de matériel biogène et favorise l'exportation et la préservation de ce matériel vers le fond. Le contrôle de l'accumulation de matière organique par la dynamique océanique représente un aspect original dans le domaine de la modélisation stratigraphique.

VII-5- Le transport des sédiments par les courants de fond

On a vu dans le chapitre I que la répartition des teneurs en carbone organique, carbonate et silice biogène dans les sédiments ne reflétait pas toujours exactement la répartition de la production biologique de surface. Son image peut être modifiée selon l'intensité des processus de transport des sédiments et selon la dynamique océanique. De plus les différents composants des sédiments n'ont pas toujours les mêmes caractéristiques physiques déterminant leur sensibilité au transport. Bien que la contrainte qu'ils subissent soit la même, ils sont transportés par différents processus et plus ou moins loin.

Lorsque certaines particules sont remises en suspension, elles sont à nouveau soumises aux processus de dégradation dans la colonne d'eau. S'il s'écoule assez de temps entre le moment de remise en suspension et le moment où les particules sont à nouveau déposées, la dégradation peut avoir un effet considérable.

Il faut donc envisager **de modéliser les processus de transport et de re-suspension qui contrôlent la répartition spatiale de matériel biogène mais aussi le temps d'exposition à la dégradation et donc la quantité de matériel déposé.**

VII-6- Diagenèse Précoce

Lorsque les particules sont déposées sur le fond marin et progressivement enfouies dans les sédiments elles sont soumises aux processus de diagenèse précoce. Selon le taux de sédimentation, la profondeur jusqu'à laquelle la diagenèse précoce est efficace sera atteinte plus ou moins rapidement. C'est-à-dire que le taux de sédimentation fixe le temps

d'exposition à la diagenèse précoce. De plus la pénétration des oxydants plus ou moins profondément dans les sédiments et la virulence de la diagenèse dépendent de la granularité des sédiments, de la ventilation des eaux sus-jacentes et de l'activité bactérienne. La diagenèse précoce induit une diminution des teneurs de matériel biogène dans les sédiments. Par ailleurs, la reminéralisation de la matière organique favorise la dissolution des carbonates en libérant du CO₂. **L'effet de la diagenèse précoce sur les teneurs en silice biogène, carbonates et carbone organique puis sur les relations entre ces 3 composés dans les sédiments semble être suffisamment important pour le développer dans la modélisation.**

VII-7- Algorithme de la modélisation

Le bilan des principaux processus contrôlant l'accumulation de grande quantité de matière organique sur une marge continentale jusqu'en domaine profond, conduit à développer un algorithme pour le développement d'une modélisation. La figure I-24 présente les principaux facteurs dont il faudra tenir compte dans la modélisation et schématise les relations entre eux. Ainsi il faudra que dans la modélisation, une contrainte éolienne et la morphologie d'une marge continentale contrôlent la mise en place de la dynamique d'un upwelling. Celle-ci détermine alors la distribution, l'intensité et la composition de la production biologique. Ensuite, la quantité de matériel biogène parvenant sur le fond marin devra dépendre de l'exportation et de la dégradation de la production biologique dans la colonne d'eau. Ce matériel devra avoir la possibilité de se déposer ou bien d'être transporté sur le fond où il sera soumis à de nouveaux processus de dégradation. Enfin les lois de diagenèse précoce détermineront la quantité de matériel finalement préservée.

Cet algorithme permet de modéliser la distribution et la quantité de matière organique conservée dans les sédiments à partir de l'influence combinée des facteurs forçant tels que variabilité climatique, dynamique océanique, production biologique, dégradation, sédimentation puis diagenèse précoce.

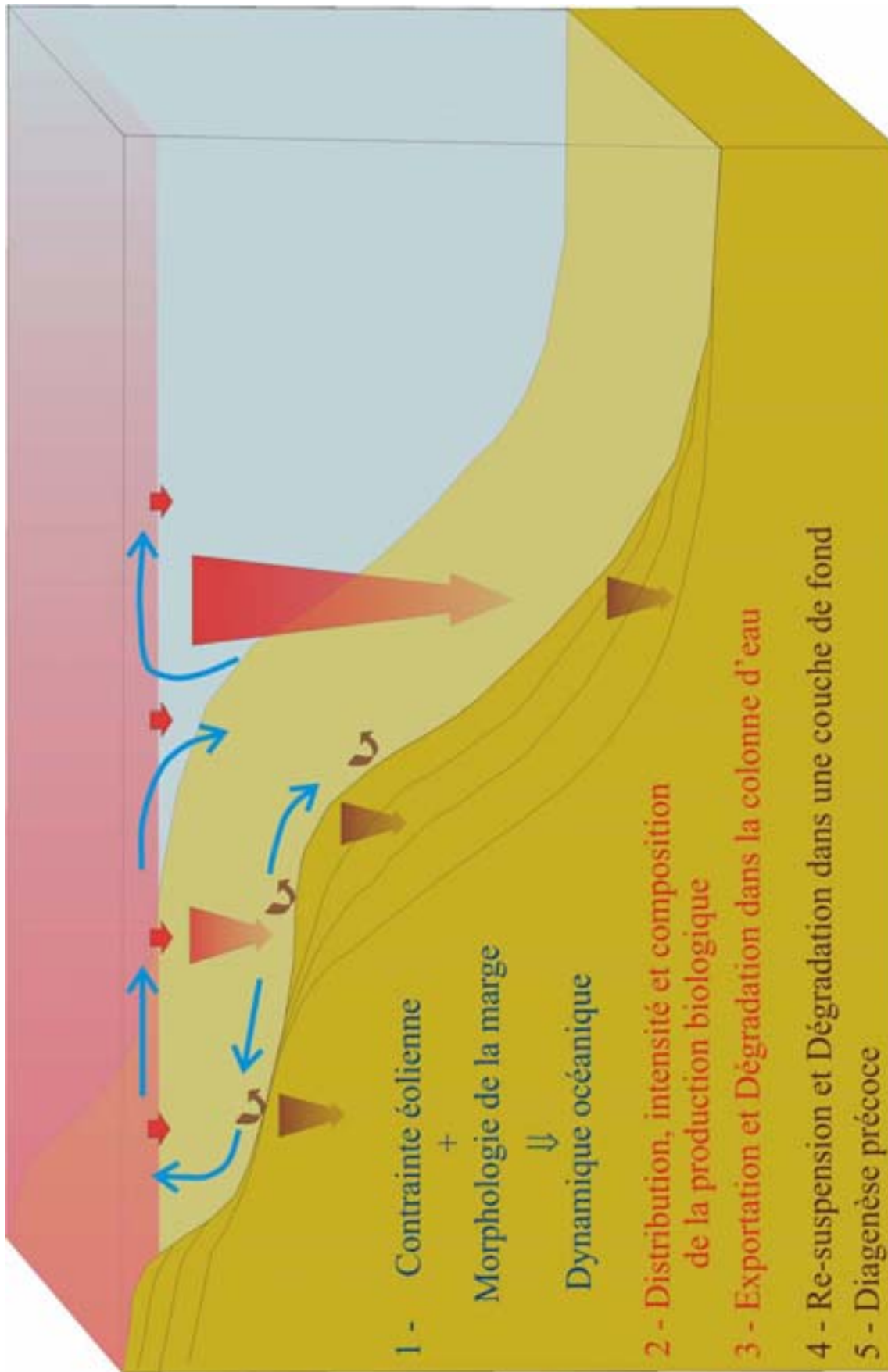


Figure I-24 : Résumé des principaux processus physiques, biogéochimiques et sédimentaires contrôlant l'accumulation de grande quantité de matière organique marine.

PARTIE II

MÉTHODOLOGIE DE

MODÉLISATION

La première partie de cet ouvrage a présenté les concepts classiquement admis concernant l'accumulation de matière organique en milieu marin ainsi que l'influence de certains facteurs sur le cycle de la matière organique tels que les upwellings côtiers, la variabilité climatique, la production carbonatée et siliceuse, etc.. Il a été déduit de cette synthèse bibliographique les principaux processus physiques, biogéochimiques et sédimentaires exerçant un contrôle significatif sur l'accumulation de grande quantité de matière organique en milieu marin profond et représentant de ce fait « l'algorithme » de la modélisation stratigraphique de la matière organique. Dans ce chapitre, nous présenterons le logiciel de modélisation stratigraphique, DIONISOS dont nous disposons. Après avoir analysé ses limites concernant la représentation du cycle de la matière organique marine, nous proposerons une méthodologie de modélisation visant à représenter les processus biogéochimiques et physiques dans la colonne grâce à l'utilisation de deux modèles couplés, physique/biogéochimique, ROMS/NPZD.

CHAPITRE I - MODÈLE STRATIGRAPHIQUE : DIONISOS

I-1- Principes du modèle

DIONISOS (Diffusion Oriented – Normal and Inverse – Simulation of Sedimentation) est un logiciel de modélisation stratigraphique développé à l'Institut Français du Pétrole par Granjeon, (1997). Son objectif est de fournir une description quantifiée de l'évolution au cours du temps de la stratigraphie d'un bassin, c'est-à-dire reconstituer l'histoire sédimentaire et tectonique du remplissage d'un bassin.

En termes d'échelles d'espace et de temps, DIONISOS est utilisé pour des bassins ayant une dimension horizontale de l'ordre de plusieurs dizaines à centaines de kilomètres et pour des formations sédimentaires représentant des durées de dépôt de l'ordre de quelques dizaines à centaines de millions d'années.

DIONISOS prend en compte trois acteurs principaux : la déformation du bassin, les apports et la production de sédiments et le transport de ces sédiments (figure II-1).

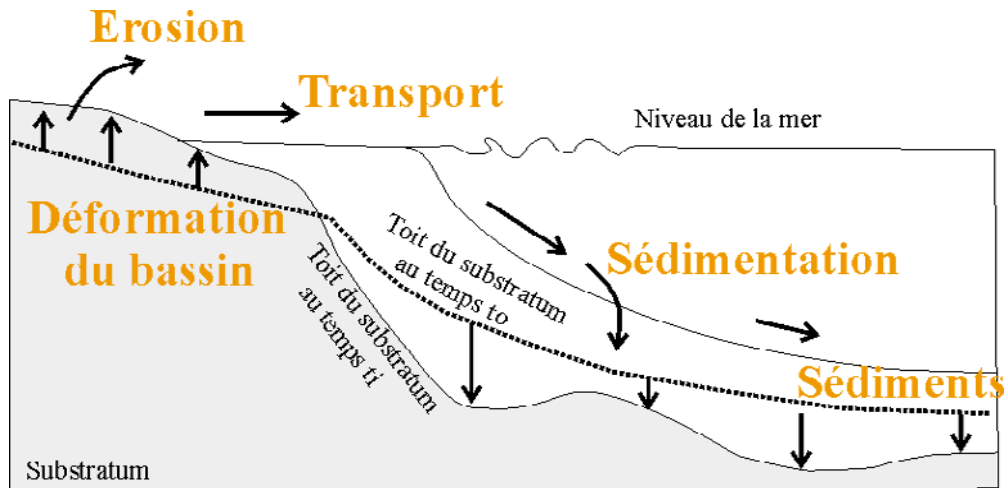


Figure II-1 : acteurs des modélisations DIONISOS

I-1-1-La déformation du bassin

Toute déformation du bassin induit une modification de topographie et dans DIONISOS, c'est la topographie qui contrôle le transport des sédiments. De ce fait la déformation du bassin influence la stratigraphie de celui-ci.

Un bassin se déforme lorsque le fond subit des variations d'altitude par rapport au niveau marin. Ces variations proviennent soit de déformations tectoniques ou de la flexure du socle soit de variations du niveau marin ou bien encore des variations de l'épaisseur des sédiments dues à la compaction. La flexure et la compaction peuvent être directement calculées par DIONISOS alors que la subsidence et les variations eustatiques sont fixées par l'utilisateur.

La subsidence joue un rôle important dans le remplissage d'un bassin en terme de création d'espace disponible. Bien qu'elle détermine en partie la maturation de la matière organique, on peut considérer qu'elle n'influence pas sa distribution. Nous ne développerons donc pas dans ce travail la paramétrisation de ce facteur. A l'inverse les variations du niveau marin, en modifiant la morphologie de la marge, ont un effet considérable sur la distribution de matière organique. Dans DIONISOS, l'utilisateur a le choix d'utiliser des courbes eustatiques calibrées telles la courbe de Haq par exemple. Il a également la possibilité d'imposer les variations d'amplitudes et la cyclicité qu'il souhaite. En raison de l'influence du niveau marin sur la dynamique de l'upwelling et sur les processus de transport, il est d'un grand intérêt de pouvoir fixer un facteur de contrôle tel que l'eustatisme.

I-1-2-Les apports et production de sédiments

Plusieurs types d'apports peuvent être pris en compte dans le logiciel : les apports clastiques entrant et/ou sortant du bassin (plusieurs types de lithologies possibles) et les apports provenant d'une production définie par des paramètres autoécologiques (énergie des vagues, bathymétrie, salinité, etc.) et synécologiques (compétition entre les espèces).

Les sédiments siliclastiques sont essentiellement composés de sables dont les grains de silice sont de diamètre moyen de 0,1 à 1mm et de minéraux silico-alumineux tels que l'illite, la chlorite ou la kaolinite. Ces sédiments sont issus de l'érosion des continents et ils sont transportés vers les océans par le vent ou les fleuves. Dans DIONISOS, l'utilisateur localise et définit l'extension des zones d'entrée ou de sortie de sédiments silicoclastiques le long des frontières du bassin. Il détermine de plus les taux de « production ».

De plus, une fois introduits ou produits les sédiments peuvent être dissous ou transformés en bioclastes.

Les sédiments issus d'une production biologique dans DIONISOS sont des sédiments carbonatés provenant de la préservation de la calcite du squelette d'organismes vivants (plancton, coraux, algues, etc.). Ils sont produits sur le fond et leur croissance est limitée par l'espace disponible. Un récif corallien, par exemple, ne peut croître au dessus du niveau de la mer. Le taux de production est donc limité par la vitesse de la montée du niveau marin. Par ailleurs, le taux de production dépend également d'un grand nombre de paramètres physico-chimique (autoécologiques) caractérisant l'environnement marin. Pour les roches carbonatées, l'un des principaux paramètres est la lumière (Bosscher, 1992). La pénétration du rayonnement solaire diminue exponentiellement avec la profondeur d'eau et est aussi plus ou moins atténuée selon la turbidité de l'eau. Alors que le taux photosynthétique des récifs coralliens est assez constant dans les couches superficielles de l'océan, il chute rapidement dès que l'intensité lumineuse est réduite. Pour ces raisons, l'utilisateur peut définir dans DIONISOS une relation entre taux de production et bathymétrie en considérant soit une dépendance à la lumière et en introduisant une courbe exponentielle soit une dépendance à un autre facteur tel que la température de l'eau, la teneur en oxygène dissous dans l'eau, l'apport en nutriments ou bien encore la salinité (figure II-2). Dans le cas de l'indépendance vis-à-vis de la lumière la courbe peut avoir n'importe quelle forme. L'utilisateur peut également ajuster le taux de croissance (m/Ma) à la période géologique, sous-entendue une évolution des règles écologiques dans le temps.

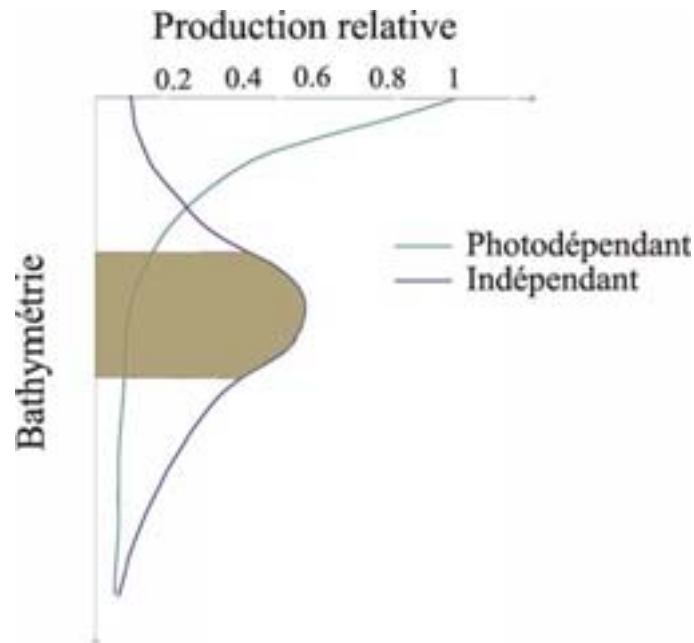


Figure II-2 : Différentes relations entre bathymétrie et production fixées par l'utilisateur.

Les paramètres synécologiques représentent l'ensemble des paramètres biotiques gérant les relations entre les espèces. La croissance d'une « population » peut être limitée par la présence d'une autre. Par exemple la croissance d'un récif corallien peut être ralentie par l'arrivée de silts ou de nutriments. A l'inverse la présence d'une autre espèce peut stimuler la croissance. La compétition entre les espèces dans les simulations est introduite par la définition de la sensibilité d'une espèce à une autre.

Le terme de matière organique sous-entend qu'il y ait eu production. On appelle particule organique tout ce qui provient d'organismes (débris, fèces, cadavres, etc) et toute particule de matière qui en dérive. On s'est donc interrogé sur les capacités de DIONISOS à représenter cette production. Les paramètres autoécologiques et synécologiques sont-ils adaptés et suffisants? La dégradation de la matière organique peut-elle être représentée? Des tests de simulation ont été réalisés afin de répondre à ces questions.

I-1-3-Le transport des sédiments

Le transport des sédiments s'effectue selon deux modes : un transport permanent long-terme par la diffusion résultante du flux d'eau et de l'énergie des vagues puis un transport catastrophique court-terme par des mouvements en avalanche des zones instables du bassin. Afin de modéliser le transport permanent long-terme, DIONISOS tient compte du transport moyen des sédiments, de l'érosion et de la sédimentation en chaque point du bassin.

L'évolution de la topographie résultant de ces facteurs est décrite par une équation de diffusion (1) contrôlée par le flux d'eau.

$$Q_s = -(K_g + K_e q_e + K_v e_v) \nabla h \quad (1)$$

K_g , K_e , K_v les coefficients respectifs de diffusion gravitaire, de proportionnalité au flux d'eau et de diffusion liée aux vagues (m^2/s),

q_e : le flux d'eau relatif,

e_v : l'énergie relative des vagues,

Q_s la capacité de transport de sédiments (m^2/s)

∇h : gradient de la topographie $h(x,t)$.

Cette équation définie empiriquement pour représenter le transport est basée sur les lois de transports dans des cours d'eau (échelles de temps de quelques jours et d'espace de l'ordre du kilomètre). Ces lois présupposent que le cours d'eau à l'origine du transport est en équilibre (vitesse, concentration constantes) et que la force motrice à l'origine de l'écoulement de ce cours d'eau est la gravité. Ainsi, seuls les transports de sédiments induits par une force gravitaire ou par l'eau peuvent être simulés.

Afin de simuler les événements de courte durée, résultant d'instabilités de pente (ex : avalanche de débris), DIONISOS permet le déclenchement des glissements à partir d'un critère de stabilité. Tout sédiment déposé sur une pente supérieure à la pente critique définie par le critère de Coulomb doit ainsi glisser.

Les sédiments transportés proviennent soit d'un apport aux frontières du bassin soit d'une érosion des sédiments déjà présents dans le bassin. Les coefficients de transport de ces sédiments peuvent être estimés à partir des flux d'eau et de sédiments eux même définis à partir des caractéristiques du bassin versant (superficie, pluviométrie taux d'érosion moyen) en domaine continental. De plus ils dépendent du type de lithologie et varient en domaine marin. L'utilisateur du logiciel peut ainsi fixer l'intensité des transports « long-terme gravitaire » et « long-terme fluviatile ».

I-2- Les limites de DIONISOS

Utilisé à l'échelle exploration DIONISOS permet de fournir les informations nécessaires sur la stratigraphie aux modèles de bassins qui simulent la génération de produits pétroliers à partir d'une roche mère, du craquage et de la migration. C'est pourquoi, il est d'un grand intérêt de modéliser la formation d'une roche mère et donc l'accumulation de matière organique. L'existence de sédiments en milieu marin profond susceptibles de former une roche mère est une nouvelle théorie à vérifier. D'où la nécessité pour DIONISOS de modéliser les processus caractéristiques des systèmes responsables de fort taux d'accumulation et de préservation de matière organique. Dans les parties, I-2, I-3 et I-4 nous avons présenté les principaux processus de production, distribution, dégradation et préservation de matière organique dans le cas d'un système d'upwelling côtier, situation considérée idéale pour l'accumulation de grandes quantités de matière organique en milieu océanique profond. DIONISOS est-il adapté pour la simulation de telle situation ? Voyons qu'elles sont les limites de ce logiciel concernant la modélisation de la matière organique.

La première contrainte concerne la localisation des apports de sédiments organiques. Les apports de sédiments issus d'une production sont fixés par l'utilisateur dans DIONISOS à partir d'une courbe de production fonction de la bathymétrie. C'est-à-dire que les sédiments sont produits sur le fond plus ou moins intensément selon la profondeur d'eau. Dans ce travail nous avons choisi de baser la modélisation sur la productivité biologique de surface. Le flux de matière organique qui parvient aux sédiments reflète les conditions de surface et de la colonne d'eau et non celles du fond. DIONISOS ne permet pas la simulation de l'ensemble des processus biogéochimiques agissant dans la couche de surface et dans la colonne d'eau.

Une autre contrainte majeure réside dans l'impossibilité de modéliser la dynamique océanique qui influence le développement de la production biologique, le recyclage des nutriments vers la surface, le transport des particules, etc. Dans DIONISOS, le transport des particules s'effectue sur le fond et ne peut être induit que par une force gravitaire ou un flux d'eau lui-même contrôlé par la gravité. En milieu océanique, la gravité est loin d'être le seul facteur de contrôle du déplacement des masses d'eau. Un certain nombre d'études sur les processus de re-suspension et de transport latéraux des particules de matière organique, ont montré l'influence importante des courants de fond sur la répartition de la matière organique sur la marge.

Les paramètres autoécologiques et synécologiques de DIONISOS ne semblent pas être adaptés à la représentation de la compétition entre les producteurs de silice biogène et de carbonates. En effet ils permettent de moduler le taux de production des différents composés sur le fond et non pas les relations entre eux dans la colonne d'eau.

Le dernier aspect limitant concerne la diagenèse précoce. Aucune cinétique de dégradation tenant compte du taux de sédimentation, des conditions oxydantes du milieu et du taux d'accumulation des composés n'est prévue dans le logiciel.

CHAPITRE II - UTILISATION DE DEUX MODÈLES COUPLÉS PHYSIQUE-BIOGÉOCHIMIQUE.

Dionisos est utilisé afin de modéliser la répartition spatiale des teneurs en matière organique dans les sédiments d'une marge continentale depuis la plate-forme jusqu'au domaine profond. A partir d'apports et du transport de sédiments puis de la déformation du bassin, il reconstruit la stratigraphie de la marge. Bien que ce logiciel fonctionne pour différents types de lithologie silico-clastique et carbonatée il présente des limites concernant la matière organique. Elle peut être introduite dans dionisos comme un type de lithologie en ayant définis les caractéristiques physiques des particules (taille, sensibilité au transport, etc.) et une loi de production par rapport à la profondeur. Cette méthode très arbitraire ne permet pas de prendre en compte l'ensemble des processus qui contrôlent la variabilité de la production primaire de matière organique et son évolution pendant son transport et après son dépôt. C'est pourquoi nous avons choisi une approche plus déterministe en utilisant un modèle biogéochimique NPZD couplé à un modèle physique ROMS afin de simuler le cycle de la matière organique contrôlé par la dynamique d'un upwelling côtier.

II-1- Modèle Physique : ROMS

ROMS (Regional Oceans Model System, Blumberg and Mellor, 1987) est un modèle de circulation océanique que nous utilisons à une échelle régionale afin de simuler la dynamique d'un upwelling côtier. Il modélise les caractéristiques physiques telles que la température, les vitesses de courants, la salinité, la turbulence, la diffusivité, etc. et a été développé à l'Institut des Sciences Côtières et Marines (IMCS) de l'Université Rutgers. L'algorithme de ce modèle est écrit selon des équations primitives hydrostatiques avec la température potentielle, la salinité et une équation d'état. Sur l'horizontale les coordonnées sont orthogonales curvilinéaires sur une grille C Arakawa (Arakawa and Lamb, 1977). Ces coordonnées sont variables latéralement et permettent une meilleure résolution dans certaines zones localisées du domaine où les champs de courant ont une structure plus complexe. Sur la verticale il s'agit de coordonnées sigma (Song and Haidvogel, 1994), c'est-à-dire qu'elles suivent la forme du terrain et présentent l'avantage, par rapport à une grille en coordonnées z (figure II-3), d'augmenter la résolution dans certaines zones comme la thermocline ou la couche de fond par exemple. Ce type de grille est donc idéal pour modéliser un système d'upwelling côtier avec une meilleure résolution spatiale sur la plate-forme continentale.

. Grille en coordonnées σ

Grille en coordonnées z



Figure II-3 : Grilles en coordonnées σ et en coordonnées z (tiré de Giraud, 2001)

Comme tout modèle les conditions initiales et les conditions limites doivent être définies. Ces informations sont fournies par la base de données NOAA (National Oceanographic and Atmospheric Administration). A partir d'une colonne d'eau initialement stratifiée, le forçage s'effectue ensuite par une contrainte éolienne qui induit un mouvement dans la couche de surface du modèle et qui est transmis à la colonne d'eau (figure II-4). L'upwelling se met ainsi en place en fonction du profil bathymétrique c'est-à-dire en fonction de la morphologie de la marge.

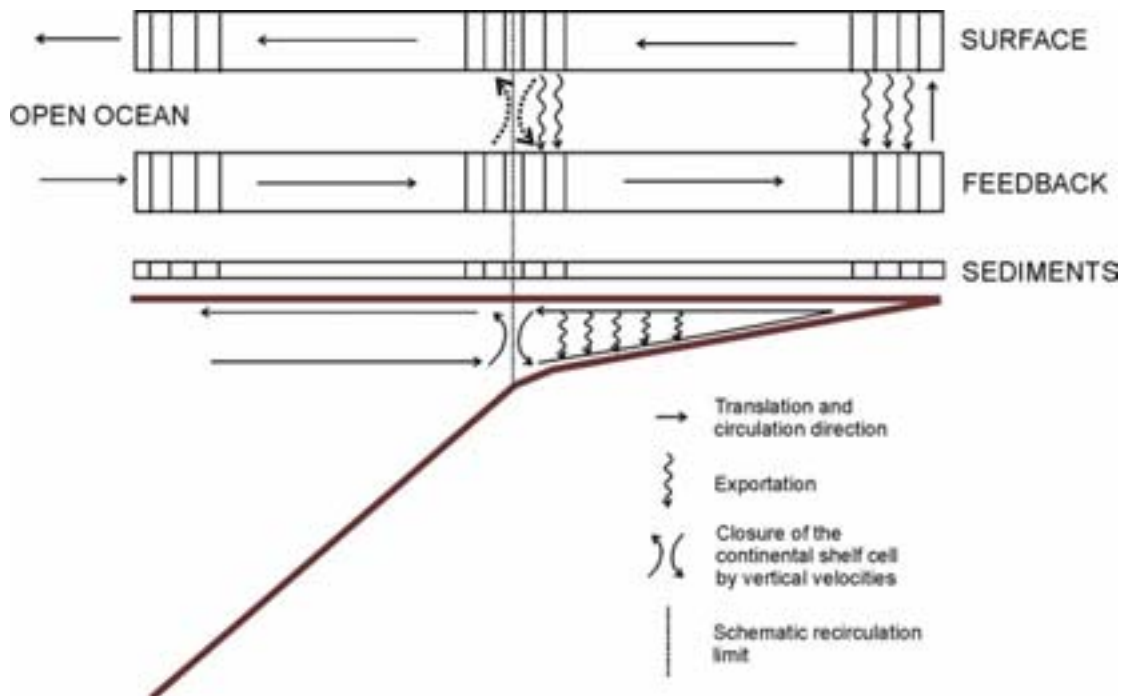
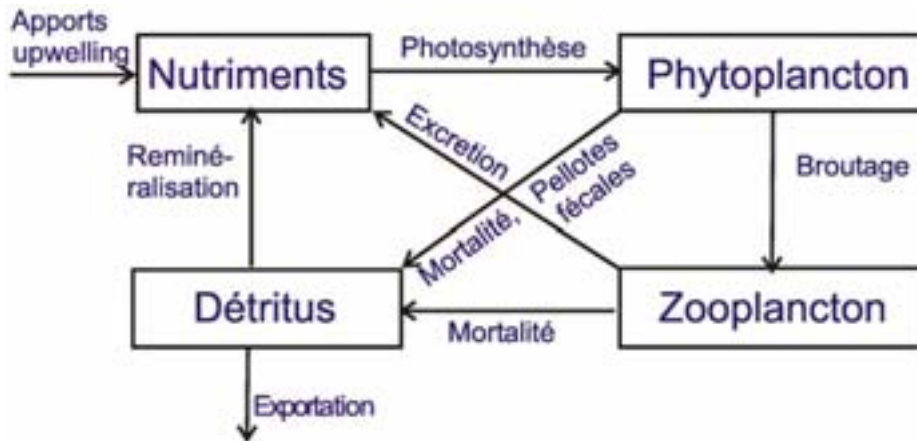


Figure II-4 : schéma de la circulation numérique d'un upwelling (d'après Giraud, 2001).

II-2- Modèle biogéochimique : NPZD

NPZD est un modèle biogéochimique développé par Oschlies and Garçon, (1998; 1999), simulant le cycle de l'azote. Il est composé de quatre compartiments : Nutriments, Phytoplancton, Zooplancton et Détritus (figure II-5). Les échanges entre ces compartiments sont les flux d'azote et sont fixés par des équations différentielles représentant des processus tels que assimilation, broutage, mortalité, excrétion, reminéralisation, etc..



FigureII-5 : Schéma du modèle biologique à 4 compartiments (Oschlies and Garçon, 1999).

$$dN_p/dt = J(z,t,N_N)N_p - G(N_p)N_z - v_p N_p \quad (1)$$

$$dN_z/dt = \gamma_1 G(N_p)N_z - \gamma_2 N_z - v_z N_z^2 \quad (2)$$

$$dN_D/dt = (1-\gamma_1)G(N_p)N_z + v_p N_p + v_z N_z^2 - v_D N_D - \omega_D N_D \quad (3)$$

$$dN_N/dt = v_D N_D + \gamma_2 N_z - J(z,t,N_N)N_p \quad (4)$$

$J(z,t,N_N)$ taux de croissance photosynthétique du phytoplancton

$G(N_p)$ broutage du phytoplancton par le zooplancton

v_p taux de mortalité du phytoplancton

v_z taux de mortalité du zooplancton

γ_1 taux d'assimilation des nutriments par le phytoplancton

γ_2 Excrétion du zooplancton

ω_D taux d'exportation

L'objectif de l'utilisation de ce modèle est de simuler la quantité de matière organique parvenant à l'interface eau/sédiments. Cette quantité représente dans NPZD l'exportation hors du compartiment Détritus. Le modèle étant basé sur le cycle d'azote organique, le flux de carbone organique à l'interface eau/sédiments, exprimé en $\text{mg/m}^2/\text{jr}$, s'obtient grâce au rapport de Redfield.

Le couplage de ce modèle à un modèle physique permet le transport des champs biologiques en fonction de la dynamique d'un upwelling côtier. Les flux entre les compartiments varient selon la couche de la colonne d'eau dans laquelle ils se trouvent. Par exemple, la photosynthèse ne sera active que dans la couche de surface. Dans les couches profondes seuls les processus de mortalité, broutage et excrétion se poursuivent. Les facteurs forçant du modèle résultent des caractéristiques morphologiques de la marge et des caractéristiques physiques de l'upwelling à savoir la température et les vitesses de courants qui déterminent l'apport d'azote dans le compartiment Nutriments. Le flux de carbone organique exporté hors de la boucle NPZD résulte ainsi du développement du réseau trophique et de la reminéralisation dans la colonne d'eau conditionnés par l'upwelling. Ce même flux est introduit dans DIONISOS et participe à la modélisation de la stratigraphie.

CHAPITRE III - INTRODUCTION DU CARBONATE DE CALCIUM ET DE LA SILICE BIOGÈNE

La distribution des teneurs en CaCO_3 et en SiO_2 dans les sédiments marins est contrôlée par un certain nombre de processus dans la colonne d'eau puis dans les sédiments. Différentes espèces phytoplanctoniques et zooplanctoniques précipitent ces éléments à différents régimes en fonction des conditions physico-chimiques dans les premières dizaines de mètres de l'océan (disponibilité en nutriments, température, luminosité) et en fonction de la compétition entre les espèces. Ils sont ensuite dissous plus ou moins intensément selon les conditions chimiques dans la colonne d'eau puis dans les sédiments. Comme pour le carbone organique, la modélisation de la distribution des teneurs en CaCO_3 et SiO_2 dans les sédiments par DIONISOS, nécessite auparavant la simulation de ces processus de production, exportation et dissolution dans la colonne d'eau.

Bien qu'il existe un certain nombre de modèles simulant le cycle de la silice biogène ou des carbonates dans la colonne d'eau (références), nous avons choisi de limiter le couplage de modèles et d'introduire ces deux composés dans NPZD. Pour ne pas développer un modèle trop complexe, nous avons considéré que les productions carbonatée et siliceuse étaient principalement déterminées par la disponibilité en azote. Puisque NPZD simule les échanges en azote entre les 4 compartiments Nutriments, Phytoplancton, Zooplancton et Détritus, CaCO_3 et SiO_2 seront introduits dans le compartiment Détritus où leur concentration pourra être calculée (relations 1 et 2) afin de refléter les échanges du réseau trophique.

$$d \text{CaCO}_3 / dt = \text{rcaz } \nu_z N_z^2 + \text{rcap } (\nu_p N_p + G(N_p)N_z) - \nu_{\text{ca}} \text{CaCO}_3 \quad (1)$$

$$d \text{Si} / dt = \text{rsip } (\nu_p N_p + G(N_p)N_z) - \nu_{\text{si}} \text{Si} \quad (2)$$

CaCO_3 concentration des détritits de carbonate de calcium en $\text{mmol CaCO}_3 / \text{m}^3$

Si concentration des détritits de silice biogène en $\text{mmol Si} / \text{m}^3$

rcaz rapport CaCO_3/N du zooplancton ($\text{mmol CaCO}_3 / \text{mmol N}$)

rcap rapport CaCO_3/N du phytoplancton ($\text{mmol CaCO}_3 / \text{mmol N}$)

rsip rapport Si/N du phytoplancton ($\text{mmol SiO}_2 / \text{mmol N}$)

ν_{ca} taux de reminéralisation des carbonates (d^{-1})

ν_{si} taux de reminéralisation de la silice (d^{-1})

$\nu_z N_z^2$ Mortalité du zooplancton

$\nu_p N_p$ Mortalité du phytoplancton

$G(N_p)N_z$ Broutage du phytoplancton par le zooplancton

Pour les carbonates, le broutage du phytoplancton par le zooplancton, la mortalité des producteurs et la dissolution sont exprimés dans la relation (1).

Pour la silice biogène, la relation (2) exprime également la mortalité du phytoplancton et la dissolution mais ne présente aucun terme de broutage puisque aucune espèce zooplanctonique ne produit de la silice.

Bien que la dissolution des carbonates et de la silice biogène soit très hétérogène spatialement et temporellement, un taux de dissolution pour chacun des deux composés, ν_{ca} et ν_{si} , exprime la dissolution moyenne dans la colonne d'eau. Par ailleurs, la prise en compte des différentes espèces productrices de tests, de coquilles ou de squelettes carbonatés et siliceux conduirait à développer plusieurs relations de photosynthèse, broutage, excrétion, mortalité et compliquerait considérablement le modèle. C'est pourquoi il a été préféré l'utilisation de 3 rapports $rcap$, $rcaz$ et $rsip$ afin d'exprimer, respectivement, la quantité de carbonate provenant du phytoplancton, la quantité de carbonate provenant du zooplancton et la quantité de silice provenant du phytoplancton en fonction de la disponibilité en azote dans le compartiment Détritus. Notons que $rcap$ et $rcaz$ permettent de dissocier les différents régimes de production des organismes phytoplanctoniques et des organismes zooplanctoniques.

Les relations (1) et (2) permettent de modéliser les quantités de carbonates et de silice biogène qui parviennent à l'interface eau-sédiments en fonction de la quantité d'azote disponible. Ces quantités sont donc directement dépendantes de la dynamique de l'upwelling qui régule les échanges du réseau trophique et le recyclage des nutriments.

CHAPITRE IV - PARAMÈTRES IMPORTANTS A CALIBRER

Afin de reproduire des processus physiques et biologiques changeant dans le temps et dans l'espace, il est nécessaire de calibrer les paramètres des modèles. Or l'objectif de ce travail de thèse n'est pas de réajuster l'ensemble de ces paramètres. Seuls certains d'entre eux permettront de répondre à notre problématique en modulant les conditions forçantes. C'est pourquoi dans cette partie nous présentons succinctement ces paramètres qui feront ensuite l'objet de plusieurs tests de sensibilité présentés dans le chapitre III-2.

IV-1- Dans ROMS

La simulation de la dynamique de l'upwelling est conditionnée par un certains nombres de paramètres. Dans ROMS un upwelling se développe sur une certaine durée selon l'intensité de la contrainte éolienne et la morphologie de la marge.

IV-1-1-Contrainte éolienne

Parmi les variables physiques de ROMS seule la contrainte éolienne sera considérée dans notre modélisation. Pour chaque simulation, la vitesse et la direction du vent sont fixées par l'utilisateur. Alors que les variations éoliennes saisonnières sont mesurées directement sur site dans des stations météorologiques, les variations à plus long terme de type cycle glaciaire-interglaciaire sont reconstituées à partir de la distribution dans les sédiments de la taille des grains de poussières (Sun et al., 2001; Stuut et al., 2002; Sun et al., 2002) ou bien des pollens (Shi et al., 2001). Ainsi, à partir des données disponibles dans la littérature et avec la méthodologie de modélisation proposée, on peut réaliser des simulations au rythme des fluctuations climatiques.

IV-1-2-Morphologie de la marge

Alors que le vent représente le moteur des upwellings, la morphologie de la marge participe à la mise en place de leur structure interne. Elle détermine la zone d'émergence des eaux, la position des fronts, l'existence de deuxième cellule et les courants de fond et intermédiaires. Un profil bathymétrique initial est introduit dans ROMS/NPZD afin de

simuler la dynamique de l'upwelling et de calculer la quantité de matériel biogène parvenant à l'interface eau/sédiments. Cette dernière est introduite dans DIONISOS qui modélise la construction de la marge à partir du même profil bathymétrique. La morphologie évolue selon le transport et le dépôt du matériel biogène ainsi que sous l'effet de l'eustatisme. Lorsque cette évolution est supposée avoir une influence considérable sur l'upwelling, alors le nouveau profil bathymétrique est extrait puis introduit dans ROMS/NPZD et ainsi de suite.

En revanche, malgré l'absence d'évolution significative de la morphologie, un profil peut être extrait de DIONISOS et introduit dans ROMS/NPZD pour une nouvelle simulation avec des paramètres biogéochimiques différents. Comme on l'a vu, bien qu'il soit majeur l'upwelling n'est pas le seul facteur de contrôle sur la production biologique. La composition chimique des masses d'eau qui connaît des variations temporelles influence la compétition des espèces (production carbonatée et siliceuse) et la dégradation dans la colonne d'eau. Afin de tenir compte de la composition chimique des masses d'eau, on peut envisager d'extraire le profil bathymétrique et de l'introduire dans ROMS/NPZD pour une nouvelle simulation chaque fois que les taux de dissolution et les rapports r_{cap} , r_{caz} , r_{sip} , paramètres biogéochimiques, varient.

Des profils sismiques réalisés sur la marge sud ouest africaine fournissent des données sur l'évolution de sa morphologie au cours des temps géologiques et peuvent servir de références pour caler les simulations et déterminer un profil initial.

IV-1-3-Temps de simulation

Le temps de simulation représente la période pendant laquelle les variables d'entrées ne sont pas modifiées. La contrainte éolienne, la morphologie de la marge et les paramètres biogéochimiques ne varient pas. Il doit être suffisamment long afin que l'upwelling puisse se développer mais il ne doit pas excéder une certaine limite. Il doit être caractéristique de la période pendant laquelle le système présente les mêmes conditions forçantes. Donc, si l'on veut, que la modélisation soit représentative de la réalité, le temps de simulation doit correspondre à une saison. Cependant la modélisation stratigraphique de la matière organique sous entend une modélisation sur plusieurs milliers voire millions d'années. DIONISOS simule le remplissage d'un bassin à partir de taux d'accumulation exprimés en m/Ma. A cette échelle, les variations saisonnières ne peuvent être enregistrées dans les sédiments. C'est pourquoi l'upwelling est modélisé sur une période de quelques mois qui est censée

représenter des conditions moyennes. A l'issu des simulations les flux calculés sont exprimés en mmol/m²/d et sont convertis en m/Ma afin d'être introduits dans DIONISOS.

Les mesures de flux de matériel biogène à partir de pièges à particules dans la colonne d'eau sont comparées aux résultats de simulations réalisées sur plusieurs durées et permettent de choisir un temps de simulation convenable. Les champs de température modélisés comparés à des données d'images satellites participent également à ce choix.

IV-2- Dans NPZD

Suite à l'introduction de deux nouvelles fonctions permettant de prendre en compte les cycles du carbonate de calcium et de la silice biogène, des nouveaux paramètres biogéochimiques sont à ajuster. Ils agissent sur les flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ et sont la vitesse de chute, les taux de dissolution et les rapports rcaz, rcap et rsip.

IV-2-1-Vitesse de chute

La vitesse de chute des particules détermine le temps de transit des particules dans la colonne et donc le temps d'exposition à la dégradation. En raison de leur différence de densité les diatomées, les coccolithophoridés et les foraminifères planctoniques ne chutent pas avec la même vitesse. Cependant, selon les conditions trophiques du milieu, ils ont plus ou moins tendance à former des agrégats qui jouent le rôle de ballast et accélèrent leur transfert vers le fond. Les valeurs des vitesses de chute des particules carbonatées et des particules siliceuses seront fixées à partir de mesures réalisées sur site avec des pièges à particules dans différentes conditions (Lampitt, 1985; Smetacek, 1985; Alldredge et al., 1987; Alldredge and Silver, 1988; Alldredge, 1998; Berelson, 2002; Sarmiento et al., 2004).

IV-2-2-Taux de dissolution

Les taux de dissolution de la silice biogène et des carbonates sont extrêmement différents pour des raisons expliquées dans la partie I-5. C'est pourquoi l'utilisateur pourra fixer un taux de dissolution pour chacun de ces deux composés. Malgré la grande variabilité de l'intensité de la dissolution dans la colonne et dans le temps, les taux de dissolution de la silice biogène et des carbonates sont considérés constants dans la colonne d'eau et sur la

durée de la simulation. La valeur choisie pour chacun devra donc être une moyenne des processus de dissolution à partir de la production du matériel jusqu'à son arrivée sur le fond. Cette estimation peut paraître dangereuse mais elle nous est imposée par les échelles spatiale et temporelle auxquelles est réalisée la modélisation globale. De nombreuses études réalisées sur les cycles de ces deux composés fourniront des ordres de grandeurs des taux de dissolution (Archer et al., 1989; Jahnke et al., 1994; Nelson and Brzezinski, 1997; Berelson et al., 2002; Van Capellen et al., 2002; Sarmiento et al., 2004).

IV-2-3-Rapports rcaz, rcap et rsip

Les rapports rcaz, rcap et rsip expriment la quantité de carbonates et de silice biogène produits dans la colonne d'eau en fonction de la quantité de nitrate disponible. Alors que l'on considère que la production siliceuse est uniquement générée par des organismes phytoplanctoniques, les carbonates sont à la fois produits par des organismes phyto et zooplanctoniques à des taux différents. C'est pourquoi on utilise pour les carbonates deux rapports : un pour exprimer la fraction provenant du phytoplancton et un pour exprimer la fraction provenant du zooplancton.

Dans la littérature, il existe quelques études qui ont calculé les flux de carbonates, de silice biogène et de nitrate à partir de pièges à particules dans la colonne d'eau (Giraudeau et al., 2000; Schiebel et al., 2004). Bien que ces études nous permettent d'estimer les rapports elles n'ont pas été réalisées dans cette optique et fournissent donc des informations peu exploitables. Dans la modélisation, rcap, rcaz et rsip seront donc fixés afin d'obtenir des résultats cohérents et ajustés afin de se rapprocher des valeurs de flux attendus.

IV-3- Dans DIONISOS

IV-3-1-Eustatisme

L'eustatisme qui est un paramètre important pour la stratigraphie peut être modélisé dans DIONISOS. Les variations du niveau marin modifient le profil bathymétrique de la marge et ont de ce fait une influence sur les flux calculés dans ROMS/NPZD. D'autre part la distribution de matériel, les zones d'érosion et de dépôt, évoluent largement au rythme de l'eustatisme. Comme cela a été observé dans les sédiments de différentes carottes, les cycles des teneurs en carbone organique sont étroitement corrélés aux variations du niveau marin.

C'est pourquoi il est d'un intérêt majeur de pouvoir représenter l'eustatisme dans DIONISOS et de modéliser la quantité produite et la distribution de matériel biogène en conséquence.

Rappelons que l'utilisateur a la possibilité de fixer dans le logiciel une variation linéaire du niveau marin sur une durée et pour une amplitude qu'il souhaite. Des variations cycliques prédéfinies de type courbe de Haq ou bien d'amplitude et de période personnalisées peuvent également être introduites.

IV-3-2-Coefficients de transport

L'objectif de notre travail est de modéliser l'accumulation de la matière organique en milieu marin profond. Le transport catastrophique court terme (courant gravitaire, mouvement de masse) est un acteur efficace pour le transfert et la préservation de matière organique vers le fond marin. Cependant dans notre étude, on cherche à mettre en évidence l'influence majeure de la productivité biologique de surface sur l'accumulation et la distribution de grande quantité de matière organique en milieu. La remobilisation des sédiments par des événements catastrophiques modifie l'enregistrement de la production biologique. C'est pourquoi dans nos modélisations le transport catastrophique court terme ne sera pas utilisé. Bien qu'il soit influencé par des courants marins plus ou moins rapides, seul le transport hémipélagique permet de conserver cet enregistrement lorsque le ballastage des particules par des agrégats accélère leur vitesse de chute. A partir de la dynamique de l'upwelling ROMS modélise le transport des particules dans la colonne d'eau. La distribution des flux de carbone organique, carbonates et silice biogène parvenant à l'interface eau/sédiments sur la marge est le résultat de ce transport. Ensuite, la quantité de matière biogène introduite dans DIONISOS est exposée au transport permanent long terme sur le fond qui est plus ou moins intense selon les coefficients fixés par l'utilisateur pour chaque lithologie. La morphologie de la marge, la pente et la quantité de sédiments introduite influencent l'effet des coefficients sur le transport. C'est pourquoi des tests seront nécessaires afin d'estimer les valeurs de ces coefficients adaptées à l'intensité du transport souhaitée.

CHAPITRE V - CHRONOLOGIE D'UTILISATION DES TROIS MODÈLES

DIONISOS reconstitue la stratigraphie d'un bassin à partir des 3 acteurs : déformation du bassin, apports de sédiments et transport de ces sédiments. Afin de reproduire la sédimentation biogène sur une marge continentale en conditions d'upwelling, les apports de sédiments sont issus de la modélisation de la distribution, de l'intensité et de la composition des flux de matériel biogène à l'interface eau/sédiments par le couplage d'un modèle physique ROMS et d'un modèle biogéochimique, NPZD. Une fois introduit dans DIONISOS, le matériel biogène est soumis aux processus de transport sur le fond dont l'action associée aux variations eustatiques détermine la distribution des sédiments, les zones d'érosion et les zones de dépôt. Une fraction terrigène des apports de sédiments peut également être prise en compte dans la modélisation mais elle est directement fixée par l'utilisateur dans DIONISOS.

L'objectif de la méthodologie présentée est de mettre en évidence le contrôle de la productivité biologique sur l'accumulation de matière organique dans les sédiments. Rappelons que la variabilité de la production est induite par la variabilité de l'approvisionnement en nutriments dans la couche de surface assuré par l'upwelling. La morphologie de la marge, c'est-à-dire, entre autre, la profondeur et l'étendue de la plateforme, joue un rôle majeur sur l'organisation de la circulation d'un tel système. De ce fait, l'évolution de la morphologie que ce soit sous l'effet de l'eustatisme, de l'érosion ou du dépôt de sédiments, ou bien encore de la subsidence, influence fortement la distribution de matériel biogène sur la marge. C'est pourquoi, selon la précision que l'utilisateur veut donner à sa modélisation et chaque fois qu'il juge l'évolution de la morphologie significative, le profil bathymétrique est extrait de DIONISOS puis introduit dans ROMS pour une nouvelle simulation. Les flux sont ainsi recalculés pour chaque nouvelle morphologie. La modélisation stratigraphique prend ainsi en compte la variabilité de la production liée à la dynamique océanique locale. Par ailleurs, rappelons que la productivité biologique est fortement influencée par la composition chimique des masses d'eau circulant sur la marge déterminant entre autre, le type de producteur primaire ou l'intensité de la reminéralisation et de la dissolution. Les études paléocéanographiques ayant permis de reconstituer leurs variations au cours du temps, des nouvelles simulations des flux peuvent être réalisées avec de nouveaux paramètres lorsque les conditions chimiques sont considérablement différentes.

Plusieurs tests de sensibilité présentés dans la partie III permettront d'analyser l'influence des variations des paramètres sur la distribution, l'intensité et la composition des flux et de déduire la fréquence des simulations ROMS/NPZD.

La figure II-6 représente schématiquement les étapes successives d'utilisation des modèles DIONISOS et ROMS/NPZD. A partir d'un profil bathymétrique et d'une contrainte éolienne comme facteurs forçant, et de paramètres tels que taux de dissolution, vitesse de chute des particules, etc., les flux de matériel biogène (Corg, CaCO₃ et SiO₂) parvenant à l'interface eau-sédiments sont calculés par ROMS/NPZD en mg/m²/jr. Après avoir transformé ces flux en taux d'accumulation en m/Ma grâce à la densité des différents composants, ils sont ensuite introduits dans DIONISOS pour participer à la construction de la marge. Afin de représenter la variabilité climatique, ces opérations sont réalisées avec un nouveau profil bathymétrique en fonction de l'évolution de la morphologie et chaque fois que les paramètres (taux de dissolution, rapports, etc.) nécessitent d'être modifiés.

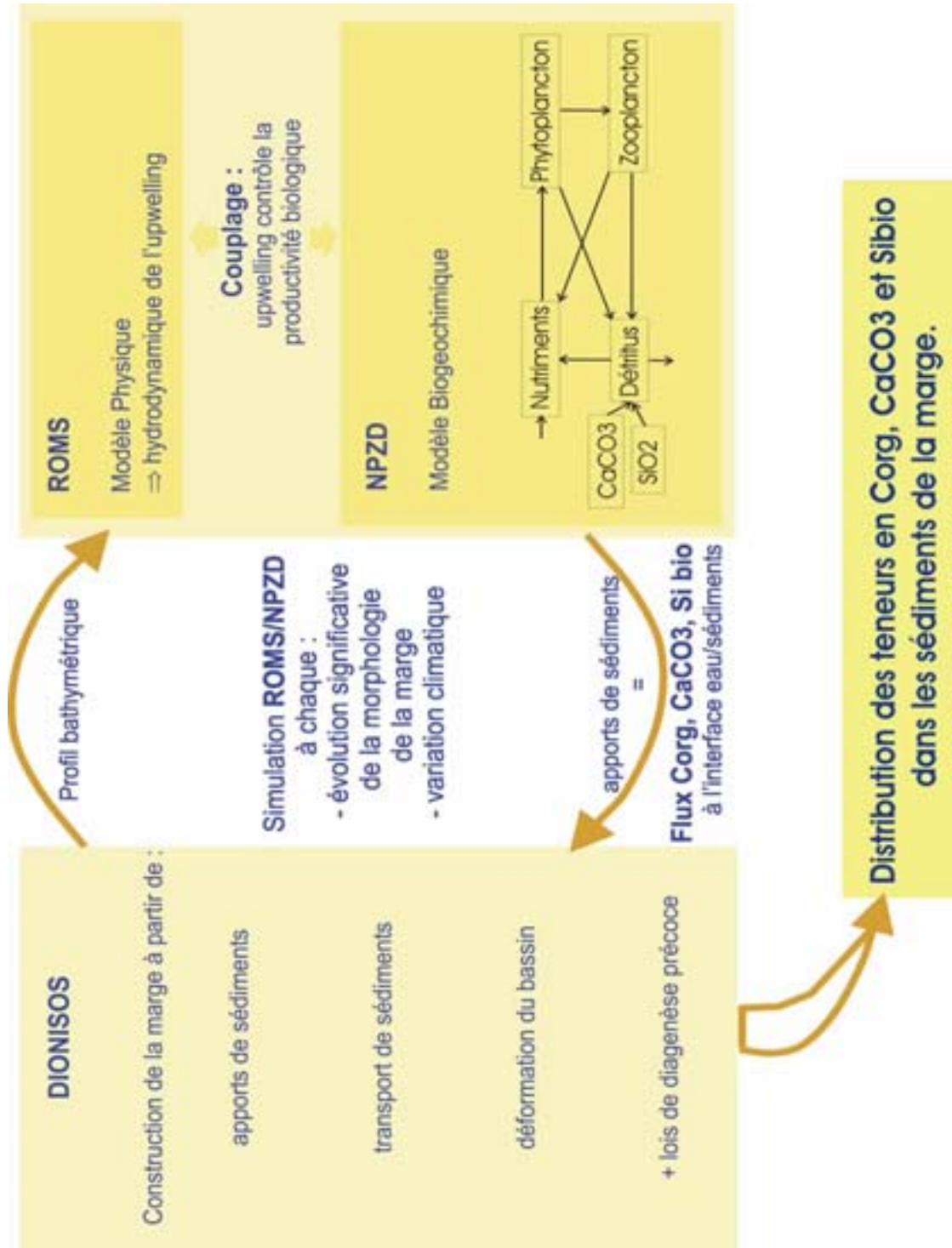


Figure II-6 : Méthodologie de modélisation stratigraphique de la matière organique. Chronologie des simulations DIONISOS et ROMS/NPZD.

PARTIE III

APPLICATIONS ET RESULTATS DE

LA MÉTHODOLOGIE

Cette troisième partie a pour objectif de tester la méthodologie de modélisation proposée. Dans un premier chapitre sera présenté le cas d'étude sur lequel je me suis basée pour définir des scénarii de simulation et pour comparer les résultats aux données réelles. Dans un second chapitre seront présentés les résultats de certains tests de sensibilité qui m'ont permis de paramétrer les 3 modèles. Finalement seront présentés les résultats des simulations globales visant à reproduire la sédimentation biogène sur la marge namibienne.

CHAPITRE I- SYSTÈME D'UPWELLING DU BENGUELA

Afin d'évaluer les intérêts et les limites de la méthodologie de modélisation développée, je me suis basée sur le fonctionnement du système d'upwelling du Benguela (Afrique du Sud Ouest) passé et actuel. J'ai utilisé les données disponibles sur la zone (pièges à particules, images satellites et carottes) pour d'une part ajuster les paramètres des 3 modèles et d'autre part pour comparer et analyser les résultats des simulations. Le système du Benguela est l'un des principaux systèmes d'upwelling de la planète (Pérou-Chili, Afrique du Nord Ouest et Californie). Les sédiments de la marge namibienne comptent parmi les plus riches en carbone organique de la planète avec des teneurs toujours supérieures à 3% jusqu'en bas de pente et qui atteignent parfois les 18%. Ils représentent ainsi potentiellement de très bonnes roches mères. Le choix de ce système pour cette étude provient de l'intensité élevée de ces upwellings et de la productivité biologique responsable d'une accumulation importante de carbone organique dans un contexte oxygéné. De plus, la base de données considérable disponible (nombreuses carottes prélevées lors des campagnes NAUSICAA-IMAGES II et leg ODP 175) a permis une excellente connaissance des conditions hydrologiques et climatologiques du régime d'upwelling côtier. Dans le cadre de l'atelier « matière organique » du chantier 5 « Marge Sud Ouest et Est Afrique » du groupement de travail Gdr Marges continentales (Gdr, CNRS) dont les partenaires sont CNRS/INSU, IRD, BRGM, IFP, IFREMER et le groupe TOTAL, deux thèses ont visé à améliorer la compréhension de la sédimentation organique sur la marge namibienne. La première (Pichevin, 2004) avait pour objectif de définir les mécanismes de transfert, de dépôt et de préservation de matière organique depuis le haut jusqu'au bas de la pente pour différents états climatiques. La seconde (Blanke, 2004) a ensuite précisé, à l'échelle de la marge namibienne, l'extension et la distribution des dépôts pétrologènes et a tenté d'en comprendre les causes. Les connaissances acquises à l'issue de ces thèses ont ainsi été utilisées pour la modélisation.

I-1- Conditions atmosphérique et océanique actuelles

Le système du Benguela se situe le long de la côte Sud Ouest Africaine et s'étend depuis le cap de Bonne Espérance jusqu'au Cap Frio à la frontière Angolaise. Les circulations atmosphérique et océanique de ce système présentent la particularité de générer des remontées d'eaux profondes froides et enrichies en nutriments. Le développement de plusieurs cellules d'upwelling sur plus de 1000 km fait de cette région océanique l'une des plus productives ($>450 \text{ gC.m}^{-2}\text{yr}^{-1}$) de la planète (figure III-1).

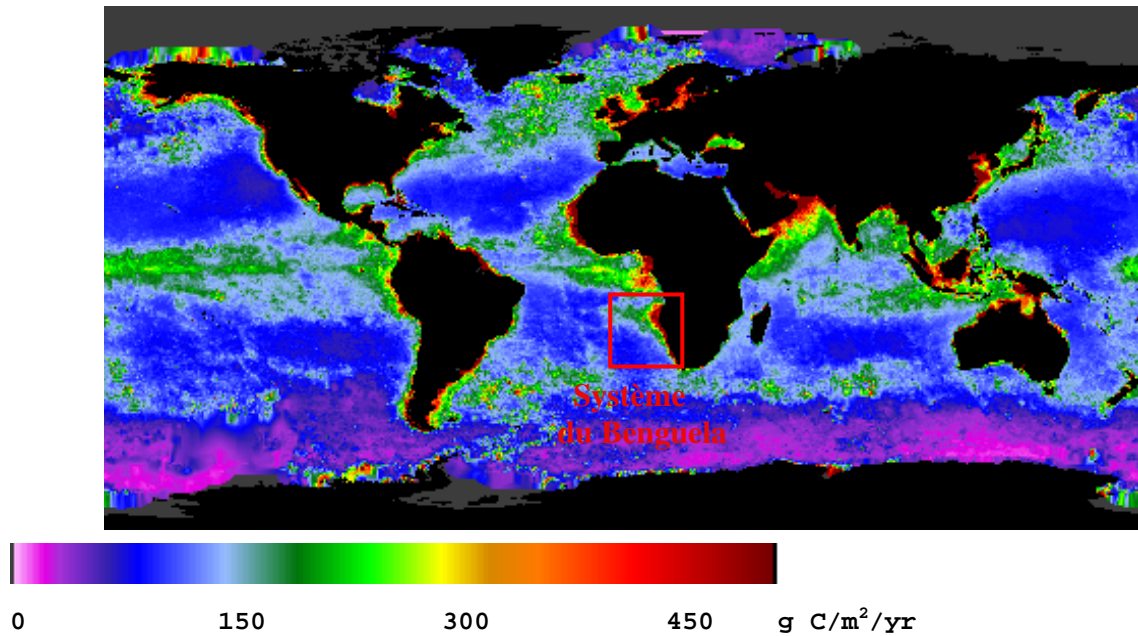


Figure III-1 : Production primaire mondiale annuelle estimée à partir du Vertically Generalized production Model (VGPM) (<http://marine.rutgers.edu/opp/>).

Les conditions dépressionnaires entre l'équateur et les tropiques en raison de l'élévation d'air chaud et humide sont à l'origine d'une zone de convergence intertropicale (ITCZ). Dans l'hémisphère sud, les vents qui se dirigent vers cette zone, les alizées, circulent le long de la côte sud-ouest africaine et sont déviés vers le nord-ouest. Leurs vitesses mesurées par Gründlingh, (1999) et Giraudeau et al., (2000) sont comprises entre 5 et 15 m/s et augmentent depuis la côte vers le large avec un maximum atteint à 200/300 km de la côte (Shannon, 1985). Ce forçage éolien anticyclonique est associé à un courant océanique de surface de 13 Sv (You et al., 2003) : le courant géostrophique du Benguela. Il est froid, enrichi en nutriments et longe la côte vers le nord. Il constitue la composante orientale de la gire subtropicale qui correspond à la circulation générale anti-horaire dans l'Atlantique Sud des masses d'eaux de surface et intermédiaire (figure III-2). Au sud, le courant du Benguela

naît de la rencontre du courant chaud des Aiguilles venant de l'est avec le courant froid circumpolaire Antarctique (Richardson et al., 2003). Au nord, au niveau du front Angola - Benguela résultant de sa rencontre avec le courant chaud de l'Angola dirigé vers le pôle, il est dévié vers le nord ouest.

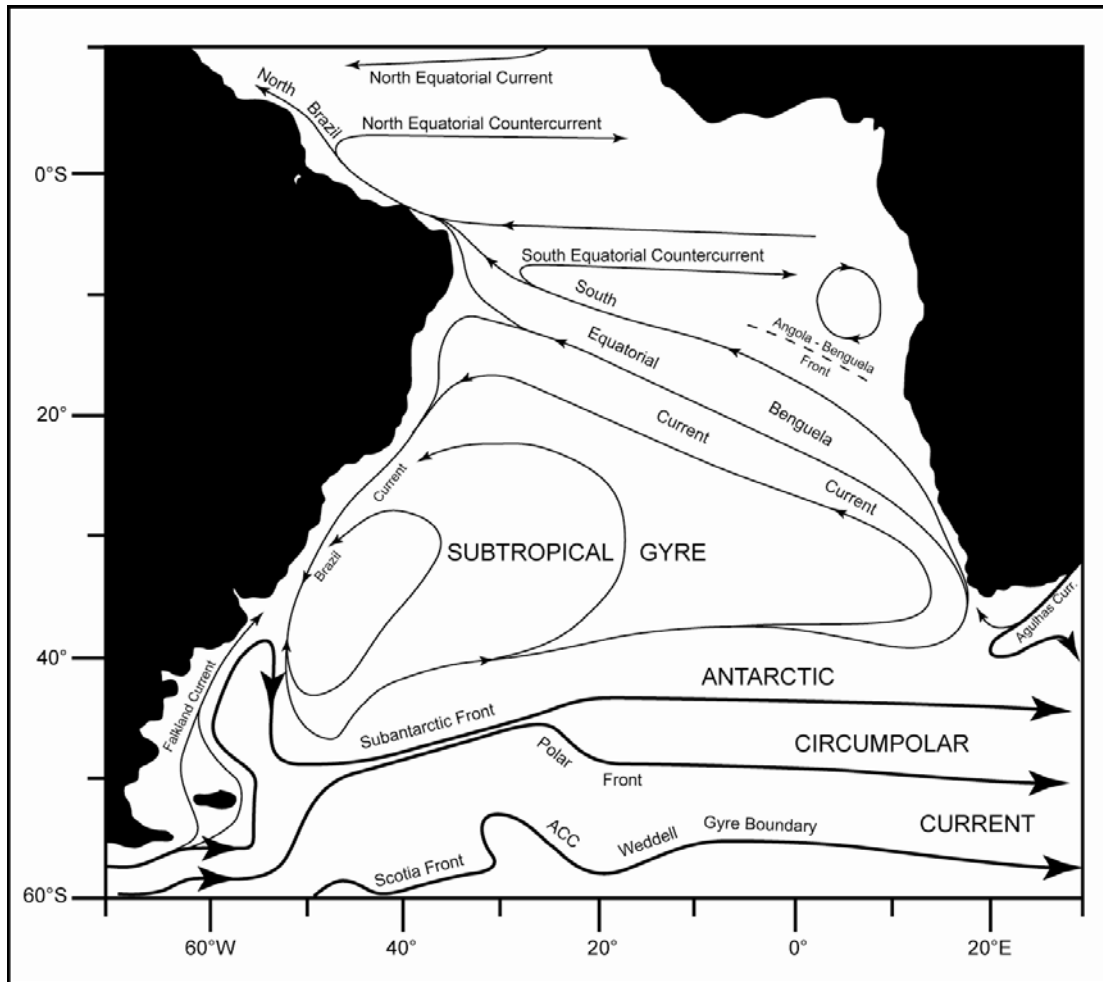


Figure III-2 : Circulation générale dans l'océan Atlantique Sud. D'après Peterson et Stramma, (1991).

Les conditions atmosphériques et océaniques le long de la côte sud ouest africaine sont favorables à la mise en place d'un upwelling (Nelson and Hutchings, 1983). La déviation d'Ekman de l'est vers l'ouest induite dans les 50 premiers mètres de la surface est compensée par un contre courant à 200-300 mètres de profondeur dont les eaux froides enrichies en nutriments remontent et émergent près de la côte. Ce contre-courant qui caractérise l'upwelling est alimenté par les eaux centrales de la thermocline du Sud Atlantique (SACW) et de l'Océan Indien (ESACW). Elles séparent les eaux de surface tropicale et subtropicale

des eaux profondes et intermédiaires Antarctiques (AABW et AAIW) (Stander, 1964; Shannon, 1966) (figure III-3). Les eaux Centrales ont une température de 6 à 16°C et une salinité de 34.4 à 35.5 ‰ (Shannon and O'toole, 1998).

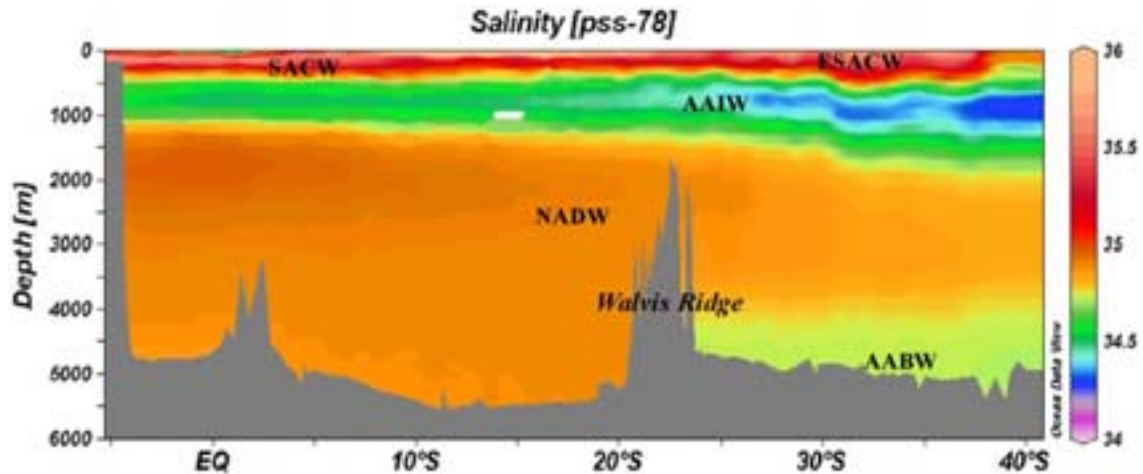


Figure III-3 : Distribution verticale de la salinité dans l'Atlantique Sud Ouest représentant les principales masses d'eau : Antarctic Bottom Water (AABW), North Atlantic Deep Water (NADW), Antarctic Intermediate Water (AAIW), South Atlantic Central Water (SACW) et East South Atlantic Central Water (ESACW).

Dans le système du Benguela deux régions se distinguent par leur régime d'upwelling. La zone sud connaît des variations saisonnières importantes induites par le déplacement de l'ITCZ suivi par celui des Alizées. Alors que l'upwelling est à son maximum pendant le printemps et l'été austral, il est défavorisé en hiver par un changement de direction des vents du au déplacement vers le nord du système de pression (Shannon, 1966; Andrews and Hutchings, 1980). Au nord et au centre du système, le déplacement de l'ITCZ modifie peu le régime éolien et assure un upwelling pérenne avec de légers maximums en avril, mai et octobre (Berrit, 1976). Ainsi les oscillations d'intensité des cellules d'upwelling sont principalement centrées autour de la cellule de Lüderitz, la plus stable et la plus intense du système (figure III-4).

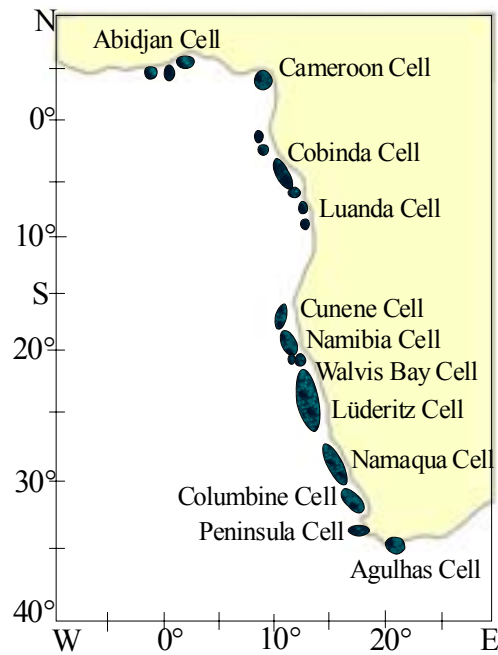


Figure III-4 : Distribution géographique des cellules d'upwelling dans l'océan Atlantique Sud Est (d'après Lutjeharms and Meeuwis, 1987).

La particularité du système du Benguela est une morphologie peu uniforme de la marge continentale (III-5). L'étendue de la plate-forme peut varier de 20 km au sud de l'Angola à cap Frio jusqu'à 180 km au niveau du fleuve Orange et 250 km au niveau du cap Agulhas. La rupture de pente est très profonde, entre 200 et 500 m et se dédouble par endroit. La baie de Walvis présente une plate-forme interne et une plate-forme externe avec une première rupture de pente à 140 m et une seconde à 400 m. Par ailleurs, plusieurs canyons entaillent la plate-forme au sud du système dont le principal au niveau du cap Canyon est sûrement associé au proto-fleuve Olifants (Dingle and Hendey, 1984). Après la rupture de pente, la pente continentale se prolonge jusqu'à 5000 m et rejoint deux bassins abyssaux séparés par la ride de Walvis : Le bassin du Cap au sud et le bassin de l'Angola au nord.

Cette morphologie relativement complexe de la marge continentale joue un rôle considérable dans la circulation des masses d'eau et dans la répartition spatiale des cellules d'upwelling le long de la côte. La largeur et la profondeur de la plate-forme détermine l'extension vers le large des cellules ainsi que l'existence d'une seconde cellule. Par ailleurs, bien que le front séparant les eaux de l'upwelling avec les eaux océaniques de surface se situe généralement à l'aplomb de la rupture de pente, la cellule peut s'étendre jusqu'à 1000 km au large lorsque l'upwelling est très intense (Lutjeharms and Stockton, 1987).

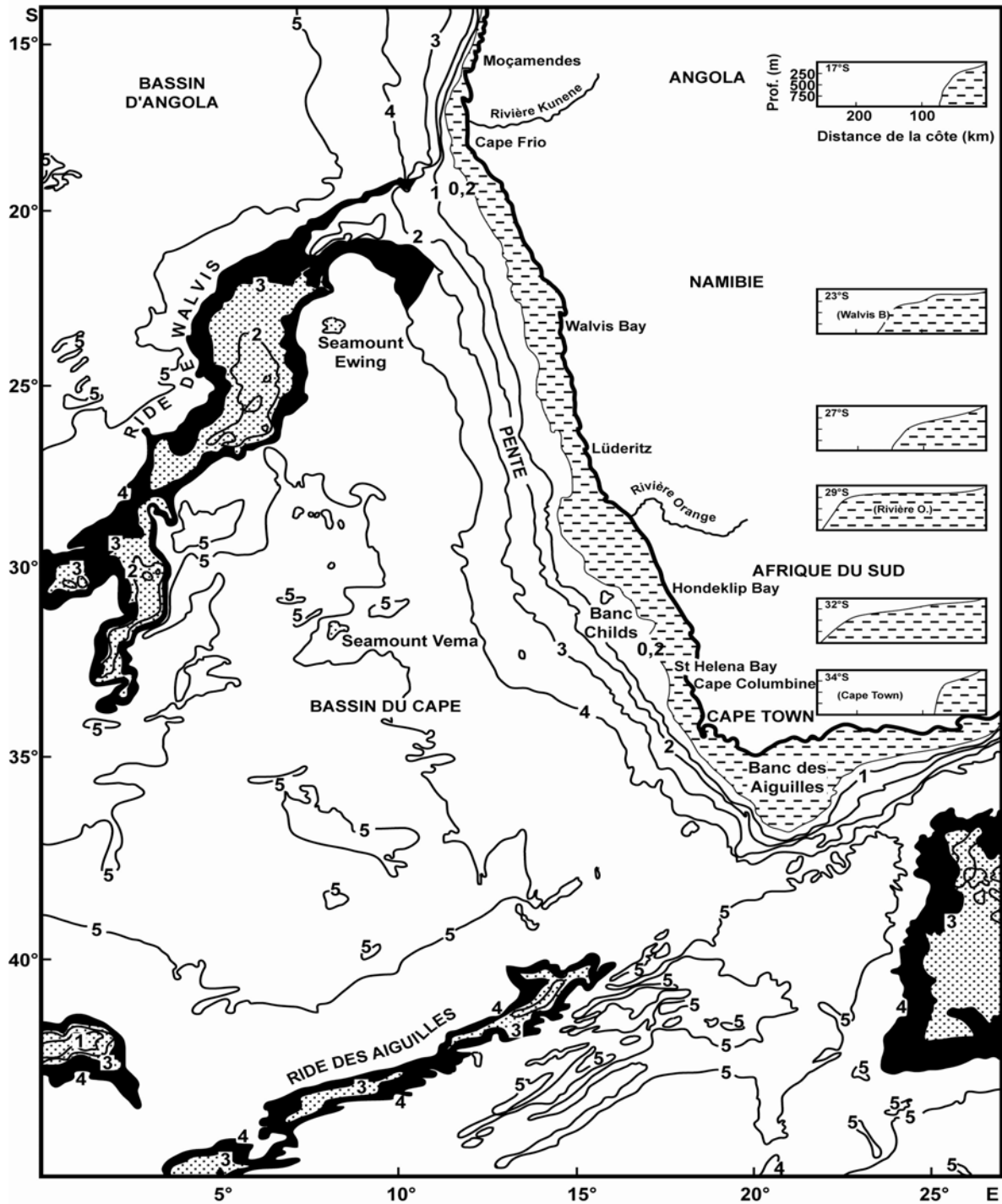


Figure III-5 : Carte bathymétrique de la côte Sud Ouest Africaine et profils bathymétriques à différentes latitudes (Shannon, 1985).

I-2 Variabilité du système au cours des temps géologiques

Les indices géologiques ont permis de dater une initiation du système du Benguela à 10 Ma (Diester-Haass et al., 1990; Diester-Hass et al., 1992). Avant la fin du Miocène, la région du Benguela avait des caractéristiques de faune et de flore, de température, de salinité et de nutriments bien différentes de celle de la fin du Pliocène et du Quaternaire. A partir du milieu du Miocène, le refroidissement de l'hémisphère sud a généré une séparation des masses d'eau et la formation des convergences Atlantiques et Subtropicale. La modification du climat sud ouest africain associée à la mise en place de la circulation thermohaline actuelle dans l'Atlantique sud a favorisé la formation d'un proto-système du Benguela. Bien que les paléo-vents aient pu permettre le développement d'upwellings, ceux-ci restèrent peu intenses. Entre 10 Ma et 5,4 Ma, l'upwelling était plus intense pendant les périodes glaciaires qu'interglaciaires en raison de la déviation vers l'ouest du courant du Benguela avant la ride de Walvis (figure III-6). Après 5,4 Ma, le déplacement vers le nord du courant a inversé ces tendances (Diester-Haass et al., 1990; Diester-Hass et al., 1992). Hay and Brock, (1992) expliquent également ce phénomène par la présence, en périodes glaciaires, de masses d'eau intermédiaires venant du sud ouest, appauvries en nutriments.

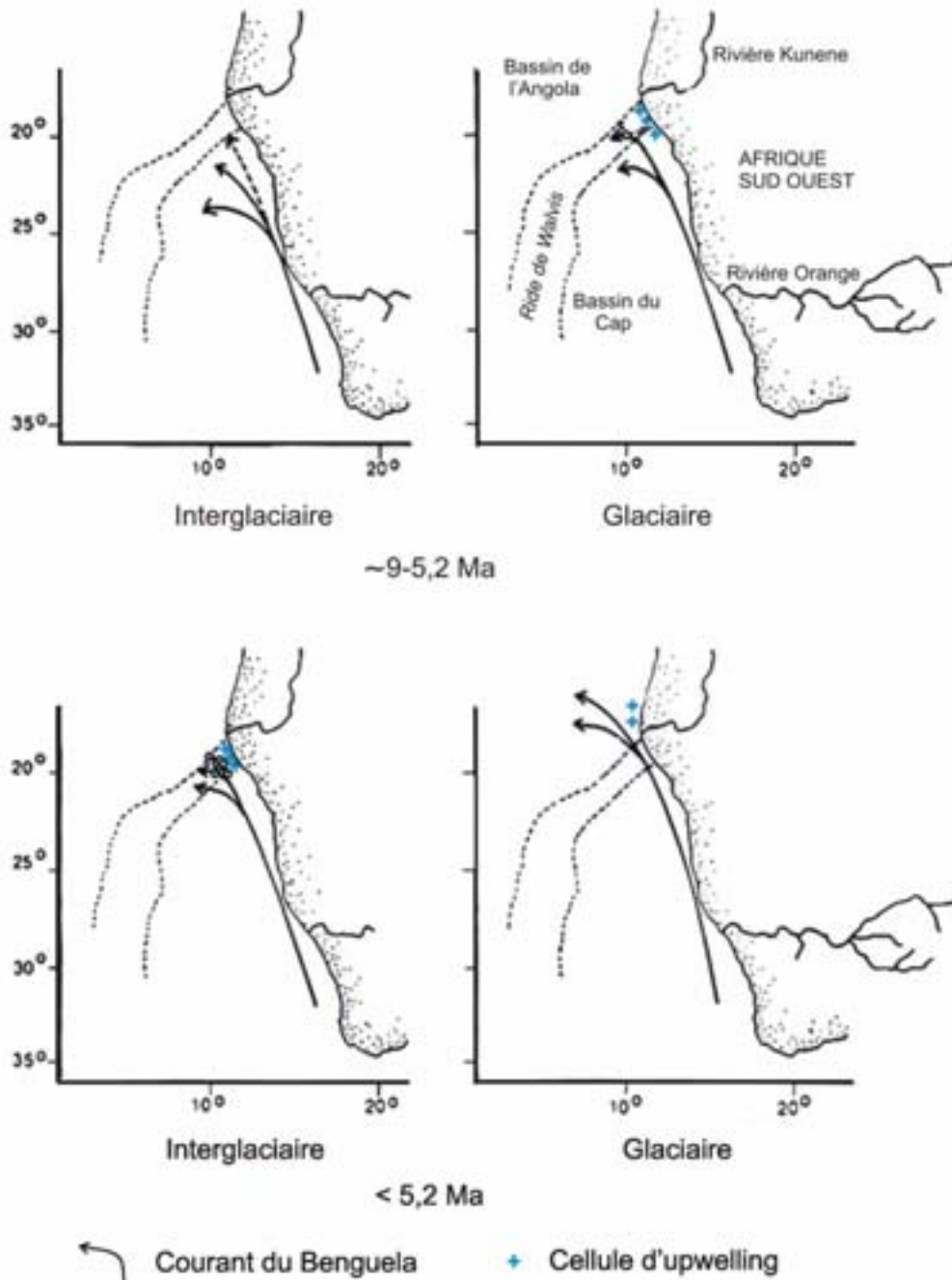


Figure III-6 : Reconstruction de l'évolution du système de courant du Benguela depuis le milieu du Miocène. Schéma modifié d'après Diester-Hass et al., (1992).

Jusqu'au quaternaire, les sédiments du système du Benguela sont essentiellement terrigènes et proviennent du fleuve Orange qui était alors très important (Emery et al., 1975). Après le déplacement de l'embouchure et une forte baisse du taux d'accumulation la sédimentation est devenue à dominance biogénique. Entre le début et la fin du tertiaire, le taux d'accumulation a diminué de 16 million m^3/yr à 0.5 million m^3/yr (Rogers and Bremner, 1991).

L'intensification des vents à la fin du Tertiaire jusqu'au Quaternaire a conduit, il y a 2 Ma, à la mise en place du Système du Benguela tel qu'on le connaît aujourd'hui et ainsi à une sédimentation majoritairement biogénique sur la marge. Par ailleurs, la transition Pliocène Pléistocène est marquée par une augmentation de la fréquence des fluctuations du régime climatique. Les différentes périodicités des cycles observés sont associées au forçage orbital, théorie de Milankovitch. A partir des fluctuations du $\delta^{18}\text{O}$, Jahn et al., (2003) a observé une cyclicité haute fréquence (41Ka) liée à l'obliquité au début du Pleistocène jusqu'à 0,9Ma puis une cyclicité dominante de plus faible fréquence (100Ka) à la fin du Pléistocène liée à l'excentricité. De plus l'étude du système sur les 70 000 derniers ans a montré une cyclicité dans l'accumulation de carbone organique de fréquence 20Ka liée à la précession (Summerhayes et al., 1995).

La reconstitution des températures des eaux de surface (SST) à partir des alkenones et l'observation des teneurs en carbone organique total (TOC) ont permis de reconstruire les variations de la circulation de surface, de l'upwelling et des paléoproduktivités (Kirst et al., 1998). Ainsi à l'holocène, l'upwelling est plus intense pendant les stades glaciaires, et moins intense pendant les stades interglaciaires. Cependant des anomalies de la circulation ont été mises en évidence aux stades 2 et 6 à partir d'anticorrélations entre les TOC et les SST qui s'expliquent par des intrusions des eaux de surface Angolaises appauvries en nutriments (N et Si).

Les circulations atmosphérique et océanique, passées et actuelles sur la marge Namibienne ont généré et génèrent encore le dépôt et l'enfouissement de sédiments riches en matière organique. Depuis 2 Ma, le système du Benguela est très productif. Les études réalisées dans la zone ont montré des dépôts sédimentaires riches en matière organique et ce, sur une épaisseur importante et probablement à une large échelle spatiale. De plus, la bonne qualité pétrologène de la matière organique, révélée par les analyses par la pyrolyse Rock Eval (Pichevin et al., 2004), classe ces dépôts en bonnes roches mères potentielles, même à profondeur importante. Par ailleurs, ce système présente les conditions idéales afin d'étudier le contrôle de la productivité biologique pour l'accumulation de grande quantité de matière organique. La marge Namibienne est une marge passive qui est peu soumise aux mouvements gravitaires (excepté au sud de la région) et dont la sédimentation est essentiellement hémipélagique. Toutefois la fraction terrigène des sédiments est extrêmement faible et la matière organique est essentiellement d'origine marine (Pichevin et al., 2004).

Bien que par endroit l'importante concentration en matière organique génère une surconsommation en oxygène, l'ensemble de la colonne d'eau est bien ventilée et reste ainsi bien oxygénée. La production biologique représente ainsi le facteur principal responsable de la répartition et des quantités de matière organique accumulée.

Afin, de prendre connaissance des fluctuations du système et de leur répercussion sur la distribution et l'accumulation de la matière organique, j'ai disposé de plusieurs travaux et données dans la région du Benguela qui sont présentés dans la partie suivante. Je me suis par ailleurs basée sur ces données pour établir des scénarii de simulation et comparer les résultats des modélisations.

I-3 Données disponibles

I-3-1- Cartes de répartition des sédiments sur la marge namibienne

Le premier type d'informations concerne la répartition des sédiments de surface sur la plate-forme Namibienne. Sous l'écosystème du Benguela, le matériel biogène représente le principal composant des sédiments. Shannon, (1985) et Chapman and Shannon, (1985) mettent en évidence à partir de cartes de répartition, des ceintures de sédiments enrichis en matière organique parallèles à la côte sur la plate-forme interne et médiane (figure III-7-a). Les concentrations maximales (>12%) sont observées sur la plate-forme et en haut de pente. A partir des travaux de Birch et al., (1976a), Shannon, (1985) a reproduit la distribution du carbonate de calcium. Les concentrations maximales dépassent les 50% sur la pente (figure III-7-b). La distribution de la silice biogène a également été reproduite par Chapman and Shannon, (1985) et Shannon and Chapman, (1991) qui mettent en évidence des zones de forte concentration (>50%) sur la plate-forme interne (figure III-7-c). Les sédiments de ces zones sont qualifiés de boues à diatomées. Cette distribution des divers composés des sédiments biogènes (carbonates et silice) reflète la distribution des producteurs primaires à la surface de l'océan. Comme il a été présenté dans la partie I, chapitre I, sous chapitre 6, les diatomées, organismes phytoplanctoniques producteurs de silice, sont généralement caractéristiques des eaux froides et turbulentes des upwellings alors que les coccolithophoridés, organismes phytoplanctoniques producteurs de carbonates de calcium, se développent dans des eaux plus calmes. En surface, dans des conditions d'upwelling, la composition des espèces productrices

est donc dominée par les diatomées dans la zone d'émergence des eaux près de la côte qui sont ensuite remplacées par les coccolithophoridés vers le large.

Plus récemment, Mollenhauer et al., (2002) a également présenté des cartes de répartition des teneurs en carbone organique total (TOC) pour les sédiments superficiels, pour l'Holocène et le Dernier Maximum Glaciaire (DMG). Son étude est basée sur des données de sédiments de surface qui ont déjà fait l'objet de publications (Schmiedl et al., 1997; Lochte et al., 2000) disponibles sur le site PANGEA (www.pangea.de/ddi?datasetid=53229 et [ddi ?datasetid=53139](http://www.pangea.de/ddi?datasetid=53139)) ainsi que sur des carottes gravités collectées pendant les campagnes RV Meteor (1988 et 2000), ODP leg 175 (1998) et RV Petr Kottsov (1997). Dans les sédiments de surface les forts TOC sont également répartis parallèlement à la côte et coïncident avec la ceinture de boues à diatomées. La comparaison de ces observations avec la concentration de phytoplancton dans les eaux de surface (CZCS novembre 1978 – juin 1986) montre que les TOC maximums sont localisés sur la plate-forme sous les zones de forte productivité, en particulier sous la cellule côtière d'upwelling de Lüderitz, la plus intense du système. Une deuxième zone de TOC maximaux est observée sur la pente supérieure au large de Lüderitz et se situe à l'aplomb de la deuxième cellule d'upwelling comme le montre les images satellites.

Les cartes de répartition de l'Holocène et du LGM montrent un déplacement des taux d'accumulation massiques maximums de TOC. La baisse du niveau marin de 120m pendant la période glaciaire a induit un recul du trait de côte vers le large de 10 à 100km et ainsi un déplacement des sites d'upwelling vers le large. La position plus distale des zones de forte production explique le déplacement vers le large des taux d'accumulation massiques maximums de TOC lors du LGM (Mollenhauer et al., 2002). De plus, en réponse à l'intensification de l'upwelling pendant le LGM les taux d'accumulation de TOC sont supérieurs à ceux enregistrés à l'Holocène.

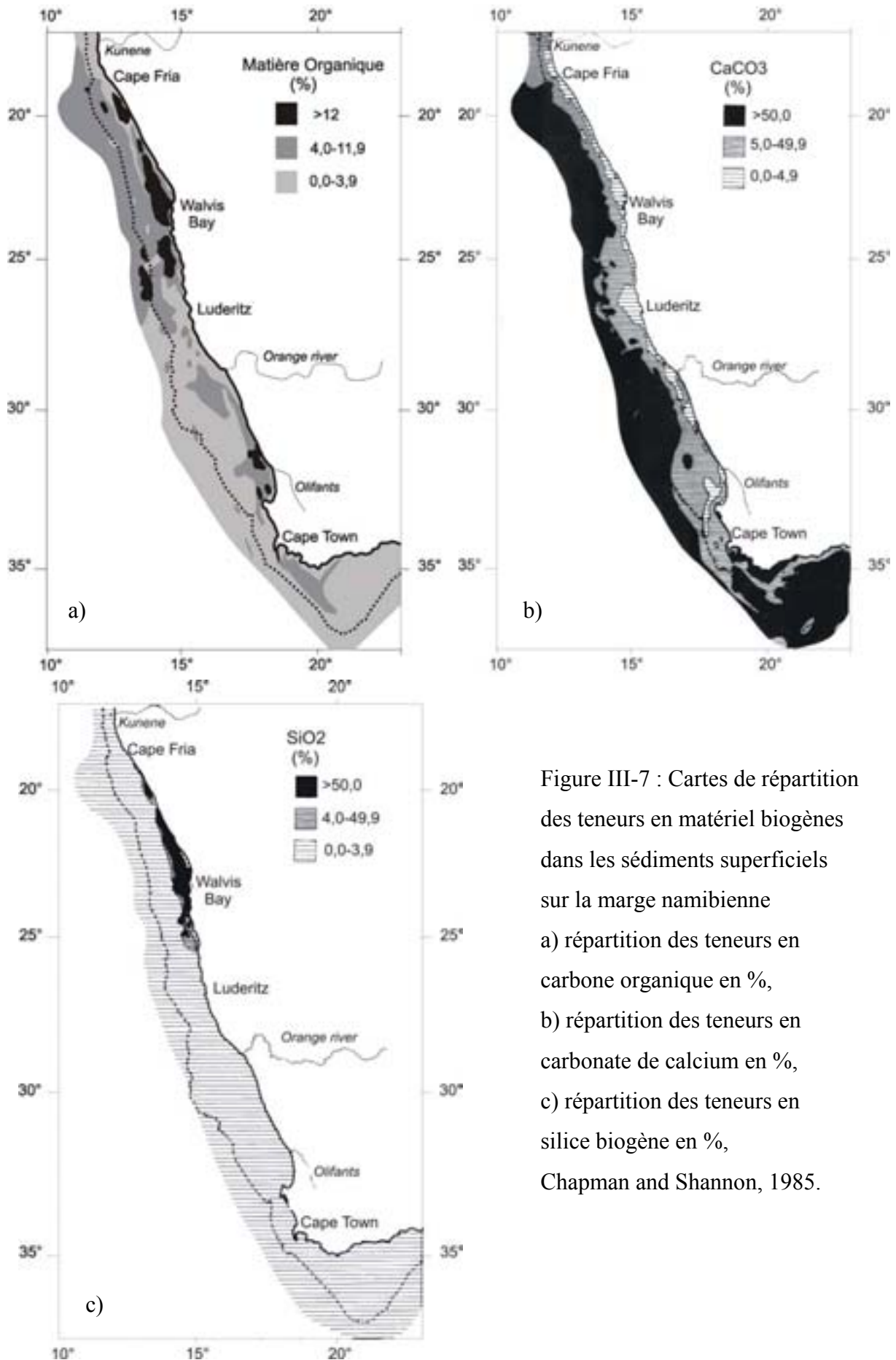


Figure III-7 : Cartes de répartition des teneurs en matériel biogènes dans les sédiments superficiels sur la marge namibienne
a) répartition des teneurs en carbone organique en %,
b) répartition des teneurs en carbonate de calcium en %,
c) répartition des teneurs en silice biogène en %, Chapman and Shannon, 1985.

I-3-2-Informations issues de carottes sédimentaires

Le deuxième type d'informations utilisées provient de plusieurs carottes Calypso homogènement réparties sur la marge Sud-ouest Africaine. Ainsi le système du Benguela a été étudié dans sa globalité depuis sa limite australe jusqu'à sa frontière avec le courant de l'Angola et ceci pour une importante tranche d'eau entre 950m et 3600m de profondeur (Bertrand et al., 2002; Giraudeau et al., 2002; Bertrand et al., 2003; Blanke, 2004; Pichevin, 2004). La plupart des carottes stockées à Bordeaux (12) sont issues de la campagne NAUSICAA (Namibian Angola Upwelling System and Indian Connection to Austral Atlantic) du programme international IMAGES II (International Marine Global Change Study) à bord du N/O Marion Dufresne de septembre à Octobre 1996 au large de l'Afrique du Sud, de la Namibie et de l'Angola (Bertrand et al., 1997). Les analyses effectuées sur ces carottes s'étendent en profondeur jusqu'à 250Ka.

Blanke, (2004) a étudié les processus intervenant dans la sédimentation organique profonde le long de la marge et en particulier les processus responsables de la distribution spatiale des différents constituants organiques ainsi que l'évolution de cette distribution au cours du Quaternaire lors de la transition glaciaire/interglaciaire (DMG/OCH). Ce travail expose les causes de l'hétérogénéité de la production et de la distribution de matière organique sur l'ensemble de la marge namibienne (apports continentaux via les courants atmosphériques ou via les cours d'eau, apports de masses d'eaux Indienne et Angolaise, déplacement du courant du Benguela, modification de l'intensité des alizés, etc.). C'est au centre que le système est le plus productif (au large de Walvis et de Lüderitz) avec des teneurs en carbone organique dans les sédiments supérieures à moyenne et grande profondeur. Les processus biologiques sont alors moins intenses au nord et au sud. Il a été mis en évidence le rôle mineur de la topographie le long de la marge sur les variations de la distribution de la matière organique et en revanche une modulation importante de l'enregistrement sédimentaire par les variations orthogonales de la bathymétrie. Plus la profondeur est importante et moins l'enfouissement de carbone organique est important. Cette relation est inversée pour les carbonates.

Dans cette étude nous avons choisi de focaliser nos observations sur la cellule de Lüderitz car elle représente la cellule la plus productive de l'ensemble du système et ne connaît que peu de fluctuations saisonnières. Les sédiments de cette zone comptent parmi les sédiments les plus riches en carbone organique des océans avec des teneurs jusqu'à plus de

18% de carbone organique. A ce site sont associées 4 carottes issues de différentes campagnes océanographiques (voir figure III-8 pour la localisation des carottes sur la marge).

Le fonctionnement du système à partir du Miocène, très différent de celui mis en évidence au Quaternaire terminal, a été étudié à partir d'une carotte sur le site 1084 (figure I-3-2) du leg ODP (Ocean Drilling Program) 175 à bord du N/O JOIDES Résolution d'août à octobre 1997 (Wefer and Fischer, 1993; Giraudeau et al., 2002; Blanke, 2004, entre autres).

Les 3 autres carottes MD962086 (3606m, 25°S48,77 et 12°7,73), MD962098 (2910m, 25°S35,99 et 12°37,79) et MD962087 (1028m, 25°S36,00 et 13°22,80) ont été utilisées afin d'étudier le fonctionnement du système sur une plus petite échelle de temps au Quaternaire. Les relations entre carbone organique et carbonate de calcium ainsi que les épisodes d'intense dissolution de carbonate ont été analysés par Bertrand et al., (2002); Bertrand et al., (2003). D'autre part, Pichevin, (2004) s'est plus particulièrement intéressé aux mécanismes de transfert et de préservation de la matière organique dans la colonne d'eau et dans les sédiments depuis le haut jusqu'au bas de pente. Dans ces travaux, ont également été analysés les rôles joués par l'eustatisme, les conditions trophiques, le vent et la circulation océanique sur l'exportation de carbone.

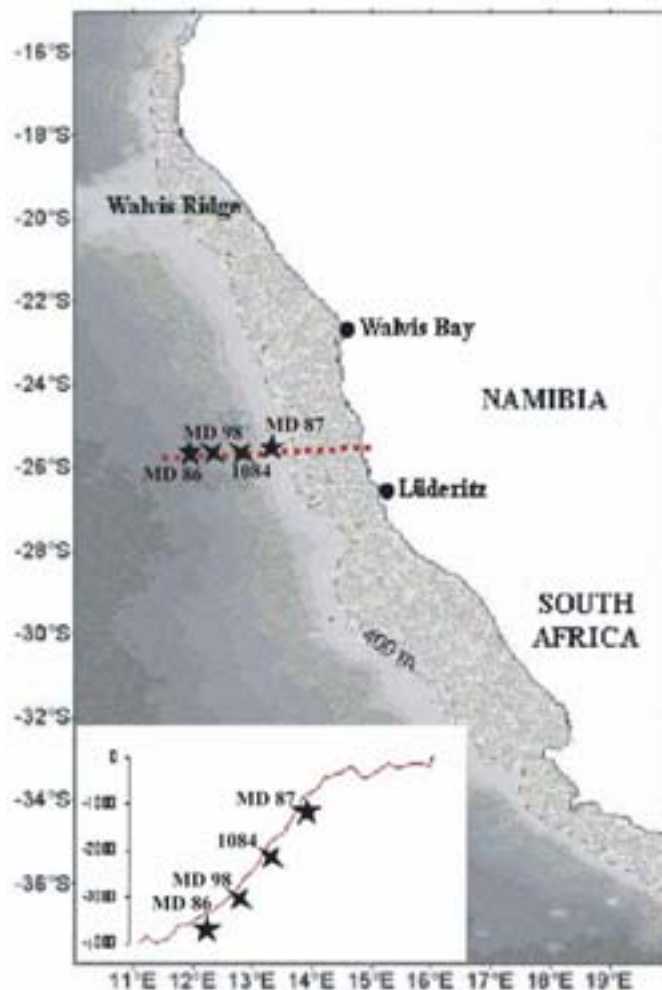


Figure III-8 : Localisation des carottes MD962086, MD962087 et MD962098 (NAUSICAA-IMAGES II, N/O Marion Dufresne de septembre à Octobre 1996) et de la carotte 1084 (leg ODP 175, N/O JOIDES Résolution d'août à octobre 1997) sur la marge namibienne dans la zone de Lüderitz.

Informations concernant les teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂

Les figures III-9 et III-10 présentent les teneurs en carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène dans les 4 carottes du transect de Lüdertitz. Les teneurs en Corg sont relativement élevées avec une moyenne de **15% en haut de pente** où elles peuvent même dépasser les 20% et de **3% en bas de pente**. **Le carbonate de calcium représente le composant majoritaire à 50% en moyenne** mais les teneurs dépassent à plusieurs reprises les 90% en bas de pente. La moyenne des teneurs **en silice biogène est de 15%** sur l'ensemble de la pente. Cependant certains maximum en haut de pente atteignent les 40%. Les cycles de la silice et du carbone organique étant étroitement liés dans l'océan, les variations de leur teneur dans les sédiments peuvent être corrélées. Les diatomées favorisent intensément le transfert des particules de carbone organique vers les fonds marins et ceci explique **l'évolution parallèle des teneurs de ces deux composés dans les carottes**. Les maximum de silice biogène correspondent aux maximums de carbone organique et réciproquement pour les minimums. En revanche, bien que les coccolithophoridés participent également intensément au transfert de carbone organique vers le fond, **les teneurs en carbonates et carbone organique évoluent dans le sens opposé**. Les coccolithophoridés se développent dans des conditions d'eaux plus chaudes et plus calmes qu'en périodes d'upwelling intense pendant lesquelles une quantité considérable de carbone organique est exportée. De plus la reminéralisation de matière organique libère du CO₂ qui favorise la dissolution des carbonates. C'est pourquoi les minimum des teneurs en carbonates correspondent aux maximum des teneurs en carbone organique (Bertrand et al., 2003). Mis à part quelques anomalies (Opal paradox) aux stades isotopiques 3.3 et 6 (voir figure III-10) mises en évidence par Pichevin et al., (2004), **les maximum de carbone organique et de silice biogène se produisent pour les stades glaciaires** pendant lesquels l'upwelling est plus intense. C'est ensuite pendant **les stades interglaciaires, que les carbonates sont maximums**. Leurs valeurs minimales correspondent systématiquement aux périodes glaciaires. La variabilité des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ est liée aux fluctuations du système mises en évidence par Summerhayes et al., (1995) et Jahn et al., (2003) et à la variabilité climatique dont la cyclicité présente différentes fréquences (100, 40 et 20 Ka).

Site 1084

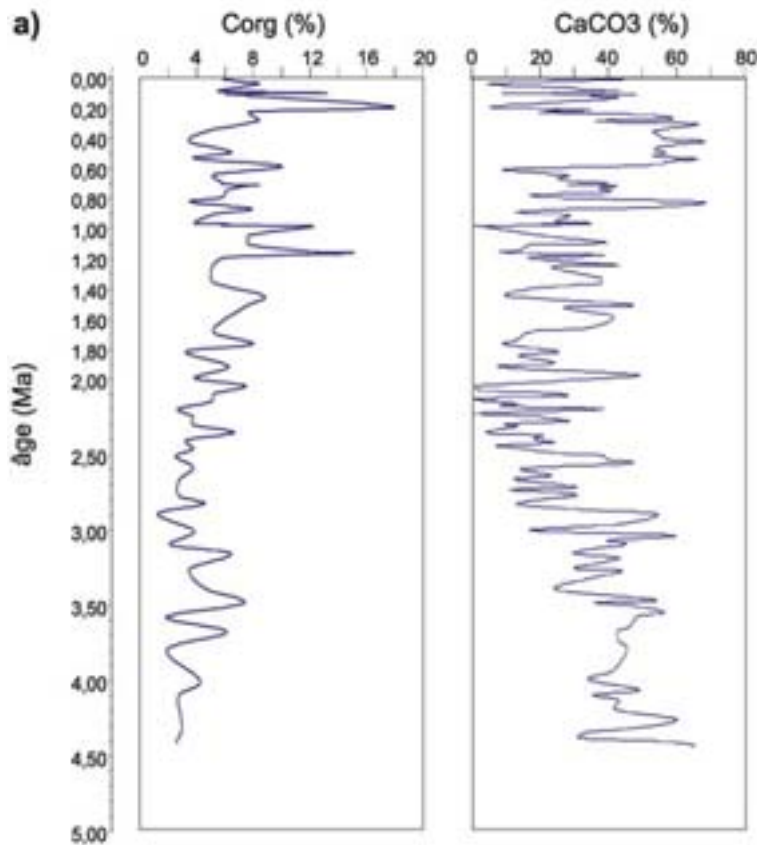
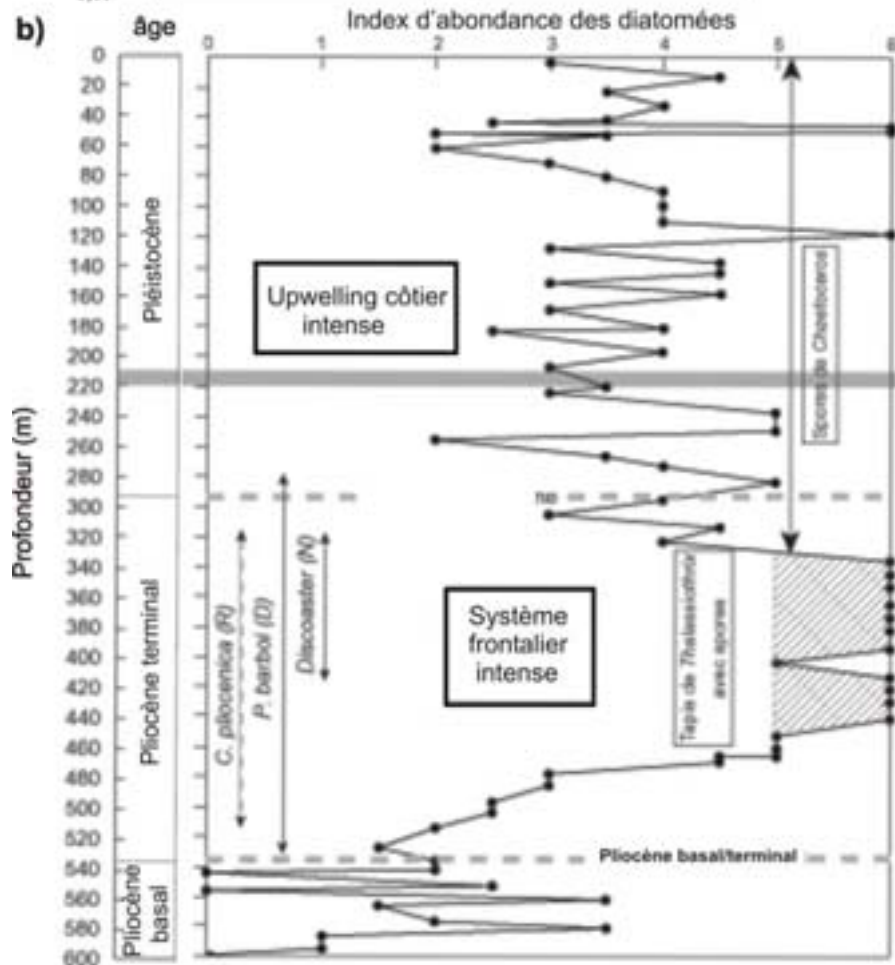


Figure III-9 : Carotte 1084, leg OPD 175

a) Teneurs (%) en carbone organique et carbonate de calcium, (Giraudeau et al., 2002).

b) Index d'abondance des diatomées dans la carotte 1084 du leg OPD 175, (Giraudeau et al., 2002).



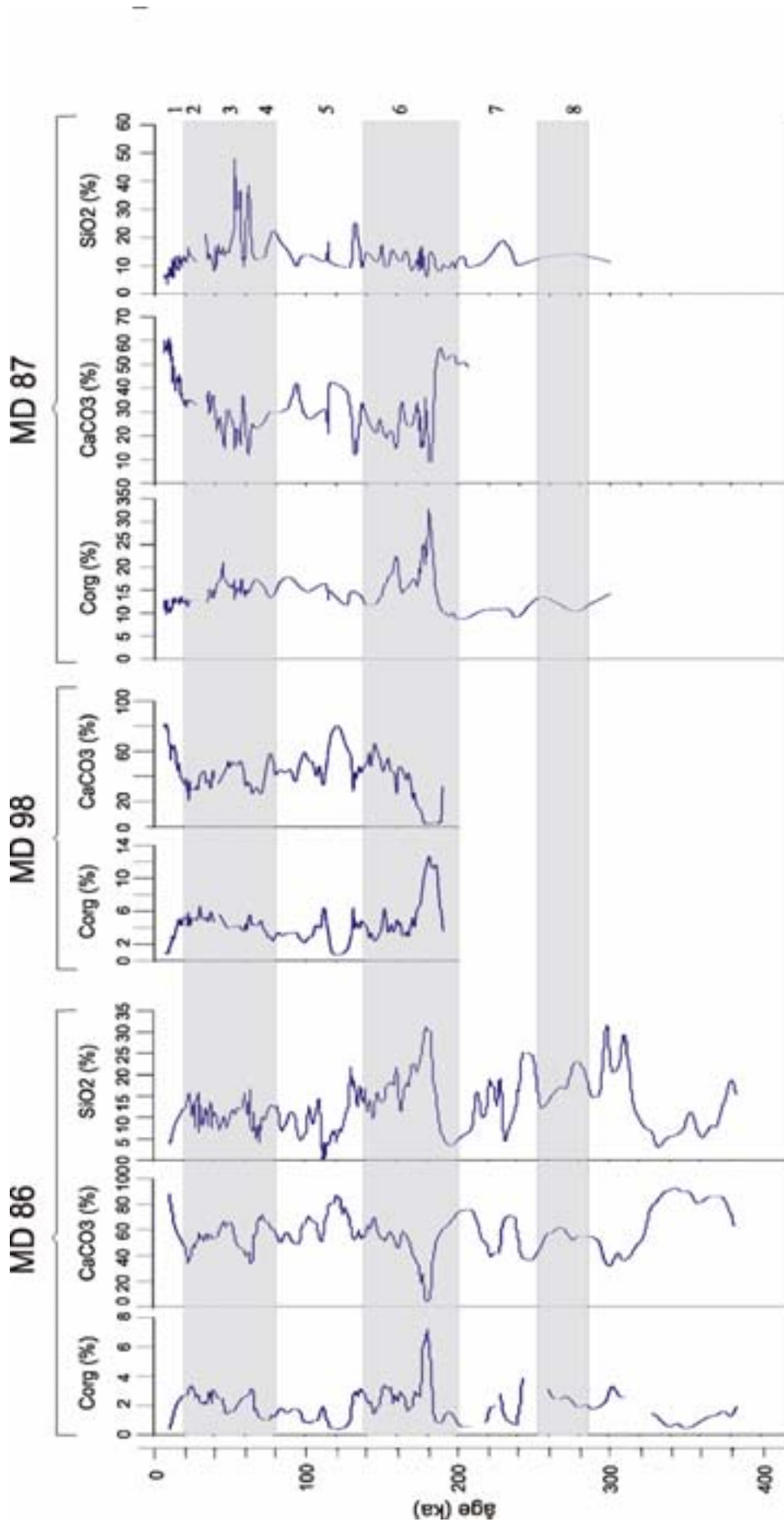


Figure III-10 : carottes MD962086, MD962098 et MD962087 issues de la campagne NAUSICAA-IMAGES II à bord du N/O Marion Dufresne de septembre à octobre 1996, bandes grises : stades isotopiques glaciaires 2, 3, 4, 6, 8, bandes blanches : stades isotopiques interglaciaires 1, 5, 7, Bertrand et al., 2003.

Informations concernant les mécanismes responsables des variations des teneurs des 3 composants

Les travaux réalisés sur ces carottes mettent en évidence un enfouissement de carbone organique sur la pente continentale namibienne globalement plus efficace pendant les périodes glaciaires du fait de flux de matière organique accrus vers les sédiments. Le vent, l'eustatisme ou la composition chimique des masses d'eau sont des facteurs contrôlant le développement d'une production biologique intense.

Le vent :

Le vent, par son intensité, exerce un contrôle sur le taux de résurgence à la côte des eaux de subsurface froides, et par sa direction, influence le transport méridional des eaux superficielles et en particulier l'advection plus ou moins marquée vers le sud du courant de l'Angola (Schneider et al., 1995; Pichevin et al., 2004). Comme cela l'a été observé à l'échelle interannuelle (Hagen et al., 2001) les variations de l'intensité de l'upwelling sont également reliées aux variations du forçage éolien à plus long terme (Kirst et al., 1995, Pichevin et al., 2004). Une période froide est généralement caractérisée par des conditions de vent plus intenses. Cependant, les alizés, responsables des conditions physiques de l'upwelling, n'assurent que partiellement l'approvisionnement de nutriments en surface grâce auquel une productivité biologique élevée peut être entretenue.

La fertilité des masses d'eau :

Les variations de la productivité sont aussi liées à l'origine et à la fertilité des eaux résurgentes. Les advections de masses d'eaux Angolaises, Indiennes et l'utilisation des nutriments en Antarctique conditionnent l'alimentation en nitrate et en silicium, le rendement et la nature de la production primaire de l'upwelling à l'échelle des cycles climatiques (Pichevin, 2004). Alors qu'au stade isotopique 6.6 une productivité importante a été enregistrée du fait de l'advection d'eaux Angolaises riches en nitrate dans le système, pendant les 3 derniers optima climatiques une productivité plus faible a été enregistrée du fait de l'influence des eaux Indiennes appauvries en nitrate.

Dans le système du Benguela, depuis la mise en place des glaciations quaternaires, l'accumulation de silice biogène sur la pente namibienne n'a pas toujours été en phase avec les variations glaciaire-interglaciaire de la productivité et de l'intensité de l'upwelling (Berger et al., 1998). En revanche la production siliceuse dans la carotte de bas de pente sur la marge

namibienne reflète la richesse en Si des eaux ESACW qui peut être affectée par l'advection des eaux Angolaise dans le système du Benguela jusqu'à la latitude de Lüderitz comme au sous-stade 6.6 et 2 (Pichevin et al., 2004).

L'eustatisme :

Le rôle de l'eustatisme a également été mis en évidence dans plusieurs études. Notamment dans Mollenhauer et al., (2002), le déplacement vers la côte actuelle des dépôts riches en matière organique lors de la dernière transition glaciaire/interglaciaire est associé à une montée du niveau marin. De plus Pichevin et al., (2004), à partir du signal $\delta^{15}\text{N}$, démontre une faible variabilité de la cellule côtière et le passage de conditions eutrophes à plus oligotrophes pour la deuxième cellule pendant le passage d'un stade glaciaire à un stade interglaciaire. Le déplacement de la zone d'émergence des eaux de l'upwelling et de la zone de prolifération du phytoplancton vers le large lors d'une baisse du niveau marin est confirmé par le travail de modélisation de Giraud et al., (2000). Il a modélisé l'impact des variations eustatiques sur la dynamique de l'upwelling et sur le cycle local des nitrates sur la marge namibienne au large de Lüderitz et il a ainsi montré que l'accumulation de carbone organique en domaine profond était facilitée par une configuration de bas niveau marin.

Pichevin et al., (2004) a étudiée les processus de préservation de la matière organique responsables de sa fossilisation en grande quantité jusqu'en domaine profond. Les associations organo-minérales dans les agrégats constituent un premier mécanisme de protection de la matière organique pendant son transport dans la colonne d'eau. Cependant la formation des agrégats est quantitativement limitée d'une part par les apports organiques mais aussi par la « non » disponibilité en minéraux lorsque les flux organiques exportés ne sont plus limitant. Ensuite, pendant la diagenèse précoce, la sulfuration naturelle est un mécanisme de fossilisation efficace sur la pente namibienne. Il se produit lorsqu'une quantité importante de MO a pu gagner les sédiments sans subir d'altération importante dans la colonne d'eau du fait d'une exportation importante. Ainsi plus les flux de MO sont importants plus les mécanismes de préservation sont efficaces, plus la quantité de MO enfouie sera abondante et meilleure sera sa qualité pétrologène.

Informations sur la distribution spatiale de la matière organique et implications pour la modélisation

La figure III-11 présente la corrélation des stades isotopiques glaciaires dans les carottes de la campagne NAUSICAA-IMAGES II (MD 86, MD 98 et MD 87) réparties sur la pente namibienne au large de Lüderitz. Il est mis en évidence que les taux d'accumulation diminuent du sommet vers la base de la pente avec des valeurs moyennes de 130m/Ma dans MD87, 100m/Ma dans MD98 et 50m/Ma dans MD86. Cependant sur l'ensemble de la pente, les stades glaciaires sont toujours plus épais que les stades interglaciaires (épaisseur multipliée par 2 en moyenne). Dans la carotte MD98, les stades 2, 3 et 4 ont une épaisseur qui est quasiment 2 fois plus importante que dans la carotte MD86 mais qui est identique à celle de MD87. En revanche l'épaisseur du stade 6 dans MD98 est identique à celle de MD86 mais deux fois plus petite que celle de MD87.

Les teneurs en Corg diminuent également vers le fond du bassin. Alors qu'elles sont comprises entre 10 et 30% en haut de pente avec une moyenne de 15%, elles se situent entre 1 et 8% en bas de pente avec une moyenne de 3%.

Le manque de données sur la plate-forme et sur la pente ne nous permet pas d'observer la géométrie des dépôts ainsi que la continuité des teneurs en carbone organique. C'est pourquoi développer la modélisation stratigraphique afin d'accéder à la distribution de la matière organique de la plate-forme au domaine profond représente un intérêt majeur.

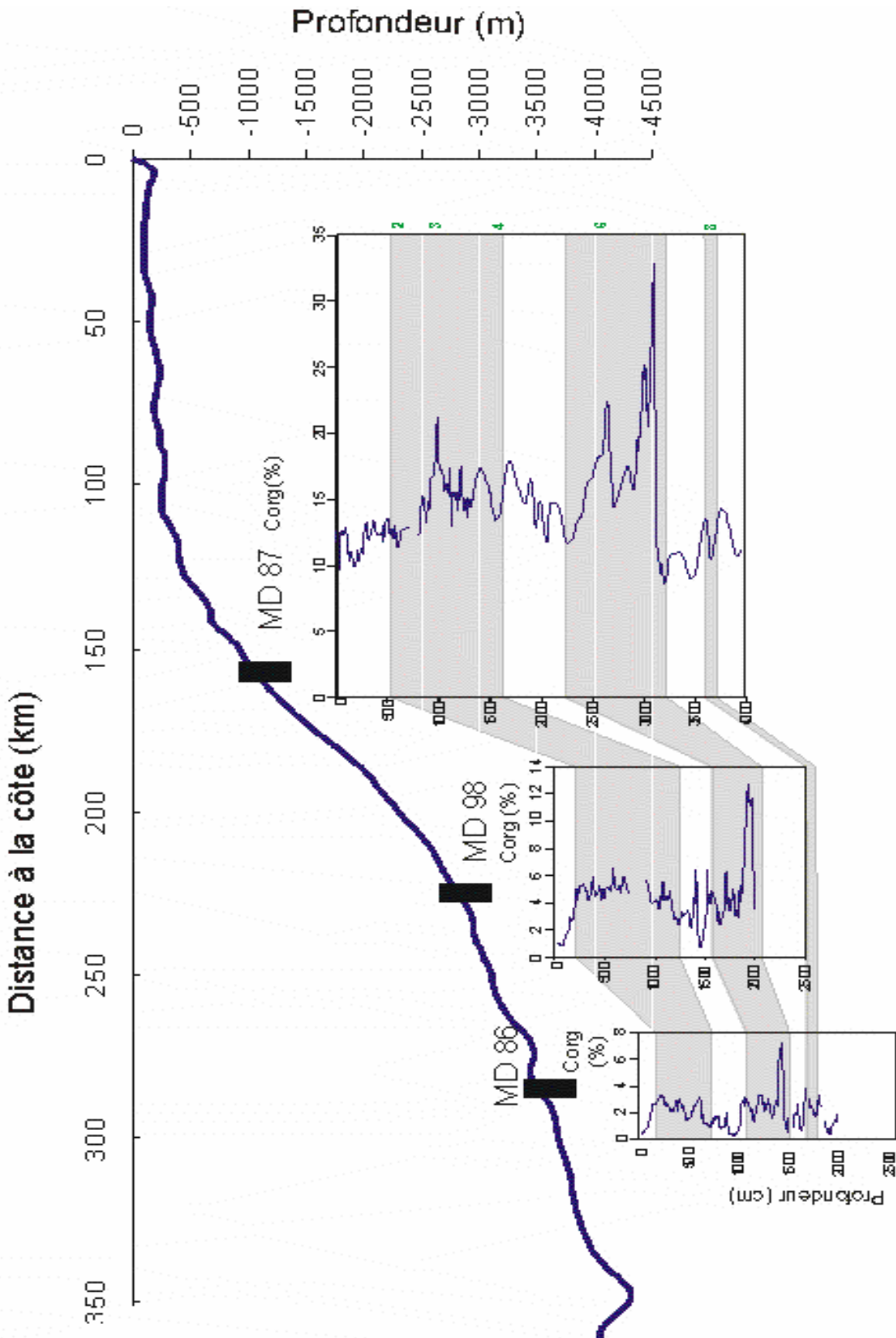


Figure III-11 : Corrélation des stades isotopiques glaciaires 2, 3, 4, 6 et 8 (en vert) dans les carottes MD962086, MD962098 et MD962087 (NAUSICAA-IMAGES II).

I-3-3- Informations issues des pièges à particules

Afin de compléter ces données de carottes, les études des flux de sédiments réalisées à partir de pièges à particules dans la colonne d'eau (Wefer and Fischer, 1993; Giraudeau et al., 2000; Romero et al., 2002) fournissent un troisième type d'informations concernant la productivité biologique de surface, la contribution des différents composants biogéniques au flux total, la chute des particules dans la colonne d'eau ainsi que les processus de transfert des sédiments vers la pente. Dans la baie de Walvis, le piège à particules positionné à 130 km de la côte et à 545 m de profondeur, 50 m au dessus du fond, entre le 18 septembre 1989 et le 16 janvier 1990, a collecté des flux moyens de 150 mg/m²/d pour CaCO₃, de 15mg/m²/d pour le carbone organique et de 25 mg/m²/d pour la silice biogène (figure III-12). Leur contribution respective au flux total est de 60-80%, 3-8% et 8-20% (Giraudeau et al., 2000). Ces données fournissent des informations sur la composition et l'ordre de grandeur des flux parvenant à l'interface eaux sédiments et nous permettent de vérifier le réalisme des résultats ROMS/NPZD. Cependant, ces informations ne concernant qu'un seul point du bassin, en haut de pente, et ne sont pas suffisantes pour analyser et accepter la distribution des flux modélisée. Etant donné que la distribution des flux à l'interface eau/sédiments reflète la répartition de la production biologique en surface, nous avons utilisé des données d'images satellites en comparaison à nos résultats.

Les images satellites fournissent la concentration en chlorophylle des couches de surface grâce à laquelle la répartition de la production biologique est interpolée. Elles fournissent également les champs de température des eaux de surface qui permettent d'observer l'extension des cellules d'upwelling vers le large ainsi que leur intensité (figure III-13). En situation d'upwelling typique les cellules s'étendent généralement jusqu'à 150-250km et les températures s'abaissent jusqu'à 13°C (<http://ingrid.ldeo.columbia.edu/SOURCES/IGOSS>).

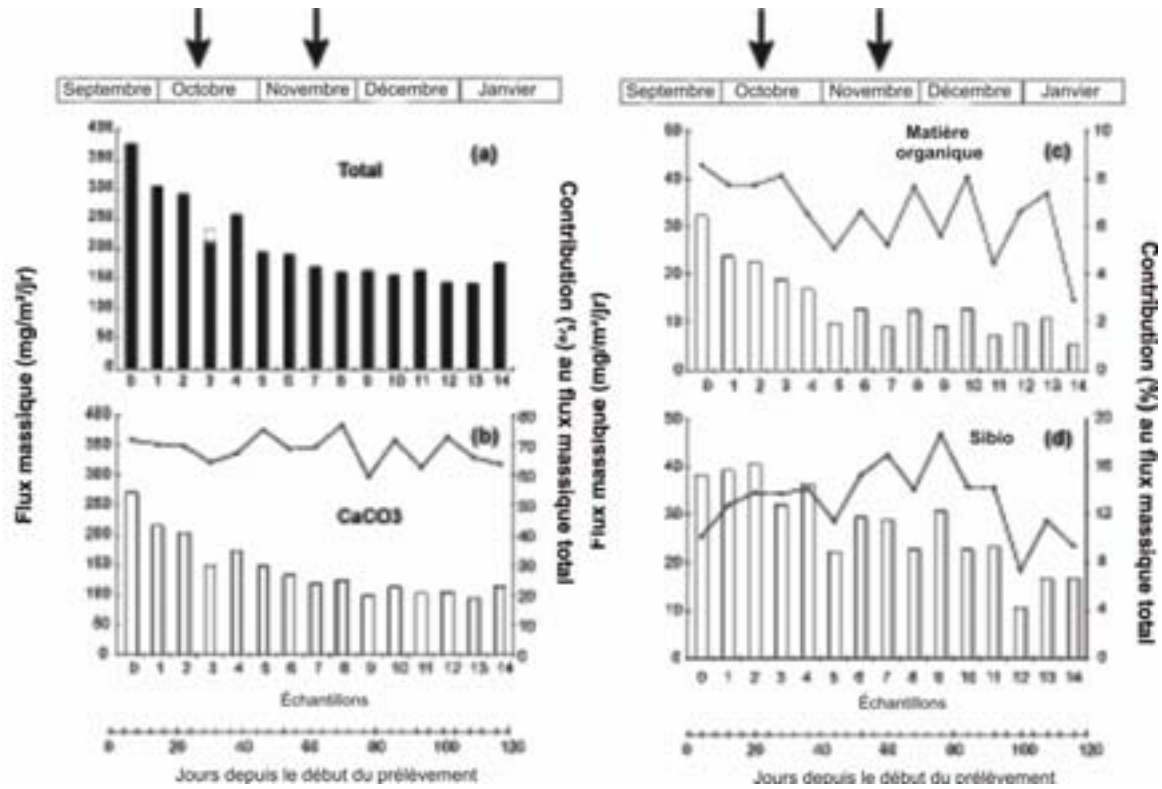


Figure III-12 : Flux massiques a) totaux, b) de CaCO₃, c) de Corg et d) de Sibio mesurés dans un piège à particules localisé à 500m de profondeur, 50 m au dessus du fond sur la marge namibienne (Giraudeau et al., 2000).

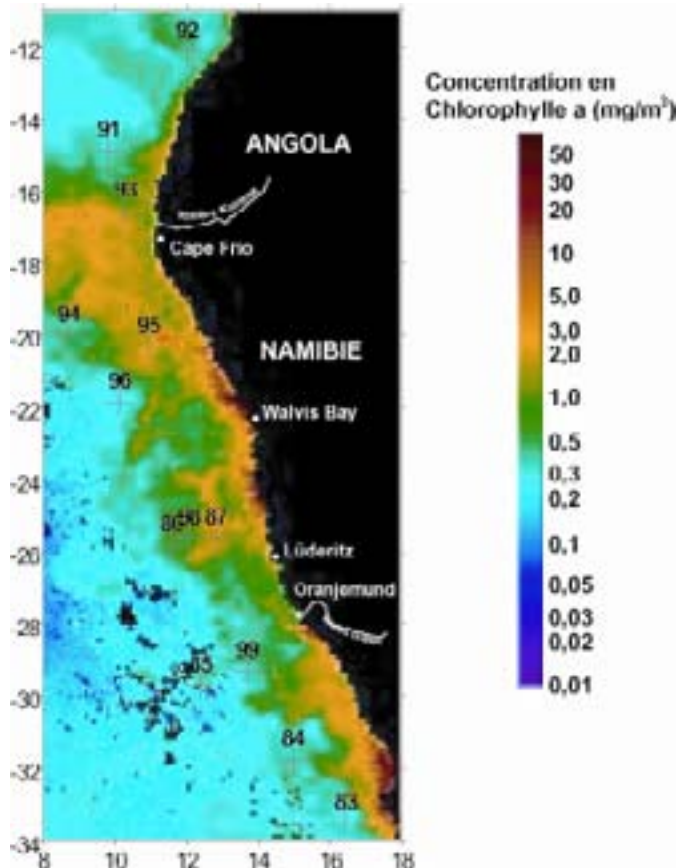


Figure III-13 : Distribution de la concentration en Chlorophylle a dans les eaux de surface le long de la marge namibienne et localisation de l'ensemble des carottes NAUSICAA-IMAGES II (modifié par Blanke, 2004, d'après une image SeaWIFS).

Ce qu'il faut retenir de l'ensemble des études de la marge namibienne en vue d'une modélisation...

Les fortes teneurs en carbone organique dans sédiments à moyenne et grande profondeur sur la marge namibienne et plus particulièrement au large de Lüderitz sont généralement enregistrées en période glaciaire lorsque le système d'upwelling est plus productif avec une intense exportation de matériel dans la colonne d'eau.

L'élévation de la force du vent en périodes froides favorise la résurgence des masses d'eau profondes ainsi que leur advection vers le large qui étend la zone de forte production biologique. La fertilité des masses d'eaux avoisinantes détermine ensuite l'approvisionnement en nutriment dans la couche euphotique et de ce fait l'intensité de la production biologique.

D'autres parts, une baisse du niveau marin favorise le transfert de matériel biogène vers le bas de pente.

Le système du Benguela est un système trivial dont les principaux composants sont le carbonate de calcium et la silice biogène. Alors que les teneurs maximales en carbonate de calcium sont généralement observées en périodes interglaciaires, celles en silice biogène sont alors observées en période glaciaire. Le carbone organique représente le troisième composant minoritaire et sa concentration dans les sédiments est généralement corrélée positivement avec celle en silice biogène. La quantité de matière organique enfouie est généralement supérieure en période glaciaire et diminue avec la profondeur d'eau. Cette relation est inversée pour le carbonate. La proportion de carbone organique dans les sédiments reste en revanche élevée jusqu'en bas de pente et fait de ces sédiments de bon analogues de roches mères.

Les mécanismes de préservation sont globalement plus efficaces pour des flux de carbone organique vers les sédiments accrus et assurent une bonne qualité pétrologène de la matière organique enfouie.

L'ensemble des travaux sur la marge namibienne démontrent les causes d'une accumulation de matière organique importante en domaine profond malgré l'absence de transport gravitaire catastrophique et la bonne oxygénation de la colonne d'eau.

CHAPITRE II- TESTS DE SENSIBILITÉ DES PARAMÈTRES

La modélisation de l'accumulation de matière organique dans les sédiments, selon la méthodologie proposée, est contrôlée par un certain nombre de paramètres dont l'influence de chacun sur les flux et les teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ est plus ou moins importante. Afin d'évaluer quantitativement cette influence, plusieurs simulations ont été réalisées pour différentes valeurs des paramètres d'entrée des modèles. Par ailleurs, les simulations ont également permis de tester la sensibilité des paramètres les uns par rapport aux autres, c'est-à-dire le contrôle prioritaire d'un paramètre par rapport à l'autre. Pour la plupart des paramètres, les valeurs sont issues de la bibliographie. Cependant, pour certains paramètres les données existantes ne sont pas suffisantes et les tests de simulations puis l'observation des résultats sont indispensables afin d'estimer le réalisme des valeurs des paramètres.

Grâce à ces tests de sensibilité, la paramétrisation des trois modèles ROMS, NPZD et DIOINISOS en vue d'une simulation globale pourra être discutée.

II-1- Résultats des tests de sensibilité des paramètres d'entrée de ROMS/NPZD

Grâce au couplage des modèles physique (ROMS) et biogéochimique (NPZD) le développement du réseau trophique est modélisé pour des conditions d'upwelling côtier. Les simulations sont réalisées à partir de paramètres forçant tels que par exemple la morphologie de la marge, la force et la vitesse du vent, les taux de croissance photosynthétique du phytoplancton, les taux de mortalité du phytoplancton et du zooplancton, les taux de dissolution et de reminéralisation, etc. Bien que pour la plupart de ces paramètres, les valeurs sont issues de la bibliographie, il est nécessaire de tester leur sensibilité pour les ajuster correctement en fonction du scénario de simulation. Pendant sa thèse, Giraud, (2001) a calibré le modèle ROMS/NPZD pour les paramètres physiques responsables du développement de l'upwelling et pour les champs biologiques responsables des flux d'azote entre les compartiments Nutriments, Phytoplancton, Zooplancton et Détritus. Dans ce sous-chapitre une partie de ses résultats concernant l'effet de la morphologie et de la bathymétrie de la marge sur la dynamique océanique et sur la production biologique sera rappelée. Afin de compléter son travail des tests de sensibilité de la force du vent et la durée de simulation m'ont permis d'obtenir des informations supplémentaires sur le contrôle de la dynamique océanique dans le modèle. Les résultats sont également présentés ici.

Le développement d'un nouveau module afin de représenter les productions carbonatée et siliceuse m'a conduit à utiliser de nouveaux paramètres qui ont fait l'objet de tests de sensibilité présentés ici. Pour les paramètres taux de dissolution et vitesses de chute, les valeurs ont été obtenues à partir de la bibliographie et leur influence sur les flux de CaCO₃ et Sibio sur le fond a été évaluée. Cependant pour les rapports rc_{az}, rc_{ap} et rs_{ip}, dont il n'existe pas ou peu de donnée, les tests de sensibilité permettront d'adapter les valeurs aux résultats attendus.

II-1-1- Paramètres associés à la dynamique océanique

Morphologie de la marge et niveau marin.

L'étude du système d'upwelling de Mauritanie ainsi que de celui du Benguela par Giraud, (2001), basée sur la modélisation du signal $\delta^{15}\text{N}$, a montré les capacités de ROMS/NPZD à reproduire l'influence de la morphologie de la marge et du niveau marin sur le développement du réseau trophique et de ce fait sur les flux de matériel biogène parvenant à l'interface eau-sédiments. Plusieurs simulations reproduisant une baisse du niveau marin d'une centaine de mètres sur une plate-forme continentale de type mauritanienne (étendue et peu profonde) ou namibienne (étendue et profonde), mettent en évidence l'efficacité du modèle à représenter le rôle de la cellule de recirculation sur le recyclage des nutriments (cf partie I, chapitre IV, figures I-18 et I-21). En haut niveau marin, sur une marge de type mauritanienne, le recyclage entretient un transfert intense d'azote d'un compartiment à l'autre du modèle et favorise une forte production biologique conduisant à une accumulation élevée de détritiques sur la plate-forme jusqu'au talus (figure III-14-B). Lors d'une baisse du niveau marin, la disparition de la plate-forme conduit à celle de la cellule de recirculation et ainsi à un recyclage de nutriments moins efficace (figure III-14-A). Les détritiques formés sont exportés vers l'océan ouvert. Par ailleurs, une plate-forme trop profonde et trop large de type namibienne offre une colonne d'eau trop importante pour entretenir une cellule de recirculation et un recyclage intense (figure III-15-A). Sur un tel type de marge, c'est en bas niveau marin que la cellule de recirculation est la plus efficace pour l'accumulation de grande quantité de détritiques (figure III-15-B).

Le travail de Giraud (2001) a montré que le modèle couplé ROMS/NPZD représente correctement l'impact des changements du niveau marin sur la dynamique de l'upwelling et de ce fait sur l'intensité et la distribution de la production biologique. La profondeur et l'étendue de la plate-forme conditionnent l'existence d'une cellule de recirculation ainsi que

l'existence d'une seconde cellule d'upwelling (cf partie I chapitre IV). Si l'on veut représenter dans la modélisation de la variabilité de la production biologique (répartition et intensité), il est nécessaire de tenir compte des variations des conditions forçantes dans le modèle couplé physique-biogéochimique.

Dans le modèle stratigraphique DIONISOS, la morphologie de la marge est susceptible d'évoluer sous l'effet de l'érosion, de la sédimentation et/ou de l'eustatisme. Etant donné que dans ROMS/NPZD, la bathymétrie est un paramètre fixe, il est nécessaire de re-simuler régulièrement la dynamique de l'upwelling et la production biologique en utilisant chaque fois le nouveau profil bathymétrique issu de la simulation DIONISOS. La fréquence de ces simulations dépend de la précision que l'utilisateur veut et peut donner aux résultats. Il jugera ainsi considérable ou non (au risque d'approximations) l'ampleur des répercussions de l'évolution de la bathymétrie sur la production biologique.

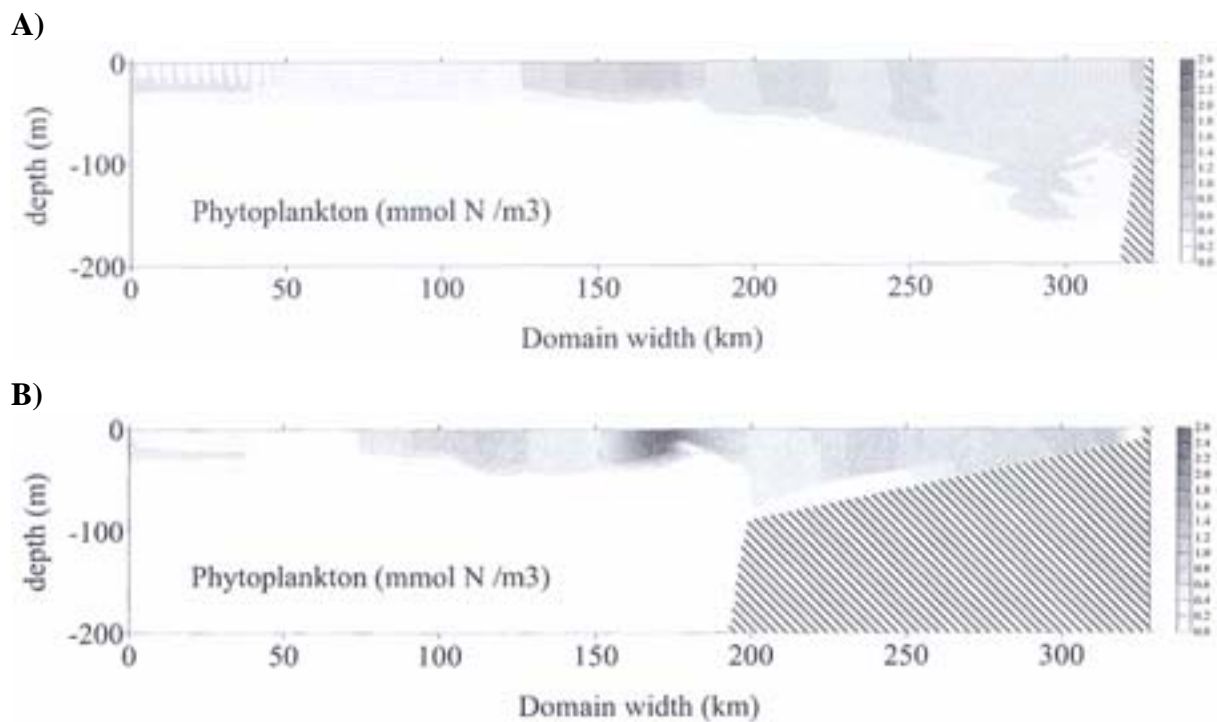


Figure III-14 : Concentration en phytoplancton (mmol N/m^3) dans la colonne d'eau pour un scénario de bas niveau marin (A, pas de plate-forme continentale) et de haut niveau marin (B) sur la marge Mauritanienne (Giraud, 2001).

A)

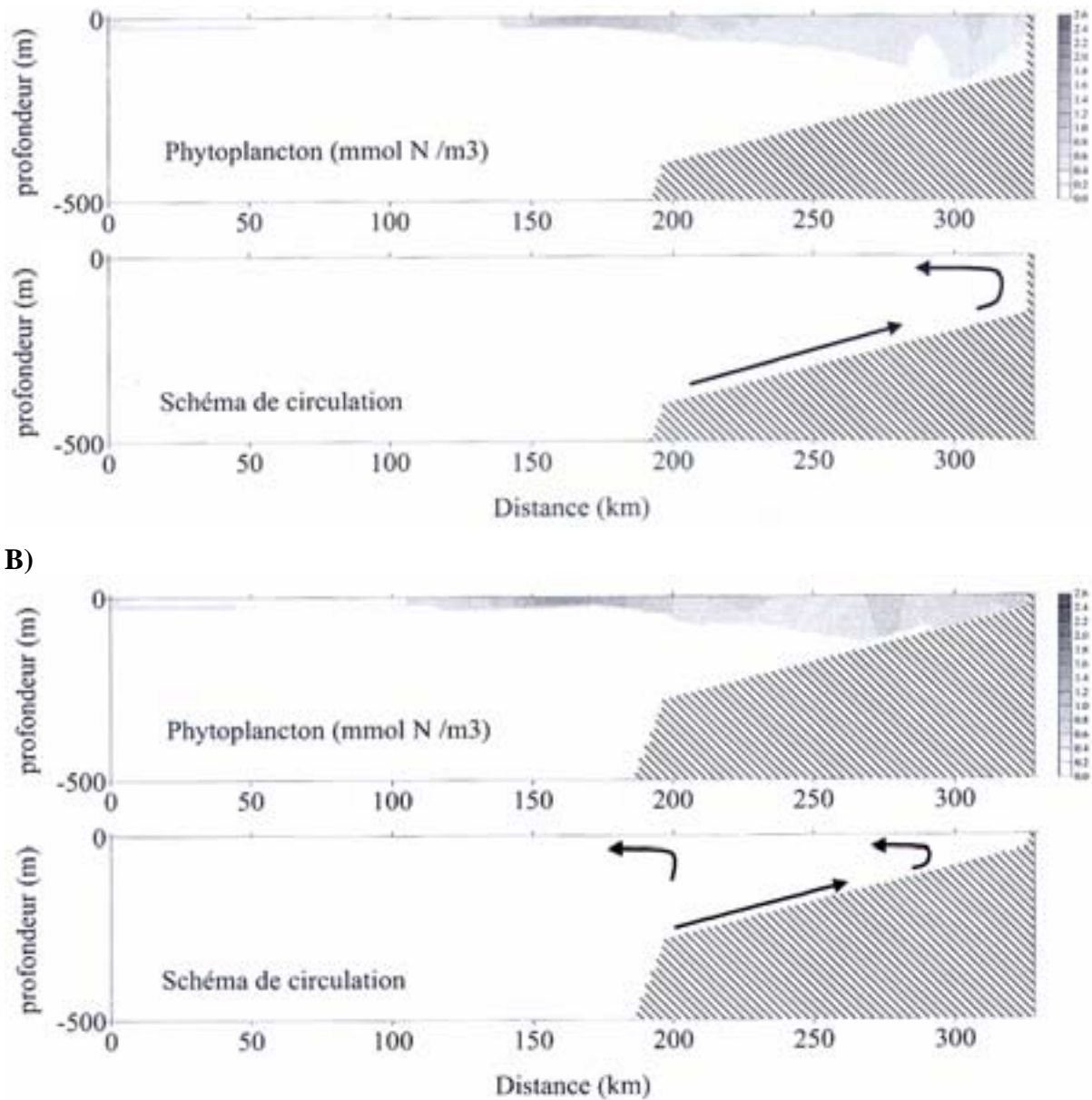


Figure III-15 : Concentration en phytoplancton (mmol N/m³) et schéma de circulation sur la plate-forme continentale namibienne, profil lissé au niveau de Lüderitz, pour deux simulations: A) situation de haut niveau marin, B) situation de bas niveau marin (Giraud, 2001).

Pour les simulations suivantes la morphologie de la marge Namibienne a été utilisée car une base de données considérable est disponible sur cette zone. Les paramètres du modèle biologique testés dans cette partie (taux de dissolution, vitesse de chute, rapports) concernent les processus dans la colonne d'eau et sont comparables aux données actuelles issues de pièges à particules qui correspondent à une situation de haut niveau marin. Les simulations sont donc réalisées avec le profil bathymétrique de la marge namibienne de haut niveau marin (figure III-16).

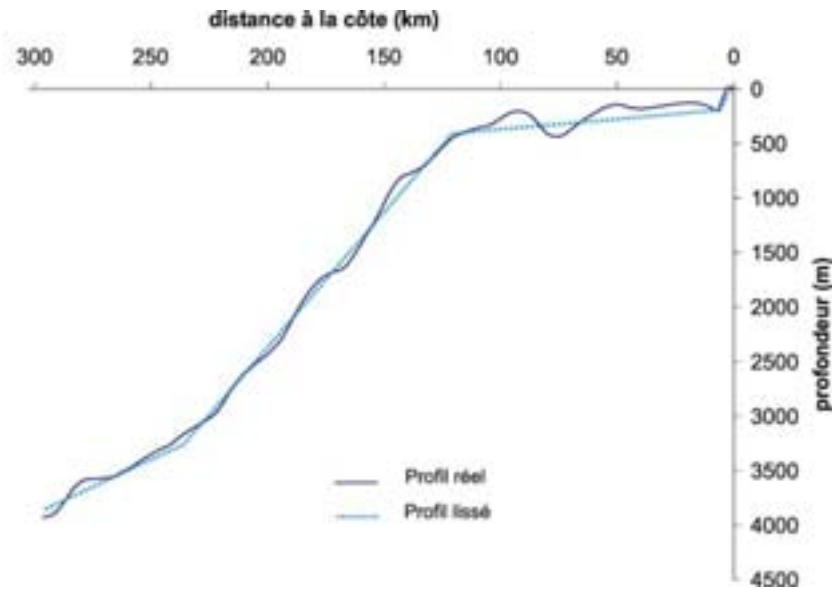


Figure III-16 : Profil bathymétrique lissé de la marge Namibienne au niveau de Lüderitz.

Contrainte éolienne

Nous venons de voir grâce au travail de Xavier Giraud l'influence majeure de la bathymétrie sur le développement et l'intensité des cellules côtière et secondaire de l'upwelling. A l'échelle saisonnière, nous pouvons considérer que les variations eustatiques et l'apport de sédiments sont largement négligeables et que la bathymétrie n'est de ce fait pas modifiée. Pourtant il est observé une saisonnalité, plus ou moins marquée selon les sites, dans la position et l'extension de l'upwelling associée à la variabilité des vents favorables (Shannon, 1985). Il est donc nécessaire d'analyser les capacités du modèle physique à représenter l'influence de la contrainte éolienne sur la dynamique de l'upwelling et sur la distribution du matériel biogène parvenant sur le fond. Pour cela, 4 simulations ont été réalisées pour 4 vitesses de vents différentes (5, 10, 15 et 20 m/s) et pour le même profil bathymétrique de haut niveau marin. Ces valeurs ont été choisies dans le souci de respecter l'ordre de grandeur des vitesses de vent mesurées le long de la marge namibienne (Gründlingh, 1999; Giraudeau et al., 2000).

Dynamique océanique :

A l'état initial la contrainte éolienne est nulle et les conditions limites ont été fixées avec une colonne d'eau stratifiée pour laquelle les températures diminuent progressivement de 20 à 5°C vers le fond. L'observation des champs de température figure III-17-b montre que le forçage par une vitesse du vent de 5m/s génère une diminution de la température à la surface de 20 à 16°C dans une petite cellule côtière d'upwelling. Ensuite l'analyse de chaque cas, montre que

L'intensification de la contrainte éolienne amplifie la diminution de température dans cette première cellule et étend cette dernière vers le large. Pour une vitesse de 20m/s, les températures diminuent jusqu'à 12°C et la cellule côtière s'étend sur toute la plate-forme. L'intensification de la contrainte éolienne génère également un second upwelling de plus en plus marqué au large de la rupture de pente. Les températures diminuent de plus en plus près de la surface dans cette seconde cellule. L'origine des eaux résurgentes est de ce fait de plus en plus profonde.

Matériel biogène :

L'impact sur la production biologique de l'évolution considérable des champs de température sous l'effet des variations de la contrainte éolienne a été analysé à partir de la distribution des flux de matériel biogène à l'interface eau /sédiments a été (figure III-17-a). Les courbes des flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ en fonction de la distance à la côte présentent deux maximum : un premier près de la côte et un second au large de la rupture de pente. L'intensification de la contrainte éolienne montre clairement un élargissement et un décalage de ces maximum vers le large. Alors que le premier maximum est très localisé sur la plate-forme interne et atteint 1200mg/m²/jr pour une vitesse du vent de 5m/s, il s'étend sur toute la plate-forme et dépasse les 3000mg/m²/jr pour une vitesse de 20m/s. Le second maximum qui a la forme d'un pic pour une vitesse de 5m/s s'élargit fortement pour une vitesse de 20m/s.

Influence de la dynamique océanique sur la distribution du matériel biogène :

La distribution des flux de matériel biogène sur le fond, malgré la dégradation et l'advection dans la colonne d'eau, reflète la distribution des nutriments, du phytoplancton et du zooplancton dans les premières dizaines de mètres de l'océan. Les flux sont donc maximaux à l'aplomb de la zone d'émergence des eaux de l'upwelling où la production biologique est maximale. Cette zone correspond à une cellule côtière qui pour une vitesse de vent de 5m/s est relativement réduite comme le révèle la diminution des flux sur la plate-forme externe. Leur augmentation sous forme de pic juste après la rupture de pente pourrait refléter une seconde cellule d'upwelling. En effet au dessus de la rupture de pente, lorsque la contrainte éolienne est suffisante, un front naît de la rencontre des eaux de l'upwelling et des masses d'eaux de l'océan. En réponse au downwelling des masses d'eaux advectées vers le large depuis la zone d'émergence près de la côte, un upwelling des masses d'eau profondes provenant du large se met en place de l'autre côté du front et alimente une seconde zone de production biologique. Pourtant, avec une vitesse de vent de 5m/s, la résolution de la

distribution des champs de température ne laisse pas clairement apparaître une seconde cellule d'upwelling et la seconde zone de forte productivité en surface s'expliquerait plutôt par un effet de la morphologie de la marge avec la remontée de la thermocline à faible profondeur (cf cercle sur la figure III-17). La représentation des isolignes permettrait certainement de mieux observer ce phénomène.

Pour une vitesse de chute de 10m/s, le front est nettement visible sur la plate-forme avec les deux cellules d'upwelling. Un pic au dessus de la rupture de pente est toujours présent et il résulte sûrement de l'effet de la morphologie amplifié par l'upwelling.

On remarque qu'avec une vitesse de chute de 15m/s, la distribution des flux révèle un décalage vers le large du second pic issu de la seconde cellule par rapport au front en surface. L'advection dans la colonne d'eau est sûrement responsable de ce décalage

Pour une vitesse de chute de 20m/s le front a été largement repoussé au large de la rupture de pente et les deux cellules sont nettement révélées par la distribution des flux.

Ces tests m'ont permis d'observer, à partir de la distribution des champs de température dans la colonne d'eau et des flux de matériel biogène sur le fond, que pour une même bathymétrie, la contrainte éolienne exerçait un rôle important sur la dynamique de l'upwelling et en particulier sur l'extension vers le large des cellules côtière et secondaire de l'upwelling.

Sous l'effet de l'intensification de la contrainte éolienne, la première cellule d'upwelling puis la seconde, s'étend vers le large. **Cette intensification de l'advection de la production vers le large a pour effet d'intensifier le transfert de matériel biogène vers le fond du bassin.** On peut ainsi imaginer simuler dans DIONISOS l'alternance entre périodes glaciaires et périodes interglaciaires en introduisant des flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ calculés dans ROMS/NPZD avec une vitesse de vent alternativement élevée et faible.

Pour les prochaines simulations, la vitesse du vent est fixée pour une valeur moyenne de 10m/s. Nous verrons dans le chapitre III-1-2, l'influence conjointe de l'eustatisme et de la contrainte éolienne sur la dynamique de l'upwelling qui m'a permis d'établir des scénarii de simulation.

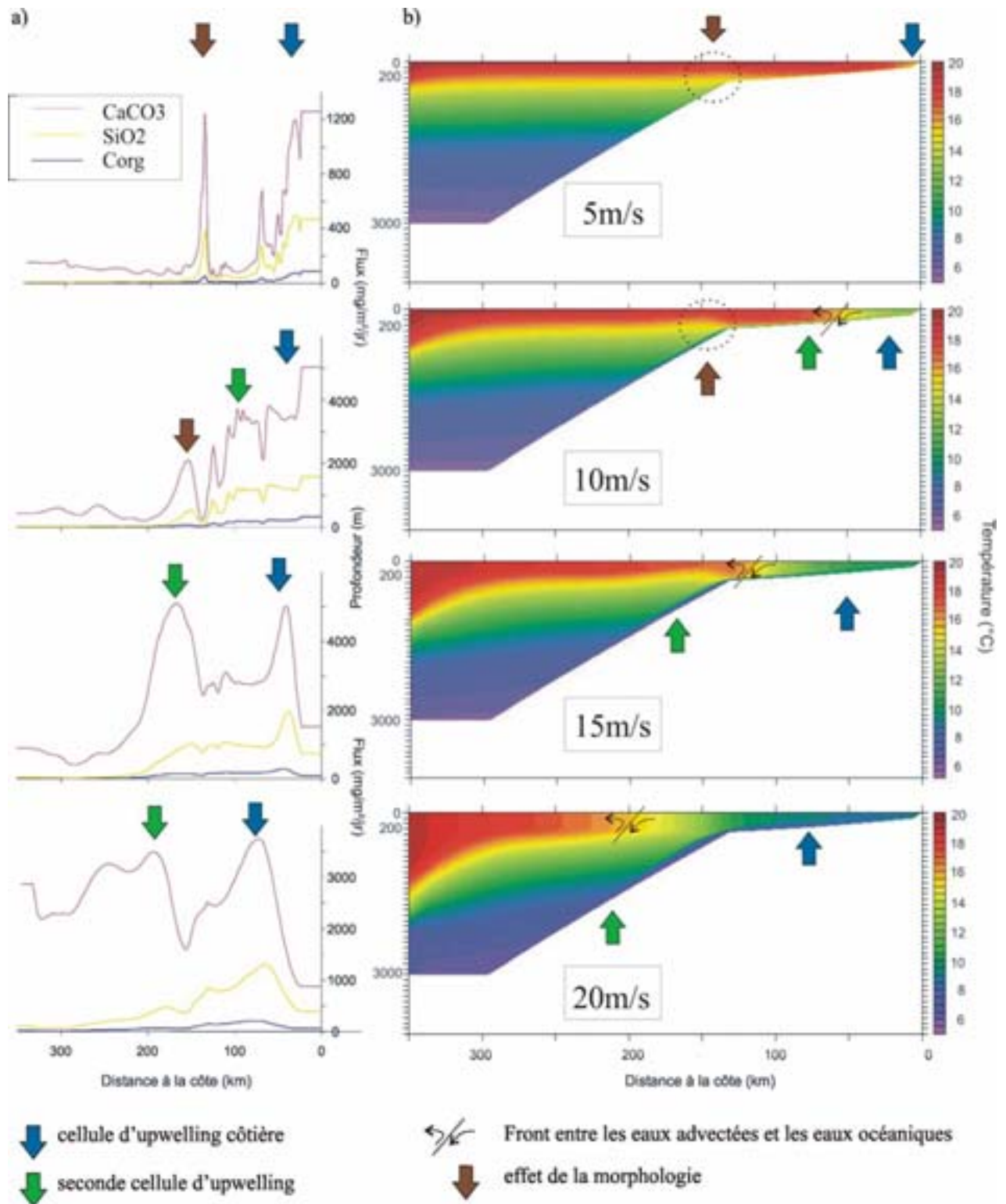


Figure III-17 : Effet de la contrainte éolienne sur la dynamique de l'upwelling. a) distribution des flux à l'interface eau/sédiments, b) distribution des champs de température dans la colonne d'eau.

Durée de simulation

Dans ROMS, les champs de températures et autres caractéristiques physiques de l'upwelling évoluent avec la durée de simulation. Les conditions initiales du modèle sont une colonne d'eau stratifiée, des vitesses de courant nulles et des champs biologiques artificiels. Les courants de surface ainsi que la productivité primaire sont bien développés en quelques jours. Cependant il faut plus de temps au modèle pour que les profils des détritiques et de leur reminéralisation dans la colonne d'eau soient aussi développés. Afin d'atteindre l'équilibre de ces profils en profondeur (vitesse, température, nutriment et détritiques) il faut laisser au modèle un temps de mise en place. Alors que dans la réalité un système est stable en quelques jours, dans le modèle la stabilité n'est jamais atteinte. L'utilisateur doit alors choisir la durée numérique au bout de laquelle la simulation est considérée représentative du régime stable réel. Cette différence entre la réalité et la modélisation vient des conditions limites imposées. En 2D, seules les composantes perpendiculaires à la côte de la dynamique océanique sont représentées. La circulation transversale de masses d'eau ne peut être modélisée et l'absence d'introduction de ces masses d'eau sur la marge ne permet pas de stabiliser la dynamique de l'upwelling. Par ailleurs, dans la réalité la colonne d'eau n'est jamais parfaitement stratifiée et c'est sûrement la raison pour laquelle la mise en place naturelle de l'upwelling est plus rapide que la mise en place numérique.

Afin d'extraire les flux de carbone organique, carbonates et silice biogène correspondant au régime stable de l'upwelling, il est nécessaire d'observer les résultats de la modélisation du développement de l'upwelling à différentes périodes. J'ai donc réalisé une simulation sur un an et observé l'extension des champs de température et des concentrations des détritiques vers le large chaque mois.

Dynamique océanique :

A partir d'images satellites associées à des relevés in situ des zones d'upwelling, les températures des eaux de surface sont interpolées et permettent d'observer le développement de l'upwelling dans le temps et dans l'espace. Ainsi, en comparant ces observations aux résultats des simulations, une durée de 6 mois de simulation a été jugée nécessaire et suffisante pour représenter correctement les conditions générales de l'upwelling (figure III-18). On considère que l'extension moyenne vers le large d'une cellule d'upwelling est de 100 km et que les températures minimales des eaux émergentes sont de 12°C (Giraudeau et al., 2000). Pour une durée inférieure à 6 mois la cellule d'upwelling n'est pas assez développée et

au-delà de cette durée, l'extension et les températures de la cellule ne correspondent plus à une situation moyenne d'upwelling.

Caractéristiques biogéochimiques :

La distribution des détritiques à l'interface eau-sédiments pour une simulation de 6 mois semble être en accord avec les observations réalisées à partir de pièges à particules (figure II-19). Une durée de 2 mois n'a pas été jugée suffisante car les détritiques s'accumulent uniquement sur la plate-forme interne et reflètent un upwelling peu développé.

En revanche pour une durée de 6 mois, ils s'accumulent également en haut de pente. Ces deux maximums d'accumulation sont représentatifs d'un upwelling relativement intense et des caractéristiques moyennes de la cellule de recirculation.

D'autre part, la simulation sur 10 mois ne convient pas pour modéliser une situation moyenne car au contraire, elle semble représenter une situation extrême avec une extension maximale des détritiques vers le large.

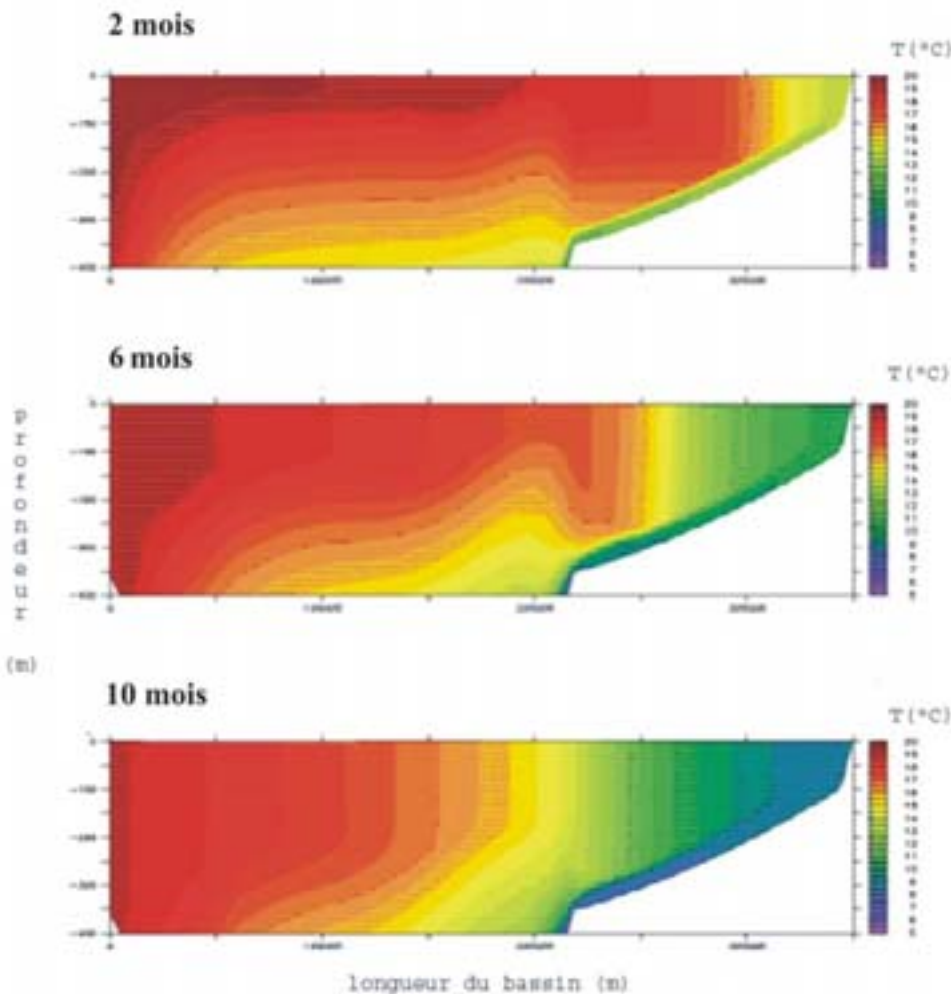


Figure III-18 : Champ de température après 2, 6 et 10 mois de simulation numérique.

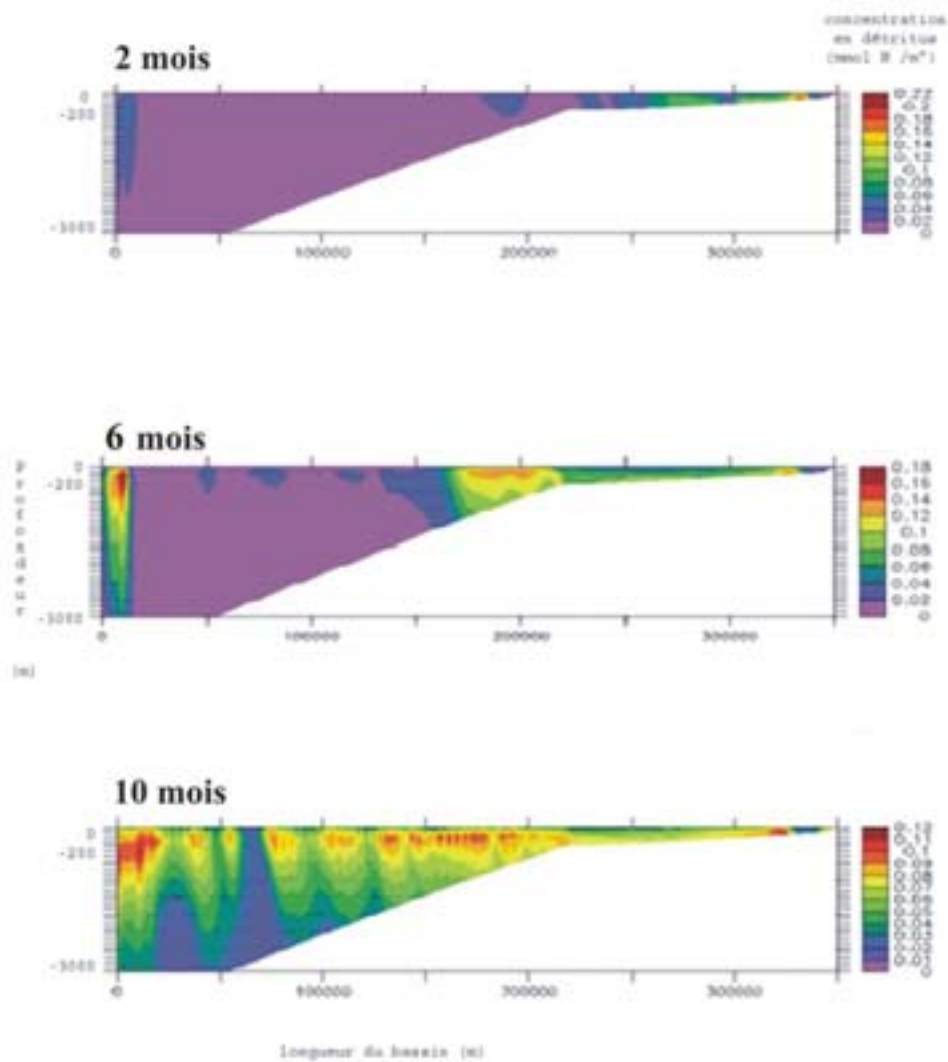


Figure III-19 : Concentration des débris dans la colonne d'eau après 2 mois, 6 mois et 10 mois de simulation numérique.

II-1-2- Paramètres associés aux processus biogéochimiques

Vitesse de Chute des particules

Seule une petite fraction du matériel biogène produit dans la couche euphotique et exporté dans la colonne d'eau parvient à l'interface eau/sédiments (moins de 2% en moyenne, Suess, 1980). La quantité de matériel « perdu » dépend de l'efficacité de la dégradation et donc du temps de transit dans la colonne d'eau des particules. Alors qu'en milieu oligotrophe les particules chutent lentement (5m/jr), la forte tendance à l'agrégation entre particules, en

milieu eutrophe, peut conduire à accélérer leur chute à plus de 100m/jr (Lampitt, 1985; Smetacek, 1985; Alldredge et al., 1987; Alldredge and Silver, 1988; Alldredge, 1998; Berelson, 2002; Sarmiento et al., 2004). Le temps de transit dans une colonne d'eau de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur peut être réduit de plusieurs mois à quelques jours et permettre ainsi à plus de matériel d'atteindre le fond. En raison de l'impact du temps de transit dans la colonne d'eau sur la sédimentation présenté Partie I, Chapitre II-2, la réponse du modèle à des variations de vitesse de chute des particules a été testée. C'est pourquoi 6 simulations ont été réalisées pour différentes valeurs des vitesses de chute W_{Detr} , W_{CaCO_3} et W_{SiO_2} , comprises entre 5 et 300 m/jr pour chaque composé.

Distribution spatiale des flux :

La figure III-20 présente la distribution des flux de Corg, $CaCO_3$ et SiO_2 à l'interface eau/sédiments sur la marge en fonction de la distance à la côte et pour chaque simulation avec une vitesse de chute différente. Même si des différences sensibles sont observables entre des vitesses de 5 et 10m/jr avec celles supérieures à 50m/jr, globalement, la distribution spatiale des flux n'est que faiblement modifiée avec les variations de la vitesse. Pour l'ensemble de ces simulations, les courbes ont une forme similaire à celle de la simulation avec une vitesse du vent de 10m/s (figure III-17). Les flux sont maximums sur la plate-forme continentale, présentent un pic au large de la rupture de pente puis diminuent fortement sur la pente jusqu'au fond du bassin. Alors que dans un système d'upwelling la vitesse de chute des particules est susceptible de changer avec les conditions trophiques (formation d'agrégats) à la surface de l'océan, dans ROMS/NPZD, la vitesse de chute imposée est la même partout quelles que soient les conditions trophiques. C'est pourquoi les courbes de la distribution spatiale des flux ont une forme moyenne qui n'est pas radicalement modifiée suite à l'augmentation de la vitesse de chute.

Cependant, alors que pour les vitesses supérieures à 50m/jr les courbes présentent de nombreuses irrégularités avec plusieurs pics jusqu'à 150km de la côte, pour les vitesses de 5 et 10m/jr, les courbes sont « lissées » avec des paliers reflétant les principaux pics. On suppose que pour des faibles vitesses de chute, le temps d'exposition à la dégradation est suffisamment long (même sur la plate-forme, où les flux sont maximums) pour atténuer les irrégularités visibles sur les courbes issues des simulations avec des vitesses plus élevées.

Comme on l'a vu précédemment, les conditions limites du modèle physique induisent une évolution du système avec la durée numérique de simulation. Aucun état stable ne peut être atteint. La dynamique de l'upwelling génère le développement de turbulences et de nombreux

tourbillons qui peuvent être à l'origine de pics très localisés de productivité et d'une distribution du matériel à l'interface eau/sédiments irrégulière. Alors que les faibles vitesses de chute ont un effet de « lissage » sur la distribution des flux parvenant à la surface des sédiments, des vitesses de chute élevées (>50m/jr) favorisent l'enregistrement des irrégularités de la dynamique physique dans la distribution des flux.

Intensité moyenne des flux :

La figure II-21 qui présente les moyennes des flux de chaque simulation en fonction de la vitesse de chute permet de vérifier l'augmentation des flux avec la vitesse de chute. Pour chacun des flux, Corg, CaCO₃ et SiO₂, cette augmentation obéit à une loi logarithmique. La comparaison des coefficients de chacune des fonctions logarithmiques semble montrer une augmentation plus importante pour CaCO₃ et SiO₂ que pour Corg. Alors que le coefficient de y_{corg} est de 9, il est de 48, 4 pour y_{caco3} et de 49,5 pour y_{sio2} . Pourtant la constante de la fonction y_{caco3} étant beaucoup plus élevée (528,4) que celles de y_{corg} (1,8) et y_{sio2} (20,8) implique que l'augmentation relative des flux reste peu élevée pour le carbonate de calcium. L'augmentation de la vitesse de chute a donc un effet supérieur sur les flux de Corg et de SiO₂ que sur les flux de CaCO₃. Notons de plus, que la loi logarithmique induit une augmentation des flux avec la vitesse de chute beaucoup plus rapide entre 5 et 100 m/jr qu'entre 100 et 300 m/jr. Au-delà de 100 m/jr l'augmentation de la vitesse a donc un effet réduit sur les flux.

A partir de ces tests, l'évolution de l'intensité des flux à l'interface eau/sédiments en relation avec les variations de la vitesse de chute a été vérifiée dans ROMS/NPZD. Comme cela a été plusieurs fois vérifié par des mesures in situ, il a été constaté que dans le modèle, la moyenne des flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ parvenant à l'interface eau/sédiment augmentait avec la vitesse de chute et selon une loi logarithmique. De plus, la distribution spatiale des flux est faiblement modifiée avec l'augmentation de la vitesse de chute malgré un seuil entre 10 et 50m/jr qui permet de distinguer des courbes avec de nombreuses irrégularités et pics lorsque la vitesse est supérieure à ce seuil et des courbes d'aspect plus lisse lorsque la vitesse est inférieure. Pour les valeurs testées, nous pouvons considérer que la vitesse de chute est un paramètre qui module l'intensité des flux mais qui n'influence pas la distribution spatiale. Dans la modélisation il est donc possible de prendre en compte les conditions trophiques du milieu qui favorisent ou non la formation d'agrégats et de ce fait qui déterminent la quantité de matériel biogène transféré vers le fond du bassin. Pour les simulations globales futures, on peut ainsi envisager de moduler l'intensité des flux introduits dans DIONISOS en utilisant

une faible vitesse de chute pour les périodes peu productives et une vitesse de chute plus élevée pour les périodes plus productives. Cependant, l'influence des variations de ce paramètre entre les valeurs tirées de la bibliographie est encore à comparer avec celle des autres paramètres.

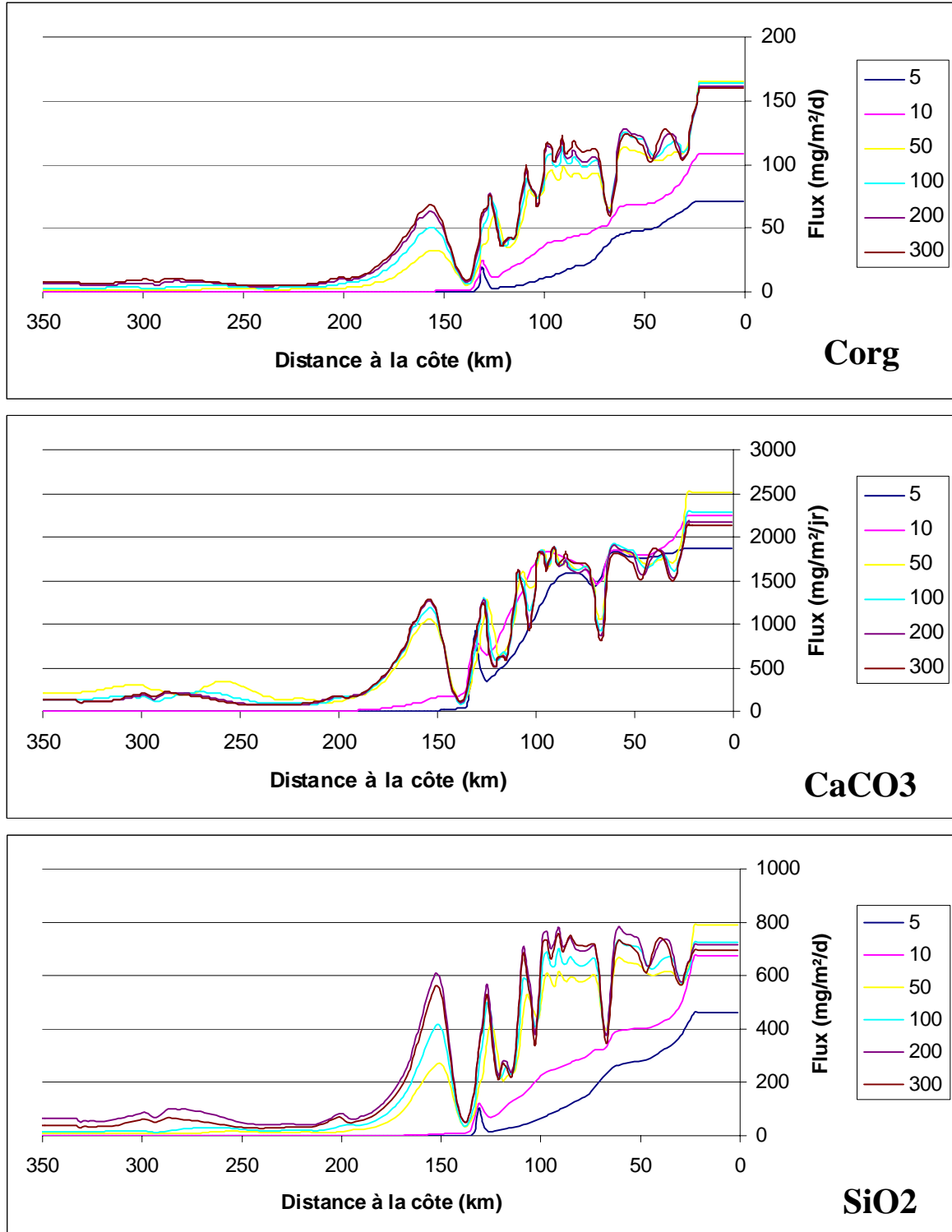


Figure III-20 : Distribution des flux de Corg, CaCO₃, et SiO₂ parvenant à l'interface eau/sédiments pour chaque valeur de vitesse de chute.

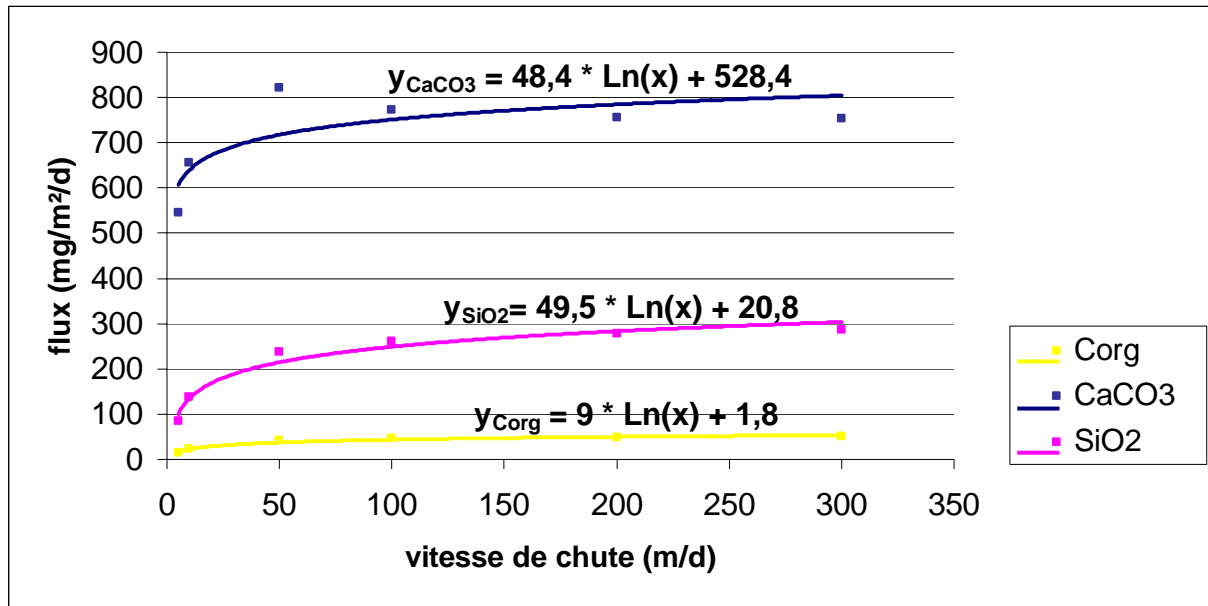


Figure III-21 : Influence de la vitesse de chute des particules de Corg (w_{Detr}), $CaCO_3$ (w_{DCaCO_3}) et SiO_2 (w_{DSi}) sur les flux à l'interface eau/sédiments de Corg, $CaCO_3$ et SiO_2 .

Taux de dissolution

La fraction de matériel exportée hors de la couche euphotique est soumise à la dégradation à un taux plus ou moins élevé en fonction des conditions chimiques environnantes. La quantité de matériel qui parvient sur le fond est donc plus ou moins réduite. Le taux de reminéralisation du carbone organique a été ajusté par Giraud (2001) pendant sa thèse. A présent, sont présentés les tests des taux de dissolution des carbonates et de la silice biogène nouvellement introduits dans NPZD et explicités dans la partie II chapitre 3. Tout comme pour la vitesse de chute, 6 simulations ont été réalisées avec différents taux de dissolution v_{ca} et v_{si} dont les valeurs comprises entre $5 \cdot 10^{-4}$ et 1 jr^{-1} , proviennent de la bibliographie.

Distribution spatiale des flux :

La figure III-22 présente la distribution des flux de $CaCO_3$ et SiO_2 en fonction de la distance à la côte et pour chaque valeur de taux de dissolution. On observe que l'augmentation de ces derniers génère une diminution des flux spatialement homogène. Bien que dans la réalité l'intensité de la dissolution varie localement, les taux de dissolution imposés dans NPZD sont identiques pour toute la colonne d'eau et dans tout le bassin. C'est pourquoi la distribution des flux n'est pas modifiée par l'augmentation des taux de dissolution.

Intensité moyenne des flux :

Ensuite la figure II-23 présente la moyenne des flux de CaCO₃ et SiO₂ pour chaque simulation avec un taux de dissolution différent. On observe une décroissance des flux avec l'augmentation des taux de dissolution selon une loi logarithmique. Entre 0 et 0,1 jr⁻¹, l'augmentation du taux de dissolution induit une diminution rapide des flux. Au-delà de 0,1 jr⁻¹, l'influence du taux de dissolution est moins importante. De plus, bien que le coefficient de la fonction y_{CaCO_3} (64,4) représente presque le double de celui de y_{SiO_2} (38,4), le calcul du delta relatif ($\Delta = y_{x=0} / \text{constante}$) a montré que la diminution des flux sous l'effet d'une augmentation du taux de dissolution était quasiment deux fois plus importante pour la silice biogène ($\Delta = 6$) que pour le carbonate de calcium ($\Delta = 3,5$).

Implications pour le choix des taux de dissolution du carbonate de calcium et de la silice biogène :

Peu de mesures de la cinétique de dissolution des carbonates dans la colonne d'eau ont été réalisées. Par contre les relevés *in situ* dans les eaux interstitielles estiment des taux de dissolution de 1 à 1.10^{-4} jr⁻¹ (Archer et al., 1989; Berelson et al., 1994; Jahnke et al., 1994; Sarmiento et al., 2004). Dans le cas de mon étude, les simulations sont réalisées pour un bassin dont la profondeur maximale (3500 m) est au dessus de la Calcite Compensation Depth (CCD) à 5000 m dans l'océan Atlantique. La CCD correspond à la profondeur à laquelle tout apport de calcite est compensé par la dissolution en raison des conditions de températures plus froides et de masses d'eau plus corrosives. De ce fait, je considère qu'en raison de la sursaturation des masses d'eau, la dissolution des carbonates est faible voire nulle dans le bassin. Cependant les processus d'agrégation peuvent modifier au sein de l'agrégat les conditions chimiques et favoriser une dissolution des particules carbonatées (partie I chapitre VI). Bien qu'elle soit faible et hétérogène spatialement, cette dissolution dans les agrégats peut sensiblement atténuer les flux de carbonates dans la colonne d'eau. Malgré la localisation du bassin au dessus de la CCD, un taux de dissolution nul ne peut être fixé. Comme on vient de le voir, pour des valeurs inférieures à 0,1 jr⁻¹, l'augmentation du taux de dissolution diminue fortement les flux à l'interface eau-sédiments. Afin que la dissolution ne soit pas le principal mécanisme limitant la quantité de carbonates parvenant sur le fond mais tout en exprimant la légère dissolution associée aux agrégats j'ai choisi d'utiliser un taux de dissolution du même ordre de grandeur que les valeurs minimales relevées *in situ*, c'est-à-dire 5.10^{-4} jr⁻¹.

La mesure des taux de dissolution de la silice biogène directement dans les océans révèle des valeurs de $0,025$ à $0,25 \text{ jr}^{-1}$ en moyenne (Nelson and Brzezinski, 1997; Van Capellen et al., 2002). Ces valeurs sont spatialement très variables selon un certain nombre de facteurs exposés dans le Chapitre VI de la Partie I. Alors que l'océan est globalement sous-saturé en Si, le système du Benguela en est sursaturé grâce à l'approvisionnement par l'AAIW. La sursaturation des eaux en Si associée à de faibles températures limite la dissolution des particules siliceuses. Cependant, tout comme pour les carbonates, les processus d'agrégation créent un environnement propice à la dissolution de la silice. Il est impossible de considérer une dissolution nulle et il est nécessaire de tenir compte de cet effet « agrégats ». Pour les simulations globales, un faible taux de dissolution a été choisi ($\approx 5 \cdot 10^{-4} \text{ jr}^{-1}$).

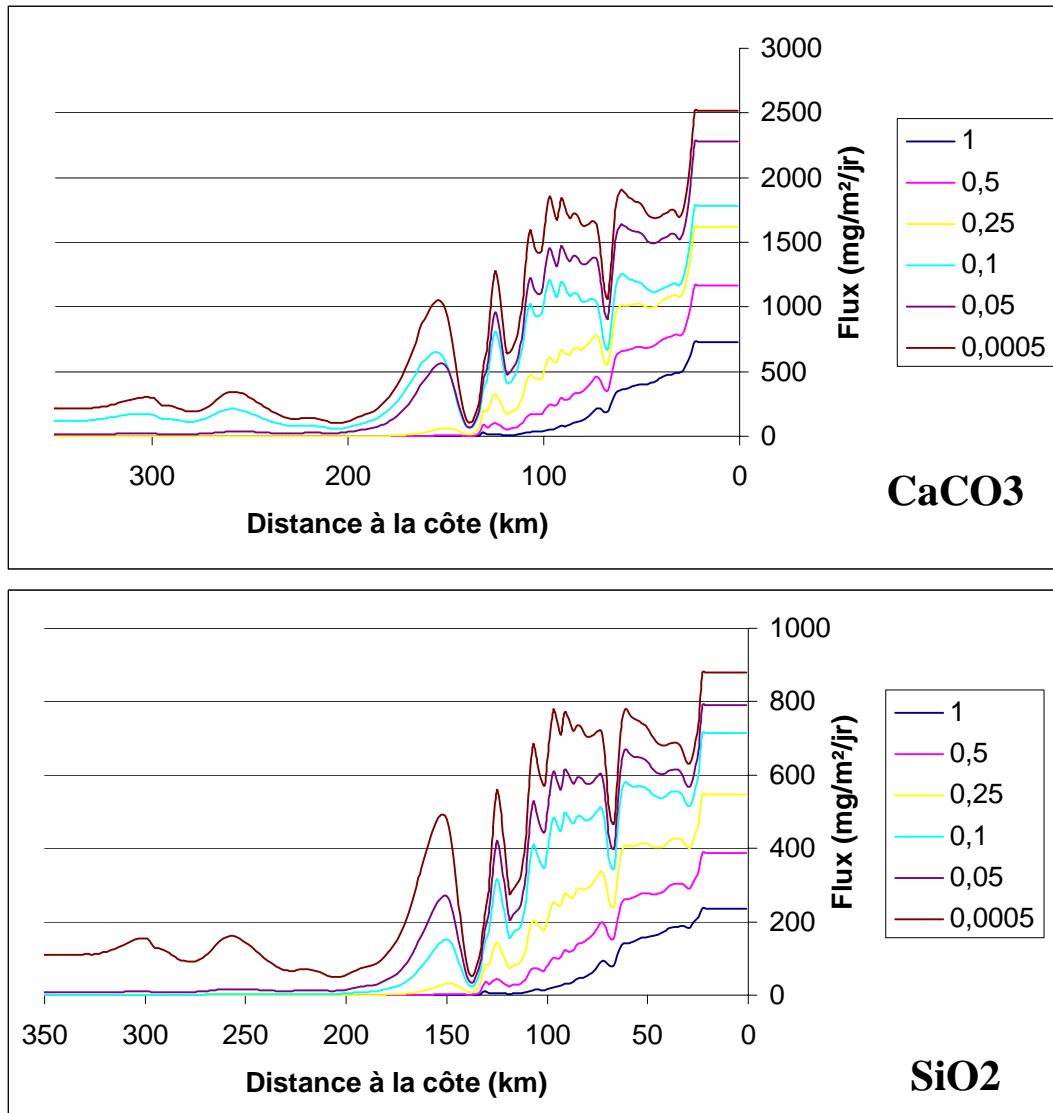


Figure III-22 : Distribution des flux de CaCO_3 et SiO_2 parvenant à l'interface eau/sédiments pour chaque valeur de taux de dissolution.

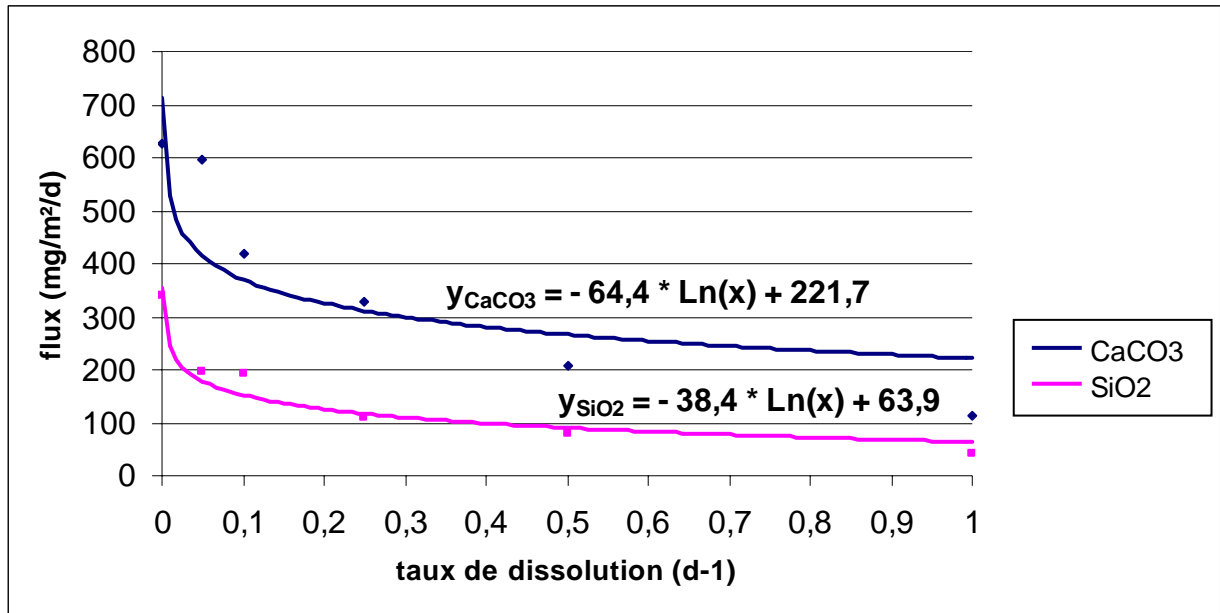


Figure III-23 : Influence du taux de dissolution de CaCO₃ (nudCaCO₃) et de SiO₂ (nudSi) dans la colonne d'eau sur les flux à l'interface eau/sédiments de CaCO₃ et SiO₂.

Rapports

Les rapports rcap, rcaz, rsip représentent les quantités en mmol de carbonate et de silice biogène produites par le zooplancton et par le phytoplancton en fonction de la disponibilité en mmol en azote dans la colonne d'eau. Rappelons que ces rapports permettent de paramétrer deux relations (Partie II, Chapitre III) représentant les échanges au sein du réseau trophique. Dans l'océan, d'autres facteurs que les nutriments interviennent sur les taux de production biologique tels que la composition chimique des eaux, l'ensoleillement, la turbidité des eaux (etc.) et induisent une grande variabilité des rapports dans l'océan. Bien qu'il existe des travaux sur les flux de CaCO₃, SiO₂ corrélés au flux de NO₃ dans différentes régions de l'océan (Schiebel et al., 2004), il a été difficile de les utiliser pour déterminer les rapports rcap, rcaz et rsip caractéristiques de notre zone et notre cas d'étude. C'est pourquoi, outre l'évaluation quantitative de l'effet des variations des rapports sur les flux, les tests de sensibilité ont pour objectif de déterminer les valeurs à utiliser pour une simulation réaliste. A partir de valeurs recouvrant plusieurs ordres de grandeur (10⁻¹, 10⁰, 10¹), plusieurs simulations ont été réalisées pour chaque rapport (tableau III-24). Pour les carbonates, rcap et rcap ont été testés l'un par rapport à l'autre.

Grâce aux concentrations en phytoplancton calculées à partir d'images satellites (www.SeaWifs) et aux flux de matériel biogène mesurés dans les pièges à particules dans la colonne d'eau, on peut comparer les flux simulés à ceux observés dans le milieu et déterminer

les valeurs de r_{caz} , r_{cap} et r_{sip} nécessaires pour que les sorties du modèle soient le plus proches possible de la réalité.

Distribution spatiale :

Les figures III-25 a, b et c présentent les flux de $CaCO_3$ et SiO_2 à l'interface eau/sédiments en fonction de la distance à la côte pour chaque simulation avec des rapports différents. L'augmentation des rapports génère une augmentation des flux homogène sur l'ensemble de la marge. La distribution n'est pas modifiée par les variations des rapports.

Intensité moyenne des flux :

Les figures III-26 a et b et III-27 présentent les moyennes des flux de chaque simulation en fonction des rapports r_{caz} , r_{cap} et r_{sip} . Pour les carbonates, les flux augmentent en réponse à l'augmentation des rapports selon une fonction linéaire de type $y_i = ax + b_i$. Ces tests ont permis de mettre en évidence l'influence dominante de r_{cap} sur les flux de $CaCO_3$ par rapport à r_{caz} . Alors que pour r_{cap} , le coefficient a est de 564,5, il est de 257,5 pour r_{caz} , c'est-à-dire plus de 2 fois plus faible. Les flux de SiO_2 augmentent également linéairement avec l'augmentation de r_{sip} selon la fonction $y = 237,8 x + 0,327$.

Implications pour le choix des rapports :

Etant donné que peu d'informations sont disponibles dans la littérature pour déterminer les valeurs des rapports dans les simulations globales futures, ces tests serviront de référence. Les rapports seront fixés afin d'ajuster les résultats de modélisation aux mesures de flux réelles. Par cette démarche, étant donné que les flux de SiO_2 mesurés par Giraudeau et al., (2000) dans un piège à particules situé à 150Km du bord à 500m de profondeur, sont de l'ordre de $30mg/m^2/jr$ en moyenne pour une période interglaciaire, je déduis que r_{sip} devra être d'un ordre de grandeur 10^{-1} . Les flux de $CaCO_3$ sont influencés conjointement par r_{cap} et r_{caz} et des simulations supplémentaires non présentées ont permis de déduire que pour obtenir des flux de l'ordre de $150mg/m^2/jr$, l'ordre de grandeur pour chacun de ces deux rapports devra également être de 10^{-1} pour les simulations globales futures.

Ces tests de simulation démontrent qu'il est envisageable de simuler une production biologique dominée soit par les diatomées soit par les coccolithophoridés et les foraminifères planctoniques. Notons que les rapports r_{caz} et r_{cap} n'ont aucun effet sur les flux de SiO_2 et que réciproquement r_{sip} n'a aucun effet sur les flux de $CaCO_3$ (cf relations 1 et 2, Chapitre III, Partie II). Le choix d'un rapport r_{sip} supérieur aux rapports r_{cap} et r_{caz} exprime ainsi une

production à dominance siliceuse enregistrée généralement en période glaciaire lorsque les masses d'eau permettent l'approvisionnement en Si dans les couches de surface. L'inverse, r_{cap} et r_{caz} supérieurs à r_{sip} , exprime alors une production à dominance carbonatée enregistrée généralement pendant les périodes interglaciaires. Cependant, ces rapports ne permettent pas d'exprimer pour une même période climatique la répartition spatiale des deux types de production. Par exemple, en période glaciaire les diatomées se développent en priorité au cœur des cellules d'upwelling plutôt eutrophiques et les coccolithophoridés les remplacent au large pour les conditions plus oligotrophiques. Il existe des relations de compétition entre ces différentes espèces phytoplanctoniques productrices qui déterminent en partie la composition du matériel biogène enfoui dans les sédiments. En fonction de la turbulence, de la température et de la teneur en nutriment des eaux de surface, les coccolithophoridés ou bien les diatomées se développeront au détriment de l'autre espèce. Suite à l'analyse des simulations globales nous envisagerons ou non l'introduction dans NPZD d'une nouvelle fonction exprimant la relation entre SiO_2 et $CaCO_3$ lors de la production biologique. Elle aurait pour rôle d'exprimer, en plus de la dominance de la production par l'une ou l'autre espèce, la répartition spatiale de chacune des 2 types de productions biologiques.

a)

r_{cap}	0,1	0,5	1	4	10
r_{caz}	0,1-0,5-1-4-8-14	0,1-0,5-1-4-8-14	0,1-0,5-1-4-8-14	0,1-0,5-1-4-8-14	0,1-0,5-1-4-8-14

b)

r_{sip}	0,1	0,5	0,8	1	4	8	10
------------------------	-----	-----	-----	---	---	---	----

Tableau III-24 : Valeurs pour lesquelles les rapports ont été testés a) 30 simulations pour r_{cap} et r_{caz} b) 6 simulations pour r_{sip} .

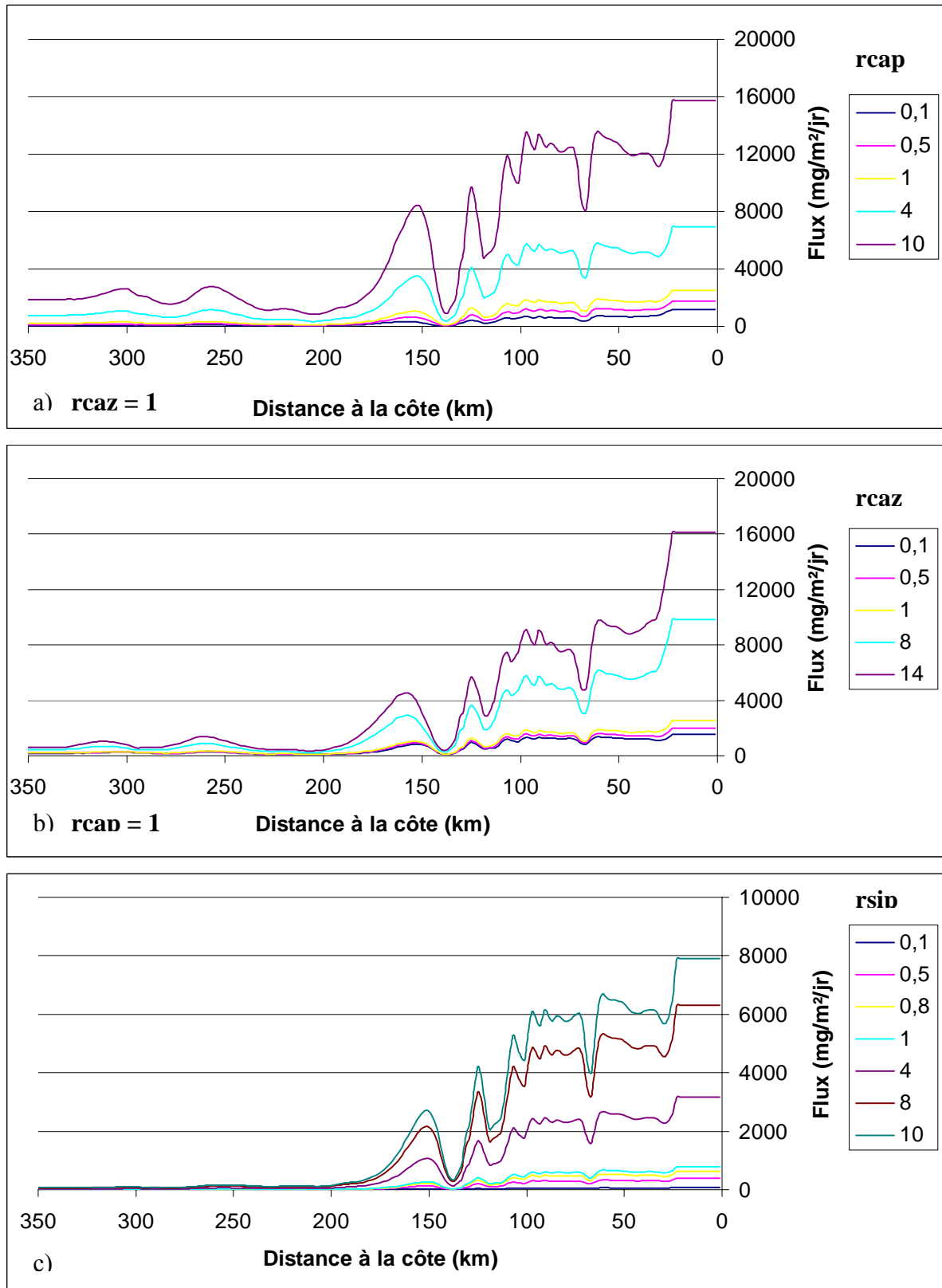


Figure III-25 : Distribution des flux parvenant à l'interface eau/sédiments pour chaque valeur des rapports, a) variation de rcap avec rcaz = 1, b) variation de rcaz avec rcap = 1, c) variation de rsiip.

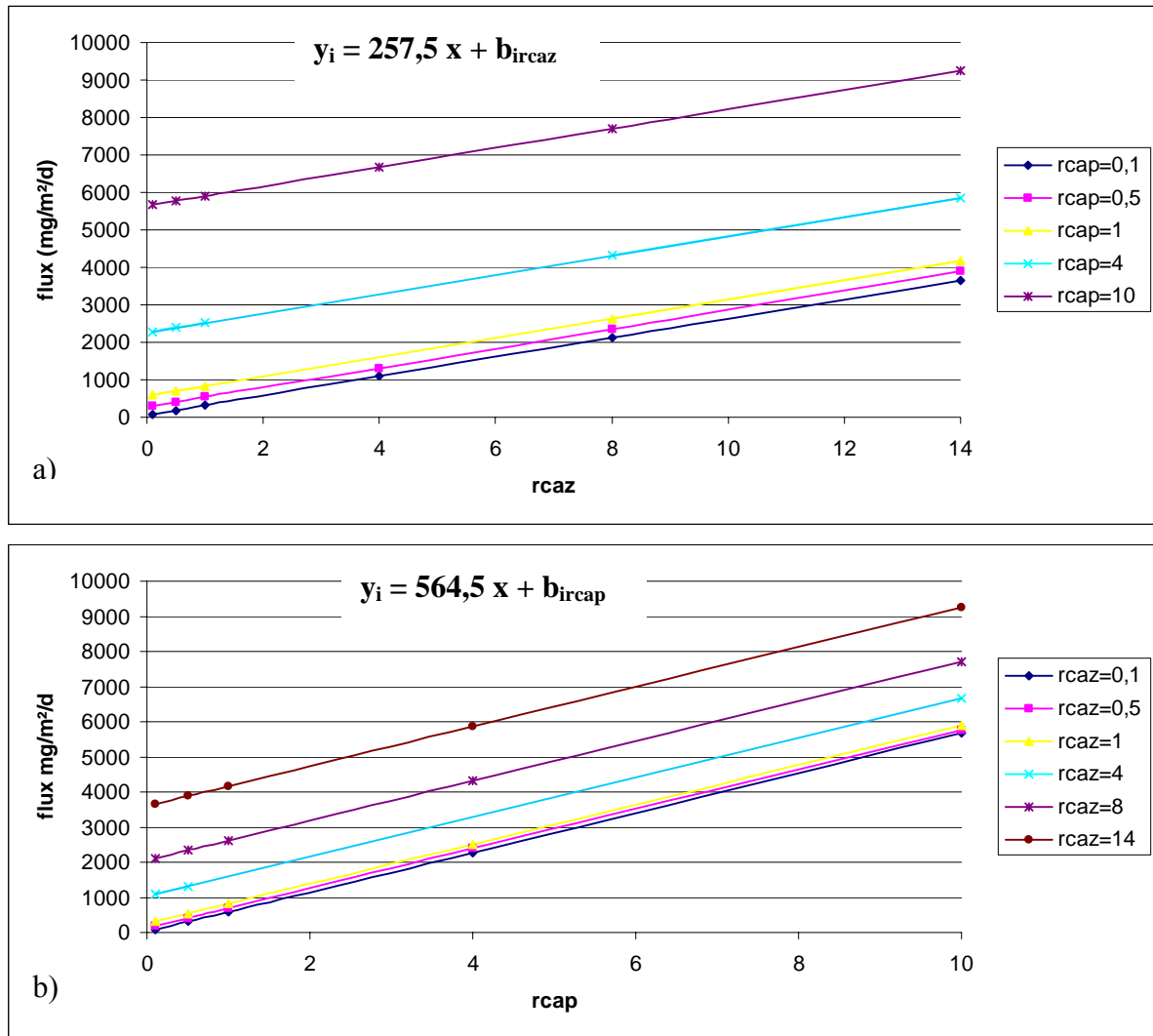


Figure III-26 : Influence des rapports rcaz (a) et rcap (b) sur les flux de CaCO₃ à l'interface eau/sédiments.

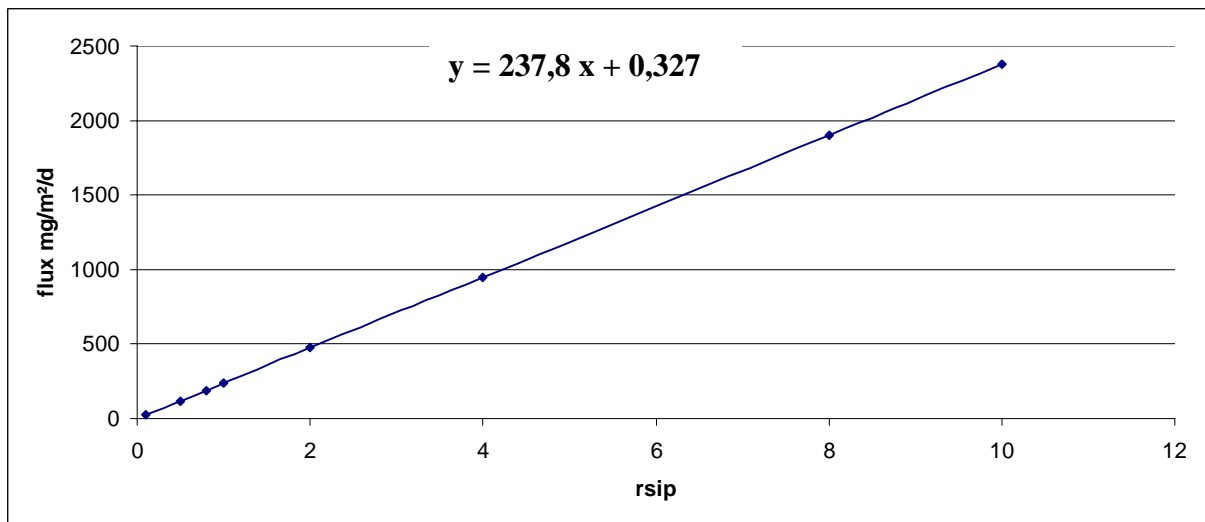


Figure III-27 : Influence du rapport rsip sur le flux de SiO₂ à l'interface eau/sédiments.

II-1-3-Discussion des tests de sensibilité des paramètres de ROMS et NPZD et implications pour les simulations globales

Les tests de sensibilité ont permis de mettre en évidence le contrôle de chacun des paramètres d'entrée du modèle couplé physique/biogéochimique sur la distribution des flux à l'interface eau-sédiments. Plusieurs simulations ont été réalisées en faisant varier un par un les paramètres à partir de données issues de la bibliographie pour la plupart et à partir de valeurs recouvrant plusieurs ordres de grandeur pour ceux dont peu ou pas de données existent (ex : rapports). Afin d'analyser la réponse du modèle face à des modifications des conditions forçantes, j'ai observé la manière avec laquelle évoluait la dynamique de l'upwelling entre chaque simulation et de quelle façon la distribution et la quantité de matériel biogène parvenant sur le fond en étaient influencées.

Dynamique océanique

Dans un premier temps, quelques résultats de Giraud (2001) ont été présentés afin de montrer le rôle de l'eustatisme et de la morphologie de la marge sur la dynamique de l'upwelling. **Le modèle reproduit à partir de la morphologie de la marge dont les caractéristiques dominantes sont l'étendue et la profondeur de la plate-forme, la localisation et l'intensité des cellules côtière et secondaire de l'upwelling qui contrôlent le transfert de sédiments sur le fond du bassin.** De ce fait, afin de tenir compte de l'évolution de la bathymétrie sous l'effet de la sédimentation (dépôt/érosion) et/ou de l'eustatisme, les flux de matériel biogène doivent être recalculés régulièrement par ROMS/NPZD. La fréquence de ces simulations dépend de la précision que veut et peut donner l'utilisateur à la modélisation.

Les simulations réalisées pour différentes vitesses de vent ont permis d'observer l'influence considérable que la contrainte éolienne exerce sur la dynamique de l'upwelling. **Une augmentation de la vitesse du vent entre des valeurs extrêmes (entre 5 et 20m/s) mesurées dans la région du Benguela pour une même bathymétrie de haut niveau marin, induit une extension vers le large des deux cellules d'upwelling et une augmentation de la profondeur d'origine des masses d'eau résurgentes.** Qu'elle est alors l'influence de l'action conjointe du vent et de la bathymétrie sur la dynamique de l'upwelling ? Le contrôle prioritaire de l'un ou de l'autre est analysé dans le chapitre III-2 de cette partie, dans lequel

est également analysée l'évolution progressive ou bien par basculement à partir d'un seuil de la structure de l'upwelling.

L'observation à intervalles de temps réguliers, des champs de température et des champs biogéochimiques issus d'une simulation d'une durée numérique de 1 an, a permis de déterminer la durée (6 mois) pour laquelle j'ai estimé que le modèle représentait l'upwelling en état d'équilibre. Cette durée numérique a alors été utilisée pour tous les autres tests de sensibilité puis pour les simulations globales.

Distribution spatiale des flux et intensité

La morphologie de la marge, la vitesse du vent et la durée de simulation contrôlent la dynamique de l'upwelling, c'est-à-dire l'organisation des déplacements de masses d'eau sur la marge. En représentant l'intensité des flux de carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène en fonction de la distance à la côte, il a été vérifié que la distribution spatiale des flux reflétait la dynamique de l'upwelling. D'autre par l'étendue et la profondeur de la plate-forme ainsi que la contrainte éolienne favorisent ou non le transfert de matériel vers le fond et déterminent ainsi l'intensité des flux à l'interface eau/sédiments.

Pour le carbone organique, la morphologie de la marge, la vitesse du vent et la durée de simulation modulent à la fois la distribution spatiale et l'intensité des flux de carbone organique. En revanche, ces 3 paramètres n'ont d'effet considérable que sur la distribution spatiale des flux de carbonate de calcium et de silice biogène et non sur leur intensité. **La quantité de carbonate de calcium et de silice biogène parvenant sur le fond est uniquement contrôlée par les 3 nouveaux paramètres, vitesses de chute des particules, taux de dissolution du carbonate de calcium et de la silice biogène et rapports,** utilisés suite à l'introduction de deux nouvelles fonctions pour la modélisation de la production carbonatée et siliceuse.

Implications pour les simulations globales

L'analyse de l'efficacité de cette méthodologie de modélisation mettant en œuvre modèle stratigraphique, physique et biogéochimique, s'appuie sur l'histoire de la sédimentation biogène sur la marge namibienne. Dès la mise en place du système d'upwelling du Benguela, des variations climatiques alternant périodes glaciaires et périodes interglaciaires ont rythmé la sédimentation. C'est pourquoi l'objectif des simulations globales

sera de modéliser ces variations et de comparer les résultats de simulations aux données réelles (carottes essentiellement). Afin de représenter la variabilité climatique à partir des flux de carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène, il est possible d'adapter les paramètres pour une situation glaciaire ou interglaciaire. Les variations eustatiques imposées dans DIONISOS permettront de fournir à ROMS/NPZD des bathymétries de haut ou bas niveau marin. **A partir d'une bathymétrie de bas niveau marin, les flux de matériel biogène introduits dans DIONISOS pourront être préalablement calculés par le modèle couplé physique-biogéochimique afin de refléter une situation glaciaire avec les paramètres tels que :**

- une vitesse de vent plus élevée que pour une situation interglaciaire afin de représenter un transfert de matériel plus intense vers le fond du bassin.
- un rapport r_{sip} supérieur à r_{cap} et r_{caz} afin que les apports soient en majorité composés de silice biogène.

Comparativement aux rapports, pour des variations comprises entre les valeurs réellement mesurées *in situ*, la vitesse de chute des particules et les taux de dissolution ont peu d'influence sur les flux. Pour cette raison et dans le souci de limiter le nombre de paramètres à modifier entre les cycles climatique, les vitesses de chute et les taux de dissolution seront fixes dans les simulations globales. Quelles que soit la situation climatique, il est considéré que la dissolution de $CaCO_3$ et SiO_2 est faible et un taux est fixé à $5.10^{-4} \text{ jr}^{-1}$. Même si en période interglaciaire la composition des masses d'eau avoisinantes à l'upwelling ne permet pas une sursaturation en Si du milieu et de ce fait un taux de dissolution faible, il a été estimé qu'il y aura peu de dissolution de SiO_2 . De même, malgré une baisse du régime des vents en période interglaciaire l'upwelling reste efficace et génère des conditions eutrophiques comme on peut l'observer actuellement. La vitesse de chute des particules est donc fixée à 100 m/jr.

Comme on vient de le voir pour une situation glaciaire, les flux de matériel biogène introduits dans DIONISOS pourront refléter une situation interglaciaire avec une bathymétrie de haut niveau marin et les paramètres tels que :

- une vitesse de vent moins élevée pour réduire le transfert de matériel vers le fond.
- des rapports r_{cap} et r_{caz} supérieurs à r_{sip} afin que le matériel biogène soit majoritairement composé de carbonate de calcium.

Alors que les taux de dissolution et les vitesses de chute sont estimables à partir de la bibliographie, les rapports r_{cap} , r_{caz} et r_{sip} sont adaptés afin que la simulation soit réaliste, c'est-à-dire que les résultats soient en accord avec les données réelles. Les tests de sensibilité présentés précédemment ont permis en quelque sorte d'établir une base de données à laquelle

on pourra se référer pour adapter les valeurs de chaque paramètre (en particulier les rapports) au scénario de simulation choisi.

II-2- Résultats des tests de sensibilité des paramètres d'entrée de DIONISOS

La reconstruction de la stratigraphie dans DIONISOS peut mettre en œuvre un grand nombre de paramètres associés soit aux modules concernant la déformation du bassin, soit aux modules d'apports de sédiments, soit aux lois de transport de sédiments. Depuis la conception du modèle, ces paramètres ont été plusieurs fois testés et appliqués à différents cas. C'est pourquoi j'ai focalisé les tests de sensibilité sur les paramètres relatifs à ma problématique.

Les paramètres contrôlant les apports de sédiments terrigènes ou issus d'une production ne sont pas testés ni utilisés car selon la méthodologie développée, la quantité et la localisation d'apports de sédiments biogènes sont modélisées par ROMS et NPZD. Toutefois, l'apport de sédiments terrigènes par DIONISOS n'est pas définitivement exclu de ma problématique.

Excepté l'eustatisme, les modules de déformation du bassin (tectonique, subsidence par exemple) ne sont pas utilisés dans ce travail ni testés. D'une part, la marge namibienne étant une marge passive la tectonique n'est pas un facteur responsable de la déformation du bassin et d'autre part, il est considéré que la subsidence a eu peu d'effet sur la sédimentation biogène comparativement aux conditions océanographiques.

Dans le chapitre III, dans le cadre des simulations globales, les effets de différentes courbes eustatiques seront présentés.

Seuls les paramètres concernant les lois de transport permanent long terme ont fait l'objet de tests de sensibilité. Dans DIONISOS le transport des sédiments est défini par une équation de diffusion (équation 1, Partie II, Chapitre I-1) faisant intervenir plusieurs coefficients K_g , K_e , K_v respectivement coefficient de diffusion gravitaire, coefficient de proportionnalité au flux d'eau et coefficient de diffusion liée aux vagues (m^2/s). Ces coefficients sont calculés automatiquement par DIONISOS ou bien peuvent être fixés par l'utilisateur selon les caractéristiques géologiques, géographiques et climatiques du bassin. Afin d'analyser leur effet sur la distribution des sédiments issus des flux de matériel biogène calculés par ROMS/NPZD et introduits dans DIONISOS, j'ai réalisé plusieurs simulations pour chacun avec différentes valeurs. L'observation de l'architecture des sédiments, de la localisation des zones de dépôt et de celles de non dépôt a permis de déterminer un ordre de grandeur pour les valeurs de ces coefficients.

II-2-1-Coefficients de transport

Coefficient de diffusion lié à l'énergie des vagues

En situation d'upwelling un fort courant d'Ekman de fond dirigé vers la côte est généralement observé au dessus de la profondeur de transmission de la contrainte éolienne qui peut atteindre 200-300m. Sur les plates-formes internes le dépôt de sédiments reste donc faible car la plus grande fraction est remise en suspension puis recyclée. Au-delà de cette profondeur un contre courant d'Ekman de fond dirigé vers le large favorise le transport des sédiments vers la pente et le fond du bassin. Le coefficient de diffusion liée à l'énergie des vagues, K_v , permet de représenter l'effet d'une contrainte plus ou moins intense appliquée sur le fond à partir du trait de côte jusqu'à une certaine profondeur, P_e , fixée par l'utilisateur. Cette profondeur représente la profondeur jusqu'à laquelle est ressentie l'énergie des vagues. Ce mode de diffusion peut être utilisé pour exprimer l'effet de la contrainte exercée par le contre courant d'Ekman de fond (vers la côte) et pour simuler ainsi sur la plate-forme une zone où le transport des sédiments dominera plus ou moins par rapport à leur dépôt. Cette zone qui s'étend de la côte jusqu'à la profondeur de transmission de la contrainte éolienne est déterminée par P_e .

Pour évaluer l'effet du coefficient de diffusion lié à l'énergie des vagues, plusieurs tests ont été réalisés avec 3 valeurs de P_e (50, 100 et 200m) pour chacune desquelles K_v a varié entre 4 valeurs (5, 25, 50 et 100). L'apport de sédiments provient des flux de matériel biogène calculés par ROMS/NPZD pour la morphologie de la marge Namibienne en haut niveau marin. La figure III-28 présente 6 des 12 simulations tests ainsi qu'une simulation avec K_v nul.

Si, dans un premier temps, on compare les simulations pour lesquelles K_v est identique, on remarque que les variations de P_e contrôlent largement l'extension d'une zone de dépôt réduit. En effet, avec par exemple $K_v = 100$, l'augmentation de P_e élargit cette zone sur la quasi-totalité de la plate-forme.

Ensuite, pour une même valeur de P_e , la comparaison des simulations pour différents K_v montrent que ce coefficient détermine l'extension de la zone de dépôt des sédiments ainsi que l'épaisseur de sédiments dans la zone de dépôt réduit. L'augmentation de K_v induit un élargissement et un épaissement de la zone de dépôt des sédiments et un amincissement de la zone de dépôts réduits.

Il faut noter que les sédiments se déposent en downlap sans jamais être transférés jusqu'au fond du bassin (figures III-28 et III-29). Etant donné que Pe est fixe, les sédiments sont déposés un peu plus vers le large à chaque pas de temps DIONISOS.

En conditions moyennes les masses d'eau de l'upwelling proviennent d'une profondeur de 200m Smith, 1995; Bertrand, 1998. Le contre courant d'Ekman de fond s'exerce donc à partir de cette profondeur jusqu'à la côte et limite le dépôt des sédiments dans cette zone. C'est pourquoi il semble judicieux de choisir une valeur de Pe de 200 m qui ne peut aucunement être associée à la profondeur jusqu'à laquelle est ressentie l'énergie des vagues. Rappelons ici que ce mode de transport par l'énergie des vagues est utilisé dans notre étude pour représenter l'effet du contre courant d'Ekman de fond. De plus, d'après différentes études (Giraudeau et al., 2000, entre autres) le haut de pente sur la marge namibienne représenterait une zone d'accumulation préférentielle. Comme l'ont montrées les simulations, une valeur de Kv de 25 pour $Pe = 200$, génère des dépôts en downlap en haut de pente. Cette valeur semble donc convenir pour représenter les dépôts dans cette zone d'accumulation préférentielle.

La figure III-30 met en évidence l'intérêt de fixer différentes valeurs de coefficients de diffusion lié à l'énergie des vagues pour les 3 types de sédiments biogènes : carbone organique, carbonate et silice biogène dont les flux sont préalablement calculés par ROMS/NPZD. Deux simulations sont présentées : la première a été réalisée avec des coefficients de diffusion nul pour le carbone organique, les carbonates et la silice biogène, la seconde a été réalisé avec les coefficients du carbone organique et des carbonates supérieurs à celui de la silice biogène. Il a été supposé que les particules de silice biogène (diatomées) étaient plus denses que les particules de carbonate ou de carbone organique et de ce fait plus difficiles à transporter. C'est pourquoi le coefficient lié à l'énergie des vagues a été fixé à 25 pour le carbone organique et les carbonates et à 0 pour la silice biogène. De plus Pe a été fixée à 200 m car comme on l'a vu, une contrainte éolienne suffisamment intense et maintenue est ressentie jusqu'à une telle profondeur et les masses d'eaux remontent à partir de cette profondeur en réduisant le dépôt jusque vers la côte. Alors que l'on observe, conformément aux observations de terrain, une augmentation des teneurs en carbone organique et carbonate sur le haut de pente au niveau des structures en downlap, la teneur en silice biogène diminue et révèle l'effet de la dilution. Par ailleurs la silice biogène n'est pas évacuée de la plate-forme interne et sa teneur dans les sédiments augmente considérablement, ce qui est également conforme aux observations de terrain.

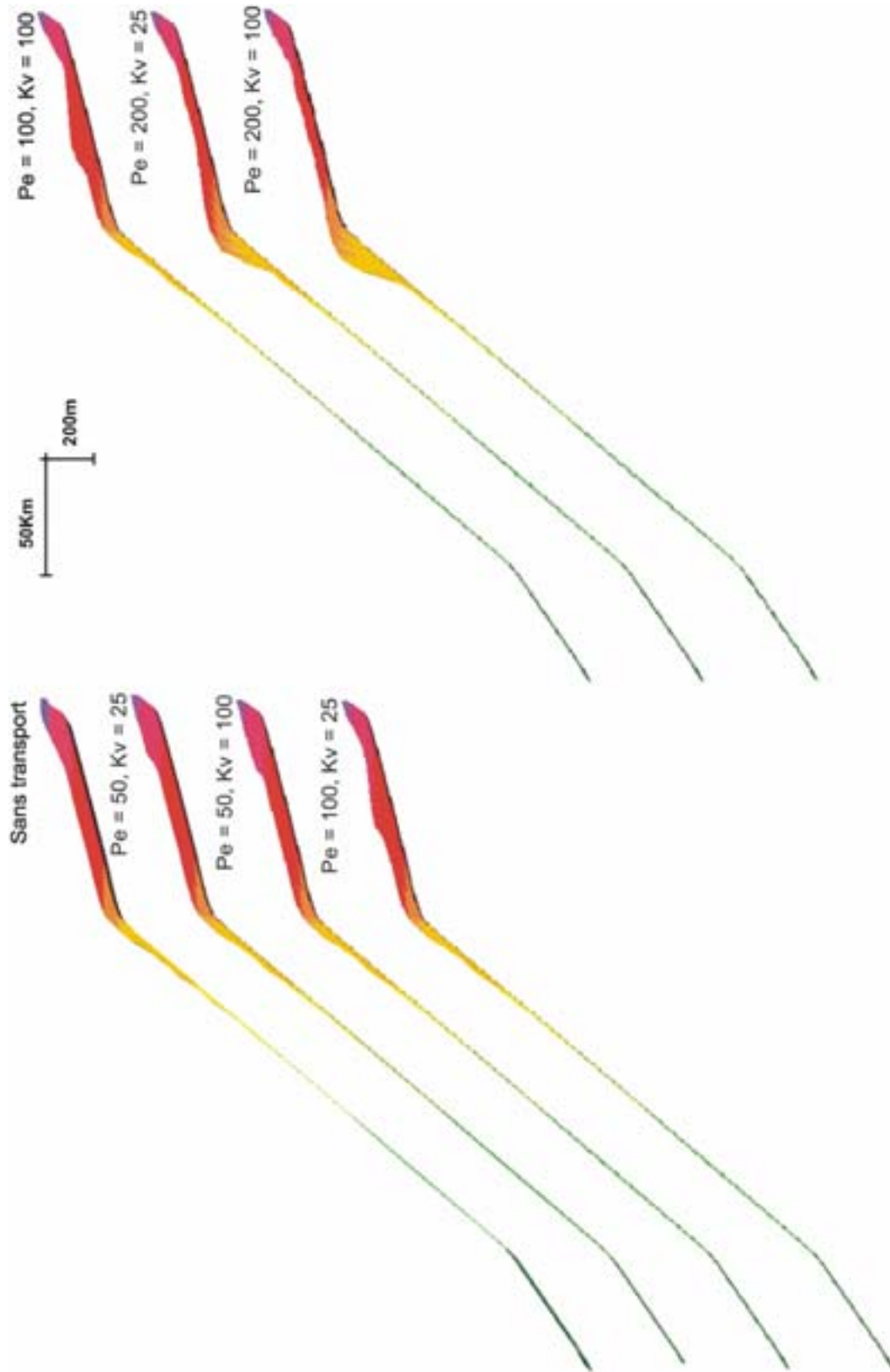


Figure III-28 : Résultats des tests de sensibilité du coefficient de diffusion liée à l'énergie des vagues (K_v) et de la profondeur jusqu'à laquelle est ressentie l'énergie des vagues (P_e) pour 7 situations : $K_v = 0$ et $P_e = 0$, $K_v = 25$ et $P_e = 50$, $K_v = 100$ et $P_e = 50$, $K_v = 25$ et $P_e = 100$, $K_v = 100$ et $P_e = 100$, $K_v = 25$ et $P_e = 200$, $K_v = 100$ et $P_e = 200$.

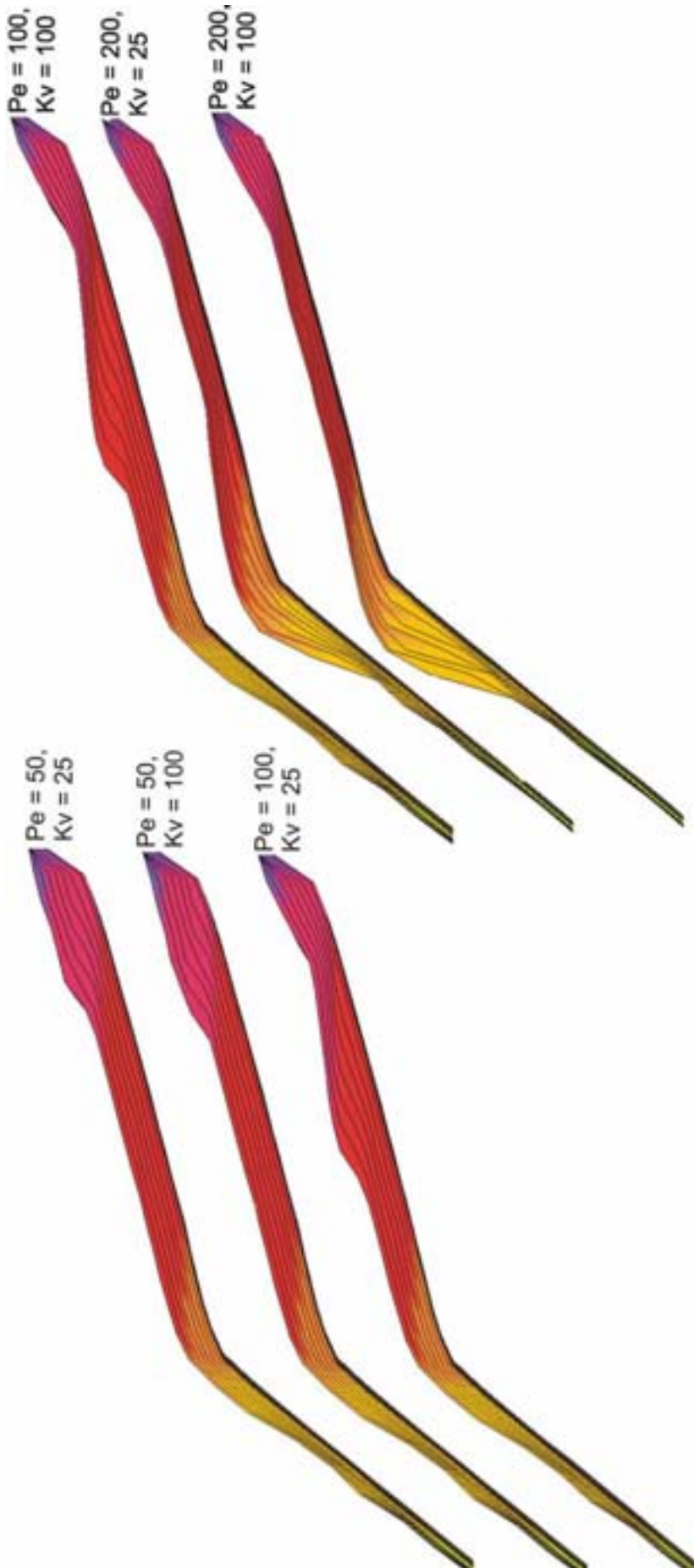


Figure III-29 : Résultats des tests de sensibilité du coefficient de diffusion liée à l'énergie des vagues.

Zooms sur la plate-forme de la figure III-28. Représentation des lignes de temps : Kv = 25 et Pe = 50, Kv = 100 et Pe = 50, Kv = 25 et Pe = 100, Kv = 100 et Pe = 100, Kv = 200, Kv = 25 et Pe = 200, Kv = 100 et Pe = 200.

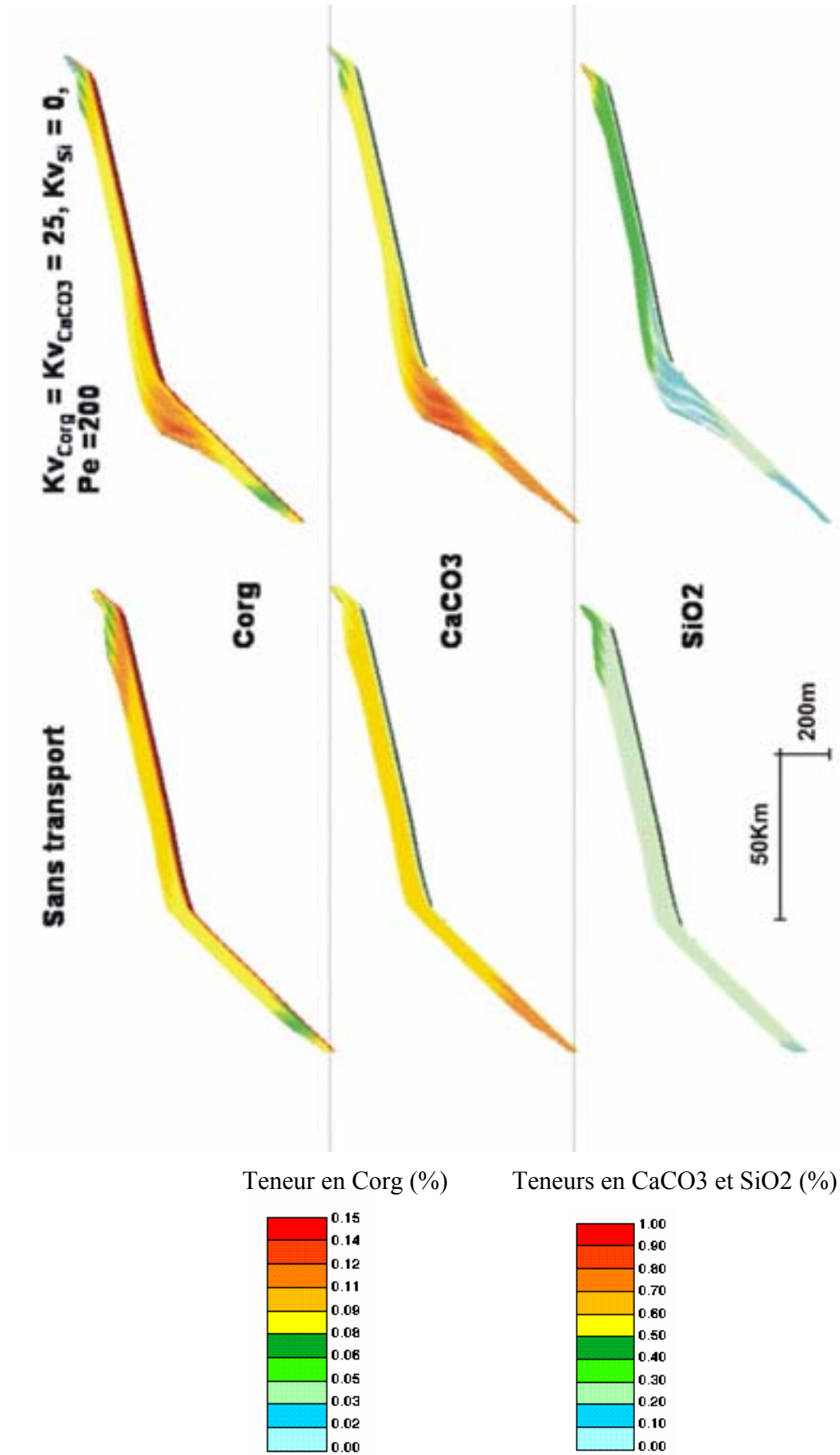


Figure III-30 : Simulation des teneurs en carbone organique, carbonate et silice biogène dans les sédiments pour 2 situations : coefficient de transport nul et $KV_{Corg} = KV_{CaCO3} = 25, KV_{Si} = 0, Pe = 200m$.

Coefficients de diffusion gravitaire

Le transport gravitaire se produit sur le fond sur la ligne de plus grande pente. Il est permanent et uniforme et son intensité est proportionnelle à la pente. C'est-à-dire que ce transport a la même efficacité en tout point du bassin ayant la même pente. Pour évaluer la distribution des sédiments par ce mode de transport, j'ai réalisé plusieurs simulations en faisant varier le coefficient K_g des 3 types de sédiments (carbone organique, carbonate et silice biogène) entre plusieurs valeurs. La figure III-31 présente les résultats de simulations réalisées pour les valeurs 0,05, 0,2 et 0,5. Pour chacune d'elles, j'ai également utilisé le transport lié à l'énergie des vagues afin de créer la zone de non dépôt ou de dépôt réduit. A partir des tests précédents j'ai fixé Pe à 200m et K_v à 25. Ainsi la zone de non dépôt ou de dépôt réduit est suffisamment étendue et les sédiments se déposent en downlap sur le haut de pente. L'observation des résultats montre que les sédiments s'accumulent sur la pente jusqu'au fond du bassin. Ils sont transférés depuis la plate-forme. L'augmentation de K_g induit un lissage et un aplatissage de la pente. La structure en downlap disparaît progressivement. Les lignes de temps se rapprochent d'autant plus que K_g augmente (figure III-32). Par ailleurs, plus celui-ci est élevé, plus la quantité de sédiments transférés et déposés sur la pente jusqu'au fond du bassin est importante.

Ces tests de sensibilité permettent de considérer que le mode de transport gravitaire est satisfaisant pour représenter le transfert de matériel biogène jusqu'en domaine profond. Il peut être associé au transport des particules par le courant d'Ekman de fond offshore qui s'applique au-delà de la profondeur de la transmission de la contrainte éolienne. Cependant il est nécessaire d'évaluer correctement la valeur du coefficient afin de ne pas masquer l'effet du transport lié à l'énergie des vagues. A l'issue des simulations, l'observation de l'architecture des dépôts m'a conduit à définir une valeur moyenne de K_g à 0.2 pour les simulations suivantes. Les dépôts en downlap sont ainsi reproduits en haut de pente sans qu'ils soient excessivement prononcés ou au contraire trop aplatis.

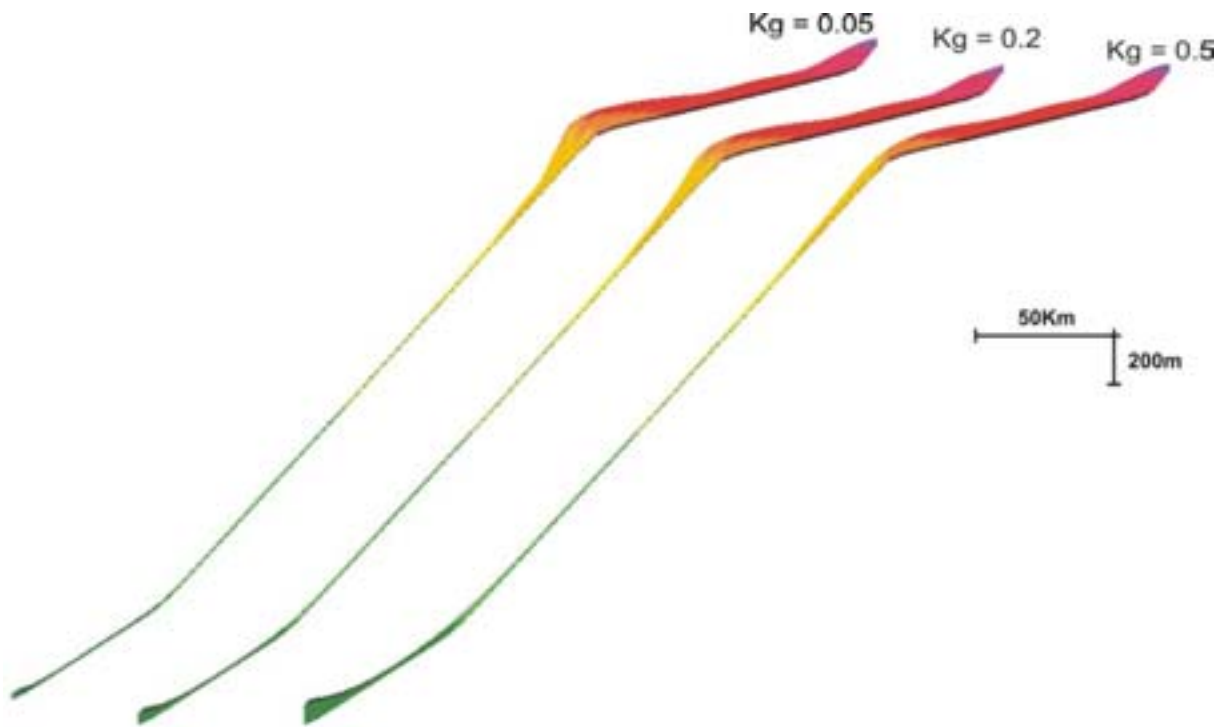


Figure III-31 : Effet du coefficient de diffusion gravitaire K_g sur la distribution des sédiments sur la marge. Exemple de 3 valeurs de K_g : 0.05, 0.2, 0.5, avec $K_v = 25$ et $Pe = 200$.

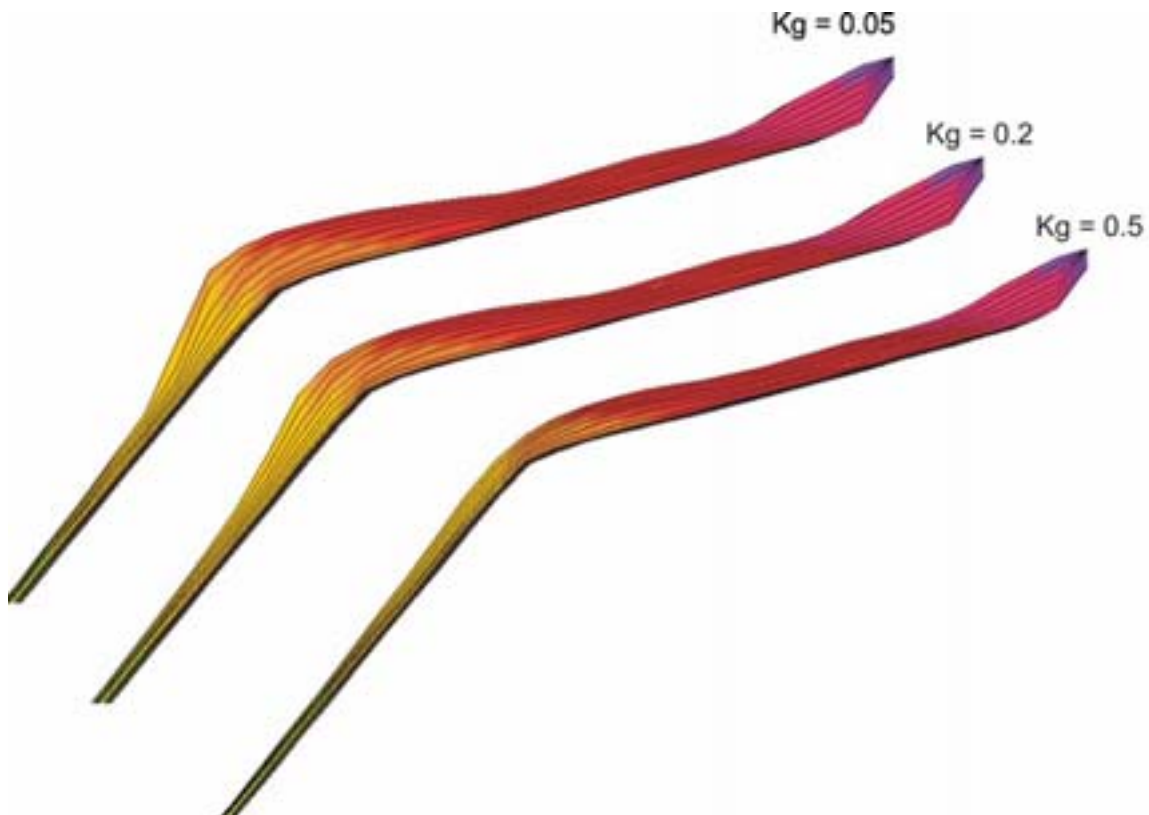


Figure III-32 : Effet du coefficient de diffusion gravitaire K_g sur la distribution des sédiments sur la plate-forme et le haut de pente. Zooms de la figure III-31. Exemple de 3 valeurs de K_g : 0.05, 0.2, 0.5, avec $K_v = 25$ et $Pe = 200$.

Coefficient de diffusion de proportionnalité au flux d'eau

Comme le transport gravitaire, le transport lié au flux d'eau suit la ligne de plus grande pente. En revanche, à l'inverse il est permanent mais localisé. Il est proportionnel à la pente et au flux d'eau. Plusieurs simulations ont été réalisées en faisant varier le coefficient K_e de diffusion lié au flux d'eau entre 4 valeurs (0,01, 0,05, 0,1 et 0,5) et ce, pour différentes intensités du flux d'eau (50, 100 et 200%) également fixées par l'utilisateur. Pour les mêmes raisons que pour les tests du coefficient de diffusion gravitaire, j'ai utilisé le transport lié à l'énergie des vagues et conservé les valeurs de P_e (200m) et K_v (25).

Pour une simulation 2D, sur un profil de marge, l'effet de ce mode de transport est comparable au transport gravitaire (figure III-33). L'atténuation des downlaps en haut de pente et le transfert des sédiments sur la pente puis leur dépôt à sa base sont d'autant plus importants que l'intensité du flux d'eau et K_e sont élevés.

En 2D et avec la morphologie du bassin choisie (type marge continentale namibienne), ce mode de transport s'exerce depuis la côte vers le fond du bassin. C'est pourquoi ses effets sont comparables à ceux du transport gravitaire. Dans le souci d'éviter une paramétrisation des simulations trop complexe, il n'est pas d'un grand intérêt d'utiliser ce coefficient. Dans l'équation de diffusion globale le transport ne sera donc défini que par les coefficients de diffusion gravitaire et de diffusion liée à l'énergie des vagues. Le coefficient K_e sera nul.

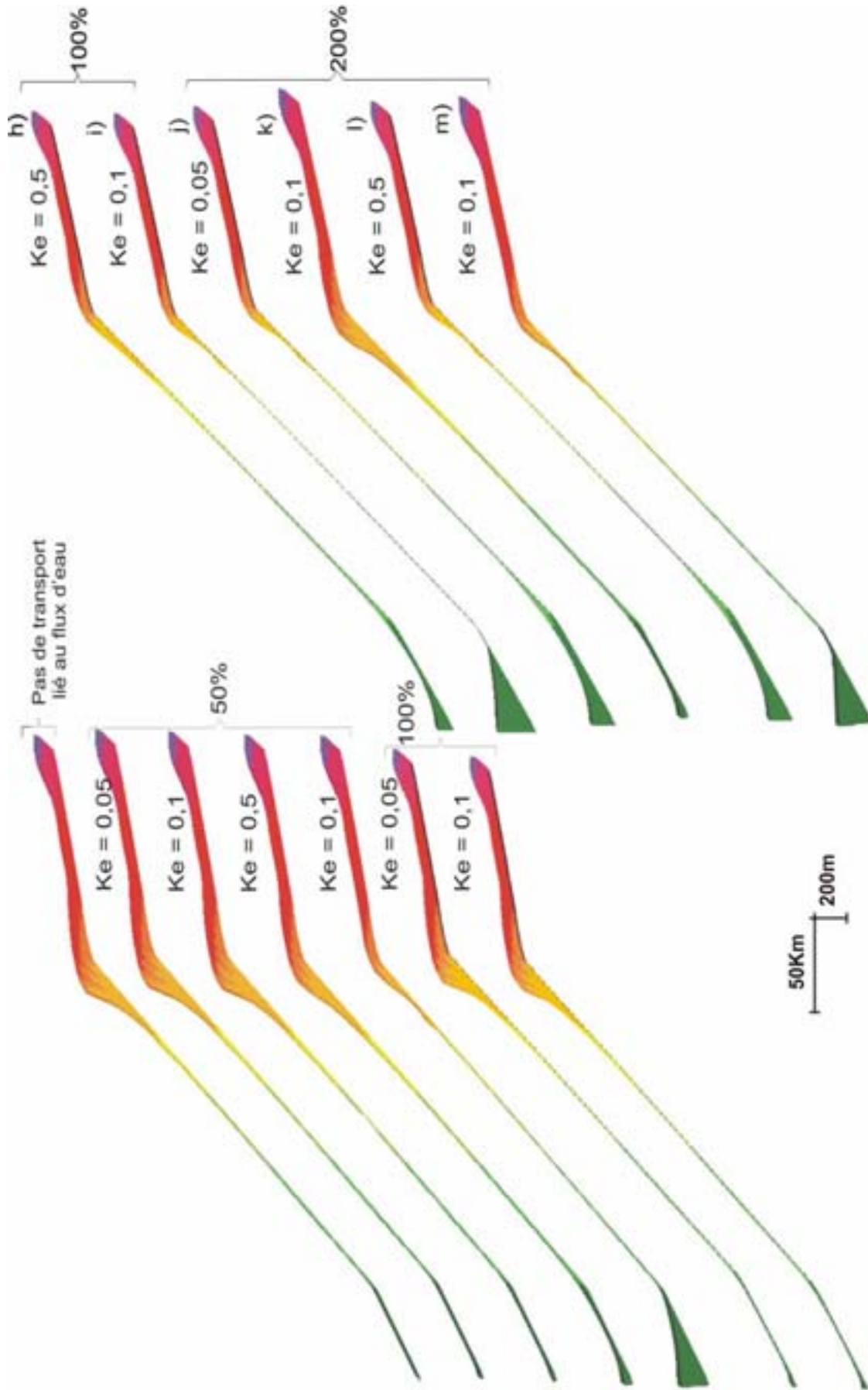


Figure III-33 : Coefficient de proportionnalité au flux d'eau pour 3 situations : a) $K_g = 0.05$, b) $K_g = 0.2$, c) $K_g = 0.5$, avec $K_v = 25$ et $P_e = 200$.

II-2-2-Discussion des tests de sensibilité des paramètres de DIONISOS

Dans DIONISOS, le transport des sédiments, qu'il soit de type catastrophique court terme ou type permanent long terme est toujours contrôlé par la gravité. Pour la modélisation de la distribution de la matière organique, le transport catastrophique n'a pas été pris en compte. En effet ce travail s'inscrit dans un contexte où l'on attribue le rôle majeur à la production biologique dans la couche euphotique et à la sédimentation hémipélagique pour accumuler de grande quantité de matière organique en domaine profond. L'objectif de cette modélisation vise donc à vérifier le contrôle de ces facteurs dans la stratigraphie. C'est pourquoi, les facteurs tels que le transfert en masse de sédiments (type courant de turbidité ou glissement en masse) ne font pas l'objet de la modélisation. Seuls les coefficients relatifs aux différents modes de transport permanent long terme ont été testés : coefficient de diffusion lié à l'énergie des vagues, coefficient de diffusion gravitaire et coefficient de diffusion lié au flux d'eau.

En conditions d'upwelling la dynamique océanique est complexe et les courants de fond qui ne s'écoulent pas systématiquement selon la ligne de plus grande pente génèrent un transport de sédiments qui n'obéit pas seulement à la gravité. Par exemple, le contre courant d'Ekman de fond est orienté vers la côte et s'exerce depuis la profondeur à partir de laquelle commencent à remonter les masses d'eau de l'upwelling (200 m en moyenne). Au-delà de cette profondeur, le courant de fond est dirigé vers le large. Les tests de sensibilité des coefficients de diffusion ont montré que le module de transport lié à l'énergie des vagues permettait de simuler une zone d'accumulation préférentielle des sédiments sur la plate-forme externe et en haut de pente et que le module de transport gravitaire permettait un transfert et un dépôt des sédiments sur la pente jusqu'au fond du bassin. La représentation des lignes de temps a permis d'observer sous l'effet d'une augmentation de K_v , un rapprochement de ces lignes dans la zone comprise entre la côte et P_e , ainsi que des downlaps à l'extrémité de la zone de dépôt préférentielle. D'autre part, l'augmentation de K_g a pour effet de rapprocher les lignes de temps sur l'ensemble de la marge et de les rendre parallèles.

Les tests de sensibilité ont également permis d'estimer les valeurs des coefficients pour les futures simulations. La comparaison des résultats pour chacune des valeurs de coefficient testées aux informations disponibles sur la distribution des sédiments, m'a conduite à utiliser pour le transport lié à l'énergie des vagues, une profondeur P_e de 200 m et un coefficient K_v de 25 pour chaque lithologie et pour le transport gravitaire un coefficient K_g de 0,2 pour chaque lithologie. Bien que les particules de carbone organique, carbonate et

silice biogène n'aient pas la même sensibilité au transport, les coefficients ne sont pas dissociés dans les prochaines simulations. Les valeurs sont identiques pour les 3 types de sédiments car il est important de vérifier l'effet de la production de ces 3 constituants dans la stratigraphie.

Bilan des tests de sensibilité des paramètres des 3 modèles

Ces tests de sensibilité ont permis d'évaluer les capacités et les limites des 3 modèles en vue de leur utilisation pour une simulation globale.

Nous avons ainsi observé que ROMS et NPZD permettaient de prendre en compte l'effet de la bathymétrie et de la contrainte éolienne sur la dynamique de l'upwelling et de ce fait sur la distribution du matériel biogène parvenant sur le fond. Ils permettent également de moduler l'intensité des flux de carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène afin d'exprimer la composition chimique des masses d'eau et la dominance de la production par différentes espèces phyto et/ou zooplanctoniques. Il a été déduit qu'en fixant différents scénarii de simulations ROMS/ NPZD, les flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ reflètent différentes situations climatiques, glaciaire ou interglaciaire.

Une fois que les sédiments biogènes sont introduits dans DIONISOS, ils sont soumis aux processus de transport qui permettent de prendre en compte une zone de faible dépôt entre la côte et la profondeur des eaux de l'upwelling ainsi que le transfert des sédiments vers le bas de pente avec une zone d'accumulation préférentielle en haut de pente. Malgré des lois de transport obéissant à la gravité, les tests de sensibilité ont montré qu'il était possible de représenter une distribution des sédiments pourtant contrôlée par une dynamique complexe d'upwelling.

Dans ce chapitre, les paramètres ont été testés un par un et il est à présent indispensable d'analyser leur influence conjointe lors de simulations globales. La base de référence constituée fournit en quelque sorte des indications sur les effets produits par différentes valeurs de paramètres. Pour les simulations globales, elle permet ainsi, associée aux informations disponibles dans la littérature, d'adapter correctement la valeur de chaque paramètre en fonction d'un scénario.

CHAPITRE III – SIMULATIONS GLOBALES

III-1-Choix de scénario de simulation globale

III-1-1-Objectifs de la simulation globale

Dans le chapitre précédent, l'évaluation de chaque paramètre a permis de mieux comprendre la réaction des modèles face à des modifications des facteurs de forçage (morphologie, vent, dissolution, transport, etc.). Après avoir testé séparément les 3 modèles, l'objectif est à présent d'analyser leur comportement face à leur utilisation conjointe pour la modélisation de la sédimentation biogène sur la marge Namibienne.

Des études réalisées entre autre, dans les sédiments de la marge Namibienne ont montré le contrôle prioritaire de la production biologique pour l'accumulation de grande quantité de matière organique en domaine profond. Rappelons que dans cette région, les teneurs en carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène des sédiments reflètent la variabilité de la production biologique à la surface de l'océan et de ce fait la variabilité de la dynamique océanique, liées aux cycles glaciaire-interglaciaire. Le transfert de matériel biogène jusqu'au fond du bassin en domaine profond est plus ou moins efficace selon les conditions climatiques, océanographique et sédimentaire. C'est pourquoi l'un des objectifs des simulations globales est de reproduire l'enregistrement sédimentaire des carottes MD962086, MD962087, MD962098 (NAUSICAA-IMAGES II) et 1084 (leg ODP 175) en tenant compte de la variabilité des facteurs de contrôle de l'accumulation de matériel biogène. Pour cela des cycles climatiques seront imposés dans la modélisation par l'intermédiaire de variations du niveau marin dans DIONISOS et de fluctuations de la contrainte éolienne et/ou de la composition chimique des masses d'eau (taux de dissolution, rapports) dans ROMS - NPZD. Les paramètres choisis pour exprimer ces variations seront présentés dans le chapitre III-1-3 de cette partie.

Etant donné que les fluctuations climatiques connaissent plusieurs cyclicités d'ordres différents (cycles de 100 ka, 40ka, 20ka par exemple), un second objectif de ces simulations globales a été de déterminer quelle précision maximale spatiale et temporelle pouvaient offrir les 3 modèles. Ainsi la fréquence des cycles climatiques sera progressivement augmentée.

La réalisation de ces deux premiers objectifs peut être vérifiée par la comparaison des résultats de simulations aux données de terrain. Cependant, un des objectifs de la modélisation numérique est également de fournir des informations supplémentaires

auxquelles on ne peut accéder par manque de données. Un autre objectif sera d'observer la continuité des dépôts sur l'ensemble du bassin et d'analyser la distribution des teneurs pour chaque composé biogène.

III-1-2- Evolution de la dynamique de l'upwelling entre deux états

Dans la méthodologie de modélisation proposée, la variabilité climatique peut s'exprimer par des variations eustatiques imposées dans DIONISOS, des variations de la contrainte éolienne dans ROMS ou des modifications des paramètres relatifs aux processus biologiques (en particulier des modifications des rapports exprimant une production à dominance carbonatée ou siliceuse) dans NPZD. Les tests de sensibilité ont permis de montrer que la bathymétrie et la contrainte éolienne exerçaient toutes deux un contrôle important sur la dynamique de l'upwelling. Les travaux de Xavier Giraud (2001) ont montré que la cellule côtière de recirculation et la seconde cellule d'upwelling se mettaient en place en haut ou bas niveau marin selon la profondeur et l'étendue de la plate-forme. Afin d'établir un scénario de simulation, j'ai analysé l'évolution de l'hydrodynamique de l'upwelling lors de la baisse du niveau marin. La transition entre les deux états de l'upwelling est-elle progressive ou bien le système bascule t'il à partir d'un certain seuil atteint par la bathymétrie? Pour répondre à cette question, j'ai réalisé 4 simulations avec différentes bathymétries. La bathymétrie initiale correspond au profil lissé de la marge namibienne correspondant à une situation de haut niveau marin utilisé pour les simulations tests (Partie III, Chapitre II, figure III-16). Ensuite, le niveau marin a été baissé de 120m puis 300 et enfin 400m. Afin de vérifier le contrôle prioritaire du vent ou de l'eustatisme sur la structure de l'upwelling j'ai réalisé ces 4 simulations pour deux vitesses de vent différentes (7 et 15 m/s) basées sur les données bibliographiques (Gründlingh, 1999, Giraudeau et al., 2000).

Effets de la bathymétrie et de la contrainte éolienne

Grâce à la distribution des champs de température dans la colonne d'eau (figure III-34), nous pouvons constater qu'avec la baisse du niveau marin, la zone d'émergence des eaux de l'upwelling est repoussée progressivement vers le large. Cette zone est d'autant plus large avec des températures d'autant plus basses que la contrainte éolienne est élevée.

La distribution des flux à l'interface eau/sédiments en fonction de la distance à la côte (figure III-35) permet d'observer pour une vitesse du vent de 7 m/s, des valeurs maximales près de la

côte qui se décalent progressivement avec la baisse du niveau marin puis des valeurs minimales sur la plate-forme externe. Un pic au niveau de la rupture de pente est observable et ne disparaît qu'avec la disparition totale de la plate-forme. Au large du pic, les flux sont extrêmement faibles. En revanche, pour une vitesse du vent de 15 m/s (figure III-35), le pic de rupture de pente n'existe pas. Les flux sont maximum près du bord en forme de pic mais restent relativement élevés sur la pente. Avec la baisse du niveau marin, le pic se déplace vers le large.

La principale modification de la dynamique de l'upwelling et de la distribution des flux à l'interface eau/sédiments a donc lieu pour une baisse du niveau marin entre 300 et 400 m, lors de l'émersion totale de la plate-forme. Que ce soit pour une vitesse du vent de 15 ou 7 m/s, la distribution des flux évolue peu jusqu'à une baisse du niveau marin de 300 m. Cependant jusqu'à cette profondeur, la structure de l'upwelling et la distribution des flux sur le fond sont considérablement différentes pour les 2 vitesses de vent testées. En effet pour une vitesse de 7 m/s, les deux cellules d'upwelling (côtière et secondaire) sont bien distinctes et très localisées. Pour une vitesse de 15 m/s, la distinction entre les deux cellules n'est plus aussi évidente. La cellule côtière a tendance à rejoindre la seconde qui s'étend au dessus de toute la pente.

Afin d'analyser la méthodologie proposée, c'est-à-dire l'utilisation conjointe de 3 modèles physique, biogéochimique et stratigraphique pour représenter la variabilité climatique (dynamique océanique et production biologique) dans les dépôts sédimentaires, des données réelles sont disponibles. Il s'agit des carottes de la mission NAUSICAA-IMAGES II (MD962086, MD962098 et MD962087) et du leg ODP 175 (site 1084) sur le transect de Lüderitz qui recouvrent respectivement les derniers 400Ka et le dernier Ma. Dans ces intervalles de temps, l'amplitude maximale des variations eustatiques liées aux cycles de Milankovitch (Bard et al., 1996; Waelbroeck et al., 2002) est de 120 m. Je considère donc que pour le profil lissé de la marge et les paramètres physiques et biogéochimiques choisis, **la bathymétrie est un facteur peu influent sur la distribution du matériel biogène parvenant sur le fond. Les variations de la vitesse du vent entre les valeurs testées exercent alors un contrôle dominant.**

Etant donné que pour une même vitesse de vent, la distribution des flux évolue peu entre la bathymétrie de haut niveau marin à 0 m et la bathymétrie de bas niveau marin à -120 m, j'en déduis qu'il n'est pas nécessaire de réaliser plusieurs simulations des flux entre ces deux états. Afin de représenter les cycles glaciaire-interglaciaire les flux seront calculés pour

une bathymétrie de niveau marin maximum et pour une bathymétrie de niveau marin minimum avec une vitesse de vent adaptée pour chacune des deux simulations.

Effets de la sédimentation

Par ailleurs, la réalisation d'une simulation globale sur 1 Ma avec des cycles eustatiques de 100 ka a montré que **la sédimentation, bien qu'elle se produise à un taux élevée sur la marge (parfois > 200 m/Ma), ne modifiait pas suffisamment la bathymétrie pour que la distribution des flux à l'interface eau-sédiments en soit affectée.**

Dans cette simulation globale, une simulation ROMS - NPZD a été réalisée tous les 50ka à chaque haut et bas niveau marin. Les paramètres du modèle biogéochimique ont été adaptés afin de représenter alternativement une situation glaciaire et une situation interglaciaire mais cette paramétrisation n'a, à ce stade, pas d'intérêt et ne sera présentée que dans le Chapitre III-1-3 pour les prochaines simulations globales.

La figure III-36 présente la distribution des flux de carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène pour chacune des 10 simulations en situation glaciaire et des 10 simulations en situation interglaciaires. La représentation des 20 profils bathymétriques issus de DIONISOS et utilisés pour les simulations ROMS - NPZD met en évidence l'évolution de la bathymétrie sous l'effet de l'apport de sédiments, des processus de transport et de l'eustatisme.

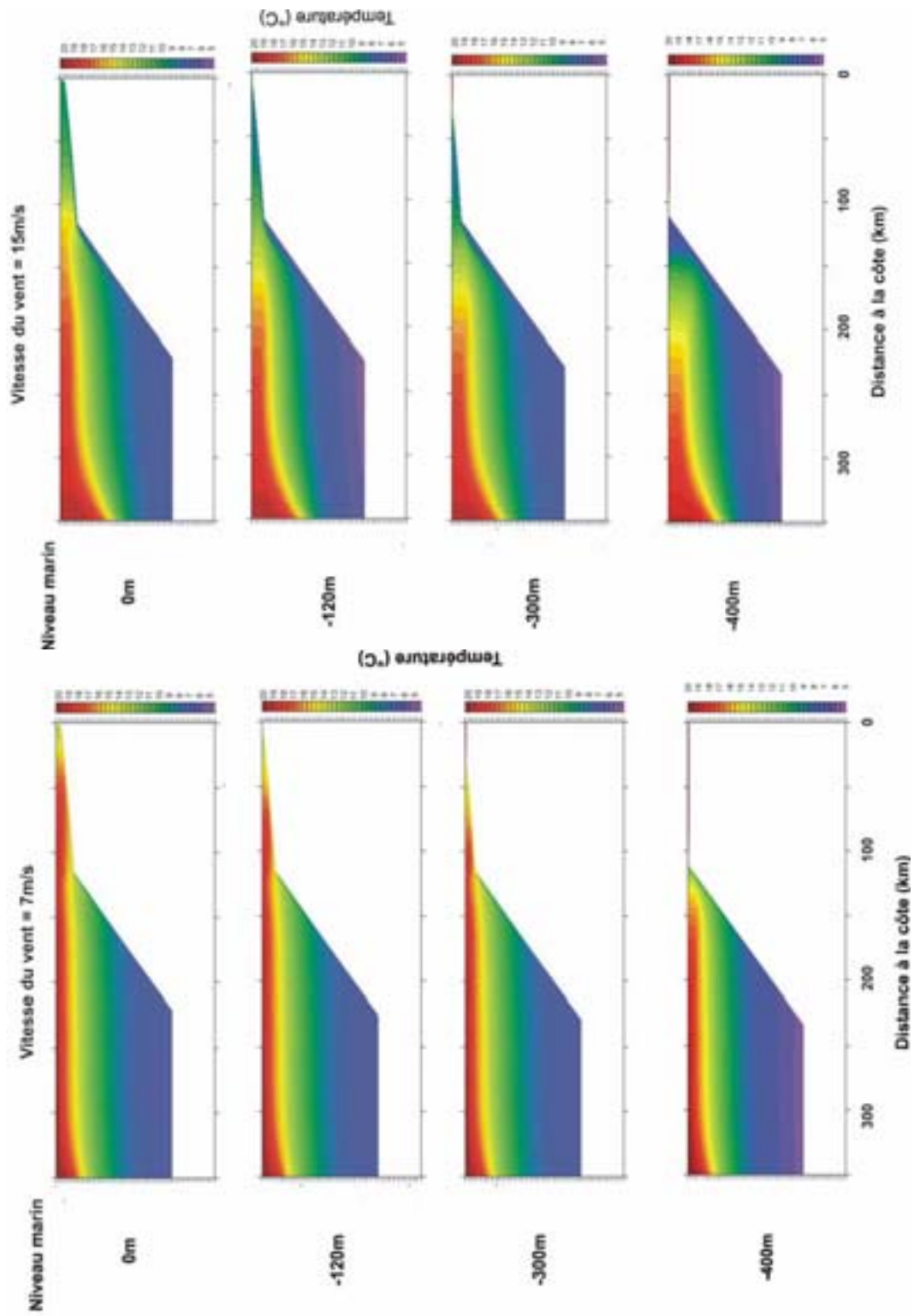


Figure III-34: Distribution des températures à l'issue des simulations tests de différentes bathymétries pour deux vitesses de vent, 7 et 15 m/s.

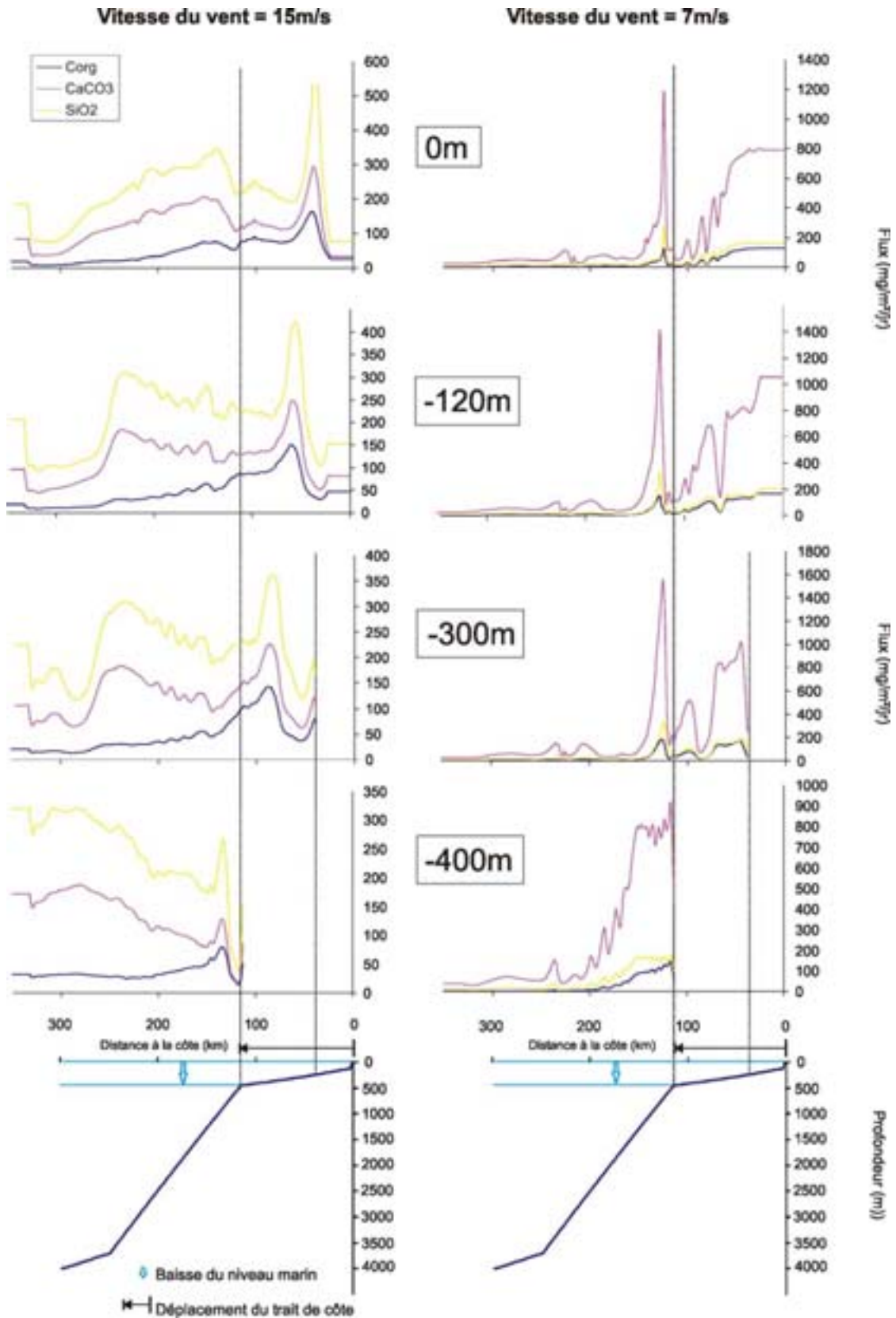


Figure III-35 : Distribution des flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ à l'interface eau/sédiments à l'issue des simulations tests de différentes bathymétries pour deux vitesses de vents 7 et 15 m/s.

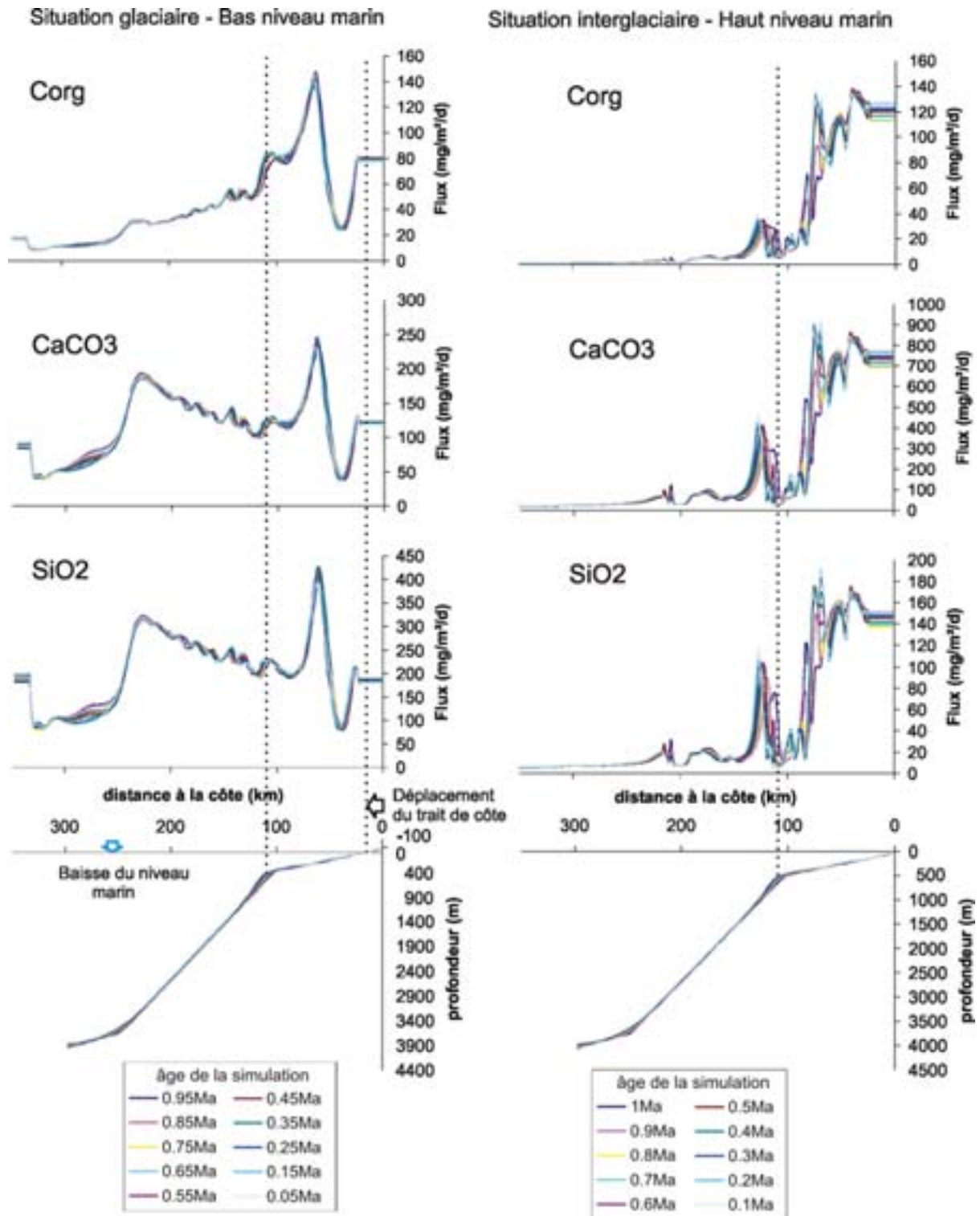


Figure III-36 : Résultat d'une simulation globale test sur 1Ma avec 20 simulations ROMS - NPZD réalisées tous les 50Ka pour chaque haut et bas niveau marin avec les paramètres caractéristiques des périodes glaciaires et interglaciaires. Présentation de la distribution des flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ et de la bathymétrie pour chacune des 10 situations glaciaires et des 10 situations interglaciaires

III-1-3- Implications pour le choix du scénario : choix des paramètres

L'un des objectifs des simulations globales est de vérifier l'enregistrement dans la stratigraphie de la variabilité climatique à travers la distribution des teneurs en carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène. Les différents travaux réalisés sur la zone du Benguela (Pichevin et al., 2004, entre autres) ont démontré le transfert de matériel biogène vers le bas de pente accru en période glaciaire ainsi que des teneurs en carbone organique relativement élevées (jusqu'à plus de 6% en bas de pente, MD962086 et jusqu'à plus de 20% à son sommet, MD962087). Le système reste en revanche relativement productif même en période interglaciaire, chaude comme actuellement. D'une part les teneurs en carbone organique dans les sédiments restent élevées (>2%) pendant ces intervalles de temps et d'autre part les flux mesurés actuellement dans le système sont également relativement élevés (>10mg/m²/g, Giraudeau et al., 2000).

Comme les tests de sensibilité l'ont montré, grâce au couplage des modèles physiques et biogéochimique, il est possible d'introduire dans DIONISOS, des flux de carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène représentatifs par leur intensité et leur distribution spatiale, de conditions climatiques différentes. Avant de modéliser la variabilité climatique telle qu'elle a été reconstituée dans la région par différents auteurs (Bertrand et al., 2003; Jahn et al., 2003, entre autres), les variations entre deux états extrêmes vont être testées: une situation glaciaire avec un bas niveau marin et une situation interglaciaire avec un haut niveau marin, chacune avec les paramètres associés.

Choix des paramètres associés à la dynamique océanique

La bathymétrie de la marge qui conditionne la dynamique de l'upwelling évolue au rythme des variations eustatiques. Afin de choisir la courbe eustatique à imposer dans DIONISOS et la fréquence d'introduction dans ce modèle des flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ calculés par ROMS - NPZD, plusieurs cas seront testés et analysés dans les Chapitres III-3, III-4 et III-5 de cette partie. Tout d'abord, une courbe eustatique crénelée permettra d'observer l'enregistrement sédimentaire d'une transition brusque entre les deux états glaciaire et interglaciaire. Ensuite une transition progressive sera analysée grâce à une courbe eustatique sinusoïdale et l'introduction des flux correspondant à une situation interglaciaire au début du demi cycle de haut niveau marin puis des flux correspondant à une situation glaciaire au début du demi cycle de bas niveau marin.

Afin d'analyser l'efficacité de cette méthode de modélisation proposée en comparant les résultats aux données réelles (essentiellement carottes NAUSICAA-IMAGES II), des courbes eustatiques crénelées et sinusoïdales seront alternativement testées pour des fréquences des cycles climatiques de 100 ka sur 400 ka puis 40 ka sur 200 ka.

En période de bas niveau marin, c'est-à-dire en période glaciaire, une intensification de la vitesse des vents conduit à une intensification de l'upwelling. Ainsi, dans ROMS, la vitesse du vent est fixée à 15m/s pour les situations de bas niveau marin alors que pour les périodes plus calmes de haut niveau marin, période interglaciaire, elle est fixée à 7m/s. Ces valeurs sont basées sur des mesures de vitesses de 7,6 m.s⁻¹ (14 ms⁻¹ au maximum) réalisées près de Lüderitz (Gründlingh, 1999) et entre 5 et 15 m.s⁻¹ près de la baie de Walvis (Giraudeau et al., 2000).

Choix des paramètres associés aux processus biogéochimiques

Paramètres modifiés entre situation glaciaire et situation interglaciaire

Afin de tenir compte de la compétition des espèces les rapports r_{cap}, r_{caz} et r_{sip} ont des valeurs différentes pour les deux situations. La domination des diatomées et l'apport supérieur en silice par les masses d'eau pendant les périodes glaciaires d'intense upwelling, sont exprimés par un rapport r_{sip} maximal de 0,4 en situation de bas niveau marin. Il est diminué à 0,2 en situation de haut niveau marin, périodes pendant lesquelles les coccolithophoridés et les foraminifères dominant à leur tour. C'est pourquoi r_{cap} et r_{caz} sont fixés à 0,4 en haut niveau marin et à 0,1 en bas niveau marin. Ces valeurs ont été déterminées empiriquement à partir de la distribution et l'intensité des flux sur le fond pour plusieurs simulations tests présentées dans le Chapitre II-1-2. Le respect des proportions entre le carbone organique, le carbonate de calcium et la silice biogène selon le stade climatique représente également un élément décisif pour le choix des rapports.

Paramètres identiques entre situation glaciaire et situation interglaciaire

Certains paramètres, à savoir la vitesse de chute, les taux de dissolution et les coefficients de transport gardent les mêmes valeurs en périodes glaciaire et interglaciaire. En situation d'upwelling intense, les conditions eutrophes favorisent les processus d'agrégation qui accélèrent la vitesse de chute des particules de quelques mètres par jour à plus de 100 m/jr (Lampitt, 1985; Smetacek, 1985; Alldredge et al., 1987; Alldredge and Silver, 1988;

Allredge, 1998; Berelson, 2002; Sarmiento et al., 2004). Bien qu'en période de haut niveau marin, l'upwelling soit moins intense, nous considérons que l'apport en nutriments est suffisant pour générer des conditions eutrophes et entretenir l'agrégation et donc une vitesse de chute élevée. Par ailleurs, les tests de sensibilité ont montré que pour l'augmentation de la vitesse de chute au-delà de 100m/jr, le modèle ne produisait plus un effet considérable sur la quantité de matière parvenant à l'interface eau-sédiments. Afin de minimiser le nombre de paramètres à modifier entre chaque situation et tout en prenant compte l'effet de ballastage des agrégats, une valeur moyenne de la vitesse de chute a été fixée à 100 m/jr pour chaque simulation.

Concernant les carbonates et la silice biogène, j'ai considéré une dissolution très faible dans la colonne d'eau. La profondeur de la CCD à plus de 3500 m justifie l'hypothèse d'une sursaturation en Ca et ainsi d'une dissolution inactive des carbonates. Pour la silice biogène, les basses températures et la sursaturation en silice des masses d'eau ralentissent la dissolution. Cependant, au sein des agrégats les conditions chimiques peuvent avoir un effet considérable sur les flux et c'est pourquoi les taux de dissolution des carbonates et de la silice biogène ont été fixés à $5.10^{-4} \text{ jr}^{-1}$.

Choix des coefficients de transport

Suite aux tests de sensibilité des coefficients de transport, j'ai utilisé les coefficients de diffusion liée à l'énergie des vagues et de diffusion gravitaire. Pour le premier, rappelons que le choix de P_e (profondeur jusqu'à laquelle est ressentie la contrainte) à 200 m permet de représenter la profondeur d'où proviennent les eaux de l'upwelling et de ce fait le contre courant d'Ekman de fond vers la côte. Le coefficient K_v est fixé à 25 pour les 3 composants car cette valeur a été jugée convenable pour modéliser une accumulation importante sur la plate-forme externe et en haut de pente, compte tenu de l'intensité des flux de matériel biogène introduits dans DIONISOS. Pour le coefficient de diffusion gravitaire K_g , j'ai choisi 0,2 pour les 3 composants afin de transférer suffisamment de sédiments sur la pente jusqu'à sa base sans modifier la structure géométrique des dépôts en haut de pente.

Bilan des paramètres utilisés

		<i>Situation interglaciaire</i>	<i>Situation glaciaire</i>	
Dynamique océanique ROMS	Profil bathymétrique	haut niveau marin	bas niveau marin	
	Vitesse du vent (m/s)	7	15	
	Durée de simulation (mois)	6	6	
Conditions trophiques NPZD	Vitesse de chute des particules (m/jr)	100	100	
	Taux de dissolution de la silice biogène (jr^{-1})	5.10^{-4}	5.10^{-4}	
	Taux de dissolution du carbonate de calcium (jr^{-1})	5.10^{-4}	5.10^{-4}	
	Quantité de Carbonate de calcium et de silice biogène en fonction de la quantité de nutriments	r _{cap}	0,4	0,1
r _{caz}		0,4	0,1	
r _{sip}		0,2	0,4	
Modes de transport dans DIONISOS	Diffusion liée à l'énergie des vagues	Pe	200	200
		K _v	25	25
	Diffusion gravitaire	K _g	0,2	0,2
	Diffusion liée au flux d'eau	K _w	/	/

Tableau III-37 : Bilan des paramètres physiques, biogéochimiques et géologiques utilisés dans chacun des 3 modèles.

r_{cap} : rapport CaCO₃ / Nutriments du phytoplancton (mmol CaCO₃ / mmol N)

r_{caz} : rapport CaCO₃ / Nutriments du zooplancton (mmol CaCO₃ / mmol N)

r_{sip} : rapport SiO₂ / Nutriments du phytoplancton (mmol SiO₂ / mmol N)

Pe : profondeur de transmission de la contrainte éolienne

K_v : coefficient de diffusion liée à l'énergie de vagues

K_g : coefficient de diffusion gravitaire

K_w : coefficient de diffusion liée au flux d'eau

III-2-Résultats des simulations ROMS - NPZD

Les sorties des simulations ROMS - NPZD ont tout d'abord été analysées afin de vérifier que la distribution, la quantité et la composition des sédiments biogènes introduits dans DIONISOS reflétaient correctement les deux périodes climatiques.

III-2-1-Distribution spatiale des flux de matériel biogène à l'interface eau/sédiments

La figure III-38 présente la distribution des flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ pour les deux simulations. Le profil bathymétrique est également présenté afin de mettre en évidence les différences entre une situation de haut niveau marin et une situation de bas niveau marin.

Pour une bathymétrie de haut niveau marin la simulation ROMS - NPZD a été paramétrisée pour reproduire les caractéristiques d'une période interglaciaire. Les courbes des flux de chacun des 3 composants présentent deux maximum bien distincts dont le premier est localisé sur les plates-formes interne et médiane et le second en forme d'un pic en haut de pente juste après la rupture de pente.

Pour une bathymétrie de bas niveau marin, la simulation ROMS - NPZD a été paramétrisée pour reproduire les caractéristiques d'une période glaciaire. Les courbes présentent un premier maximum en forme de pic sur la plate-forme médiane. Hormis les courbes des flux de Corg qui diminuent lentement vers le fond du bassin, les courbes des flux de CaCO₃ et SiO₂ augmentent jusqu'en bas de pente où elles diminuent ensuite assez brusquement.

La distribution des flux à l'interface eau/sédiments est similaire pour les 3 composants et reflète la dynamique de l'upwelling dont elle résulte. Les flux maximaux sont localisés au dessous des cellules côtière et secondaire de l'upwelling qui sont des zones de production biologique élevée.

En haut niveau marin, les deux maximum des flux bien distincts pourraient révéler deux cellules bien distinctes et peu étendues. Lors des tests de sensibilité (Chapitre II-1-1, Partie III) l'observation des champs de température dans la colonne d'eau a montré que pour une faible vitesse de vent (5 m/s) et avec une bathymétrie de haut niveau marin, la seconde cellule d'upwelling n'était pas nettement développée et la légère remontée des masses d'eau au niveau de la rupture de pente pouvait être accentuée par un effet de la morphologie de la marge, c'est-à-dire la profondeur du rebord de la plate-forme. Le pic observable dans cette zone reflète bien un maximum de production en surface induit en effet par la remontée vers la

surface de la thermocline sur le bord de la plate-forme mais qui est principalement générée par la morphologie de la marge plutôt que par la seconde cellule d'upwelling.

Alors qu'en haut niveau marin, le relief abrupt au niveau de la côte permet le développement de la cellule côtière à proximité, en bas niveau marin, la pente plus douce ne permet pas le développement de la cellule côtière dès la côte. Elle se déplace alors vers le rebord de la plate-forme jusqu'à ce que la profondeur d'eau soit suffisante pour que la dynamique de l'upwelling se mette en place. La baisse du niveau marin génère une avancée vers le large du trait de côte et la cellule côtière est donc décalée vers le milieu de la plate-forme.

Conjointement à l'effet de l'eustatisme, l'intensification de la contrainte éolienne augmente l'advection et étend vers le large la cellule côtière. Puisque la vitesse du vent est suffisante une deuxième cellule d'upwelling se met en place au large du front naît de la rencontre des masses d'eau advectées et des masses d'eau océaniques. Sous l'effet du transport et de l'advection dans toute la colonne d'eau, le deuxième maximum des flux n'est pas situé exactement au dessous de cette cellule. Il est décalé vers le large.

La baisse du niveau marin et l'intensification de la contrainte éolienne ont donc pour effet de décaler et d'étendre les maximums des flux de matériel biogène vers le large.

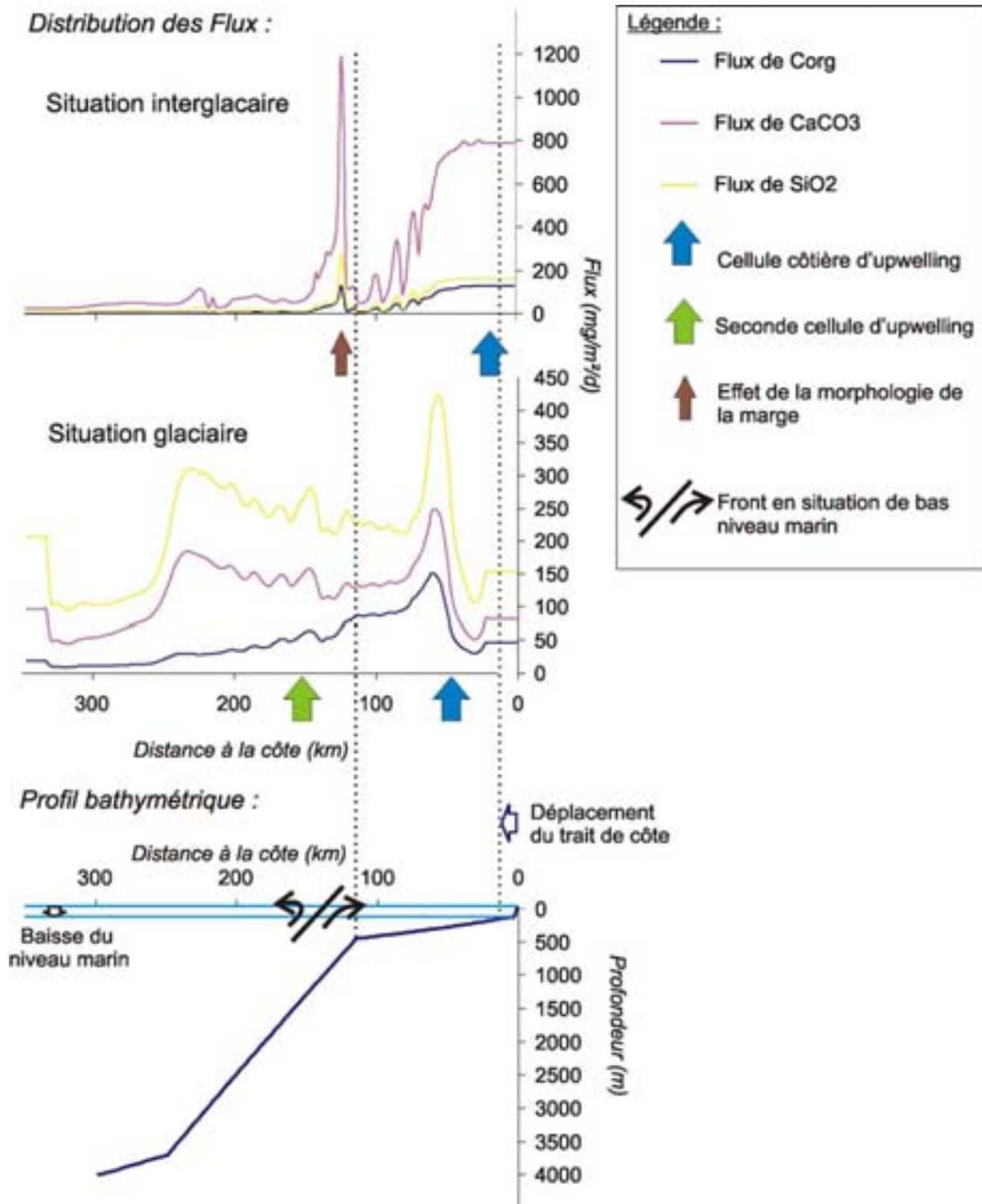


Figure III-38 : Distribution des flux de carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène à l'interface eau/sédiments sur le profil de la marge namibienne issue de deux simulations ROMS - NPZD (situation glaciaire et situation interglaciaire).

III-2-2-Intensité des flux de matériel biogène

La figure III-39 permet de vérifier que les proportions entre les 3 composés correspondent aux résultats attendus en fonction des rapports fixés.

Pour la simulation d'une situation interglaciaire pour laquelle r_{cap} et r_{caz} sont supérieurs à r_{sip} , le carbonate de calcium est le composant majoritaire à 74% et la part de silice biogène n'est que de 16%. Le carbone organique est présent en proportion minimale à 10%.

Pour la simulation d'une situation glaciaire pour laquelle r_{sip} est supérieur à r_{cap} et r_{caz} , c'est la silice biogène qui devient majoritaire à 56% alors que la part de carbonate de calcium a diminué à 30%. La part de Corg a alors augmenté à 14%.

Ces proportions expriment donc bien, conformément aux informations bibliographiques, une production principalement carbonatée en période interglaciaire et une production majoritairement siliceuse lorsque l'upwelling est plus intense en période glaciaire. De plus, la part de carbone organique parvenant sur le fond est également plus importante en période glaciaire qu'en période interglaciaire. Etant donné que les flux totaux sont supérieurs en situation glaciaire (cf figure III-39), on en déduit que le système est plus productif pendant cette situation et qu'une quantité plus importante de carbone organique est transférée vers les sédiments.

Alors que le pic de la rupture de pente pour les flux de $CaCO_3$ atteint 1200 mg/m²/jr en situation interglaciaire, les maximums en situation glaciaire dépassent à peine les 250 mg/m²/jr (figure III-38). Pour les flux de silice biogène les valeurs des maximums diffèrent également entre les deux situations mais de moindre amplitude : 350 mg/m²/jr en situation interglaciaire et 450 mg/m²/jr en situation glaciaire.

Pour la situation interglaciaire, sur la plate-forme interne et juste au large de la rupture de pente les flux de Corg, dépassent les 100 mg/m²/jr. Ailleurs pour les 3 composés, ils sont nettement moins élevés avec moins de 25 mg/m²/jr pour SiO_2 et Corg et moins de 50 mg/m²/jr pour $CaCO_3$.

Pour la situation glaciaire, les flux maximum de Corg atteignent 150 mg/m²/jr sur la plate-forme. Ils diminuent ensuite lentement vers le bas de la pente jusqu'à 30 mg/m²/jr. Les flux des autres composés restent élevés jusqu'en bas de pente avec plus de 100 mg/m²/jr pour $CaCO_3$ et plus de 200 mg/m²/jr pour SiO_2 .

L'intensité des flux reflète également la dynamique de l'upwelling et la répartition de la production biologique à la surface de l'océan avec les deux cellules d'upwelling, côtière et secondaire, plus ou moins bien développées selon la situation climatique.

La comparaison des flux réels, mesurés à 150km de la côte et à 500m de profondeur (cf Chapitre I-3-3, Partie III), aux flux issus de la simulation de haut niveau marin et observés en un même point, permet de vérifier que l'ordre de grandeur de ces derniers est correct.

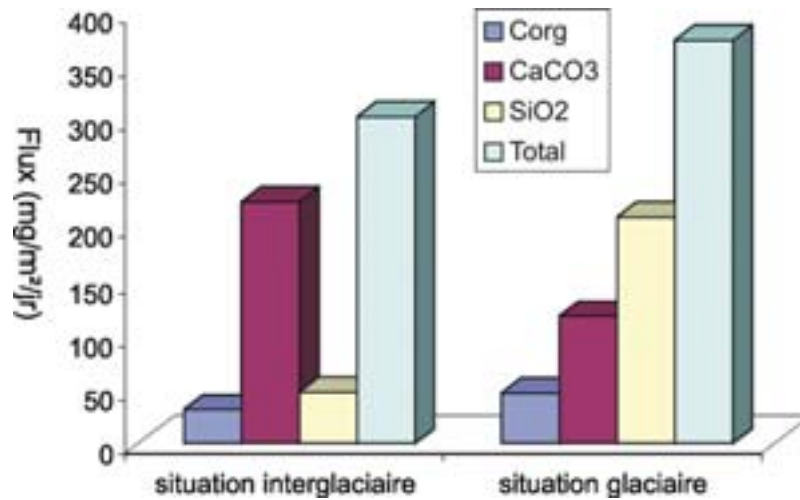


Figure III-39 : Moyenne des flux de carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène et moyenne des flux totaux sur l'ensemble de la marge pour les deux simulations (situation interglaciaire et situation glaciaire).

L'analyse de la distribution, de la quantité et de la composition des flux de matériel biogène modélisés par ROMS - NPZD conduisent à la conclusion que les sédiments destinés à être introduits dans DIONISOS reflètent les caractéristiques de la dynamique océanique et de la production biologique (intensité et espèce productrice). Les flux issus de la simulation de la situation interglaciaire, reflètent une production en surface essentiellement carbonatée dont les maximum sont localisés près de la côte et juste au dessus de la rupture de pente. Les flux issus de la simulation de la situation glaciaire, reflètent alors une production majoritairement siliceuse, dans l'ensemble plus intense et plus étalée sur la plate-forme jusqu'au milieu de la pente voire jusqu'à sa base (deuxième cellule d'upwelling plus développée). C'est pourquoi, la quantité de carbone organique transférée vers les sédiments est plus importante pour la situation glaciaire qu'interglaciaire. **L'introduction tour à tour de ces deux types de flux permet ainsi d'exprimer la variabilité climatique de la distribution, de la composition et de l'intensité de la production biologique.**

En revanche, bien que ROMS - NPZD permette de reproduire une production plutôt carbonatée ou plutôt siliceuse, il ne peut pas tenir compte de la compétition des espèces productrices dans la distribution spatiale de la silice et du carbonate. Comme nous l'avons déjà remarqué lors de l'analyse de la sensibilité des rapports r_{cap}, r_{caz} et r_{si}, ces paramètres permettent seulement de moduler l'intensité des flux et n'ont aucun contrôle sur leur distribution spatiale qui est de ce fait identique pour les 3 composants. Or, les espèces phytoplanctoniques se répartissent en fonction des conditions chimiques et dynamiques des masses d'eau de surface et les distributions des flux de carbonate de calcium et silice biogène à l'interface eau/sédiments pour une même période climatique ne devraient pas être identiques.

III-3-Simulations globales, discrète et continue, d'un cycle climatique sur 1Ma : Résultats DIONISOS

III-3-1- Protocoles

Cette première simulation globale a pour objectif d'observer dans la stratigraphie, les distributions spatiale et temporelle des teneurs en carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène lors d'un cycle climatique, c'est-à-dire pour un état de haut niveau marin et un état de bas niveau marin avec différents apports de matériel biogène (distribution, composition, quantité). Cette première modélisation n'a pas vraiment de signification dans la réalité. Elle vise d'abord à vérifier la cohérence de la réponse du modèle stratigraphique face à l'introduction du matériel biogène simulés par ROMS – NPZD à intervalles de temps relativement espacés. Par la suite l'échelle de temps sera réduite afin de réaliser des simulations plus proches de la réalité.

Comme nous l'avons vu dans le Chapitre III-1-2, pour une variation du niveau marin de 120m, la structure de l'upwelling et la distribution des flux sur le fond sont peu modifiées. C'est pourquoi il a préalablement été modélisé par ROMS – NPZD les flux de matériel biogène pour deux situations climatiques. Une situation interglaciaire a été obtenue à partir d'une bathymétrie de la marge de haut niveau marin, une vitesse du vent de 7 m/s et des rapports r_{sip} à 0,2 et r_{cap} et r_{caz} à 0,4. Une situation glaciaire a alors été obtenue à partir d'une bathymétrie de bas niveau marin, une vitesse de vent de 15m/s et des rapports r_{sip} à 0,4 et r_{cap} et r_{caz} à 0,1. Le sous-chapitre III-2 présente ces résultats.

Pour la réalisation d'une première simulation globale dite « discrète », les variations eustatiques sont exprimées dans DIONISOS à partir d'une courbe crénelée (figure III-40). Pendant les premiers 500 ka, période de bas niveau marin, les flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ issus de ROMS – NPZD et caractéristiques d'une période glaciaire sont introduits dans le modèle stratigraphique. Ensuite pendant les 500 ka suivants, période de haut niveau marin, les flux caractéristiques d'une période interglaciaire sont alors introduits. C'est ainsi que les deux types de flux de matériel biogène simulés par le modèle couplé physique – biogéochimique participent à la sédimentation sur la marge.

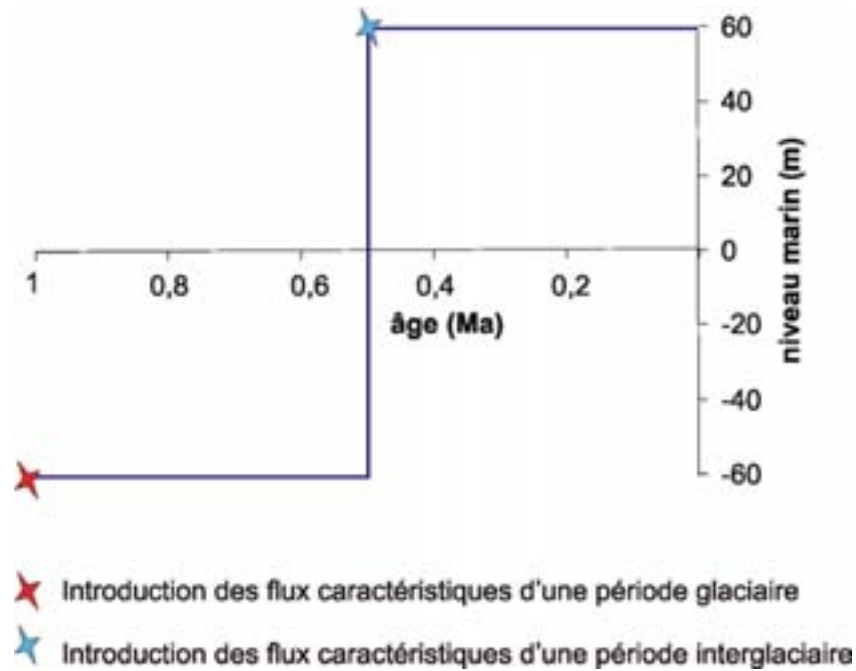


Figure III-40 : Courbe eustatique crénelée présentant un cycle de 1 Ma.

Au cours des temps géologiques, l'eustatisme peut être représenté par une courbe sinusoïdale à plusieurs fréquences et différentes amplitudes (Waelbroek et al., 2002 entre autres). Dans la simulation globale discrète une courbe eustatique crénelée est définie afin de vérifier que les deux situations climatiques étaient enregistrées dans la stratigraphie. Afin d'observer la réaction de DIONISOS face à une transition progressive entre deux niveaux marins, une courbe eustatique sinusoïdale représentant un cycle de 1 Ma et d'amplitude 120 m (figure III-41) est alors imposée. De même que pour la simulation discrète les flux simulés par ROMS – NPZD et caractéristiques de l'une ou l'autre période climatique sont introduits dans DIONISOS au début de chaque demi cycle.

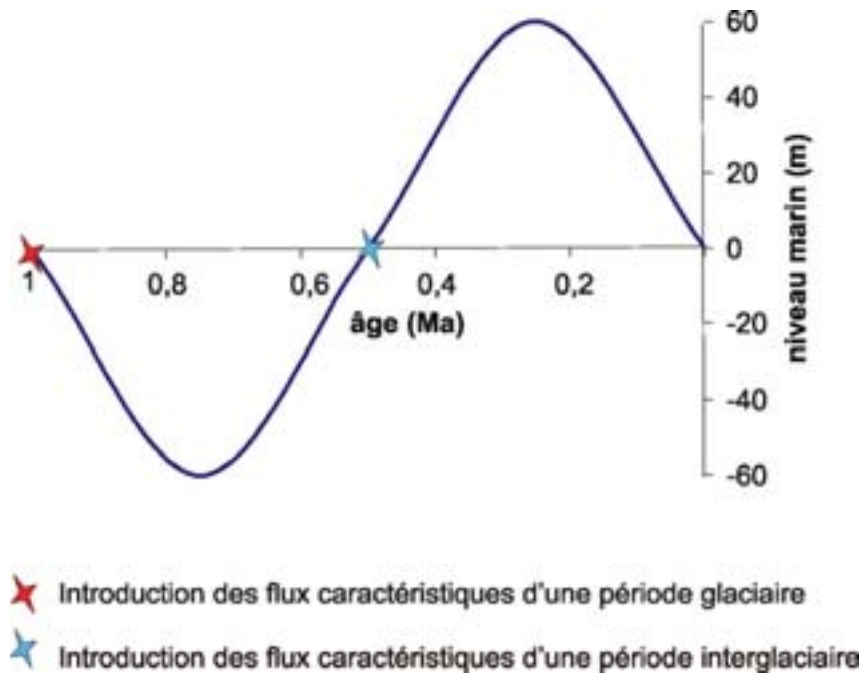


Figure III-41 : Courbe eustatique sinusoïdale présentant un cycle de 1Ma.

L'analyse de la stratigraphie dans DIONISOS s'aborde sous deux angles différents. Il est nécessaire d'observer la distribution spatiale des sédiments pendant les deux périodes climatiques, des teneurs en carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène ainsi que l'architecture des dépôts sur la marge. Ensuite, à partir des lignes de temps, je vérifierai la corrélation entre la distribution temporelle des teneurs de Corg, CaCO₃ et SiO₂ et la cyclité climatique du scénario de simulation.

Les résultats des deux types de simulations, discrète et continue, seront comparés.

III-3-2-Distribution spatiale

Dépôts glaciaires et interglaciaires

La figure III-42 présente pour chacune des simulations discrète et continue le transect de la marge avec la distinction entre les sédiments déposés en période glaciaire (de 1 à 0,5 Ma, situation de bas niveau marin) et ceux déposés en période interglaciaire (de 0,5 à 0 Ma, situation de haut niveau marin). On observe ainsi deux zones d'accumulation maximale en haut et bas de pente à l'intérieur desquelles les dépôts glaciaires sont plus épais que les dépôts

interglaciaires. Ailleurs, sur la plate-forme, les dépôts sont en majorité interglaciaires alors qu'ils sont glaciaires sur la pente.

Cette distribution des sédiments reflète les variations eustatiques. Il est mis en évidence le déplacement vers la côte des zones d'accumulation maximales entre les deux périodes climatiques lors de la montée du niveau marin. En période glaciaire, les sédiments s'accumulent préférentiellement en haut et en bas de pente ainsi que sur le reste de la pente mais à des taux inférieurs. Sur la plate-forme, en revanche, leur accumulation est extrêmement faible voire nulle pour la simulation discrète et se limite dans la partie externe pour la simulation continue. Pendant la période interglaciaire, ils s'accumulent alors principalement sur la plate-forme, que la montée du niveau marin a étendue, et en haut de pente ainsi que dans une zone très réduite en bas de pente. Sur le reste de la pente, l'accumulation est relativement faible.

La superposition de la distribution des flux de matériel biogène à l'interface eau/sédiments avec le transect permet d'analyser le contrôle des processus de transport (dépôt/érosion) sur l'enregistrement sédimentaire de la distribution de la production biologique en surface.

En période interglaciaire, alors que les flux sont très élevés sur la plate-forme interne, l'épaisseur de sédiments accumulée dans cette zone est proportionnellement faible. D'autre part, alors que sur la plate-forme externe les flux sont beaucoup moins importants, l'épaisseur de sédiments n'est pas négligeable. On suppose que la diffusion liée à l'énergie des vagues est responsable du transfert d'une partie des sédiments depuis la plate-forme interne vers le large et de leur dépôt sur la plate-forme externe jusqu'en haut de pente. Le pic le plus distal dans la distribution des flux doit également participer à l'accumulation importante en haut de pente. Etant donné que sur le reste de la pente, les flux sont beaucoup plus faibles, la diffusion gravitaire est responsable du transfert des sédiments vers la base et de leur accumulation dans cette zone.

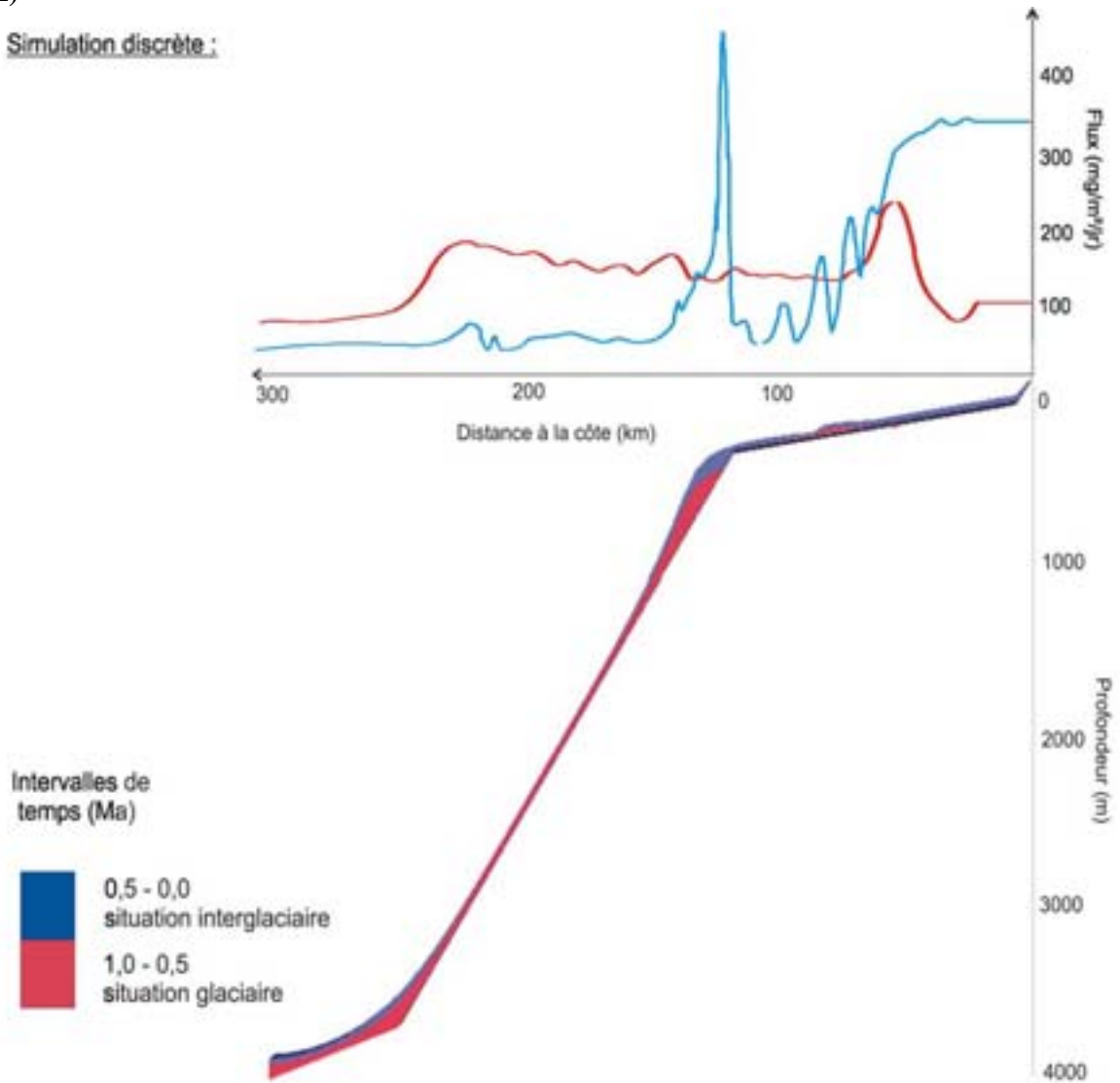
En période glaciaire, les flux sont très faibles sur la plate-forme interne et de ce fait l'accumulation de sédiments y est négligeable. En bas niveau marin, la profondeur jusqu'à laquelle est ressentie l'énergie des vagues (P_e) est décalée vers le large et l'effet de la diffusion liée à l'énergie des vagues est également décalé vers le large. C'est pourquoi, pour la simulation discrète, l'épaisseur de sédiments déposés reste quasiment nulle sur l'ensemble de la plate-forme. Cependant pour la simulation continue, la variation progressive du niveau marin induit un déplacement progressif de la profondeur P_e et permet ainsi une accumulation sur la partie externe. Dans les deux cas, Les sédiments ont été plus ou moins transférés en

haut de pente dans une zone d'accumulation maximale. Sur l'ensemble de la pente les flux de matériel biogène étant relativement importants, ont favorisé une accumulation dans cette zone. Au-delà du bas de pente, la diffusion gravitaire est responsable du dépôt des sédiments jusqu'à l'extrémité du bassin malgré des flux fortement diminués.

La distribution des dépôts glaciaire et interglaciaire résulte de la distribution des flux de matériel parvenant à l'interface eau/sédiments modifiée par les processus de transport, d'érosion et d'accumulation. Il est ainsi mis en évidence un transfert et une accumulation de matériel sur la pente, principalement à sa base, plus efficace en période glaciaire qu'interglaciaire. De plus qu'elle que soit la période climatique le haut de pente représente une zone d'accumulation préférentielle.

A)

Simulation discrète :



B)

Simulation Continue :

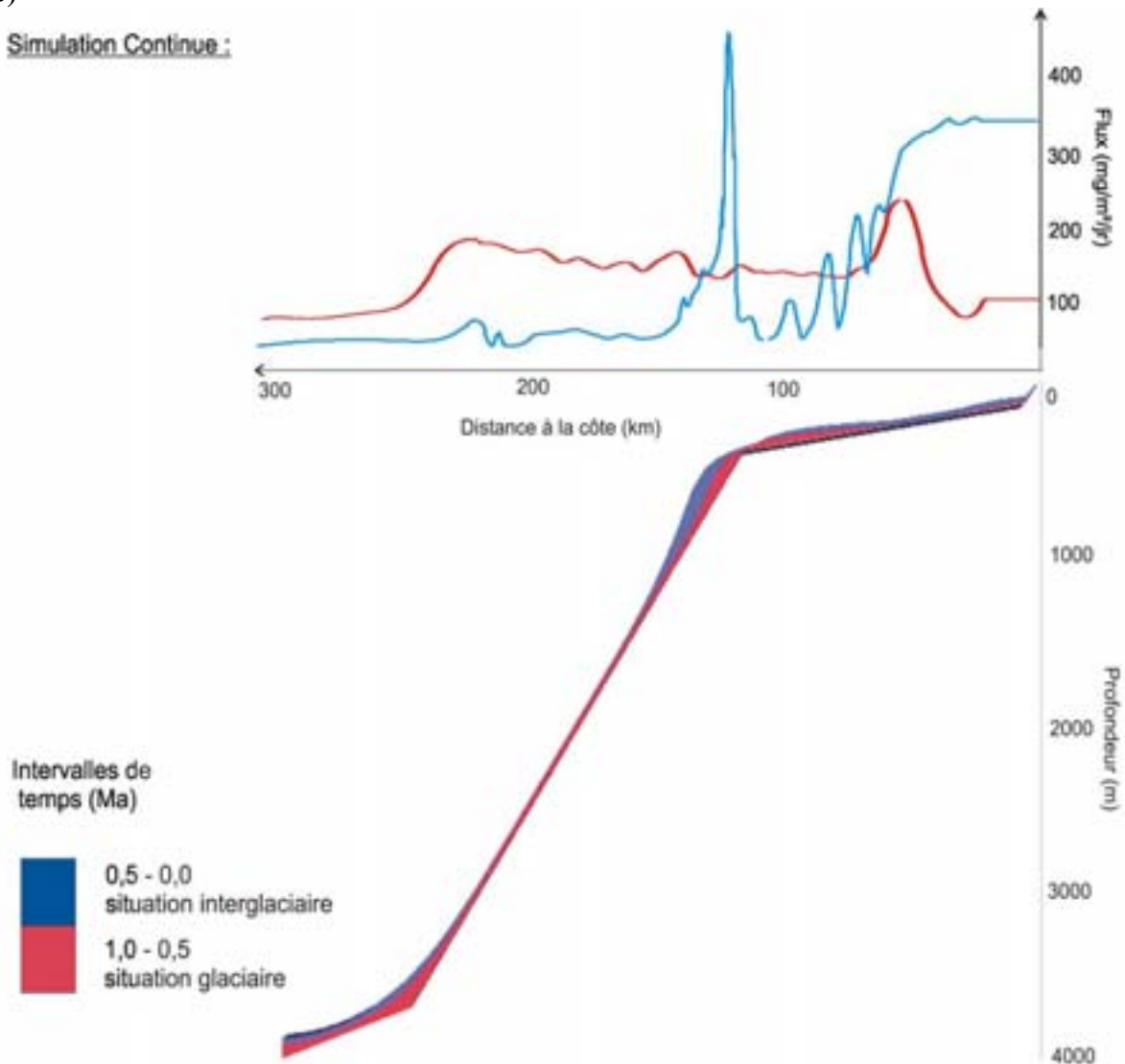


Figure III-42 : Représentation de la distribution des dépôts glaciaire et interglaciaire sur les transects stratigraphiques issus des simulations globales discrète (A) et continue (B) d'un cycle climatique de 1Ma. Représentation de la distribution à l'interface eau/sédiments des flux moyens de matériel biogène pour les deux situations climatiques.

Distribution spatiale des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂

La distribution des teneurs en carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène est nettement différente entre les dépôts glaciaires et les dépôts interglaciaires (figures III-43 et III-44).

En haut de pente, les teneurs en carbone organique sont de l'ordre de 10% dans les dépôts interglaciaires et de l'ordre de 20% dans les dépôts glaciaires. Sur la pente, vers sa base, la distinction entre les deux niveaux disparaît et les teneurs en Corg diminuent progressivement jusqu'à 5%. En revanche, pour le carbonate de calcium et la silice biogène, la distinction reste nette sur toute la marge. Notons que la teneur moyenne en carbonate de calcium est de 60% dans les dépôts interglaciaires où celle de silice biogène est de 10% et qu'elle diminue à 20% dans les dépôts glaciaires où la teneur en silice biogène a augmenté à 40-50%.

Pour chacune des deux périodes climatiques, les proportions des 3 composés n'ont donc pas été drastiquement modifiées entre la colonne d'eau et les sédiments. Comme l'ont révélé les résultats ROMS - NPZD (Chapitre III-2, Partie III, figure III-38) à l'interface eau/sédiments le matériel biogène est en moyenne composé à 80 % de CaCO₃, 17 % de SiO₂ et à 12% de Corg pour une situation interglaciaire et à 32 % de CaCO₃, 56% de SiO₂ et 14% de Corg pour une situation glaciaire.

On peut déduire qu'à un moment donné, le type de producteurs primaires dominants est enregistré dans la stratigraphie, c'est-à-dire une production carbonatée ou bien plutôt siliceuse. Rappelons (cf Chapitre II-1-2, Partie III) que dans l'état actuel ROMS – NPZD ne permet pas de tenir compte des relations de compétition entre les organismes phytoplanctoniques pour la simulation de la distribution spatiale du carbonate de calcium et de la silice biogène. Il ne peut donc être enregistré dans la stratigraphie, le type de production en fonction de la localisation sur la marge. Par exemple, du fait du développement des diatomées dans les zones d'émergences des masses d'eau, les sédiments de la plate-forme devraient être plus riches en silice biogène que ceux du bas de pente. Inversement du fait de la préférence des coccolithophoridés pour des eaux plus calmes, les sédiments du bas de pente devraient être plus riches en carbonate de calcium que ceux de la plate-forme.

Le type de simulation, discrète ou continue n'a pas d'influence majeure sur la distribution des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂. Aucune différence entre les deux simulations n'a été observée.

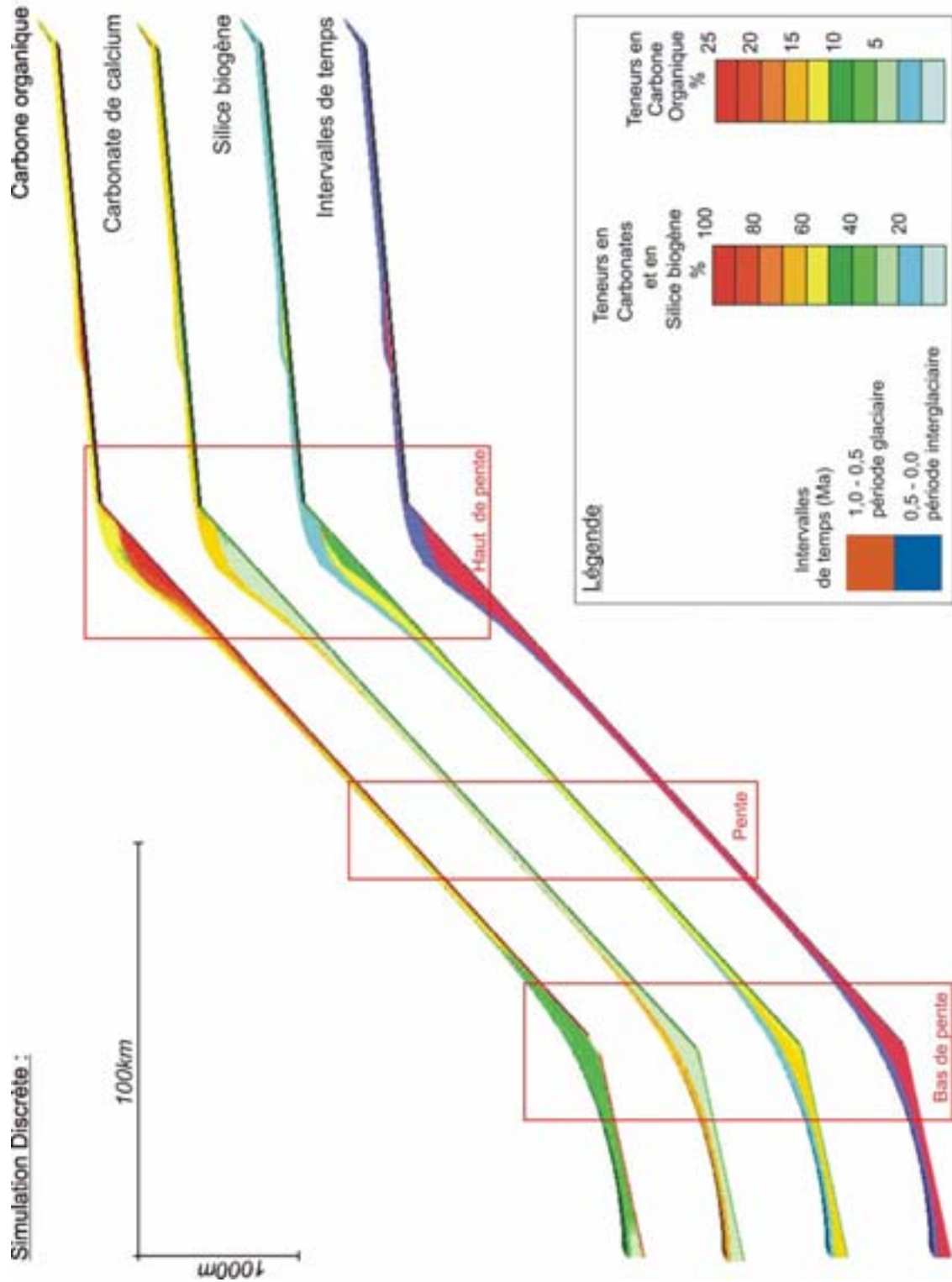


Figure III-43 : Transect issu de la simulation globale discrète d'un cycle climatique sur 1Ma.

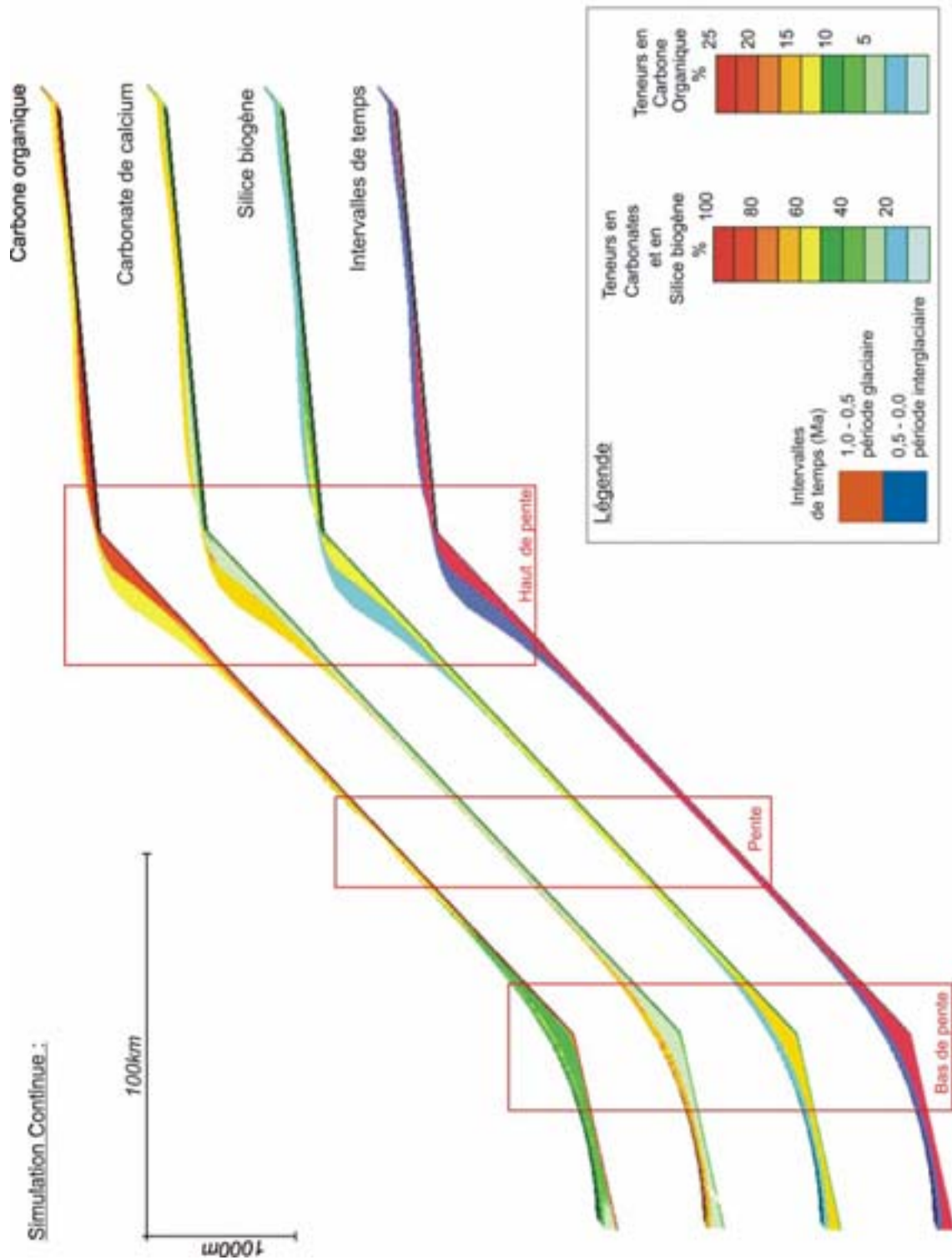


Figure III-44 : Transect issu de la simulation globale continue d'un cycle climatique sur 1 Ma.

Architecture des dépôts

Des zooms ont ensuite été réalisés sur les deux zones d'accumulation maximales en haut et bas de pente ainsi que sur la pente (figures III-45, III-46 et III-47). La représentation des lignes de temps (tous les 77 ka) permettra d'observer la succession et la continuité des dépôts.

Sur la pente et à sa base, aucune différence considérable entre les deux simulations, discrète et continue, n'est observée. Toutes les lignes de temps sont présentes et parallèles signifiant une sédimentation relativement continue et régulière. Les lignes de temps sont beaucoup plus resserrées pendant les 500 derniers mille ans que pendant les 500 premiers. Les taux de sédimentation sont donc moins élevés en période interglaciaire qu'en période glaciaire.

En haut de pente, les deux simulations présentent des différences majeures mises en évidence par la distribution des teneurs et les lignes de temps.

Pour la simulation discrète, cette zone peut être divisée en deux parties : l'une basale dans laquelle les dépôts sont principalement glaciaires et l'autre sommitale dans laquelle les dépôts sont uniquement interglaciaires. Dans chacune les dépôts progradent vers le large.

Dans les dépôts glaciaires de la partie basale, des biseaux mettent en évidence la réunion des lignes de temps au dessous de la rupture de pente jusque sur la plate-forme qui peut signifier une érosion ou bien une lacune de dépôt. Etant donné que les flux de matériel biogène parvenant sur le fond ne sont pas nuls dans ces zones en période glaciaire (cf figures III-42 A et B), l'hypothèse que la plate-forme soit soumise à l'érosion pendant cette période est retenue. Par ailleurs, pendant la période interglaciaire, les lignes de temps ne sont pas réunies au dessus de la rupture de pente et sur la plate-forme externe. Il y a donc une accumulation plus importante pendant cette période dans ces zones et même s'il y a eu érosion, elle est beaucoup moins importante. De plus, étant donné que les flux à l'interface eau/sédiments sont faibles sur la plate-forme externe en période interglaciaire, on peut donc affirmer qu'il y a eu principalement apport de sédiments depuis l'amont puis dépôt.

Pour la simulation continue les dépôts progradent également et recouvrent toute la zone qu'elle que soit la période climatique. Des biseaux orientés vers la côte sont observables (figure III-47) dans les dépôts des deux périodes. En revanche toutes les lignes de temps sont à nouveau dissociées sur la plate-forme externe. Le dépôt et l'érosion semblent donc plus

homogènes sur tout le haut de pente et le bord de la plate-forme au cours des deux périodes climatiques

Ce zoom sur le haut de pente a permis de mettre en évidence l'impact du type de courbe eustatique sur la répartition des dépôts. Alors qu'une courbe crénelée induit une distinction nette entre la répartition des dépôts de bas niveau marin et celle des dépôts de haut niveau marin, une courbe sinusoïdale induit une répartition beaucoup plus homogène. Les variations progressives du niveau marin génèrent un déplacement progressif des zones d'érosion et des zones de dépôts.

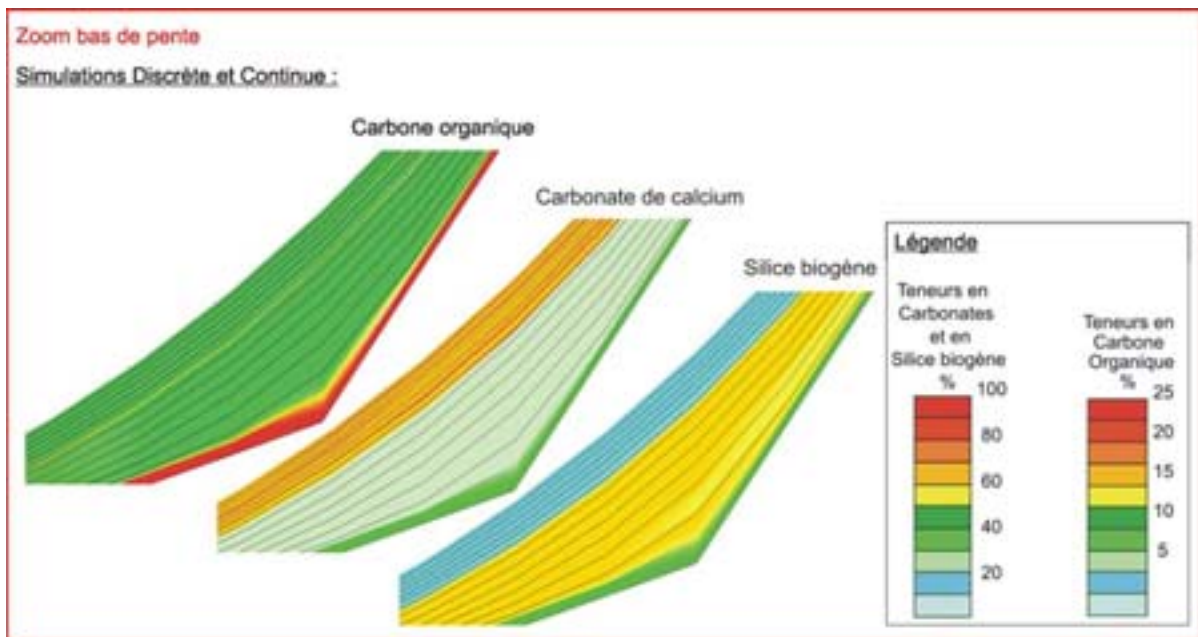


Figure III-45 : Zoom réalisé en bas de pente sur le transect issu des simulations globales discrète et continue d'un cycle climatique sur 1 Ma.

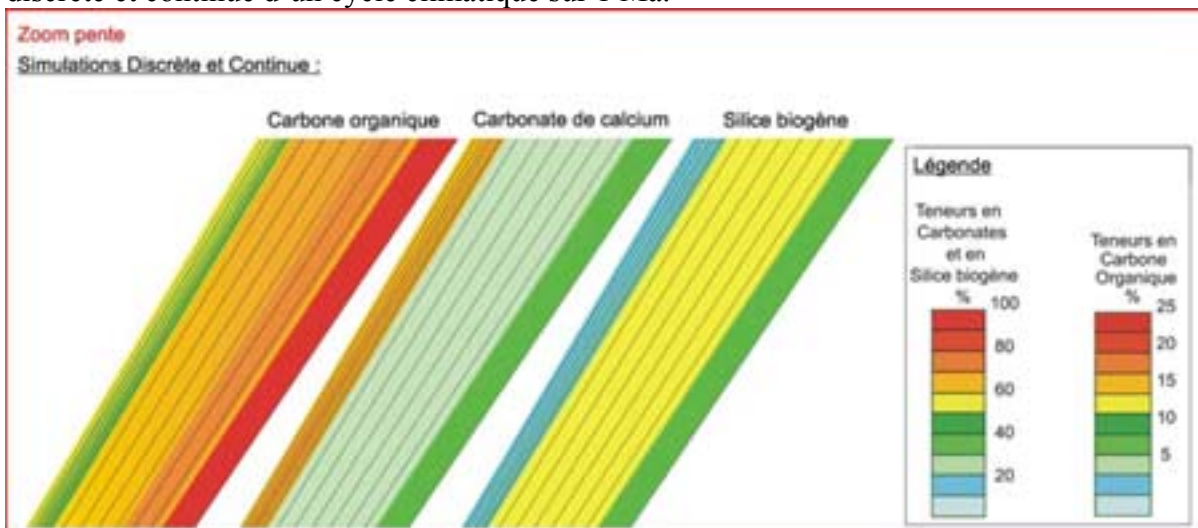


Figure III-46 : Zoom réalisé en milieu de pente sur le transect issu des simulations globales discrète et continue d'un cycle climatique sur 1 Ma.

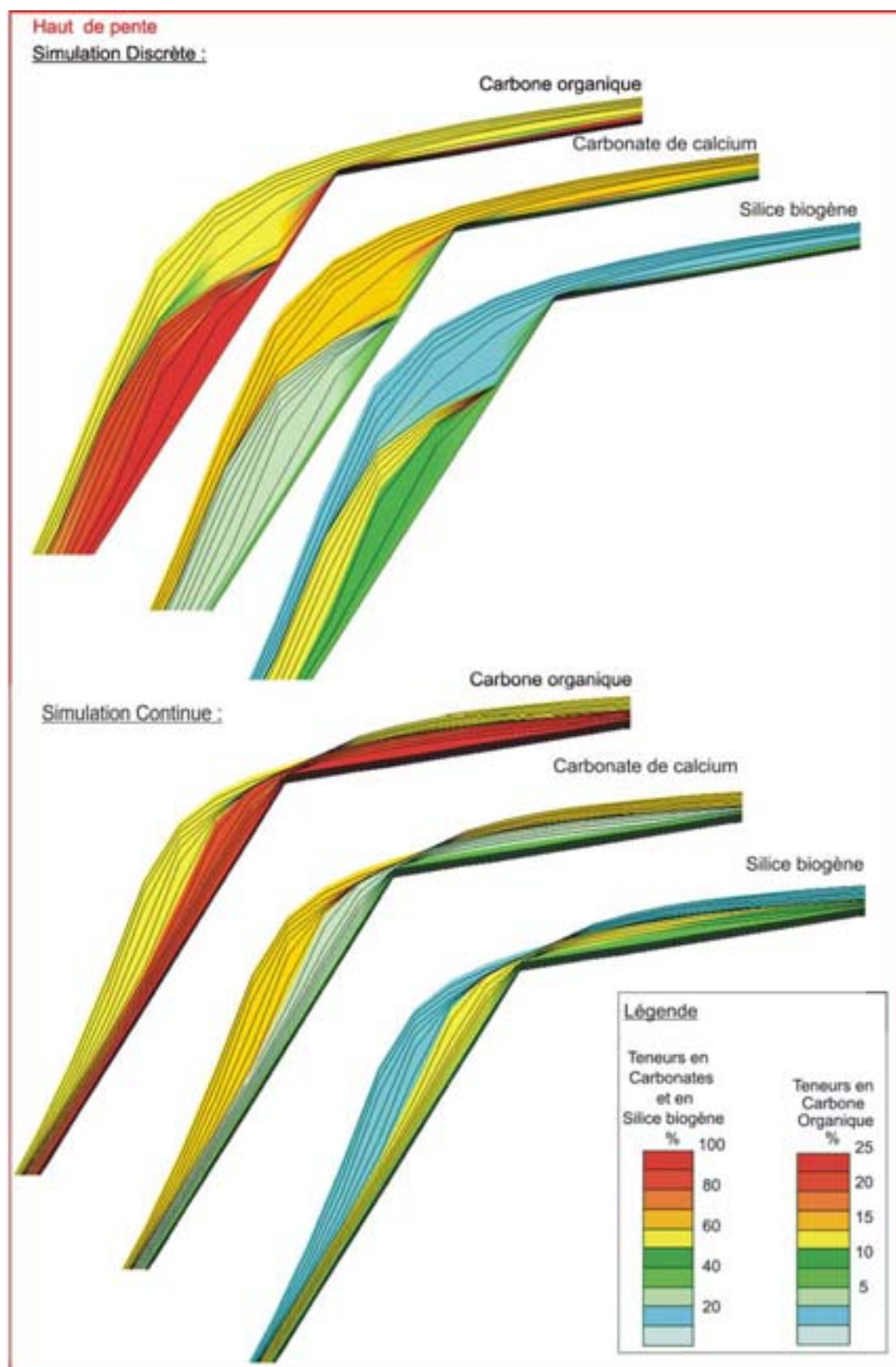


Figure III-47 : Zooms réalisés en haut de pente sur les transects issus des simulations globales discrète et continue d'un cycle climatique sur 1 Ma.

III-3-3-Distribution temporelle

Afin d'analyser la distribution temporelle des teneurs en carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène, les résultats de la modélisation sont présentés sous forme de données de 5 coupes réparties sur la marge (figure III-48) et réalisées sur l'épaisseur totale de sédiments accumulés.

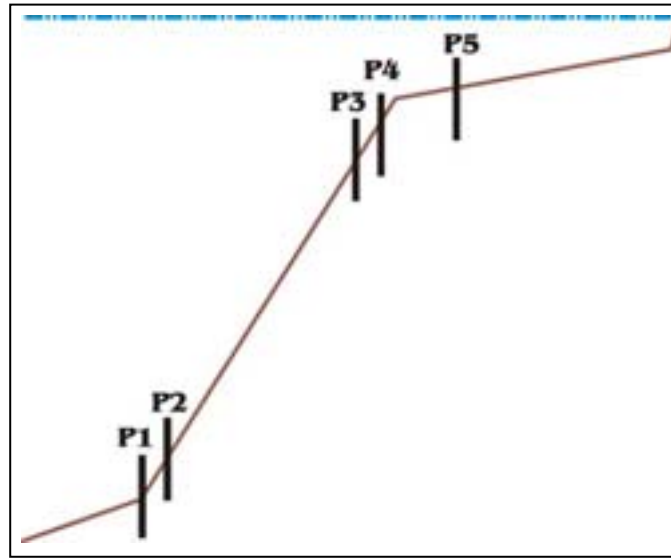


Figure III-48 : Localisation sur la marge namibienne des coupes P1, P2, P3, P4 et P5 générées par la modélisation.

Les figures III-49 et III-50, présentent pour chacune des coupes générées par les simulations discrète et continue, les teneurs des 3 composés dans les sédiments ainsi que les lignes de temps 0,5 et 0 Ma qui permettent de corréler les teneurs d'une coupe à l'autre. On peut ainsi visualiser les deux périodes climatiques.

En effet, comme on a pu préalablement l'observer sur les figures III-43 et III-44, les proportions des 3 composés dans les sédiments sont différentes entre le niveau glaciaire et le niveau interglaciaire. Dans les dépôts glaciaires, les teneurs en SiO₂ sont maximales (40-50% en haut de pente et 60% en bas de pente) et celles en CaCO₃ sont minimales (20%). Les teneurs en Corg sont maximales (>15%) en haut de pente et diminuent vers la base jusqu'à 5%. Dans les dépôts interglaciaires, les teneurs en SiO₂ ne sont plus que de 10% et celles en CaCO₃ sont alors maximales (60% à 70% en bas de pente). Les teneurs en Corg ne sont plus que de 10 % en haut de pente et diminuent également jusqu'à 5% vers le bas de pente. Dans cette zone les teneurs en Corg sont donc homogènes entre les dépôts des 2 périodes.

Les proportions des 3 composés dans les sédiments reflètent la composition des flux de matériel biogène calculés par ROMS - NPZD pour chacune des deux situations climatiques et introduits dans DIONISOS pendant la période glaciaire puis pendant la période interglaciaire. Ainsi les relations entre carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène sont conformes à celles observées dans la réalité. Le principal composé est soit le carbonate de calcium soit la silice biogène et révèle une production à dominance soit carbonatée soit siliceuse dans chaque période climatique. Les teneurs en carbone organique sont corrélées positivement avec celles en silice biogène et négativement avec celles en carbonate de calcium.

La mesure des taux d'accumulation montre une hétérogénéité de la sédimentation sur la marge et dans le temps.

En bas de pente, il n'y a pas de différence entre les deux simulations. Les taux moyens sont de 180 m/Ma dans P1 et de 110 m/Ma dans P2. Ils sont plus importants pendant la période glaciaire (260 m/Ma dans P1, 140 m/Ma dans P2) que pendant la période interglaciaire (100 m/Ma dans P1, 80 m/Ma dans P2).

Dans les coupes du haut de pente les taux d'accumulation moyens sont du même ordre de grandeur pour les deux simulations. Dans P3, le taux est de 270 m/Ma pour la simulation continue et de 220 m/Ma pour la simulation discrète et est supérieur à celui dans P4 qui est de 200 m/Ma dans les deux simulations. Alors que P3 représentent les dépôts au niveau du maximum de progradation, c'est-à-dire d'épaisseur maximale, P4 se situe plus près de la rupture de pente vers le point de réunion des lignes de temps.

Dans P5, sur la plate-forme externe, les taux d'accumulation sont beaucoup plus faibles, de l'ordre de 50 m/Ma. Pour la simulation discrète, le taux est nul pendant la période glaciaire, preuve que la plate-forme externe est soumise à une érosion totale pendant cette période.

Les taux d'accumulation sont relativement conformes à ceux mesurés sur la marge. Ils seront cependant plus précisément comparés aux taux réels lors des simulations suivantes visant à reproduire la sédimentation biogène réelle sur la marge.

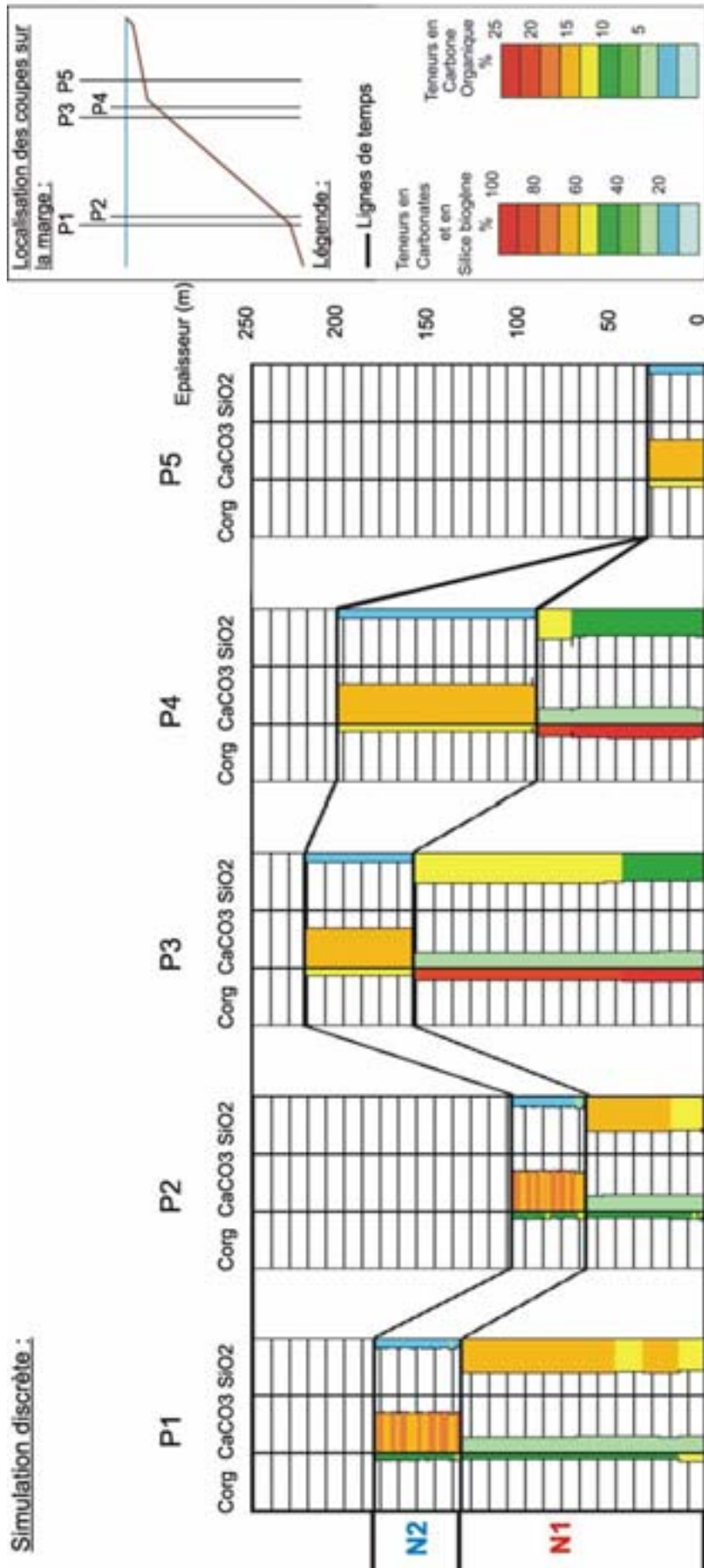


Figure III-49 : Distribution des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ dans les sédiments des coupes P1, P2, P3, P4 et P5 générées par la simulation globale discrète d'un cycle climatique de 1 Ma.

N1 : niveau glaciaire

N2 : niveau interglaciaire

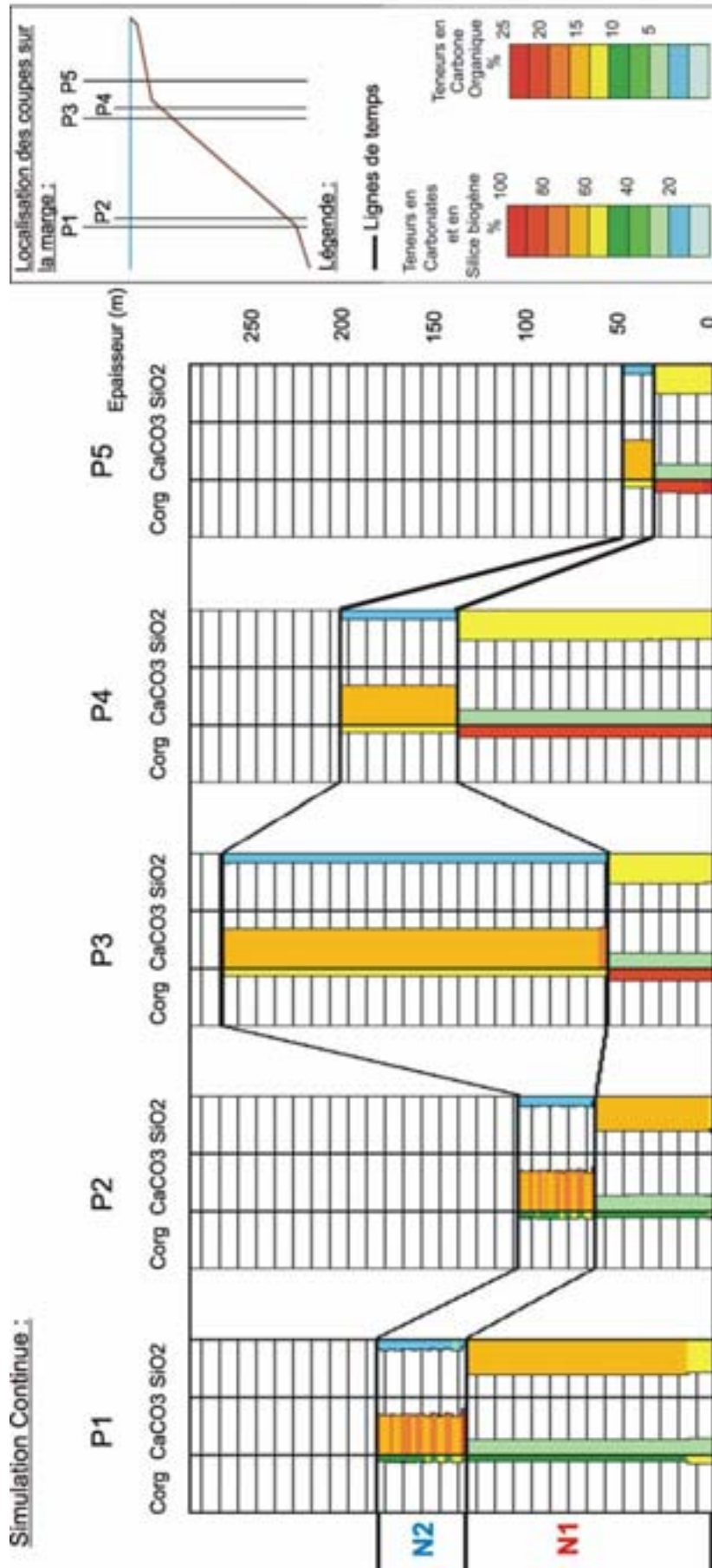


Figure III-50 : Distribution des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ dans les sédiments des coupes P1, P2, P3, P4 et P5 générées par la simulation globale continue d'un cycle climatique de 1 Ma.

N1 : niveau glaciaire

N2 : niveau interglaciaire

III-3-4-Conclusion des simulations globales

La simulation globale a été réalisée sur 1 Ma avec un seul cycle eustatique dont la courbe est crénelée pour la simulation discrète et sinusoïdale pour la simulation continue. Les flux représentatifs d'une situation glaciaire ont été introduits dans DIONISOS pendant les 500 premiers milles ans, situation de bas niveau marin, puis ont été remplacés par les flux représentatifs d'une situation interglaciaire les 500 milles ans suivant, situation de haut niveau marin. La figure III-51 synthétise l'ensemble des résultats obtenues et présentés ci dessous.

Il a, dans un premier temps, été observé l'effet des processus de transport (érosion/dépôt) associés aux variations eustatiques. Pendant la période interglaciaire, les sédiments s'empilent sur la plate-forme et progradent légèrement en haut de pente sous les zones les plus productives en surface. Du fait de flux peu élevés sur la pente, l'accumulation y est relativement peu importante.

En revanche en période de bas niveau marin, malgré des flux vers les sédiments importants au dessus de la plate-forme médiane, l'accumulation y est relativement faible voire nulle selon le type de simulation. D'une part les zones de forte production biologique sont décalées et étendues vers le large et d'autre part les sédiments parvenant à l'interface eau/sédiments sont plus efficacement transférés vers le fond du bassin. Ils se déposent alors en grande quantité dans une première zone en haut de pente où ils progradent. Bien que moins importante sur la pente, l'accumulation se fait à des taux supérieurs à ceux observés en période interglaciaire.

Cette géométrie des dépôts résulte de l'eustatisme associé aux processus de transport (érosion/dépôt) qui se sont révélés efficaces pour représenter d'une part l'effet du contre courant d'Ekman de fond en limitant l'accumulation sur la plate-forme interne et d'autre part le transfert des sédiments au-delà du bas de la pente. Lors de variations du niveau marin, le déplacement des zones d'accumulation maximales associé au déplacement des zones de forte production biologique à la surface de l'océan est bien enregistré dans la stratigraphie. **Conformément aux conclusions des travaux de Pichevin et al. (2004) entre autres, la méthodologie de modélisation met en évidence un transfert de matériel biogène vers le fond du bassin en domaine profond plus intense en période glaciaire de bas niveau marin. De plus, qu'elle que soit la période climatique, le haut de pente représente une zone d'accumulation préférentielle.**

Dans un second temps, l'analyse stratigraphique a permis d'observer que **les proportions des 3 composés étaient relativement bien conservées dans les sédiments**

pour chacune des deux périodes climatiques et reflétaient les caractéristiques (composition et intensité) de la production biologique. Des teneurs maximales en CaCO_3 reflètent une production principalement carbonatée en période interglaciaire alors que des teneurs maximales en SiO_2 reflètent une production alors plus siliceuse en période glaciaire. Bien que les teneurs en carbone organique soient supérieures en période glaciaire sur la plupart de la marge, la différence s'estompe en bas de pente où elles ont diminuées. Cette analyse confirme également les conclusions des travaux de Pichevin (2004) et Blanke (2004) : **un transfert de matière organique vers les sédiments plus importants en période glaciaire mais une diminution des teneurs en Corg avec la profondeur qu'elle que soit la période.**

Dans l'état actuel de ROMS – NPZD, il est cependant impossible de représenter dans la stratigraphie, à une période donnée, les différentes distributions spatiales de la silice biogène et du carbonate de calcium résultant des relations de compétitions des espèces productrices en surface. C'est pourquoi il est envisagé d'introduire dans le modèle biogéochimique une loi à cet effet.

Les teneurs en carbone organique dans les coupes générées par la modélisation sont un peu plus élevées que celles mesurées *in situ* mais on peut expliquer cette différence par l'absence de matériel terrigène dans la modélisation qui aurait pour effet de diluer le matériel et par la non prise en compte de la diagenèse précoce. C'est également le cas pour les teneurs en silice biogène en bas de pente. L'absence de matériel terrigène et des processus de diagenèse précoce peut également expliquer cette différence.

L'analyse stratigraphique des résultats DIONISOS n'a pas révélé de différence majeure dans la distribution spatiale et temporelle des teneurs en Corg, CaCO_3 et SiO_2 entre les deux simulations globales discrète et continue. En revanche, pour la simulation discrète, la différence dans l'architecture des dépôts est bien marquée entre les deux périodes. Les dépôts de haut de pente sont essentiellement érodés en période glaciaire et mettent en évidence une progradation plus importante pendant cette période. Au contraire, la progradation des dépôts en haut de pente et leur érosion à leur sommet sont progressives et continues tout au long du cycle eustatique pour la simulation continue. **Alors qu'une courbe crénelée induit une distinction nette entre la répartition des dépôts glaciaires et des dépôts interglaciaires, une courbe sinusoïdale induit une répartition beaucoup plus homogène.**

La modélisation d'un cycle climatique m'a tout d'abord permis de vérifier que les dépôts sédimentaires reflétaient par leur distribution, leur architecture et leur teneur en carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène l'évolution de la distribution, de l'intensité et de la composition de la production biologique à la surface de l'océan lors d'une transition interglaciaire-glaciaire. Afin de valider la méthodologie de modélisation, il est nécessaire de comparer les résultats des modèles aux données réelles. Etant donné que le système du Benguela a connu une cyclicité climatique dans son fonctionnement de 100 ka et que celle-ci est enregistrée dans les carottes prélevées au large de Lüderitz (NAUSICAA-IMAGES II), j'ai réalisé une simulation globale sur 400 ka avec des cycles eustatiques de 100 ka et d'amplitude de 120 m.

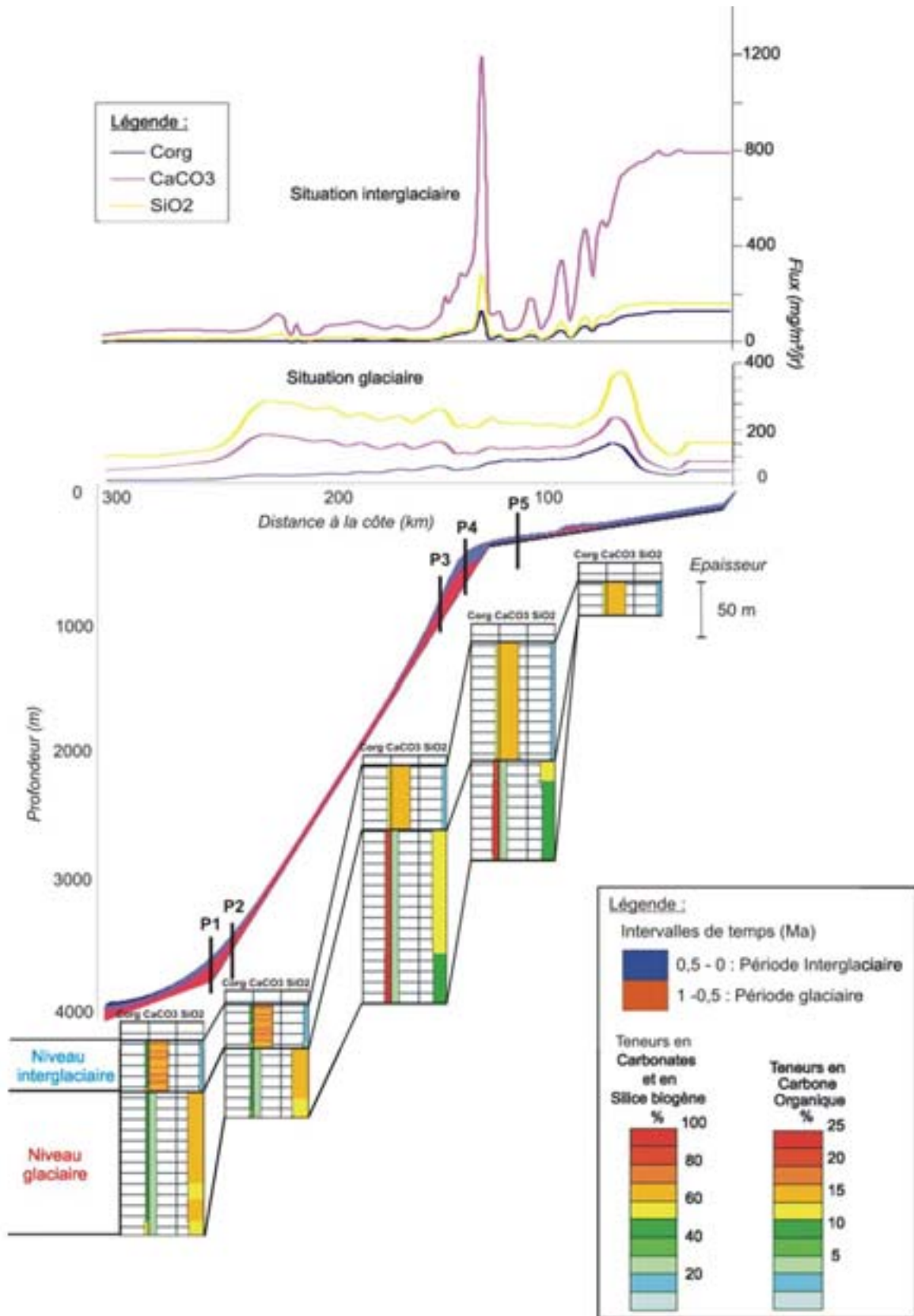


Figure III-51 : Synthèse des résultats de la simulation globale discrète d'un cycle climatique sur 1 Ma.

III-4-Simulations globales discrète et continue sur 400 ka avec des cycles climatiques de 100 ka : Résultats DIONISOS

III-4-1- Protocoles

Afin de déterminer le protocole idéal pour la méthodologie de modélisation, la simulation globale sur 400 ka sera réalisée avec des cycles eustatiques de 100 ka et d'amplitude 120 m. Une première simulation sera tout d'abord réalisée à partir d'une courbe eustatique crénelée. Pour des variations d'amplitude 120 m et pour une durée de sédimentation de 400 ka, les modifications de la bathymétrie n'ont généré que des modifications de la distribution de matériel biogène à l'interface eau/sédiments que l'on considère négligeables. C'est pourquoi, les flux de matériel biogène calculés par ROMS - NPZD pour représenter deux situations climatiques et introduits dans DIONISOS seront ceux présentés dans le Chapitre III-2, Partie III. Les flux caractéristiques de l'une et de l'autre situation climatique seront alternativement introduits dans DIONISOS tous les 100 ka pendant 50 ka (figure III-52-A).

Une seconde simulation sera réalisée avec une courbe eustatique sinusoïdale. Pendant Les flux caractéristiques d'une situation interglaciaire seront introduits dans DIONISOS au début de chaque demi – cycle de haut niveau marin tous les 50 ka. De même, au début de chaque demi - cycle de bas niveau marin, les flux caractéristiques d'une situation glaciaire seront introduits, c'est-à-dire tous les 50 ka (figure III-52-B).

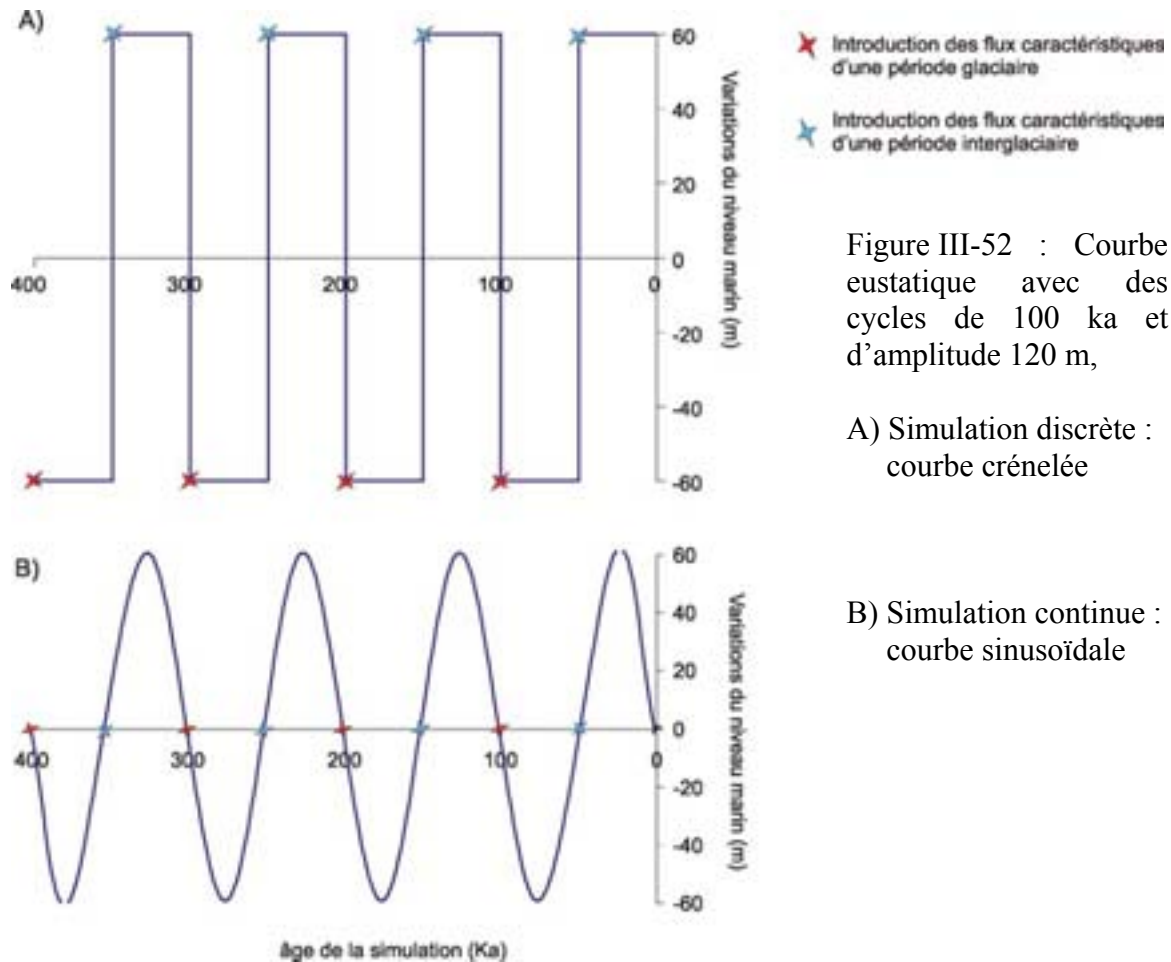


Figure III-52 : Courbe eustatique avec des cycles de 100 ka et d'amplitude 120 m,

A) Simulation discrète :
 courbe crénelée

B) Simulation continue :
 courbe sinusoïdale

III-4-2-Distribution spatiale

Dépôts glaciaires et interglaciaires

L'observation de la distribution des sédiments (figure III-53-A) met nettement en évidence des différences entre les périodes glaciaires et interglaciaires. La plate-forme est principalement recouverte par des dépôts interglaciaires alors que la pente est principalement recouverte de dépôts glaciaires. A la base de la pente les dépôts de l'une ou l'autre période semblent alterner. Une zone d'accumulation maximale en haut de pente peut être divisée en deux parties : l'une sommitale dans laquelle les dépôts interglaciaires dominent et l'autre basale dans laquelle les dépôts glaciaires dominent à leur tour.

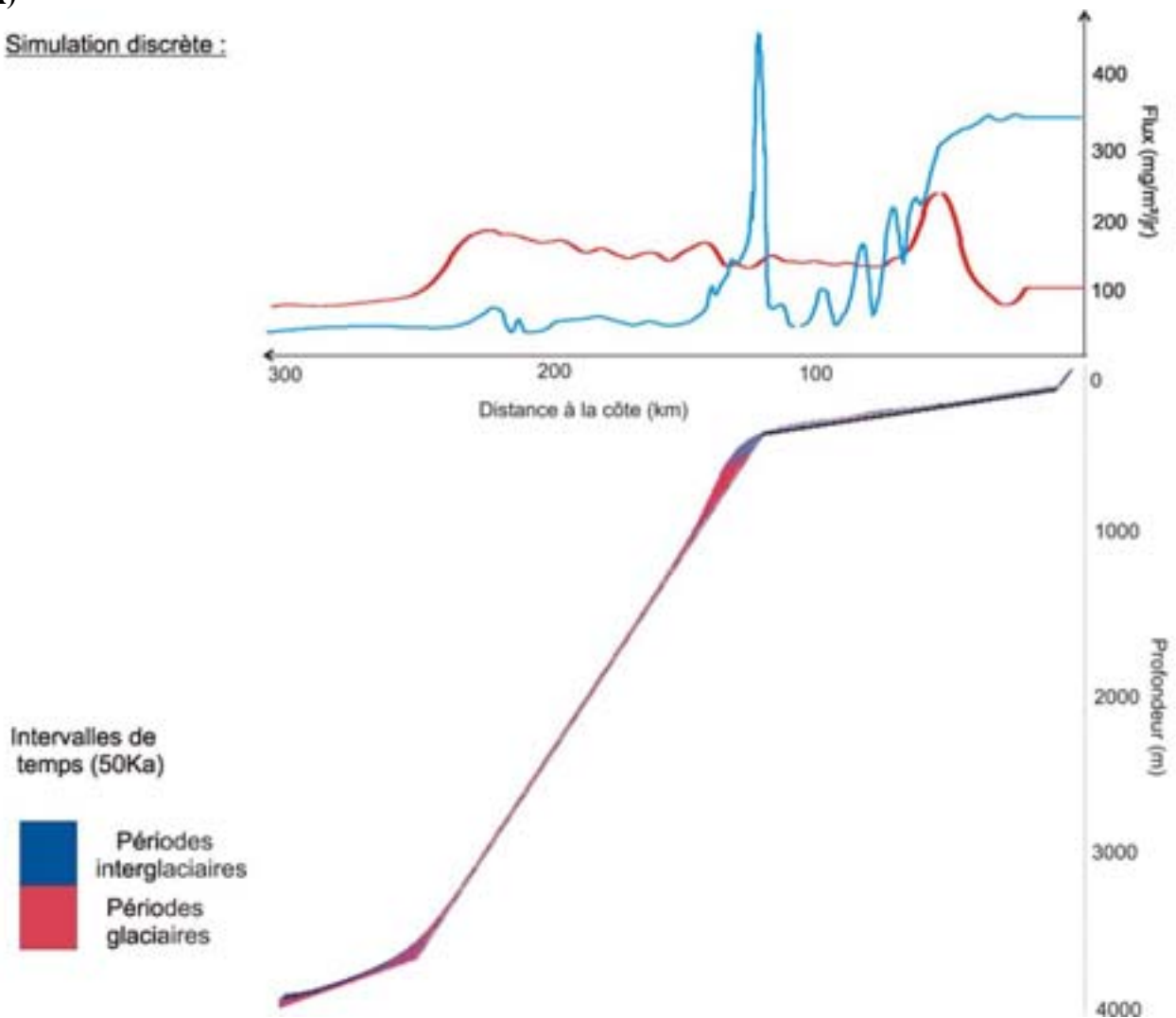
Sur la plate-forme interne, l'épaisseur de sédiments accumulés sur sa partie interne est extrêmement faible malgré des flux à l'interface eau/sédiments non négligeables en période interglaciaire de haut niveau marin. Le transport induit par le module de diffusion liée à

l'énergie des vagues dans DIONISOS est certainement responsable de la faible accumulation de matériel dans cette zone. Les sédiments sont alors transférés au delà de la plate-forme médiane où ils commencent à se déposer.

En situation de bas niveau marin, la profondeur P_e du module de diffusion liée à l'énergie des vagues qui détermine l'extension de la zone d'érosion sur la plate-forme depuis la côte est située plus près du rebord continental. La zone d'érosion est de ce fait également plus près du rebord continental par rapport à une situation de haut niveau marin et les sédiments sont donc plus facilement transférés vers le haut de pente et où ils ont tendance à s'accumuler préférentiellement. C'est pourquoi, la plate-forme ne semble pas être recouverte de dépôt glaciaire.

A)

Simulation discrète :



B)

Simulation continue :

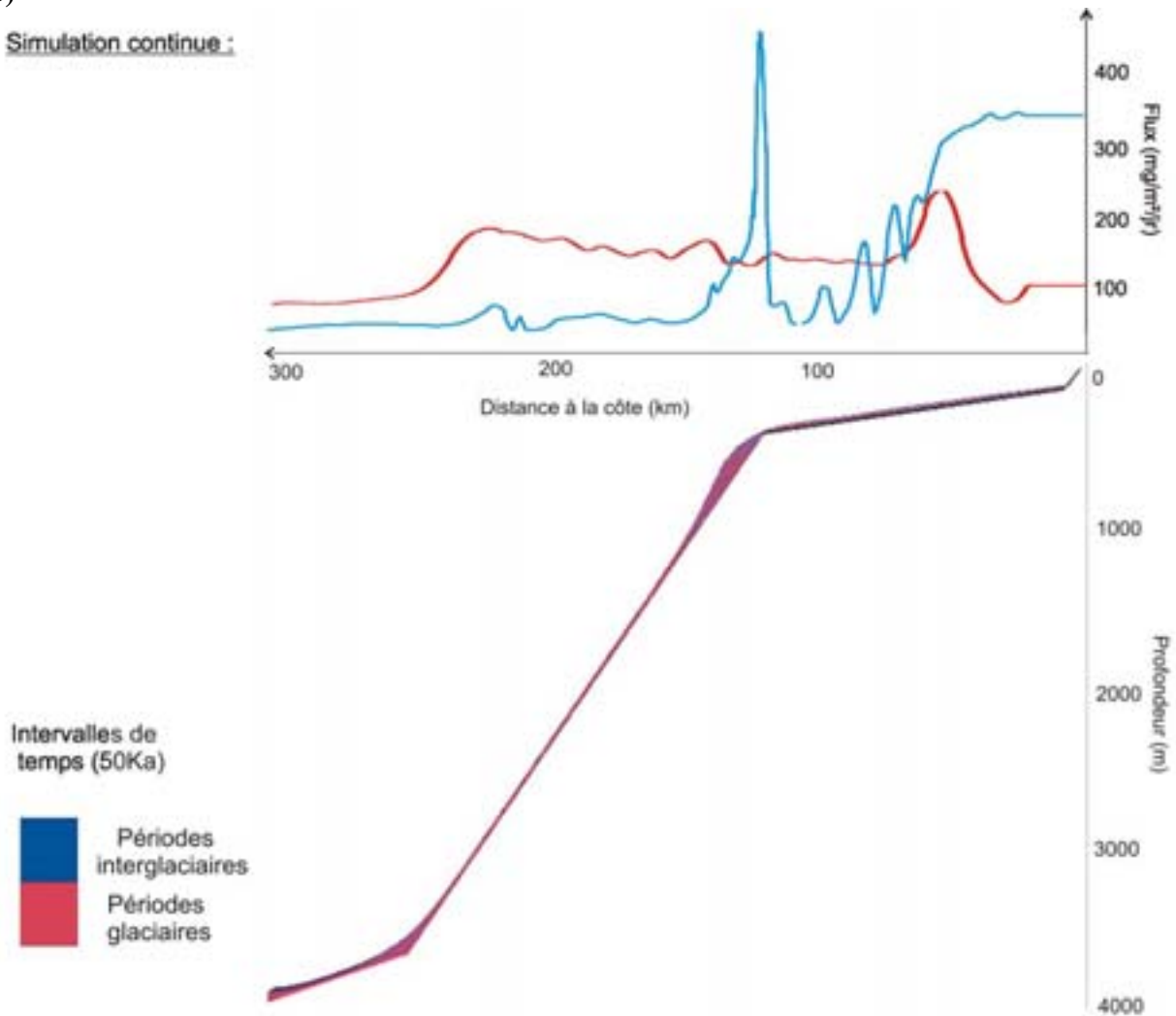


Figure III-53 : Distribution des dépôts glaciaires et interglaciaires sur les transects stratigraphiques issus de deux simulations globales discrète (A) et continue (B) de cycles climatiques de 100 ka sur 400 ka. Représentation de la distribution à l'interface eau/sédiments des flux moyens de matériel biogène pour les situations glaciaires et interglaciaires.

Sur la pente jusqu'à sa base, même si les dépôts semblent être majoritairement glaciaires, des alternances avec de fins dépôts interglaciaires sont visibles. Qu'elle que soit la période climatique on reconnaît alors l'effet du transport par le module de diffusion gravitaire. Il permet un transfert de matériel sur la pente même si les flux à l'interface eau/sédiments ne sont pas élevés. En association avec des flux plus élevés sur toute la pente, ce mode de transport permet de représenter un transfert de matériel biogène plus efficace jusqu'en bas de pente et une épaisseur de sédiments accumulés plus importante en période glaciaire.

Comme pour la simulation d'un cycle de 1 Ma, dans la simulation des cycles de 100 ka, la distribution des dépôts résulte donc du déplacement des zones d'érosion et des zones d'accumulation de sédiments induit par les variations eustatiques et les variations de la distribution et de l'intensité de la production biologique en surface.

Ces observations concernant la distribution des dépôts entre les deux périodes ne sont valables que pour la simulation discrète. Pour la simulation continue, la représentation des intervalles de temps de 50 ka ne permet pas de mettre en évidence une potentielle différente distribution entre les dépôts glaciaires et les dépôts interglaciaires (figure III-53-B).

Distribution spatiale des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂

La distribution des teneurs de chaque composant biogène et des dépôts des intervalles de temps de 50 ka sur les transects issus de la simulation discrète (figure III-54) permet de vérifier que les teneurs en carbone organique sont plus élevées dans les dépôts glaciaires que dans les dépôts interglaciaires et que le carbonate de calcium est le composant majoritaire des dépôts interglaciaires alors que la silice biogène domine dans les dépôts glaciaires.

Sur la plate-forme jusqu'au dessous de la rupture de pente, les teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ sont respectivement de l'ordre de 10-15%, 60-70% et 10-20%. En haut de pente, ces teneurs augmentent pour Corg à plus de 20% et pour SiO₂ à 50% et diminuent pour le CaCO₃ à 20%. Sur la pente vers sa base, alors que les teneurs en Corg diminuent progressivement jusqu'à des valeurs de l'ordre de 5%, celles en SiO₂ semblent alterner entre 10 et 50% et celles en CaCO₃ entre 20 et 60%. Alors que pour la silice biogène et le carbonate de calcium, l'alternance des teneurs entre des valeurs maximales et minimales reflète sur toute la marge l'alternance entre dépôts glaciaires et dépôts interglaciaires, cette alternance n'est plus visible

pour le carbone organique en bas de pente. Les teneurs ont diminué et ne semblent pas varier entre chaque période.

Dans cette simulation les proportions des 3 composés du matériel biogène sont également bien conservées par rapport aux proportions dans les flux simulés par ROMS - NPZD.

En revanche, la même remarque que pour les simulations précédentes peut être faite. Les teneurs sont légèrement supérieures à celles observées dans la réalité et cette différence peut également s'expliquer par l'absence de matériel terrigène dans la modélisation qui aurait pour effet de diluer le matériel et par la non prise en compte de la diagenèse précoce.

De plus, en raison de l'incapacité actuelle de ROMS - NPZD à reproduire les différentes distributions spatiales à l'interface eau/sédiments pour le carbonate de calcium et la silice biogène générées par des relations de compétition entre espèces productrices à la surface de l'océan, il n'a pas pu être enregistré dans la stratigraphie l'accumulation préférentielle de carbonate à grande profondeur et l'accumulation préférentielle de silice biogène sur la plate-forme.

Sur les 4 transects (figure III-55) issus de la simulation continue, les principales différences avec la simulation discrète, résident dans la distribution des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ au niveau de la zone d'accumulation maximale en haut de pente. Les deux parties, sommitale et basale, distinguables par des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ et visibles pour la simulation discrète, ont disparu. Pour les 3 composants des couches plus ou moins épaisses de différentes teneurs semblent alterner. Mais à cette échelle, les sédiments semblent être composés de plus de 10% de carbone organique, de 20% de carbonate de calcium et de 50% de silice biogène.

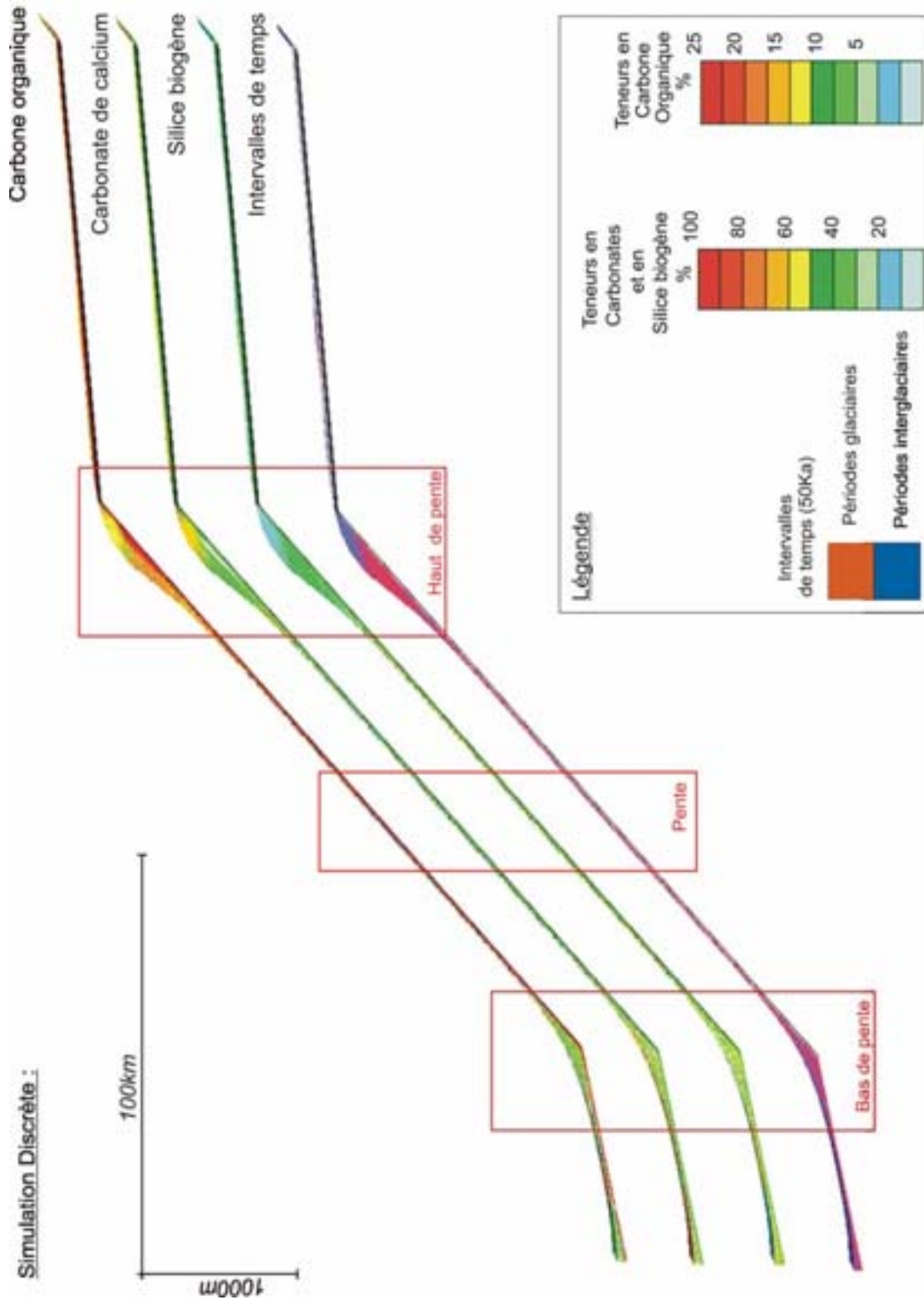


Figure III-54 : Transects issus de la simulation globale discrète de cycles climatiques de 100 ka sur 400 ka. Représentation des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ et des intervalles de temps (50 ka). Localisation des zooms réalisés en haut, au milieu et à la base de la pente.

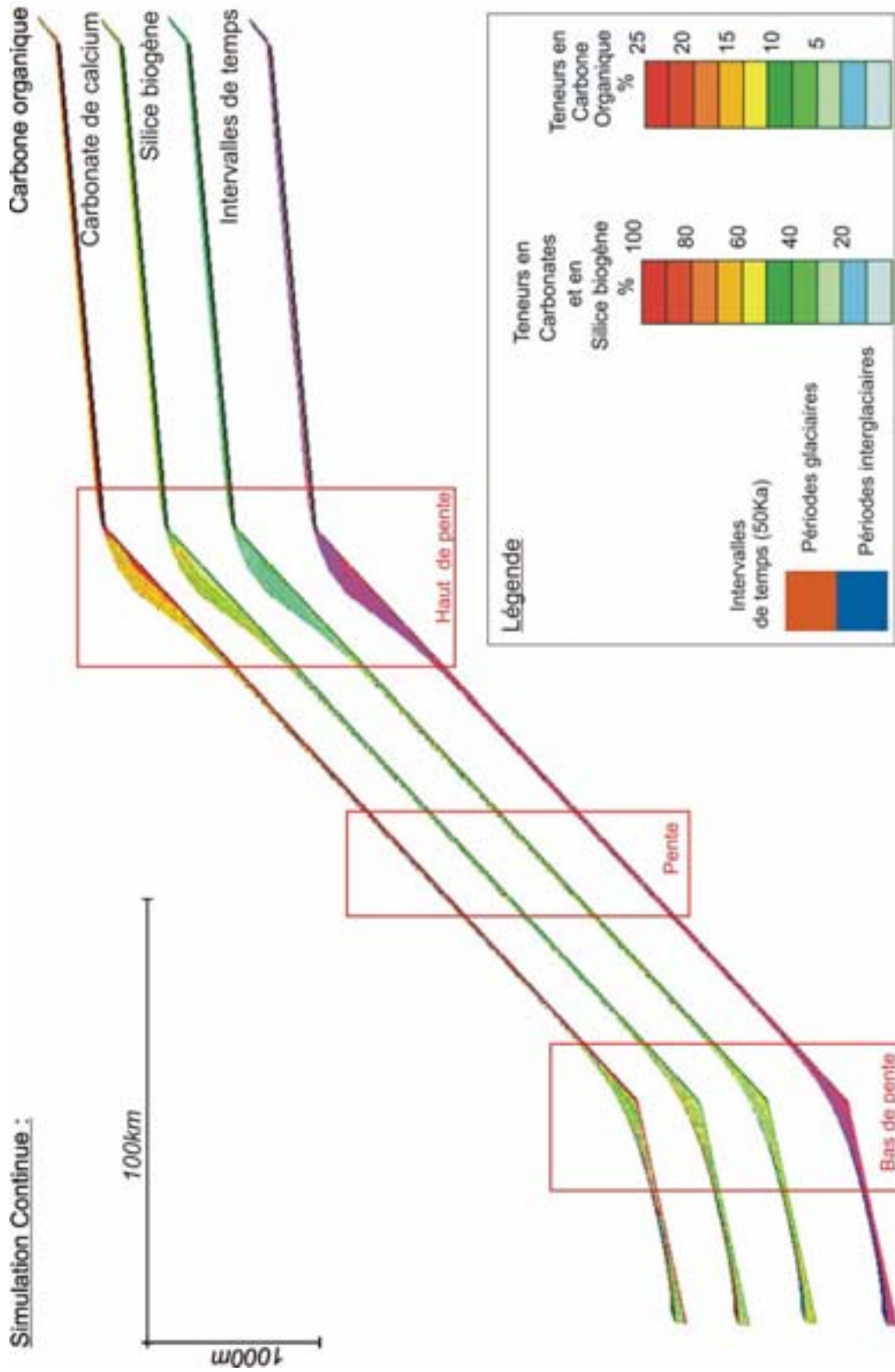


Figure III-55 : Transects issus de la simulation globale continue de cycles climatiques de 100 ka sur 400 ka. Représentation des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ et des intervalles de temps (50 ka). Localisation des zooms réalisés en haut et à la base de la pente.

Architecture des dépôts

Le zoom de la zone d'accumulation maximale en haut de pente avec la représentation des lignes de temps tous les 50 ka (figure III-56) permet de vérifier que les teneurs maximales en Corg et en SiO₂ sont dans les intervalles de temps correspondant aux périodes glaciaires et qu'à l'inverse les teneurs maximales en CaCO₃ sont dans les intervalles correspondant aux périodes interglaciaires.

Nous avons vu précédemment que cette zone dans la simulation discrète pouvait être divisée en deux parties, l'une sommitale associée à des dépôts interglaciaires et l'autre basale associée à des dépôts glaciaire. Dans chacune, ces dépôts progradent.

Pour la simulation continue, cette zone ne peut être divisée en deux parties puisque les dépôts de chaque période la recouvrent entièrement. Les dépôts glaciaires et interglaciaires progradent alternativement les uns sur les autres.

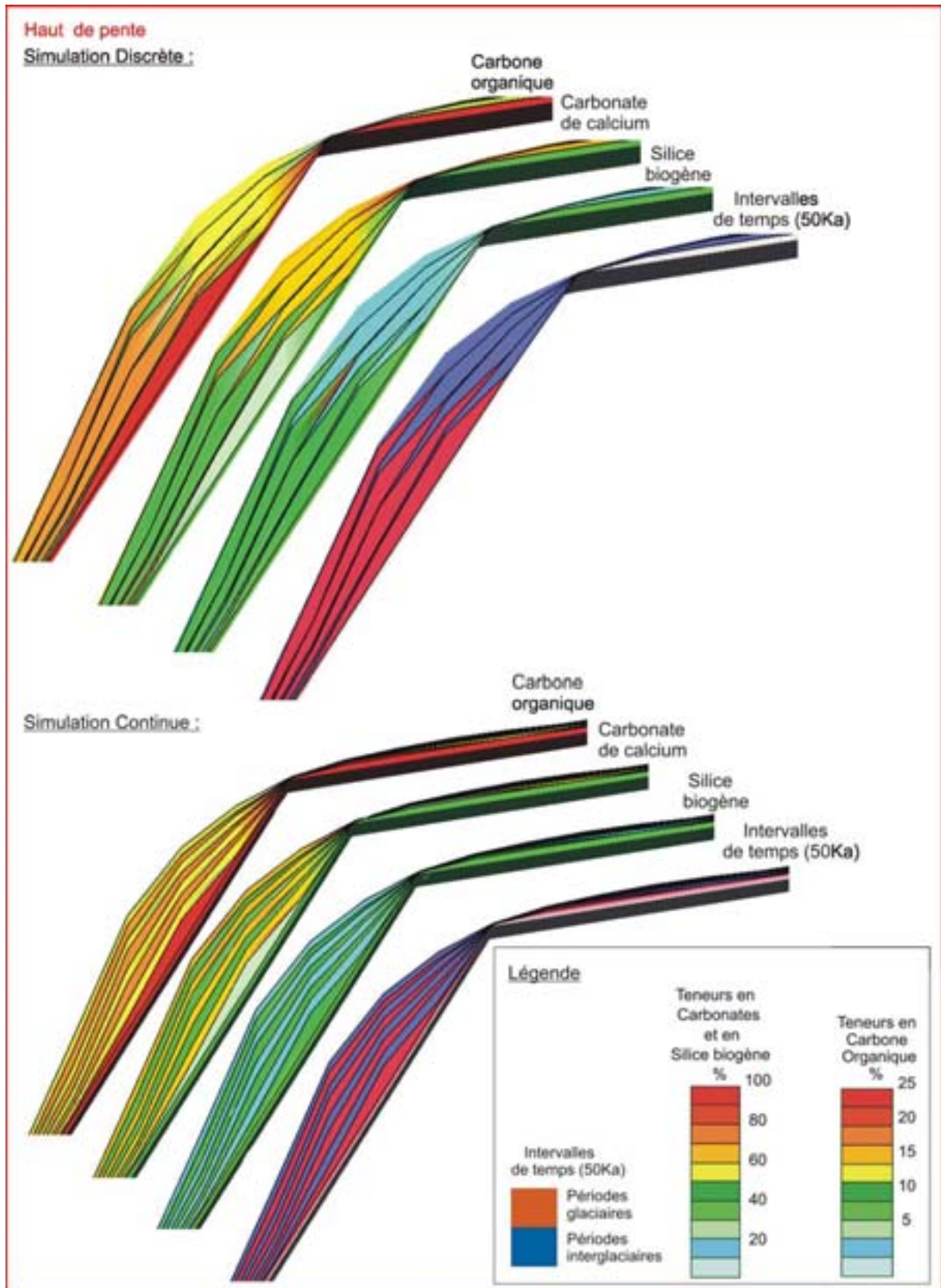


Figure III-56 : Distribution des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ et des intervalles de temps de 50 ka dans des zooms réalisés en haut de pente sur les transects issus des simulations globales de cycles climatiques de 100 ka sur 400 ka.

Sur la pente, aucune différence majeure n'existe entre les deux simulations (figure III-57). Les dépôts glaciaires alternent avec les dépôts interglaciaires qui sont beaucoup moins épais. En raison des flux à l'interface eau/sédiments beaucoup plus élevés en période glaciaire, l'accumulation de matériel est plus importante pendant cette période. Dans les dépôts glaciaires les teneurs en Corg et SiO₂ sont maximales et les teneurs en CaCO₃ minimales.

Au sein d'un même niveau en bas de pente, les teneurs des 3 composés fluctuent fortement mais avec une amplitude plus faible que celle des fluctuations entre périodes climatiques. Ces fines couches ne sont pas observées en haut de pente où les teneurs sont plus homogènes au sein d'un même niveau. A l'issue des simulations ROMS/NPZD, les flux de matériel biogène présentent des irrégularités liées à la dynamique océanique. En haut de pente, l'érosion a tendance à homogénéiser les teneurs et « gommer » ces irrégularités dans les niveaux. En revanche, la remobilisation des sédiments et leur transfert sur toute la pente favorisent l'enregistrement de ces irrégularités en bas de pente.

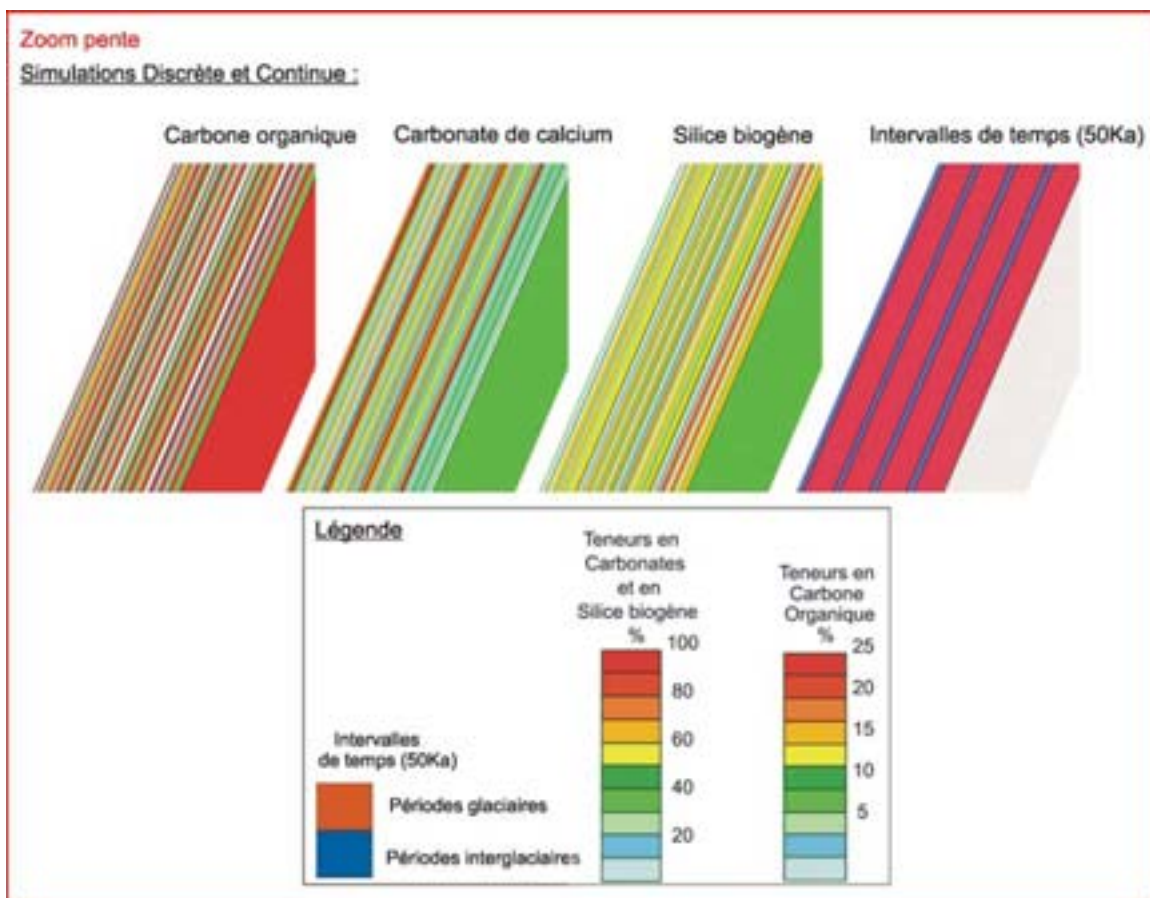


Figure III-57 : Zooms réalisés au milieu de la pente sur les transects issus de la simulation globale discrète de cycles climatiques de 100 ka sur 400 ka. Représentation des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂.

Dans la seconde zone d'accumulation maximale en bas de pente (figure III-58) pour la simulation discrète, les couches sédimentaires alternent entre des dépôts glaciaires et des dépôts interglaciaires légèrement moins épais. En période interglaciaire, les flux de matériel biogène parvenant à l'interface eau/sédiments sur la pente sont très faibles. Les sédiments accumulés dans cette zone proviennent de la plate-forme et du haut de pente d'où ils ont été transférés sous l'effet de la diffusion gravitaire. En période glaciaire, les flux sont alors plus élevés sur l'ensemble de la pente. C'est pourquoi l'épaisseur de sédiments accumulés dans cette zone est plus importante. Par ailleurs, la diffusion gravitaire favorise le transfert et le dépôt de sédiments au-delà de la base de la pente.

Même si, comme sur la pente, de nombreuses fluctuations des teneurs en Corg sont visibles au sein des dépôts de même période, l'amplitude des fluctuations entre périodes glaciaires et interglaciaires est moins importante qu'en haut de pente. En revanche, les fluctuations des teneurs en CaCO₃ et en SiO₂ entre ces deux périodes sont toujours bien marquées.

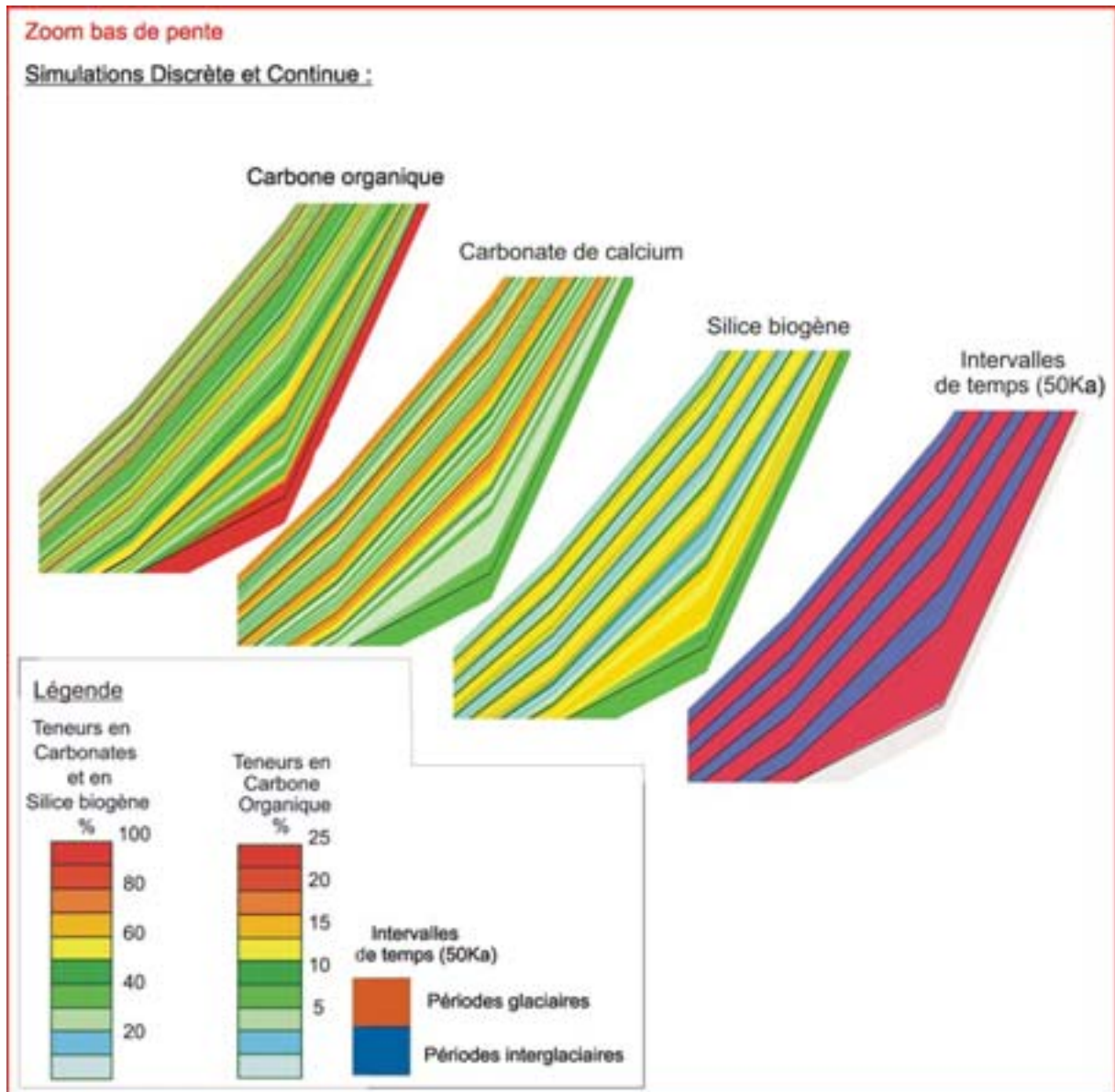


Figure III-58 : Zooms réalisés en bas de pente sur les transects issus de la simulation globale discrète de cycles climatiques de 100 ka sur 400 ka. Représentation des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ et des intervalles de temps de 50 ka.

III-4-3-Distribution temporelle

Distribution des teneurs et expression de la variabilité climatique

Les figures III-60 et III-61 présentent dans 5 coupes générées par la modélisation et localisées sur la marge (figure III-59), les teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ dans les

sédiments. Les lignes de temps ont été représentées tous les 50 ka. Elles délimitent ainsi les niveaux interglaciaires et glaciaires.

Sur la plate-forme, dans P5, les teneurs en carbone organiques sont uniformes quelque soit le niveau et sont de l'ordre de 10%. En haut de pente, dans les coupes P3 et P4, elles sont de l'ordre de 10-15% dans les niveaux interglaciaires et de 15-20% dans les niveaux glaciaires.

Même s'il semble y avoir plusieurs fines irrégularités, en bas de pente dans P1 et P2, les teneurs en carbone organique sont de l'ordre de 5%.

Excepté dans P5, les teneurs en silice biogène alternent entre 10% dans les niveaux interglaciaires et 40-50% dans les niveaux glaciaires. En bas de pente, elles sont un peu plus élevées, jusqu'à 60% dans les niveaux glaciaires. De même, les teneurs en carbonate de calcium alternent entre les niveaux glaciaires et interglaciaires mais dans les sens opposé à la silice biogène. Elles sont de l'ordre de 20-30% dans les niveaux glaciaires et de 60% voire 70% dans les niveaux interglaciaires.

Conformément aux données de carottes (figure III-10), les teneurs en carbone organique sont corrélées positivement avec celles en silice biogène et négativement avec celles en carbonate de calcium. Toujours en accord avec les données réelles, elles sont maximales en haut de pente et diminuent avec la profondeur. L'amplitude de leurs fluctuations diminue également avec la profondeur (figure III-11).

L'alternance des teneurs des 3 composés entre des valeurs maximales et des valeurs minimales reflètent bien la variabilité climatique que l'on a souhaité reproduire en introduisant tour à tour dans DIONSISOS les flux calculés par ROMS - NPZD pour deux situations climatiques.

Effet du transport et de l'érosion

La modélisation de la sédimentation biogène été réalisée avec des cycles eustatiques de 100 ka sur 400 ka, soit 4 cycles. Ils sont tous exprimés dans P1 et P3. En revanche, ce n'est pas le cas dans la coupe P5 et dans P4 pour la simulation discrète.

Dans P5, coupe générée par la simulation discrète sur la plate-forme (figure III-60), certaines des lignes de temps sont confondues et on remarque que les niveaux glaciaires ont disparu. Les teneurs pour les 3 composés sont uniformes dans toute l'épaisseur de la coupe. Les teneurs en carbonate de calcium sont maximales (60%), celles en silice biogène sont alors minimales à 10% et celles en carbone organique sont de 10-15%. L'absence de dépôt glaciaire

ne peut s'expliquer par une très faible quantité de matériel biogène parvenant à l'interface eau/sédiments puisque la distribution des flux met en évidence des flux importants sur la plate-forme interne et médiane en situation glaciaire. D'autre part, à cette échelle, la superposition de certaines lignes de temps les unes sur les autres nous conduit à supposer que **l'érosion et le transport des sédiments vers le large ont empêché l'enregistrement de la totalité des cycles climatiques et en particulier des périodes glaciaires.** Et comme nous l'avons vu précédemment dans l'analyse de la distribution spatiale, la baisse du niveau marin favorise l'érosion sur la plate-forme. **Malheureusement le manque de carotte réelle dans cette zone ne nous permet pas de vérifier ces résultats, mais nous pouvons supposer qu'en raison des conditions hydrodynamiques relativement énergiques sur la plate-forme, la sédimentation est plus faible dans cette zone.** Mollenhauer et al. (2002) et Giraudeau et al., (2000) entre autre, ont supposé que la présence de forts courants sur la plate-forme perturbait l'enregistrement sédimentaire de l'intense production biologique en surface et généré l'exportation du matériel vers le large.

A la base de la coupe P5 générée par la simulation continue (figure III-61), un niveau glaciaire est présent. Il correspond au premier demi cycle. Au dessus, les lignes de temps délimitant les niveaux glaciaires sont confondues. Les dépôts sont donc interglaciaires. Malgré un déplacement progressif des zones d'érosion avec une courbe eustatique sinusoïdale qui favorise l'accumulation sur la plate-forme externe, comme on l'a vu pour la simulation continue d'un cycle de 1 Ma, la diminution de la durée des cycles à 100 ka n'a pas permis un apport de matériel suffisant pour que les périodes glaciaires soient enregistrées dans cette zone.

Dans la coupe P4 générée par la simulation discrète (figure III-51), il manque le dernier niveau glaciaire. Les lignes de temps délimitant ce niveau sont confondues. Cette coupe étant localisée dans la zone de progradation sommitale du haut de pente, l'épaisseur des niveaux glaciaires diminue vers le haut de la carotte alors que celle des niveaux interglaciaires augmente. A la différence, dans la coupe P3 localisée juste sous la zone de progradation dans laquelle tous les cycles sont présents, les niveaux glaciaires sont beaucoup plus épais que les niveaux interglaciaires.

Dans les coupes P3 et P4 générées par la simulation continue (figure III-61), tous les cycles sont présents et la différence d'épaisseur entre les deux périodes est beaucoup moins marquée.

Dans la coupe P2, qu'elle que soit la simulation par laquelle elle est générée (figure III-60 et III-61) les 4 cycles ne sont pas nettement visibles car l'épaisseur accumulée est beaucoup plus faible que dans les autres coupes de la pente. Les lignes de temps n'étant pas confondues prouvent qu'il n'y a pas eu érosion ou absence de dépôt.

Les flux de matériel biogène sont extrêmement faibles en bas de pente en période interglaciaire. Pourtant cette zone est alimentée en matériel en raison du transfert gravitaire des sédiments depuis le haut de pente. Comme nous pouvons le constater l'épaisseur de sédiments accumulés dans P1, située encore plus bas sur la pente, est beaucoup plus importante que dans P2. **Ces observations ne sont pourtant pas vérifiées dans les carottes réelles.** L'épaisseur de sédiments accumulés dans MD86 qui serait l'analogue de P1 n'est pas supérieure à celle dans MD98 qui serait l'analogue de P2 et rien ne laisse affirmer que la pente est une zone de transit des sédiments privilégiant l'accumulation encore plus bas sur la pente. Cette différence entre les résultats et les données réelles peut s'expliquer par l'utilisation, dans DIONISOS, d'un profil lissé de la marge. **Le transport gravitaire, avec ce profil lissé, génère le transfert des sédiments sur la pente vers sa base en limitant leur dépôt dans cette zone. Le profil réel de la marge présente des irrégularités sur la pente qui peuvent par endroit limiter ou favoriser l'érosion et le dépôt.**

Cette analyse est également valable pour la coupe P2 générée par la simulation continue (figure III-61).

Dans la coupe P1, qu'elle que soit la simulation à partir de laquelle elle est générée, tous les cycles sont présents (figures III-60 et III-61). La variabilité climatique est donc entièrement enregistrée. Au sein d'un même niveau, de fines couches sont visibles et semblent représenter une variabilité climatique d'ordre différent. Dans cette zone, le matériel accumulé provient en partie du matériel parvenant à l'interface eau/sédiments directement depuis la surface mais aussi de matériel transféré sur la pente depuis son sommet et depuis la plate-forme. Cette origine diverse du matériel associée aux irrégularités des flux, favorise les hétérogénéités dans la sédimentation en bas de pente.

Taux de sédimentation

A l'issue de la modélisation, comme cela a été observé sur le transect stratigraphique, il existe deux zones d'accumulations maximales sur la marge namibienne. Sur les coupes du haut et du bas de pente générées par les deux simulations (figures III-60 et III-61) les taux de

sédimentation moyens ont été mesurés et sont de l'ordre de 150 m/Ma dans P1, 400 m/Ma dans P3 et de 360 m/Ma dans P4.

Comme nous venons de le voir, la plate-forme est soumise à l'érosion et les taux moyens de sédimentation mesurés dans P5, sont beaucoup moins élevés, de l'ordre de 30 m/Ma.

Dans P2, ils ne sont que de 50 m/Ma.

De plus, dans la simulation discrète, les taux sont toujours plus élevés pendant les périodes glaciaires que pendant les périodes interglaciaires. Cette différence existe également dans la simulation continue mais est beaucoup moins marquée.

Conformément aux observations réalisées sur la marge namibienne, les taux de sédimentation sont plus élevés en haut qu'en bas de pente et en période glaciaire qu'en période interglaciaire. Cependant bien que les tendances évolutives sur la marge des taux de sédimentation issus de la simulation soient conformes à la réalité, leur ordre de grandeur est considérablement plus élevé que dans les carottes MD86, MD87 et MD98. Etant donné que les flux modélisés par ROMS - NPZD sont en accord avec les mesures *in situ*, les hypothèses qui permettent d'expliquer la trop grande quantité de sédiments accumulés sont des coefficients de transport pas suffisamment réaliste et l'absence de loi dégradation du matériel dans une couche de fond lors de la re-suspension des particules et dans les sédiments après le dépôt. En effet, les lois de diagenèse précoce n'ont pas été utilisées afin de simplifier la modélisation et d'évaluer en priorité l'effet des fluctuations de la production biologique. De plus, lorsque le matériel biogène est transporté dans une couche de fond et y réside suffisamment longtemps, la dégradation peut générer une perte considérable de matériel. Développer dans ROMS - NPZD une loi à cet effet est en projet.

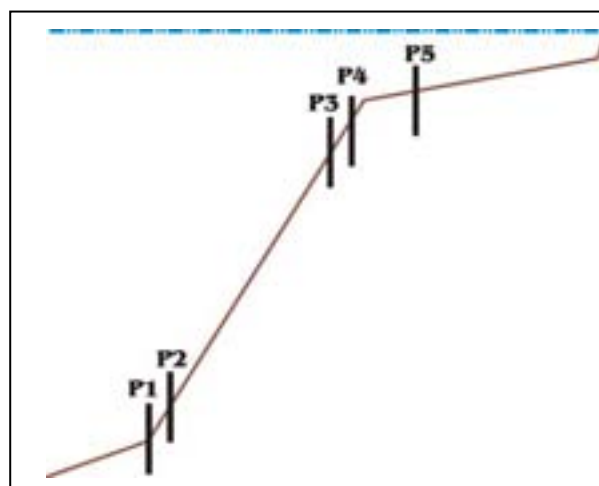


Figure III-59 : Localisation sur la marge namibienne des coupes générées par les simulations discrètes et continues de cycles climatiques de 100 ka sur 400 ka.

Simulation discrète :

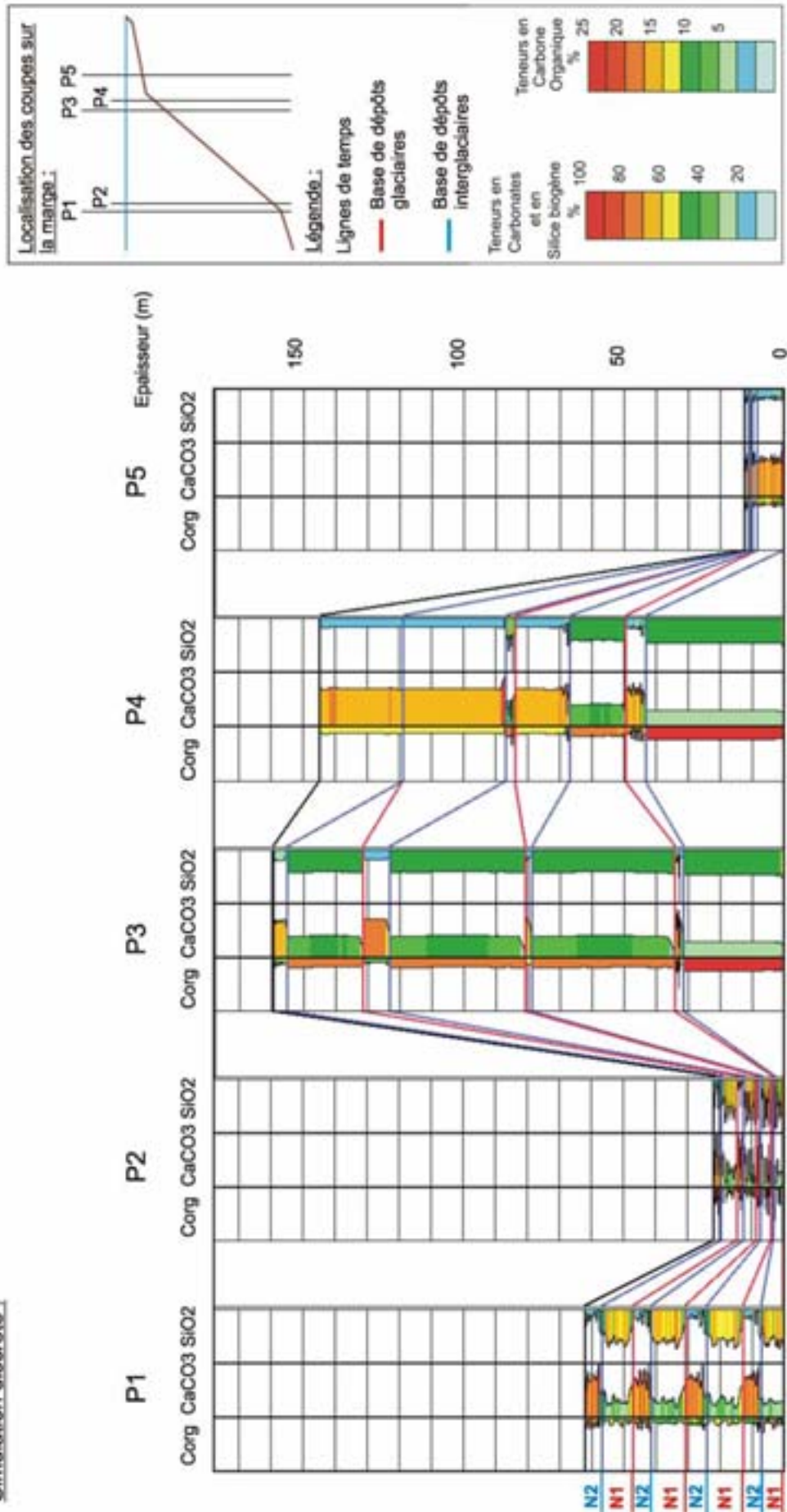


Figure III-60 : Représentation des teneurs en Corg, CaCO3 et SiO2 dans les sédiments des coupes générées par la simulation discrète de cycles climatiques de 100 ka sur 400 ka. N1 : niveaux glaciaires, N2 : niveaux interglaciaires.

Simulation continue :

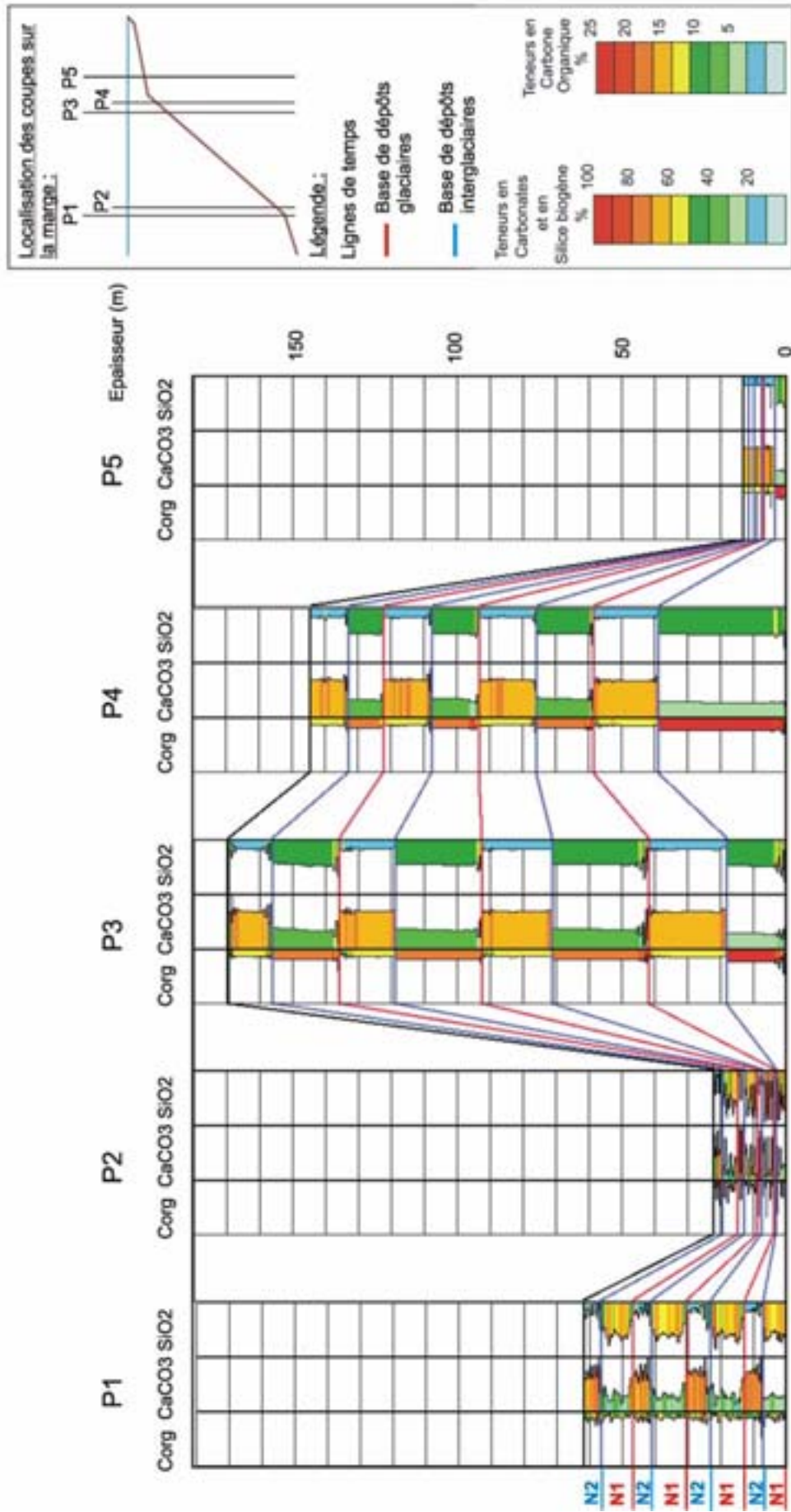


Figure III-61 : Représentation des teneurs en Corg, CaCO3 et SiO2 dans les sédiments des coupes générées par la simulation continue de cycles climatiques de 100 ka sur 400 ka. Représentation des lignes de temps tous les 50 ka. N1 : niveaux glaciaires, N2 : niveaux interglaciaires.

III-4-4-Conclusion des simulations globales

A l'issue des simulations globales discrète et continue de cycles climatiques de 100 ka sur 400 ka, nous avons pu analyser la manière avec laquelle était enregistrée cette variabilité climatique par rapport aux facteurs forçant à savoir l'eustatisme et la distribution, la composition et l'intensité de la production biologique. Les conclusions concernent alors les différences de distribution et architecture des dépôts entre périodes glaciaires et interglaciaires, les variations spatiales et temporelles des teneurs pour chacun des 3 composés, Corg, CaCO₃ et SiO₂ et enfin l'efficacité des 2 scénarii à reproduire la réalité.

Architecture des dépôts

Les différences dans la distribution des dépôts entre les 2 périodes climatiques résulte de l'association de plusieurs facteurs : la distribution du matériel biogène parvenant à l'interface eau/sédiments simulée par ROMS - NPZD, les variations du niveau marin et les paramètres de transport dans DIONISOS.

En période interglaciaire, une quantité de matériel biogène importante parvient à l'interface eau /sédiments sur la plate-forme interne et en haut de pente (figure III-62). Le transport lié à l'énergie des vagues permet une re-mobilisation des sédiments sur la plate-forme interne, leur transfert vers la plate-forme externe et leur progradation en haut de pente. Le transport gravitaire long terme transfère alors une partie de ces sédiments vers le bas de pente mais l'accumulation reste faible sur le reste de la pente.

En période glaciaire, situation de bas niveau marin, la zone de re-mobilisation des sédiments est plus proche du rebord continental. Par rapport à une situation de haut niveau marin, le dépôt des sédiments est de ce fait réduit sur toute la plate-forme mais favorisé avec progradation en haut de pente. La quantité de matériel biogène parvenant à l'interface eau/sédiments sur toute la pente s'ajoute à l'effet du transport gravitaire long terme pour favoriser l'accumulation dans cette zone et plus particulièrement à sa base.

Nous ne disposons pas de suffisamment de données de carottes sur la plate-forme pour vérifier les résultats dans cette zone. Cependant les travaux de Mollenhauer et al. (2002) et Giraudeau et al. (2000), conduisent à penser qu'effectivement l'accumulation sur la plate-forme est globalement limitée par les conditions dynamiques et qu'une zone de dépôt préférentielle existe en haut de pente.

En revanche, les carottes de la mission NAUSICAA-IMAGES II ont effectivement révélé des taux de sédimentation plus élevés en haut qu'en bas de pente et pendant les périodes glaciaires. D'autres par elles ne permettent pas de confirmer que l'accumulation sur le reste de la pente reste faible. Je suppose que l'utilisation d'un profil lissé de la marge pour les simulations favorise le transit des sédiments sur la pente alors que dans la réalité les nombreuses irrégularités du profil facilitent leur dépôt dans cette zone.

Même si les tendances générales présentées précédemment sont valables pour les deux types de simulations réalisées, les deux courbes eustatiques utilisées, crénelée ou sinusoïdale, ont généré des différences de distribution des dépôts. Une courbe crénelée induit une distinction nette entre les dépôts glaciaires et les dépôts interglaciaires alors qu'une courbe sinusoïdale induit des transitions progressives entre les distributions des dépôts de chaque période. L'effet de l'eustatisme est moins marqué que le contrôle de la distribution de la production biologique en surface. Etant donné que la distribution de matériel biogène sur la marge est le résultat combiné de plusieurs acteurs (production, eustatisme, transport), afin d'analyser l'efficacité de la méthodologie l'utilisation d'une courbe crénelée sera préférable pour la simulation suivante.

En conclusion, la modélisation a reproduit, conformément aux données réelles, la distribution des dépôts glaciaires et interglaciaires en exprimant les variations d'approvisionnement en matériel biogène, les effets du contre courant d'Ekman de fond sur la plate-forme interne et du courant de fond vers le bas de pente associés aux variations du niveau marin.

Distribution des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂

Conformément aux données de carottes, les teneurs en Corg et SiO₂ sont maximales dans les niveaux glaciaires et les teneurs en CaCO₃ sont maximales dans les niveaux interglaciaires. Les proportions de ces 3 composés sont également conformes aux données qu'elle que soit la période climatique.

Les teneurs en Corg de l'ordre de 10-20% en haut de pente diminuent entre 5 et 10% en bas de pente. L'amplitude de leurs fluctuations est de ce fait également diminuée.

Les fluctuations temporelles des teneurs en silice biogène et en carbonate de calcium reflètent la variabilité climatique dans les zones d'accumulation préférentielles c'est-à-dire le haut et le

bas de pente. Cependant sur la plate-forme l'érosion a limité l'enregistrement de toutes les périodes. Les fluctuations des teneurs ne représentent alors pas la variabilité climatique.

A l'échelle de temps des cycles de 100 ka, la modélisation permet de représenter la variabilité climatique à travers les fluctuations de la composition du matériel biogène et de ce fait la continuité des dépôts enrichis en carbone organique. Il est ainsi mis en évidence l'efficacité des processus biogéochimiques, physiques et géologiques pris en compte dans la modélisation sur l'accumulation de grande quantité de matière organique jusqu'en bas de pente, en domaine profond.

Bien qu'au niveau de la distribution temporelle, les relations entre les 3 composés soient conformes à la réalité, en ce qui concerne la distribution spatiale, il a été noté que les relations entre CaCO_3 et SiO_2 n'étaient pas correctement exprimées. En effet alors que sur la plate-forme, la silice biogène s'accumule en plus grande quantité que le carbonate de calcium qui s'accumule alors plus au large, les teneurs en silice biogène y sont inférieures à celles en carbonate de calcium. Ces observations ont été expliquées (Chapitre II-1-2, Partie III) par l'absence d'une loi, dans NPZD, reliant CaCO_3 avec SiO_2 et permettant d'exprimer les relations de compétitions entre les différents producteurs primaires.

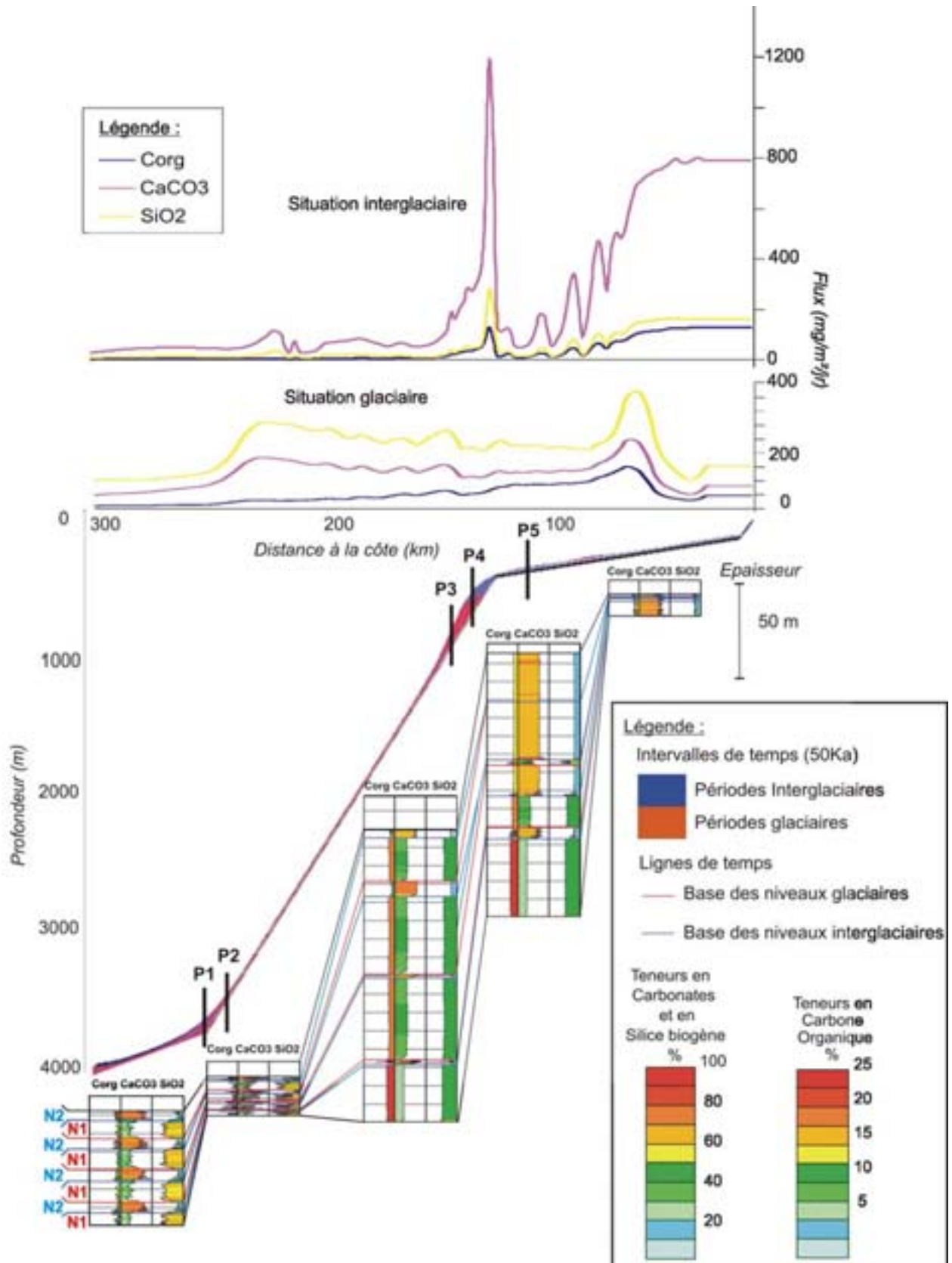


Figure III-62 : Bilan des résultats de la simulation globale sur 400 ka avec une cyclicité climatique de 100 ka.

III-5- Simulation globale sur 200 ka avec des cycles climatiques de 40 ka.

III-5-1- Protocole

L'intérêt de diminuer la fréquence des cycles eustatiques à 40 ka est d'analyser la précision de DIONISOS. Y a-t-il une fréquence maximale au dessus de laquelle il devient difficile de représenter les cycles climatiques?

Etant donné que la comparaison des résultats aux données réelles est moins satisfaisante pour une simulation continue que pour une simulation discrète, une seule simulation discrète avec une courbe eustatique crénelée est présentée dans ce cas (figure III-63).

Selon le même protocole que pour les simulations discrètes précédentes, les flux caractéristiques d'une période glaciaire ont été introduits dans DIONISOS alternativement avec les flux caractéristiques d'une période interglaciaire au début de chaque demi cycle de bas et haut niveau marin. La simulation a été réalisée sur 200 ka et le premier demi cycle correspond à une période glaciaire.

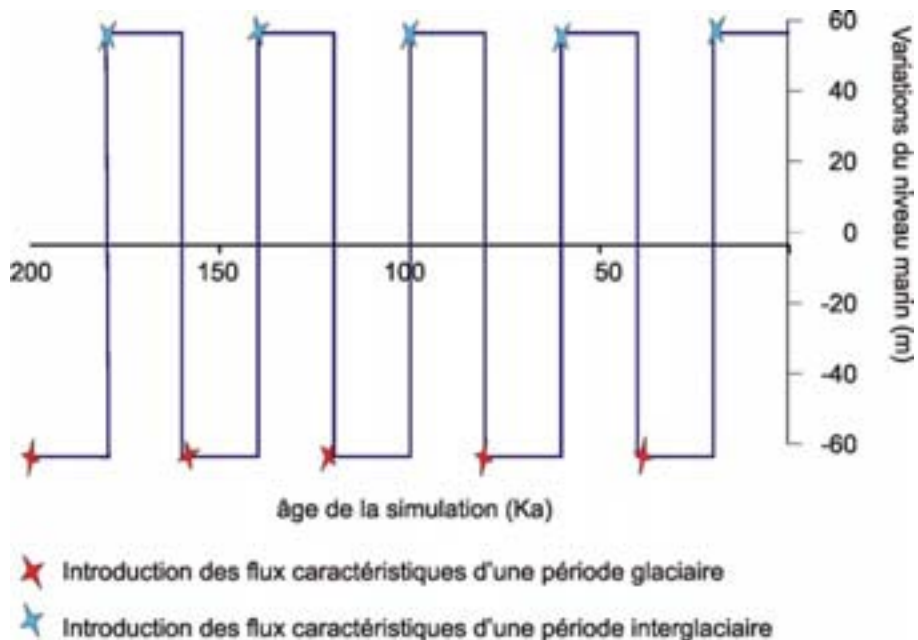


Figure III-63 : Courbe eustatique crénelée avec des cycles de 40 ka. Les flux sont introduits tous les 20 ka au début de chaque demi cycle.

III-5-2- Distribution spatiale

Dépôts glaciaires et interglaciaires

Comme pour les simulations précédentes, deux zones d'accumulation maximale sont localisées en haut et en bas de pente (figure III-64).

Le haut de pente, zone dans laquelle les dépôts progradent, peut également être divisée en deux parties, l'une sommitale dans laquelle les dépôts sont majoritairement interglaciaires et l'autre basale dans laquelle les dépôts sont majoritairement glaciaires.

En bas de pente les dépôts alternativement glaciaires – interglaciaires sont parallèles et semblent s'être progressivement empilés.

Alors que les flux à l'interface eau/sédiments sont élevés sur l'ensemble de la plate-forme en période interglaciaire et sur la plate-forme externe en période glaciaire, l'accumulation reste malgré tout relativement faible dans cette zone.

Excepté l'épaisseur des dépôts plus fine en raison de la durée de simulation plus courte, aucune différence avec la simulation discrète de cycles de 100 ka n'est observable.

Distribution des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂

L'analyse des 4 transects issus de la simulation et représentant la distribution des teneurs dans les sédiments de chacun des 3 composés ainsi que des intervalles de temps de 20 ka, m'a conduit aux mêmes remarques que pour la simulation discrète de cycles de 100 ka (figure III-65). En haut de pente les teneurs en carbone organique alternent entre 10 et 20%. Elles diminuent entre 5 et 10% vers le bas de pente où l'amplitude de leurs fluctuations a également diminué. De plus elles sont corrélées positivement avec les teneurs en silice biogène qui alternent entre 10 et 50% et négativement avec les teneurs en carbonate de calcium qui alternent entre 20 et 70%.

Alors que les teneurs maximales en carbone organique et en silice biogène semblent être contenues dans les dépôts glaciaires, les teneurs maximales semblent être contenues dans les dépôts interglaciaires. A l'échelle globale de la marge, en raison de la courte durée de simulation, l'analyse de la distribution des teneurs des trois composés dans les sédiments n'est pas suffisamment précise et il est préférable d'observer les zooms.

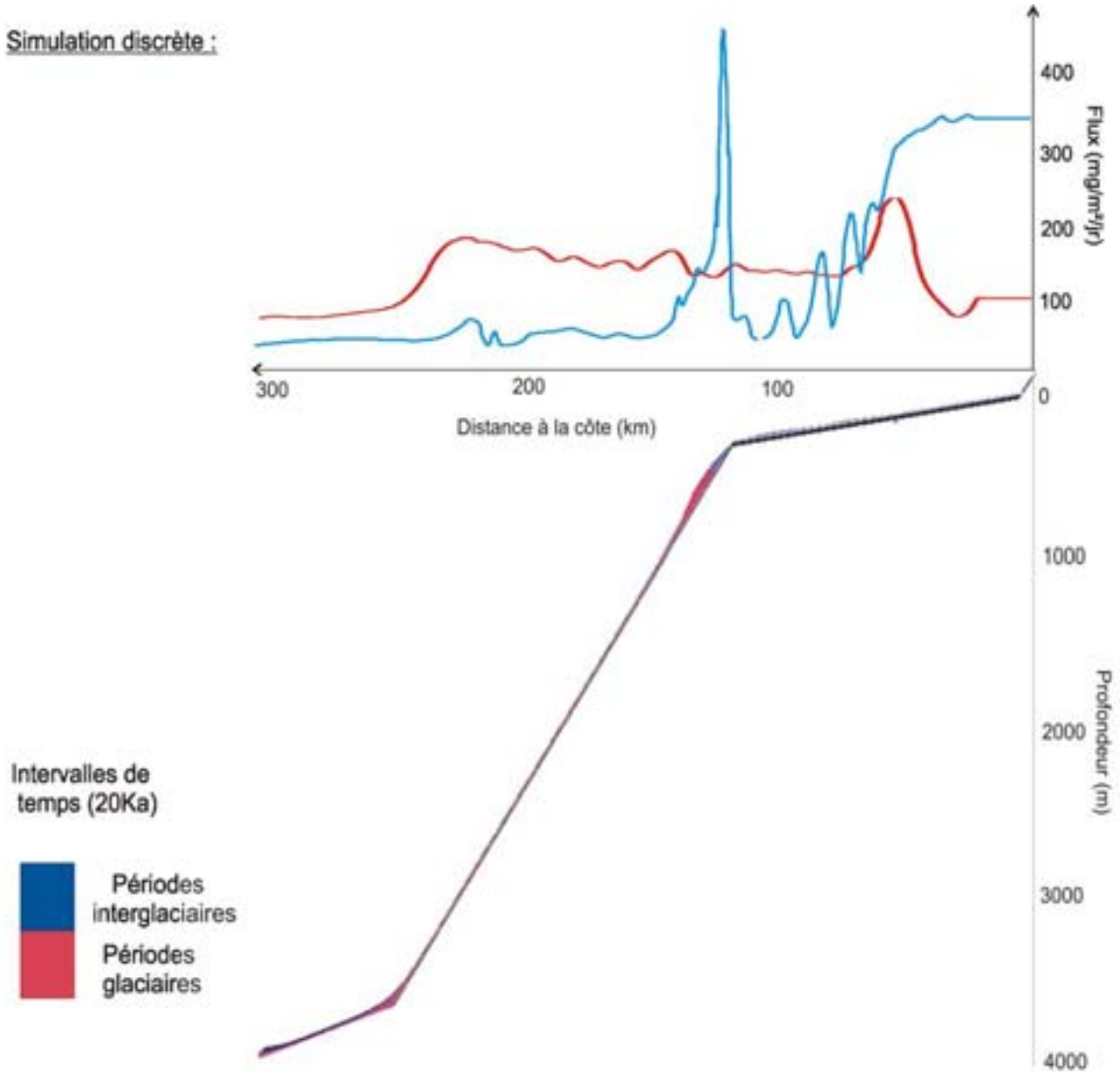


Figure III-64 : Distribution des dépôts glaciaires et interglaciaires sur le transect issu de la simulation discrète de cycles climatiques de 40 ka sur 200 ka. Représentation des flux moyens de matériel biogène parvenant à l'interface eau/sédiments.

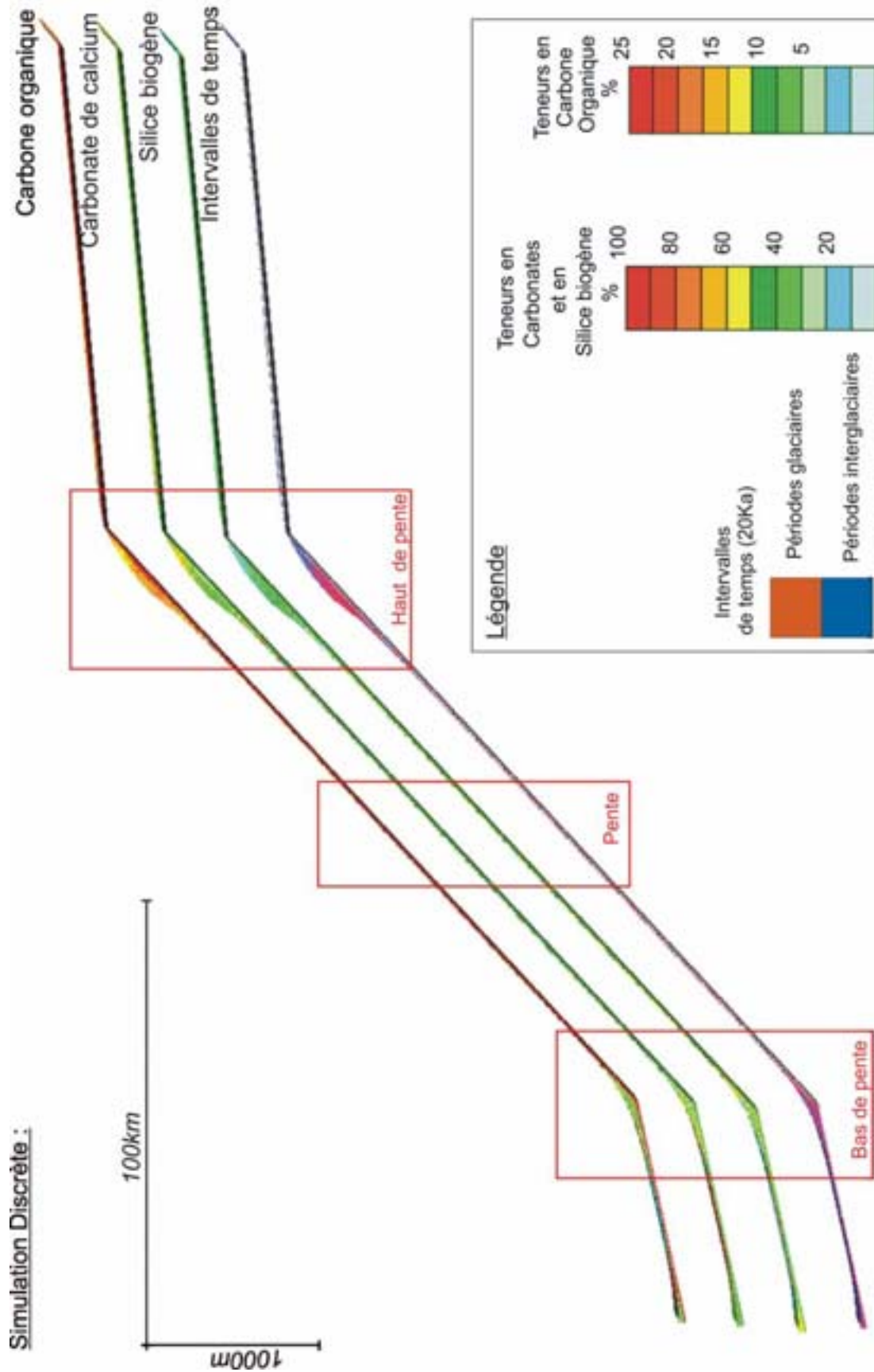


Figure III-65 : Distribution des teneurs en carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène sur 3 transects issus de la simulation discrète de cycles de 40 ka sur 200 ka. Localisation des zooms du haut, du milieu et du bas de pente.

Architecture des dépôts

A cette échelle, les remarques réalisées pour la simulation discrète de cycles de 100 ka peuvent être confirmées.

Le haut de pente (figure III-66) peut également être divisée en deux parties : l'une sommitale dans laquelle les dépôts sont principalement interglaciaires et l'autre basale dans laquelle les dépôts sont principalement glaciaires.

Sur la pente jusqu'à sa base, les dépôts sont parallèles et plus fins pendant les périodes interglaciaires que pendant les périodes glaciaires (figures III-67 et III-68).

Conformément aux autres simulations et aux données réelles, les teneurs en Corg et en SiO₂ sont maximales pendant les périodes glaciaires alors les teneurs en CaCO₃ sont minimales. C'est l'inverse pendant les périodes interglaciaires. De plus, l'amplitude des fluctuations du Corg diminue en bas de pente. De nombreuses fluctuations sont également visibles au sein des dépôts d'une même période.

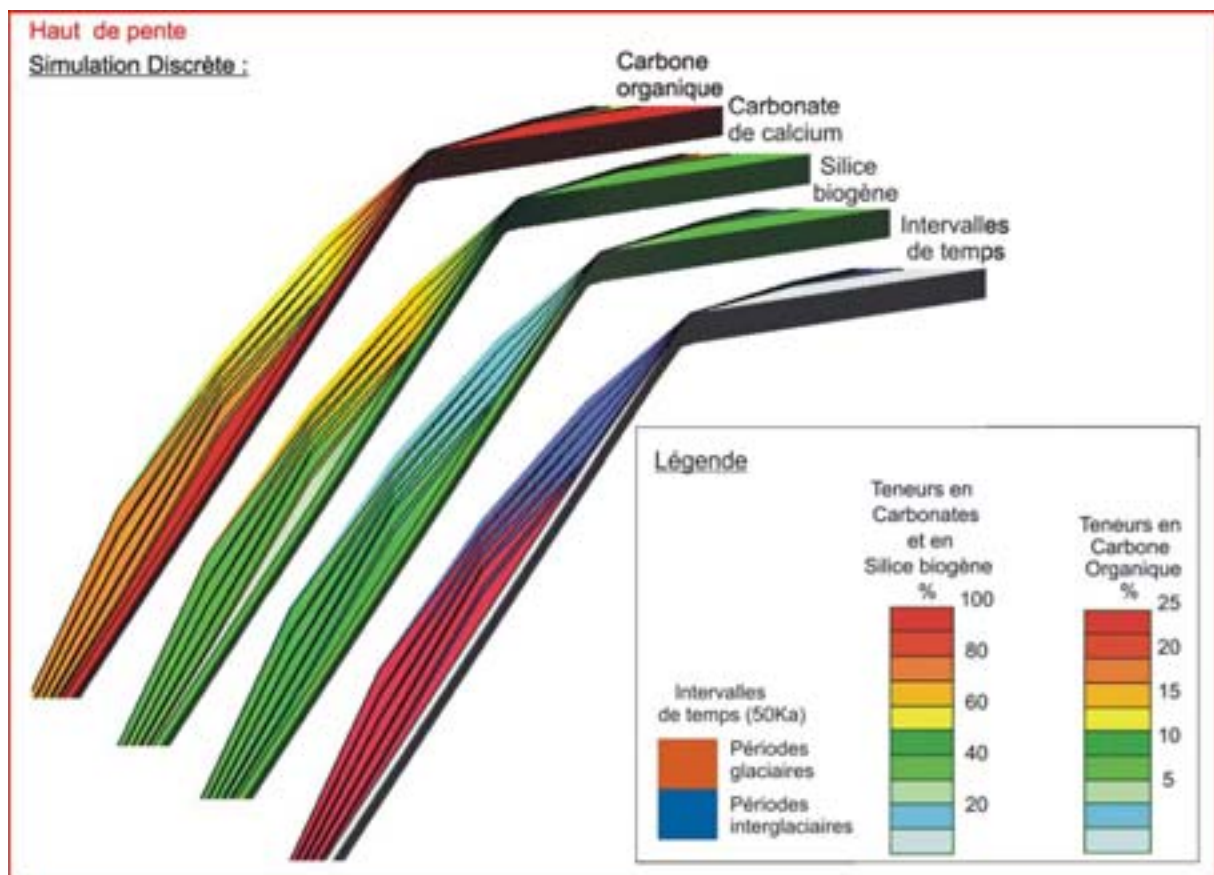


Figure III-66 : ZOOMS du haut de pente réalisés sur les transects issus de la simulation discrète de cycles de 40 ka sur 200 ka.

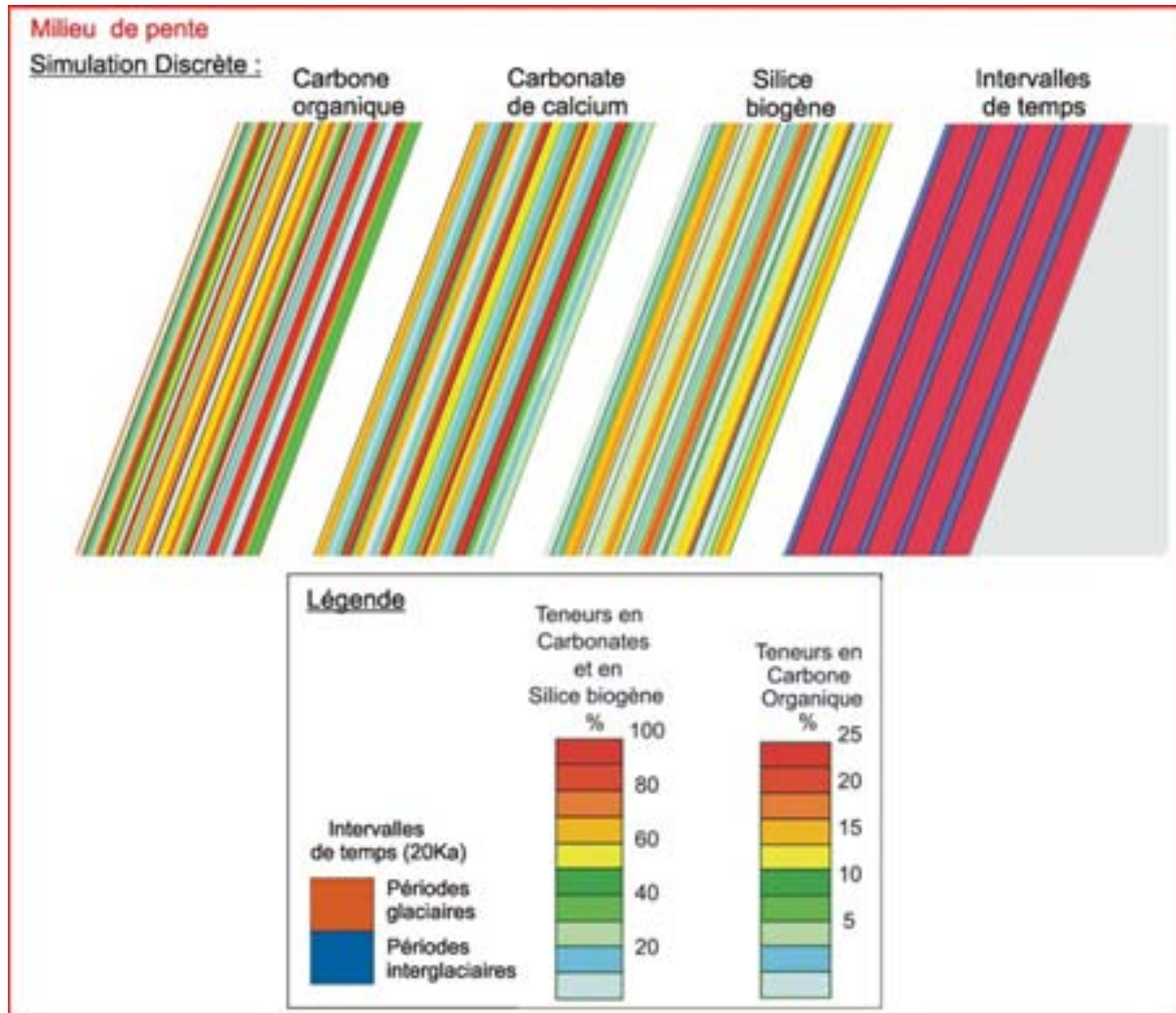


Figure III-67 : Zooms du milieu de pente réalisés sur les transects issus de la simulation discrète de cycles de 40 ka sur 200 ka.

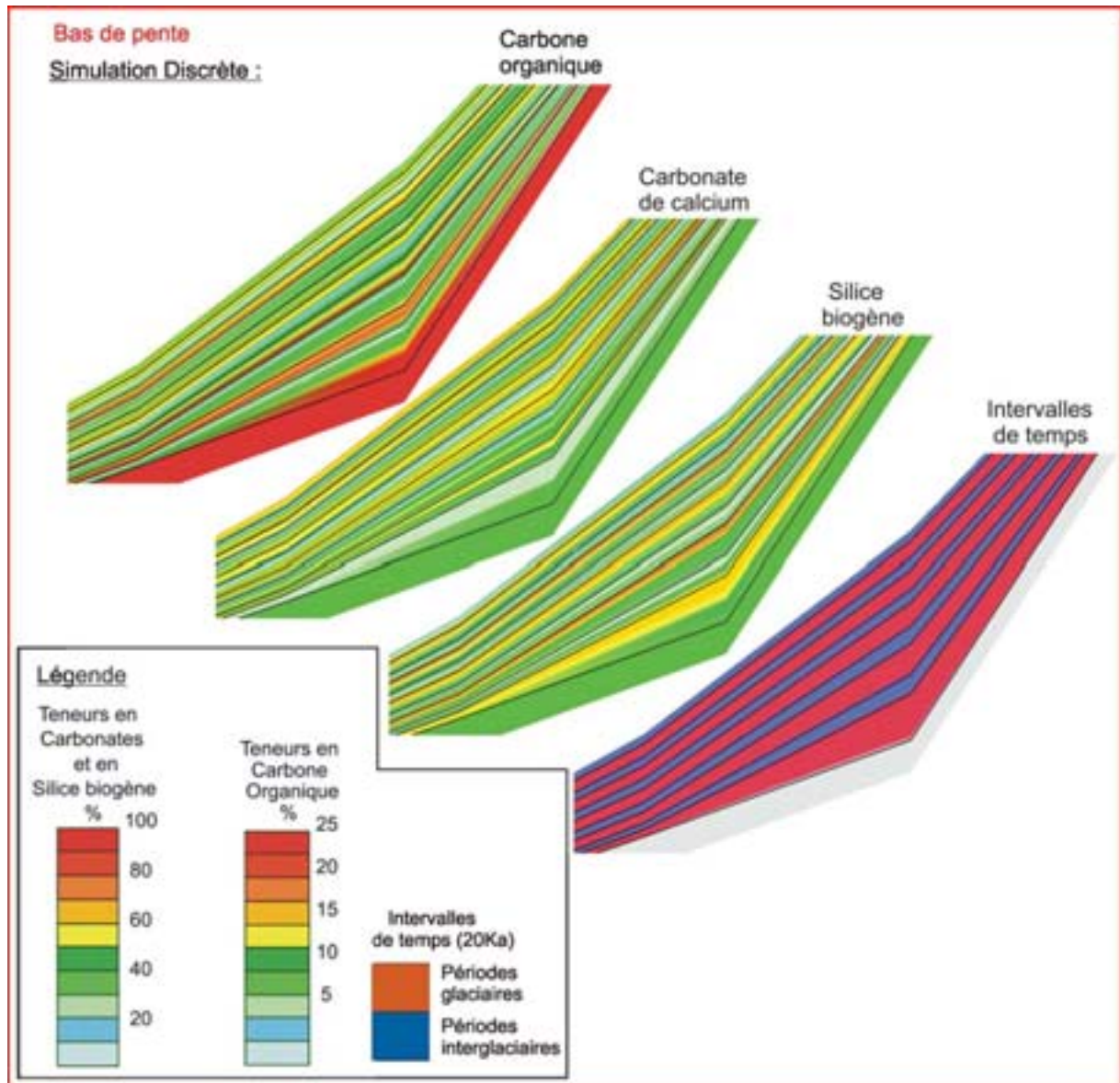


Figure III-68 : ZOOMS du bas de pente réalisés sur les transects issus de la simulation discrète de cycles de 40 ka sur 200 ka.

III-5-3-Distribution temporelle

La figure III-70 présente dans 5 coupes générées par la modélisation et localisées sur la marge (figure III-69), les teneurs en Corg, CaCO_3 et SiO_2 dans les sédiments. Les lignes de temps ont été représentées tous les 20 ka. Elles délimitent ainsi les niveaux interglaciaires et glaciaires qui sont évidemment plus fins que pour la simulation discrète précédente puisque la durée des demi cycles n'est plus que de 20 ka au lieu de 50 ka.

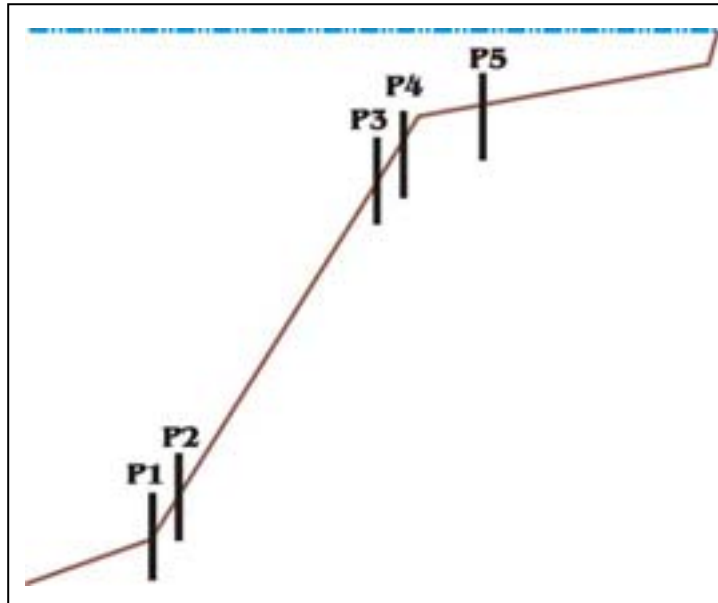


Figure III-69 : Localisation des carottes P1, P2, P3, P4 et P5 extraites de la simulation discrète de cycles de 40 ka.

Distribution des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂

La première remarque est que les teneurs sont du même ordre de grandeur que pour les simulations précédentes : alternances entre 10 et 50% pour la silice biogène, entre 60-70% pour le carbonate de calcium et entre 10-15 et 20% pour le carbone organique. De même les teneurs de ce dernier composé diminuent vers le bas de pente à 5-10% ainsi que l'amplitude de leurs fluctuations entre les périodes glaciaires et les périodes interglaciaires.

Dans P1 et P2, de nombreuses fluctuations sont visibles au sein des dépôts de même période pour chacun des trois composés.

Enregistrement de la variabilité climatique et effet du transport

Dans P5, l'absence des cycles climatiques et en particulier des niveaux glaciaires s'explique de la même façon que pour les simulations précédentes par l'érosion intense sur la plate-forme puisque les lignes de temps sont confondues.

Dans les autres coupes, tous les cycles climatiques au nombre de 5 ont été enregistrés dans les sédiments. Les niveaux glaciaires sont plus épais que les niveaux interglaciaires.

Il serait intéressant de réaliser une nouvelle simulation en superposant les courbes eustatiques de différents cycles et de différentes amplitudes.

Taux de sédimentation

Les taux de sédimentation sont du même ordre de grandeur que ceux mesurés pour la simulation discrète de cycles de 100 ka et sont également supérieurs en périodes glaciaires.

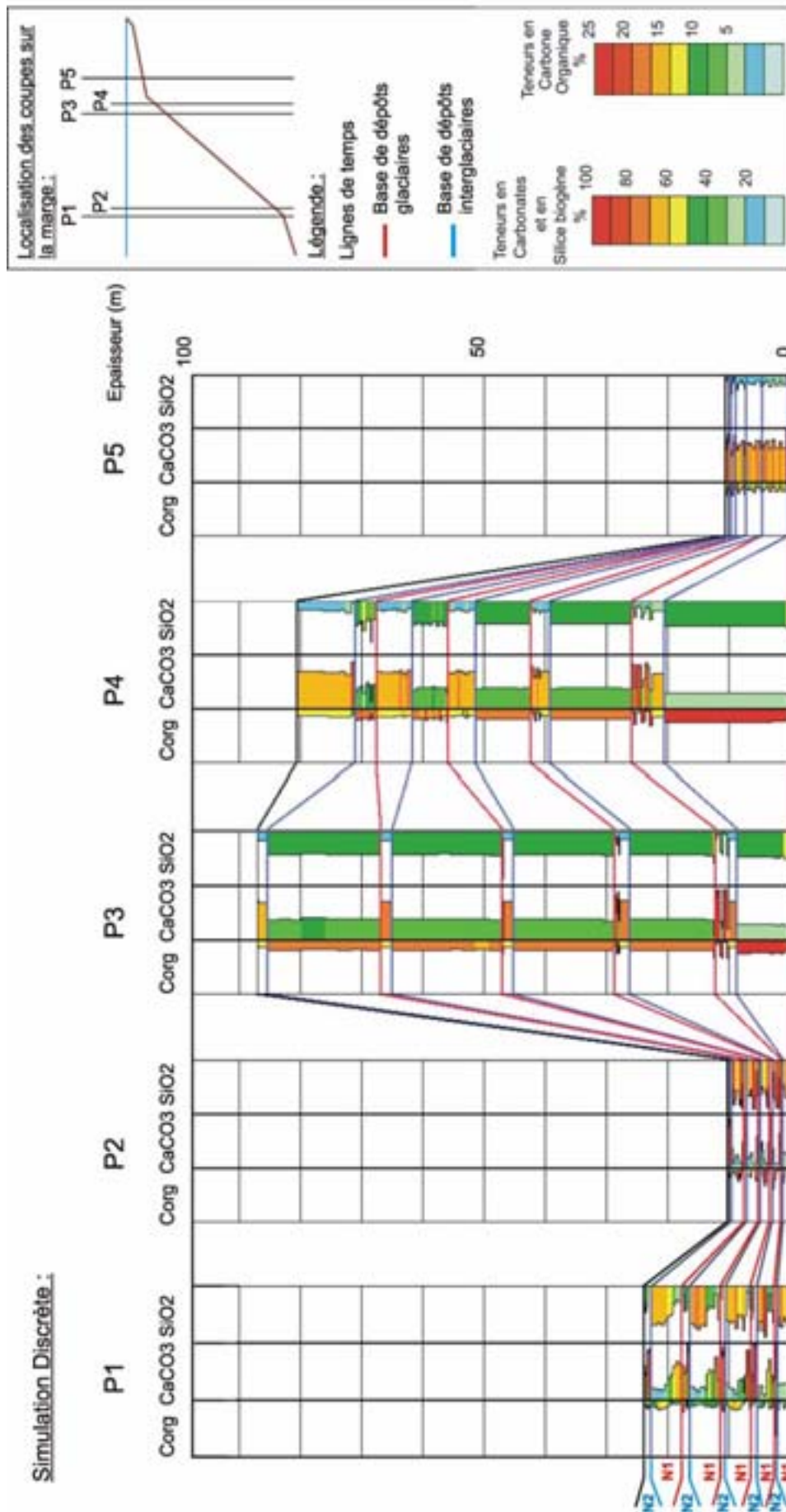


Figure III-70- : Représentation des teneurs en Corg, CaCO3 et SiO2 dans les sédiments des coupes générées par la simulation discrète de cycles climatiques de 40 ka sur 200 ka. Représentation des lignes de temps tous les 20 ka

III-5-3- Conclusion de la simulation de cycles climatiques de 40 ka sur 200 ka

Excepté l'épaisseur de sédiments accumulés, l'augmentation de la fréquence des cycles climatiques n'a pas généré de différence majeure avec la simulation discrète précédente.

Les dépôts interglaciaires s'empilent sur la plate-forme externe où les dépôts glaciaires sont absents. Le haut de pente se divise en deux parties dans lesquelles les dépôts progradent. Alors que dans la partie sommitale, les dépôts interglaciaires sont plus épais que les dépôts glaciaires, cette tendance s'inverse dans la partie basale. Sur la pente jusqu'à sa base des dépôts interglaciaires fins alternent avec des dépôts glaciaires plus épais. Cette architecture des dépôts résulte de l'effet conjoint des processus de transport (érosion/dépôt), de la variabilité du niveau marin et de la variabilité de la distribution des flux à l'interface eau/sédiments.

Les proportions en carbone organique, carbonate de calcium et silice biogène dans les sédiments sont conformes à celles observées dans les carottes réelles. Les teneurs en Corg et en SiO₂ sont maximales dans les dépôts glaciaires alors que les teneurs en CaCO₃ sont minimales. Elles sont à leur tour minimales dans les dépôts interglaciaires où les teneurs en CaCO₃ sont alors maximales. Il est ainsi exprimé une production carbonatée dominante pendant les périodes interglaciaires et une production siliceuse dominante pendant les périodes glaciaires.

Les teneurs en carbone organique atteignent leur maximum en haut de pente (> 20%) mais restent relativement élevées en bas de pente (de l'ordre de 5%). L'amplitude de leurs variations est par ailleurs plus élevée en haut qu'en bas de pente. En revanche, pour SiO₂ et CaCO₃, elle est similaire entre les deux zones.

Excepté sur la plate-forme, la cyclicité climatique est totalement enregistrée dans les coupes générées par la simulation sur la pente. Cependant, dans la coupe P2, les épaisseurs de sédiments accumulés pendant les périodes interglaciaires sont extrêmement fines et se discernent essentiellement grâce aux lignes de temps. On suppose alors que pour une fréquence encore plus élevée, c'est-à-dire pour des cycles climatiques plus courts (20 ka par exemple), les épaisseurs des niveaux interglaciaires d'autant plus fines seraient totalement indiscernables et perturberaient l'interprétation des résultats.

Le pas de temps minimal de DIONISOS est de 1 ka. Il peut donc représenter une cyclicité climatique supérieure à 40 ka. On suppose qu'une cyclicité de 20 ka, telle que celle liée à la précession par exemple (cf Chapitre V-1, Partie I), pourrait être enregistrée dans des zones

d'accumulation préférentielle où l'épaisseur de sédiments est suffisante pour être représentée par DIONISOS. La résolution spatiale du modèle stratigraphique est cependant trop faible pour représenter des niveaux fins inférieurs à quelques mètres.

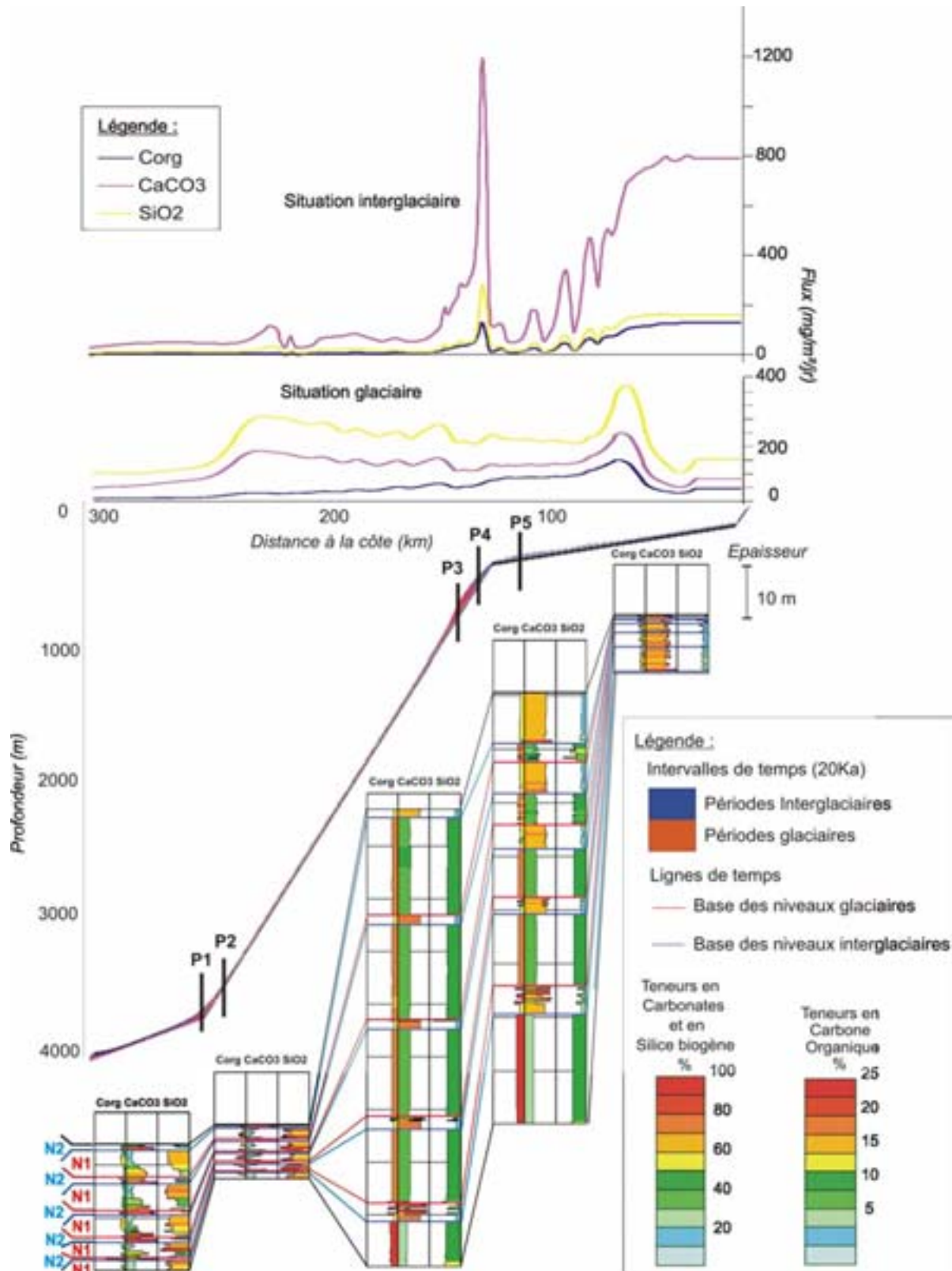


Figure III-71 : Bilan des résultats de la simulation globale sur 200 ka avec une cyclicité climatique de 40 ka.

III-6- Conclusion et discussion générales des résultats des simulations globales

III-6-1-Rappel de la méthodologie

Dans cet ouvrage il a été présenté le développement d'une méthodologie de modélisation de la distribution dans les sédiments de la matière organique marine puis les résultats de diverses simulations visant à tester l'efficacité de cette méthodologie. Grâce à l'utilisation de deux modèles couplés physique - biogéochimique, ROMS - NPZD, le cycle de la matière organique marine dans la colonne d'eau a été représenté. Il en a été déduit la quantité de matériel biogène parvenant sur le fond marin depuis la côte jusqu'en bas de pente. Etant donné que ce couplage est forcé par un certain nombre de paramètres tels que la bathymétrie, la force du vent, les taux de dissolution ou bien encore les taux de production carbonatée ou siliceuse, les flux de matériel biogène parvenant à l'interface eau/sédiments ont pu être calculés avec différents scénarii représentant différentes situations climatiques. Ainsi des apports de matériel biogène différents par leur composition, leur quantité et leur distribution et caractéristiques d'une période glaciaire ou interglaciaire, ont été introduits tour à tour dans le modèle stratigraphique DIONISOS et ont participé à la sédimentation sur une marge continentale. Un des premiers objectifs des simulations globales était de vérifier l'enregistrement sédimentaire des variations de ces apports. Après avoir réalisé des simulations avec des scénarii sans aucun analogue réel mais qui ont servis de référence à l'établissement d'un protocole de modélisation, il a été nécessaire de tester les capacités de la méthodologie de modélisation à reproduire la sédimentation biogène sur une marge continentale déduite de données réelles. C'est pourquoi, j'ai choisi de représenter la variabilité climatique quaternaire du système d'upwelling du Benguela qui est un système extrêmement productif et qui est à l'origine de sédiments enrichis en carbone organique jusqu'en domaine profond.

III-6-2-Matériel biogène produit dans la colonne d'eau

Lors de la présentation de la méthodologie de modélisation, il a été proposé de réaliser des simulations ROMS - NPZD pour calculer les flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ régulièrement avec l'évolution de la morphologie de la marge sous l'effet de l'eustatisme et des processus d'érosion/sédimentation. Les premières simulations globales de scénarii « virtuels » sur 1 Ma

ont permis de remarquer que la quantité de matériel accumulée pendant une telle durée ne modifiait pas suffisamment la bathymétrie pour que la distribution des flux à l'interface eau/sédiments soit sensiblement modifiée. Par ailleurs, pour des variations eustatiques de 120 m, il a également été remarqué que la force du vent jouait un rôle considérable dans la distribution des flux. **Il a donc été choisi de réaliser deux simulations ROMS - NPZD: l'une avec une bathymétrie de la marge namibienne de bas niveau marin et des paramètres représentatifs des conditions moyennes en période glaciaire et l'autre avec une bathymétrie de haut niveau marin et des paramètres représentatifs des conditions moyennes en période interglaciaire.**

Les paramètres utilisés pour représenter les conditions moyennes de l'une ou de l'autre des deux périodes climatiques sont la vitesse du vent et les rapports r_{cap} , r_{caz} et r_{sip} exprimant les quantités de $CaCO_3$ et de SiO_2 produites en fonction de la disponibilité en nutriments. Le long de la côte namibienne il a été mesuré des vitesses de vent de 5 à 15 m/s (Gründlingh, 1999, Giraudeau et al., 2000). Une vitesse de 15 m/s a donc été utilisée pour représenter les conditions moyennes du régime éolien en période glaciaire et une vitesse de 7 m/s pour représenter les conditions moyennes du régime éolien en période interglaciaire.

Alors que l'intensité et la distribution des flux de Corg sont contrôlées par la vitesse du vent, la bathymétrie puis l'ensemble des paramètres de NPZD calibrés par Xavier Giraud (2001) et non modifiés dans ce travail, l'intensité des flux de $CaCO_3$ et SiO_2 est contrôlée par les rapports r_{cap} , r_{caz} et r_{sip} . Plusieurs simulations tests ont permis d'ajuster ces rapports afin d'obtenir des proportions correctes entre les 3 composés. Ainsi, pour représenter une période glaciaire pendant laquelle la production siliceuse est dominante dans les cellules d'upwelling, r_{sip} est fixé à 0,4 alors que r_{cap} et r_{caz} sont à 0,1. Pour une période interglaciaire pendant laquelle l'upwelling est moins intense et la composition des masses d'eau l'alimentant ne permet plus l'approvisionnement en Si, la production carbonatée est alors dominante et r_{cap} et r_{caz} sont fixés à 0,2 alors que r_{sip} est de 0,1.

Les autres paramètres, à savoir la vitesse de chute des particules, les taux de dissolution n'ont pas été modifiés entre les deux simulations afin de tester des cas simples. Il est considéré que même en faible régime, le système d'upwelling est suffisamment productif pour favoriser la formation d'agrégats responsables d'une vitesse de chute des particules élevée. Une valeur moyenne de 100 m/jr a donc été choisie. Pour les taux de dissolution, une valeur faible a été choisie ($5 \cdot 10^{-4} \text{ jr}^{-1}$) afin de tenir compte de l'effet des processus de dégradation au sein des agrégats.

En période interglaciaire, les flux sont maximum près de la côte sous la première cellule d'upwelling, diminuent fortement sur la plate-forme pour augmenter sous forme d'un pic au-delà de la rupture de pente sous la deuxième cellule d'upwelling. Ils diminuent à nouveau sur la pente. Pendant cette période climatique relativement calme, les cellules d'upwelling sont moins intenses. L'advection des masses d'eau vers le large est moins importante. C'est pourquoi les maximum des flux sont bien distincts et très localisés. Les flux sont alors composés en moyenne de 70% de CaCO₃, 20% de SiO₂ et 10% de Corg. Ils expriment ainsi une production biologique carbonatée dominante.

En période glaciaire, les cellules d'upwelling, principalement la seconde, et l'advection vers le large sont plus intenses. Les flux à l'interface eau/sédiments sont d'une part décalés vers le large sur la plate-forme médiane sous l'effet de la baisse du niveau marin et ils sont d'autre part plus intenses jusqu'en bas de la pente. Les maximums sont alors moins distincts. Les flux sont alors composés de 50% de SiO₂, 35% de CaCO₃ et 15% de Corg. Ils expriment ainsi un régime plus productif dominé par les diatomées, organismes producteurs de silice.

La situation actuelle correspondant à une période interglaciaire, les résultats de la simulation de cette période ont été comparés et sont conformes aux données réelles, mesures *in situ* de flux près du fond. J'ai ensuite vérifié que les résultats des simulations de période glaciaire étaient conformes aux reconstitutions basées sur des données de carottes. **Les flux de matériel biogène à l'interface eau/sédiments issus des simulations ROMS – NPZD, reflètent la production biologique en surface liée à la dynamique de l'upwelling. Leur distribution, la composition et l'intensité pour chacune des deux simulations, sont représentatives, conformément à la réalité, des conditions moyennes des deux périodes climatiques, glaciaire et interglaciaire.**

III-6-3-Sédimentation biogène sur la marge

Scénarii de simulation

En raison de la faible part de sédiments terrigènes sur la marge namibienne, nous avons choisi de la négliger. Les flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ introduits dans DIONISOS alimentent donc entièrement la sédimentation sur la marge contrôlée également par les variations eustatiques et les processus de transport. Différentes courbes eustatiques (crénelée ou sinusoïdale) imposées dans le modèle stratigraphique, ont été testées afin de reconstruire progressivement l'histoire géologique et climatique de la région du Benguela et d'évaluer les capacités du modèle à répondre aux variations des facteurs forçant (apports biogènes) de différentes fréquences.

Les processus de transport sont déterminés par plusieurs coefficients :

- le coefficient de diffusion gravitaire permettant le transfert des sédiments le long de la pente vers sa base
- le coefficient de diffusion liée à l'énergie des vagues permettant de représenter l'effet du contre courant d'Ekman de fond vers la côte sur la plate-forme interne. Une profondeur P_e jusqu'à laquelle est ressentie la contrainte, permet de délimiter l'action de ce dernier processus.

Les valeurs de ces coefficients ont été ajustées grâce à plusieurs tests jusqu'à ce que les résultats de simulation soient en accord avec les informations disponibles sur la distribution des dépôts sur la marge.

Plusieurs scénarii de simulations ont été testés : simulation sur 1 Ma avec un seul cycle eustatique, sur 400 ka avec des cycles de 100 ka et sur 200 ka avec des cycles de 40 ka, courbes eustatiques crénelées ou sinusoïdales avec introduction des flux en début de chaque demi cycle de haut et bas niveau marin.

Comparaison aux données réelles

La méthodologie de modélisation permet de prendre en compte des processus intervenant à différentes échelles de temps et d'espace au prix d'un certain nombre

d'approximations. L'efficacité des processus physiques, biogéochimiques et sédimentaires sélectionnés pour contrôler la distribution de la matière organique en milieu marin a été vérifiée grâce aux données de terrain. Pourtant les coupes issues des simulations ne sont pas directement comparables aux carottes réelles. Outre la cyclicité de 100 ka et 40 ka, les teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ dans les carottes présentent de nombreuses fluctuations non reproduites dans les coupes car le fonctionnement du système est en réalité extrêmement plus complexe que la modélisation et est contrôlé par d'autres facteurs d'influence mineure mais notable non pris en compte (figures III-72 et III-73). D'autre part, le nombre de cycles climatiques n'est pas identique dans les coupes et dans les carottes car soit ces dernières n'ont pu être échantillonnées entièrement soit le carottage a techniquement limité le prélèvement d'une épaisseur suffisante de sédiments (figures III-72 et III-73).

Architecture des dépôts

A l'issue de chacune des simulations, l'analyse de l'architecture des dépôts a révélé (figures III-72 et III-73):

- une zone d'érosion sur la plate-forme limitant les taux de sédimentation à 50 m/Ma en moyenne,
- une accumulation préférentielle en haut de pente avec la progradation des dépôts et avec des taux pouvant dépasser les 350 m/Ma,
- une accumulation continue sur la pente à un taux moyen de 50 m/Ma,
- une accumulation continue à la base de la pente avec des taux plus élevés, 150 m/Ma.

D'après certains travaux (Mollenhauer et al., 2002, Giraudeau et al., 2000 entre autres) il semble en effet qu'il existe des zones d'érosion sur la plate-forme en raison des forts courants de fond.

Dans, les carottes MD87, MD98 et MD86 (NAUSICAA-IMAGES II), les taux de sédimentation diminuent progressivement depuis le haut jusqu'au bas de pente. Or dans les simulations, les taux de sédimentation sur la pente sont inférieurs à ceux mesurés à sa base.

→ *L'utilisation du profil réel de la marge permettrait de vérifier si les irrégularités de la bathymétrie favorisent l'accumulation de sédiments par endroit sur la marge contrairement au profil lissé qui ne permet pas de réduire le transfert gravitaire des sédiments sur la pente.*

Même s'ils sont du même ordre de grandeur, les taux de sédimentation modélisés sont supérieurs à ceux réellement mesurés.

→ *Un meilleur ajustement des coefficients de transport et la prise en compte des processus de dégradation lors du transport de sédiments remis en suspension dans la colonne d'eau et après leur dépôt par la bioturbation permettraient certainement d'obtenir de meilleurs taux de sédimentation.*

Distribution des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂

Les teneurs en carbone organique pouvant dépasser les 20% diminuent du haut vers le bas de pente à 5% en moyenne et leurs fluctuations ont également une amplitude plus élevée en haut qu'en bas de pente. Le carbone organique s'est donc accumulé en grande quantité sur l'ensemble de la marge.

Par ailleurs les teneurs en carbone organique sont corrélées positivement avec les teneurs en silice biogène. Elles sont maximales pendant les périodes glaciaires. En revanche, elles sont corrélées négativement avec les teneurs en carbonate de calcium.

Les teneurs en silice biogène alternent entre 10% et 40-60% et les teneurs en carbonate de calcium alternent entre 60-70% et 20%.

L'analyse de la distribution spatiale des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ a révélé des résultats satisfaisants et globalement conformes aux teneurs dans les carottes réelles. Notons toutefois, que les teneurs en Corg issues de la simulation sont légèrement supérieures à celles enregistrées dans MD98, MD86 et MD87.

→ *La fraction terrigène très faible sur la marge namibienne a été négligée et sa prise en compte dans la modélisation permettrait de corriger en partie ces valeurs. D'autre part, le développement dans la modélisation des processus de dégradation lors du transport de sédiments remis en suspension dans la colonne d'eau et après leur dépôt par la bioturbation permettrait de prendre en compte d'importants facteurs contrôlant la quantité finale de matière organique préservée.*

Conformément aux reconstitutions de la sédimentation biogène sur la marge namibienne, les variations d'intensité des cellules d'upwelling associées aux variations climatiques ont été enregistrées dans la stratigraphie. Sur la plate-forme, la zone soumise à l'érosion est plus ou moins étendue et proche du rebord continental en fonction du niveau marin. Les sédiments progradent plus ou moins en haut de pente et sont plus ou moins transférés vers la base selon la période climatique.

Il a également été enregistré dans la stratigraphie, avec les teneurs en CaCO₃ et SiO₂, le type de production biologique, carbonatée ou siliceuse, reflétant la composition chimique des masses d'eau alimentant l'upwelling.

Les processus physiques, biogéochimiques et sédimentaires sélectionnés et développés dans la modélisation se sont donc révélés efficaces afin de reproduire l'accumulation de matière organique accrue en période glaciaire et en quantité importante (>10%) jusqu'en domaine profond (>2%).

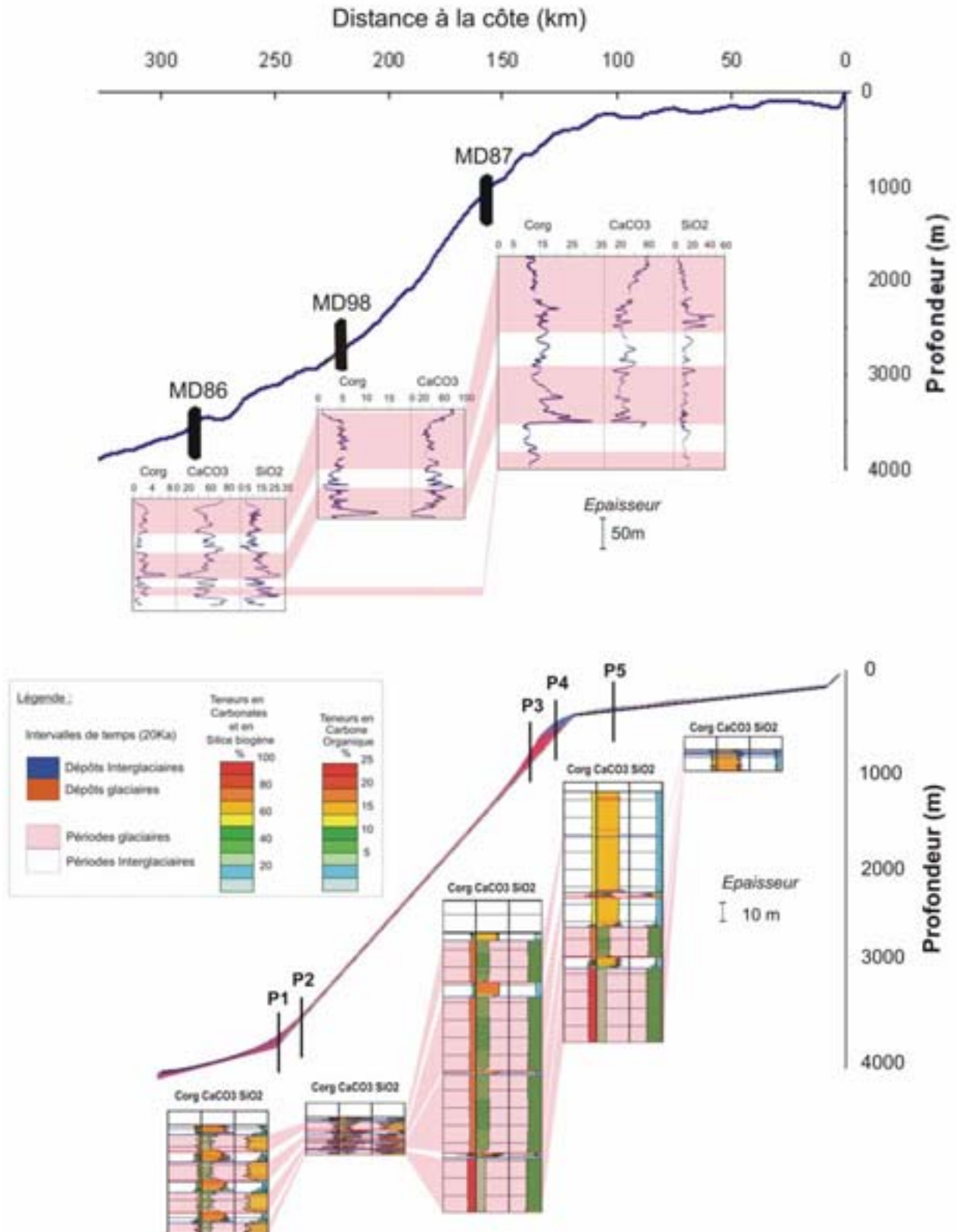


Figure III-72 : Comparaison de la cyclicité des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ dans les carottes de la mission NAUSICAA-IMAGES II (MD962086, MD962098 et MD962087) et dans les coupes générées par la simulation globale de cycles de 100 ka.

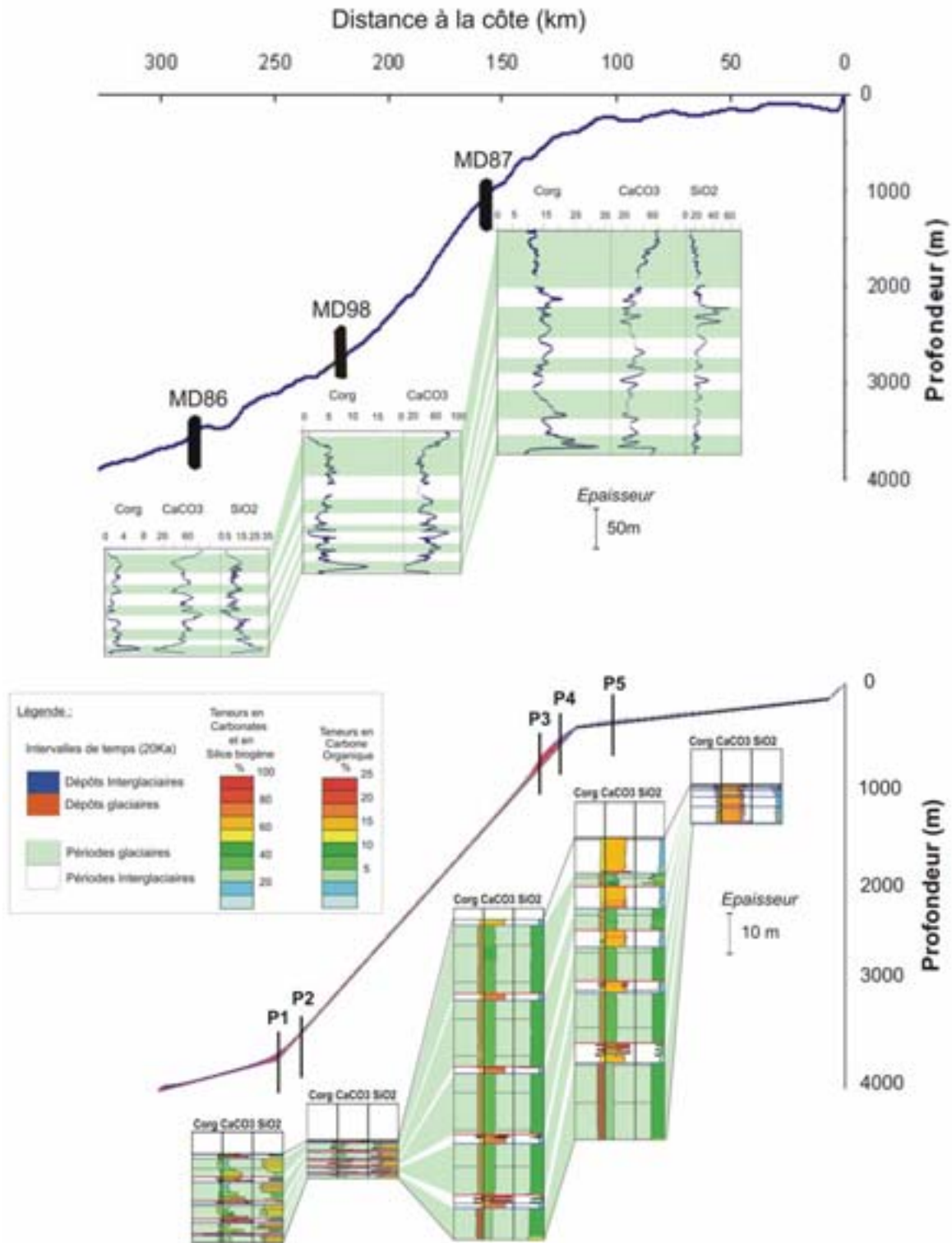


Figure III-73 : Comparaison de la cyclicité des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ dans les carottes de la mission NAUSICAA-IMAGES II (MD962086, MD962098 et MD962087) et dans les coupes générées par la simulation globale de cycles de 40 ka.

III-6-4-Courbe eustatique crénelée ou sinusoïdale ?

L'utilisation de l'une ou l'autre courbe eustatique a générée des différences sensibles dans la distribution des dépôts sur la plate-forme et en haut de pente.

Une simulation discrète avec une courbe eustatique crénelée génère une distinction nette entre la distribution des dépôts glaciaires et celle des dépôts interglaciaires. La zone d'érosion sur la plate-forme et la zone d'accumulation préférentielle en haut de pente ont en situation de bas niveau marin des positions plus distales qu'en situation de haut niveau marin.

L'utilisation d'une courbe eustatique sinusoïdale dans une simulation continue, induit des variations progressives du niveau marin et de ce fait un déplacement progressif des zones d'érosion et d'accumulation. La transition entre la distribution des dépôts glaciaires et celle des dépôts interglaciaires est donc progressive et les variations eustatiques sont moins marquées dans l'architecture des dépôts.

Suite à l'analyse des résultats concernant la distribution des dépôts, le scénario d'une simulation continue est moins satisfaisant. Par rapport au scénario d'une simulation discrète, il ne met pas aussi bien en évidence le contrôle de l'eustatisme.

Même si les variations eustatiques réelles ne sont pas symétriques (Bard et al., 1996, Waelbroeck et al., 2002), la courbe sinusoïdale offre un forçage eustatique plus réaliste. Afin que l'utilisation de celle ci génère des résultats en accord avec les informations, il faudrait également prendre en compte les variations d'autres facteurs tels que les processus de transport. En effet, le rééquilibrage du profil bathymétrique en situation de bas niveau marin, induit une intensification de l'érosion sur la plate-forme et favorise le dépôt en haut de pente. De plus, les conditions généralement plus dynamiques en raison de l'intensification de la contrainte éolienne et de l'upwelling en période glaciaire accentuent l'érosion. Il semble donc judicieux d'ajuster les coefficients de transport en conséquence.

→ *Afin de ne masquer aucun facteur de contrôle, l'utilisation d'une courbe eustatique sinusoïdale nécessite donc la modification des coefficients de transport en fonction de la situation climatique.*

III-6-5-Résolution de la modélisation

La prédiction de la distribution de la matière organique dans la stratigraphie à l'échelle d'une marge continentale implique la reconstitution d'évènements sur plusieurs milliers voire millions d'années.

Bien qu'un système d'upwelling côtier puisse connaître une grande variabilité saisonnière, la modélisation a été basée sur l'exemple de la cellule de Lüderitz qui est l'une des plus productives et stables le long de la marge namibienne. Les simulations ROMS – NPZD des flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ ont été paramétrées afin de représenter les conditions dynamiques et trophiques moyennes du système du Benguela pendant deux périodes climatiques extrêmes.

Ensuite dans DIONISOS, la durée de ces périodes a d'abord été fixée à 50 ka (cycles de 100 ka) puis à 20 ka (cycles de 40 ka). Il a ainsi été vérifié que la cyclicité climatique était correctement enregistrée dans les deux cas sur la pente. Cependant, il a été déduit que la plateforme sur laquelle les cycles climatiques n'ont pas été enregistrés en totalité, était soumise à l'érosion.

Dans les carottes, en fonction de l'espacement d'échantillonnage, il est possible de mettre en évidence des cyclicités de différents ordres avec des dépôts de quelques centimètres. Dans les coupes générées par la simulation, la résolution spatiale de DIONISOS ne permet pas de représenter des dépôts d'une telle épaisseur. Il faut donc être prudent lors de l'interprétation et ne pas déduire une érosion totale alors que la résolution du modèle limite la représentation de certains niveaux.

Les flux de matériel biogène simulés par ROMS – NPZD génèrent un apport de matériel dans DIONISOS suffisant sur toute la pente pour représenter les cycles climatiques de 100 ka et 40 ka. En revanche, la simulation de cycles d'une durée inférieure à 40 ka semble délicate.

Il serait à présent intéressant de tester l'enregistrement dans la stratigraphie d'une cyclicité climatique de différents ordres. On peut donc envisager de réaliser une simulation plus réaliste en superposant des cycles climatiques de différentes fréquences et de différentes amplitudes.

PARTIE IV

BILAN ET PERSPECTIVES

CHAPITRE I – BILAN DE LA MÉTHODOLOGIE DE MODÉLISATION

I-1-Comparaison des outils de modélisation utilisés aux autres modèles existants

Actuellement, les modèles stratigraphiques sont en plein développement dans le but de mieux comprendre les phénomènes géologiques ainsi que l'histoire de remplissage sédimentaire de bassins sur de grandes échelles de temps (quelques centaines de milliers à dizaines de millions d'années) et d'espace (de l'ordre de la dizaine à la centaine de kilomètres). Parmi les modèles stratigraphiques, il existe par exemple Sedsim (Griffiths et al., 2001) ou bien DIBAFFIL (Quiquerez et al., 2000) qui simulent les processus de dépôt, d'érosion et de transport de sédiments clastiques et/ou carbonatés à des échelles d'espace du mètre au kilomètre. Selon le même schéma que CARBONATE 3D (Warrlich et al., 2002) qui simule essentiellement les plates-formes carbonatées, ils offrent également une option permettant d'appliquer une loi de production des carbonates dépendante de la profondeur. DIONISOS s'inscrit dans la lignée de ces modèles qui sont largement utilisés en vue des modélisations de bassin ou de réservoir et dont le challenge est à présent de représenter les faciès organiques dans la stratigraphie afin de prédire l'accumulation d'hydrocarbures. Dans ce contexte, un logiciel de modélisation de roches mères, OF-Mod, a été développé par le centre de recherche pétrolière norvégien SINTEF (www.sintef.no). Il prend en compte la production primaire, l'intensité de la dégradation de la matière organique dans la colonne d'eau, les conditions d'oxygénation du milieu, etc. Ses résultats peuvent ainsi être utilisés pour contraindre les modèles de migration des hydrocarbures.

La méthodologie de modélisation développée pendant cette thèse reste cependant une approche originale. Elle vise à reproduire l'enregistrement sédimentaire de la variabilité climatique au cours du temps géologique à partir des variations des différents processus contrôlant l'accumulation de matière organique marine et des interactions entre eux (dynamique de l'upwelling, production biologique, composition chimiques des masses d'eau avoisinantes, intensité de la dégradation, processus de transport, d'érosion et de dépôt, etc.). En raison de la diversité des échelles de temps et d'espace auxquelles ils interviennent, ces processus sont généralement étudiés isolément par les océanographes et les paléocéanographes. Un système est rarement étudié dans sa globalité. A cette fin, la modélisation doit représenter des caractéristiques sélectionnées et doit concéder des approximations. Dans ce contexte, le modèle numérique régional couplé physique –

biogéochimique, ROMS – NPZD, a été mis au point afin de reproduire la dynamique physique et biologique d'un upwelling côtier (Giraud et al., 2000). **L'utilisation de DIONISOS, ROMS et NPZD permet ainsi un enchaînement de processus de base afin d'obtenir une image d'ensemble d'un système complexe.**

I-2- Intérêts de la modélisation

Afin de reproduire la sédimentation biogène sur une marge continentale à l'origine de sédiments enrichis en matière organique, la production biologique océanique dans la couche euphotique a été considérée comme facteur de contrôle majeur. Rappelons que les variations d'intensité, de composition et de répartition de cette production sont étroitement liées à celles de la dynamique océanique qui contrôle l'approvisionnement en nutriments et l'advection de la production dans les couches de surface de l'océan. L'enregistrement de la production biologique dans les sédiments dépend ensuite d'un certain nombre de processus qui vont avoir pour effet de réduire la quantité de matériel enfouie et préservée (formation d'agrégats, taux de dégradation), de modifier les proportions de chaque composant (taux de dissolution des carbonates et de la silice biogène par exemple) et de modifier la répartition de ce matériel dans les sédiments par rapport à la répartition à la surface de l'océan (transport, érosion, dépôt). La distribution de la matière organique dans les sédiments résulte donc de l'enchaînement de processus intervenant à des échelles de temps et d'espace extrêmement diverses. La méthodologie de modélisation a été développée afin de reproduire cet enchaînement mais pour cela une sélection des principaux facteurs a été nécessaire au prix de quelques approximations.

Par exemple, afin de reproduire les teneurs en silice biogène dans les sédiments sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (sous entendu à l'issue d'une accumulation pendant plusieurs dizaines voire centaines de milliers d'années), il a été nécessaire de déterminer une moyenne du taux de dissolution sur toute la colonne d'eau qui, en réalité, fluctue extrêmement dans la colonne d'eau et dans le temps. Alors que les processus tels que la dissolution de la silice biogène sont classiquement étudiés par les océanographes et les paléocéanographes à l'échelle minimale de leurs fluctuations, je n'ai considéré que le bilan de leur influence sur la quantité de matériel finalement préservée. **Cette approche permet alors par la modélisation de réaliser un bilan global de l'ensemble des processus contrôlant l'accumulation de matériel biogène en milieu marin et de vérifier l'influence des uns par rapport aux**

autres. De plus, l'ensemble des paramètres des 3 modèles offre un large choix de scénarii de simulation.

Malgré les nombreuses informations sur l'histoire géologique de la marge namibienne et sur les conditions climatiques et océanographiques passées, la reproduction de la sédimentation biogène dans cette zone a nécessité la simplification des scénarii de simulation en faisant varier le moins de paramètres possible et en fonction des objectifs initiaux à savoir :

- analyser à partir de la géométrie des dépôts la réponse du modèle aux variations des conditions imposées (distribution de la production biologique à la surface, eustatisme et processus de transport),
- analyser les variations de la distribution spatiale des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ dans les sédiments en réponse aux variations de la distribution et de la composition de la production biologique à la surface de l'océan,
- analyser la manière dont la distribution temporelle des teneurs en Corg, CaCO₃ et SiO₂ dans les sédiments reflète la variabilité climatique,
- analyser la continuité des dépôts et la distribution du matériel biogène sur l'ensemble de la marge depuis la côte jusqu'au domaine profond afin de compléter les données de carottes.

Afin de répondre aux 3 premiers objectifs, il a été simulé dans ROMS - NPZD seulement deux situations climatiques et dans DIONISOS l'enchaînement cyclique entre ces deux situations. J'ai considéré, qu'elle que soit la période climatique, que les taux de dissolution de la silice biogène et du carbonate de calcium étaient faibles, les vitesses de chute des particules étaient toujours relativement élevées et les coefficients de transport constants. En revanche, dans ROMS - NPZD, la contrainte éolienne et les quantités de carbonate de calcium et de silice biogène produites en fonction de la disponibilité en nutriments ont varié entre les deux périodes. Il a donc été simulé une période glaciaire avec une contrainte éolienne intense et une production à dominance siliceuse et une période interglaciaire avec une contrainte éolienne moins intense et une production à dominance carbonatée. Ensuite les périodes climatiques dans DIONISOS ont été représentées par des variations eustatiques et l'introduction

périodique des résultats du modèle couplé. **En raison de ces approximations, étant donné que le système réel est beaucoup plus complexe, les résultats de simulation ne sont pas exactement comparables aux données réelles mais malgré tout nous avons vérifié que la géométrie des dépôts et la distribution du matériel biogène reflétaient la variabilité climatique et la variabilité de la production biologique.**

Même si les teneurs en carbone organique y sont élevées, l'accumulation sur la plate-forme est faible et plus ou moins intense selon la distribution du matériel parvenant à l'interface eau/sédiments, le niveau marin et les processus de transport/érosion/dépôt résultants. En revanche le matériel biogène a tendance à s'accumuler préférentiellement en haut de pente. Les teneurs en carbone organique y sont maximales puis elles diminuent vers le bas de pente jusqu'à des valeurs minimales. L'amplitude de leurs fluctuations est également maximale en haut de pente et diminue vers sa base. Ces fluctuations, comme celles présentées par les teneurs en CaCO₃ et SiO₂ reflètent nettement des variations climatiques modélisées car elles n'ont pas été masquées par les effets du transport et/ou de la dilution par d'autres composants par exemple.

A l'issue de ces simulations, on a donc jugé que la méthodologie de modélisation proposée, offrait une réponse satisfaisante par rapport aux scénarii choisis et de ce fait par rapport aux objectifs initiaux. Les processus sélectionnés pour représenter le cycle de la matière organique en milieu marin se sont révélés efficaces.

Afin de poursuivre l'analyse de la sédimentation biogène sur une marge continentale, on peut envisager de modifier le scénario de simulation.

Dans un premier temps, l'analyse des simulations réalisées dans ce travail devrait permettre de modifier certaines approximations comme par exemple l'utilisation d'un profil réel de la marge ou bien de cycles eustatiques de plusieurs fréquences et de différentes amplitudes.

Comme les tests de sensibilité l'ont montré, les paramètres de ROMS - NPZD modulent l'intensité des flux de Corg, CaCO₃, SiO₂. Par exemple, la simulation d'une période pendant laquelle les masses d'eau alimentant l'upwelling était trop appauvrie en Si pour que la production primaire soit dominée par les diatomées pourrait être réalisée ceci en fixant un rapport rsip nul ou faible. On imagine ainsi enregistrer des teneurs nulles en SiO₂ dans les sédiments.

Alors que dans l'état actuel, ROMS - NPZD ne permet pas de modéliser l'existence d'une OMZ (Oxygen Minimum Zone), en fixant des taux de dégradation nuls ou extrêmement faibles on peut cependant représenter l'anoxie de la colonne d'eau pendant une certaine période. Il serait toutefois préférable d'envisager l'introduction de l'oxygène dans le modèle biogéochimique afin de reproduire les conditions d'oxygénation de la colonne d'eau de façon plus réaliste.

Il est également envisageable d'introduire dans DIONISOS une fraction terrigène à taux constant ou variable et/ou de faire varier les coefficients de transport afin de considérer l'intensification de l'érosion en période glaciaire et l'augmentation d'apports terrigènes qui en résulte, etc.

On comprend ainsi que la méthodologie de modélisation offre un grand choix de scénarii à élaborer à partir des informations disponibles sur un système d'upwelling côtier actuel ou ancien.

Les principaux intérêts de la modélisation présentée...

La méthodologie de modélisation développée représente le bilan de l'enchaînement de processus physiques, biogéochimiques et sédimentaires intervenant à différentes échelles de temps et d'espace. Malgré les approximations réalisées pour cela, la distribution de la matière organique reflète correctement la variabilité climatique d'un système d'upwelling côtier pourtant extrêmement complexe.

Jusqu'à présent en géologie pétrolière, la modélisation stratigraphique utilisait des cartes de répartition de la matière organique dans les sédiments de surface, établies à partir de prélèvements *in situ*, et reconstruisait la répartition dans les différentes couches en ne considérant que les processus géologiques. La méthodologie développée dans cette thèse permet de modéliser l'ensemble des processus qui ont conduit à une telle répartition de la matière organique dans chaque niveau.

Ainsi la répartition de la matière organique dans les sédiments n'est plus considérée statique et est définie non plus à partir d'une carte mais à partir de la variabilité climatique de facteurs physiques (force du vent, dynamique océanique) et biogéochimiques (approvisionnement en nutriments, composition chimique des masses d'eau, etc.) et sédimentaires (transport/érosion/dépôt).

I-3- Limites de la modélisation

Bien que la méthodologie de modélisation ait offert des résultats satisfaisants par rapport à nos objectifs initiaux et offre à présent des perspectives intéressantes, elle présente quelques inconvénients et certains aspects sont à améliorer.

Les approximations nécessaires pour la modélisation du cycle de la matière organique marine permettent de prendre en compte des processus intervenant à différentes échelles de temps et d'espace. Mais en raison de cette diversité, la sélection de ces processus et la paramétrisation des modèles sont extrêmement délicates. De plus l'utilisation des 3 modèles est relativement lourde et il serait avantageux de réaliser un couplage plus direct de ROMS - NPZD avec DIONISOS, c'est-à-dire une utilisation automatisée des 3 modèles. En diminuant ainsi le nombre d'étapes, la paramétrisation serait facilitée.

Les simulations de cycles de 40 ka ont laissé penser que la simulation de cycles de plus courte durée serait délicate en raison de la résolution spatiale de DIONISOS. Dans certaines zones de la marge, l'épaisseur de sédiments accumulés est trop faible pour que certains niveaux trop fins, mais exprimant la variabilité climatique, soient représentés. Une maille plus petite améliorerait la résolution mais augmenterait le temps de calcul.

Lorsque deux nouvelles fonctions ont été développées dans NPZD pour prendre en compte les apports de carbonate de calcium et de silice biogène, la solution la plus simple a dans un premier temps été choisie. Les quantités de carbonate et de silice exportées sont modulées par un rapport exprimant pour chacun la quantité produite en fonction de la disponibilité en nutriments. Les relations de compétition entre les espèces productrices induisant des distributions spatiales différentes des différents composés ne sont pas exprimées. Alors que les diatomées se développent préférentiellement dans les eaux turbulentes et froides, les coccolithophoridés se développent dans des eaux plus calmes et plus chaudes. En conditions d'upwelling côtiers ces caractéristiques ont pour effet d'engendrer une production siliceuse importante au dessus de la plate-forme dans la zone d'émergence des eaux profondes et décroissante vers le large où elle est alors rapidement remplacée par la production carbonatée. Il en résulte des sédiments en principe riches en silice biogène sur la plate-forme et des sédiments riches en carbonate de calcium sur la pente jusqu'à la profondeur de la CCD au-delà de laquelle les carbonates sont intensément dissous.

Le modèle NPZD ne permet pas d'exprimer ces relations et bien que carbonate de calcium et silice biogène varient en opposition dans le temps, leur distribution spatiale est similaire.

C'est pourquoi nous avons introduit dans le modèle biogéochimique une fonction exprimant le rapport carbonate – silice par rapport à la quantité de nutriments disponibles.

A l'issue des simulations, les taux de sédimentation se sont révélés légèrement supérieurs à ceux réellement mesurés. Etant donné que les flux à l'interface eau/sédiments calculés par ROMS - NPZD sont corrects, cette différence pourrait être corrigée par la prise en compte de la dégradation du matériel biogène pendant sa remise en suspension et son advection sur le fond.

Par ailleurs, bien que nous ayons introduit une loi de diagenèse précoce dans DIONISOS, je ne l'ai pas utilisée en raison des mauvais résultats des tests et projette de l'améliorer.

Enfin, la méthodologie de modélisation développée ne prend en compte qu'un seul type de matière organique. Bien que la matière organique d'origine continentale soit négligeable dans notre zone d'étude, les processus de transport et de re-suspension ont généré du matériel plus ou moins réfractaire. Concernant la loi de diagenèse précoce, ces différences peuvent avoir un impact sur le bilan final de matériel préservé. Il semble important d'en tenir compte d'autant plus que la reproduction de la distribution des IH serait un résultat supplémentaire intéressant pour l'exploration de bassin.

I-4- Améliorations à développer

I-4-1- Relations de compétition entre producteurs carbonatés et siliceux

Dans les premières dizaines de mètres de l'océan les groupes phytoplanctoniques se reproduisent plus ou moins selon leur besoin en nourriture et nutriments et selon des facteurs physiques (lumière, turbulence, température, etc.) ou biologiques (compétition, prédation). C'est pourquoi la distribution des diatomées, des coccolithophoridés et des foraminifères planctoniques révèle les conditions hydrographiques et trophiques du milieu.

Les fonctions introduites dans NPZD permettent de calculer les quantités de carbonate et de silice biogène exportées à partir de la quantité d'azote exportée. Indirectement ces quantités

expriment la production carbonatée et siliceuse. Cependant, les rapports r_{cap} , r_{caz} et r_{sip} présentent des limites à l'expression de la compétition entre les espèces. Les travaux existant dans la bibliographie ont montré une dominance et un maximum de production des diatomées dans la zone d'émergence des eaux de l'upwelling, froides et enrichies en nutriments, alors que les coccolithophoridés préfèrent des eaux plus calmes et leur maximum de production se situe un peu plus au large dans des eaux moins eutrophes (Giraudeau et al., 2000; Schiebel et al., 2004). La figure IV-1 montre la répartition schématique des productions de carbonates et de silice biogène dans les eaux de surface.

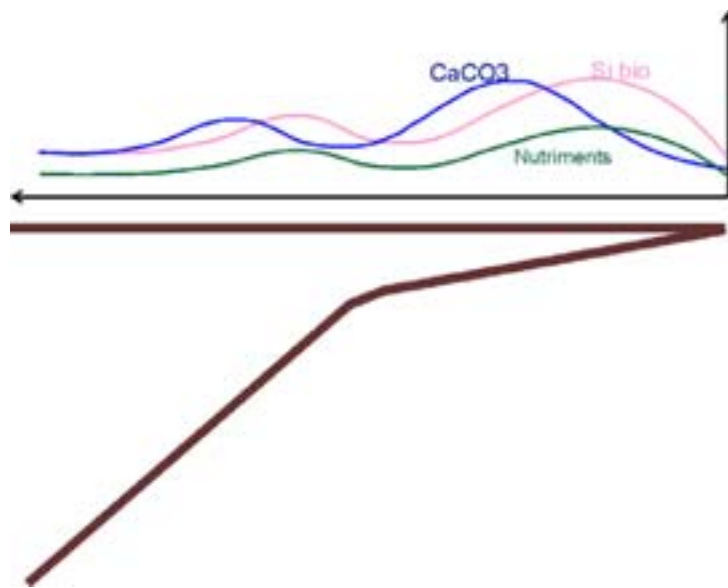


Figure IV-1: répartition schématique de la production de CaCO_3 et de SiO_2

Afin de représenter l'impact des relations de compétition entre les producteurs primaires carbonatés et siliceux sur la distribution spatiale des flux de matériel biogène à l'interface eau/sédiments, une fonction dans laquelle le rapport $\text{CaCO}_3/\text{SiO}_2$ dépend de la teneur en Azote (figure IV-2) a été introduite dans NPZD.

Bien que cette nouvelle fonction apporte des possibilités intéressantes elle n'a pas encore été utilisée car le calibrage des paramètres nécessite au préalable de nombreux tests dont la réalisation est envisageable sur quelques mois. La quantification des relations entre les éléments siliceux et carbonatés étant très peu documentée voire pas du tout, il est nécessaire de tester plusieurs relations (linéaire, logarithmique, etc.) avec différentes valeurs de coefficients afin de déterminer celle qui nous paraît reproduire de la manière la plus fiable les observations de terrain.

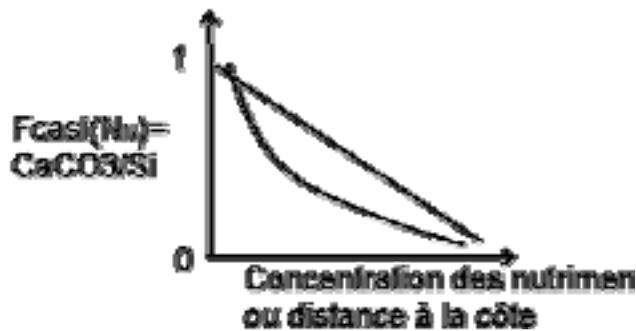


Figure IV-2 : Fonction $F_{casi}(N_N) = \text{CaCO}_3/\text{SiO}_2$ exprimant les relations de compétition entre producteurs primaires carbonatés et siliceux. Cette fonction peut être linéaire, logarithmique, etc.

Les équations présentées partie II chapitre III (équations 1 et 2) deviendraient :

$$d\text{CaCO}_3 / dt = r_{caz} \times v_z \times N_z^2 + r_{cap} \times f_{casi}(N_N) \times (v_p \times N_p + G(N_p) \times N_z) - v_{ca} \times \text{CaCO}_3 \quad (1)$$

$$d\text{Si} / dt = r_{sip} (1 - f_{casi}(N_N)) (v_p \times N_p + (N_p) \times N_z) - v_{si} \times \text{Si} \quad (2)$$

CaCO_3 Concentration des détritits de carbonate de calcium en $\text{mmol CaCO}_3 / \text{m}^3$

Si Concentration des détritits de silice biogène en $\text{mmol Si} / \text{m}^3$

r_{caz} Rapport CaCO_3/N du zooplancton ($\text{mmol CaCO}_3 / \text{mmol N}$)

r_{cap} Rapport CaCO_3/N du phytoplancton ($\text{mmol CaCO}_3 / \text{mmol N}$)

r_{sip} Rapport Si/N du phytoplancton ($\text{mmol SiO}_2 / \text{mmol N}$)

v_{ca} Taux de reminéralisation des carbonates (d^{-1})

v_{si} Taux de reminéralisation de la silice (d^{-1})

$v_z N_z^2$ Mortalité du zooplancton

$v_p N_p$ Mortalité du phytoplancton

$G(N_p)N_z$ Broutage du phytoplancton par le zooplancton

I-4-2-Diagenèse Précoce

Reminéralisation du carbone organique

Bien que la productivité biologique de surface joue le rôle majeur pour la distribution des teneurs en matière organique dans les sédiments, l'intensité des processus de préservation/dégradation détermine le bilan final. Le taux de sédimentation, l'oxygénation des eaux de fond et la quantité de matière labile qui parvient aux sédiments sont des paramètres qui conditionnent fortement l'ampleur de la diagenèse et qui peuvent connaître de grandes variations spatiales sur une marge. C'est pourquoi développer les lois de diagenèse précoce dans DIONISOS représente un intérêt considérable pour la modélisation de la distribution et de l'accumulation de matière organique. Par ailleurs il a été mis en évidence l'importance de la dilution de certains constituants des sédiments par d'autres et l'importance de l'oxydation de la matière organique sur la dissolution des carbonates. Il est donc également d'un grand intérêt de pouvoir modéliser les relations dans les sédiments entre carbone organique, carbonates et silice biogène.

La diagenèse représente un ensemble de processus dont l'intensité diminue avec le temps en raison d'une part de l'épuisement des oxydants et d'autre part de la fraction réfractaire de la matière organique qui devient majoritaire. Il a donc semblé judicieux d'introduire une loi cinétique de dégradation. Dans un premier temps nous n'avons considéré qu'un seul type de matière organique et utilisé l'équation de Berner, (1980, cf équation 3, chapitre II, partie I)) pour calculer la quantité totale de carbone organique décomposable C_{org_d} . Afin de simplifier le modèle nous n'avons considéré que la diagenèse en milieu oxygène et négligé la dégradation par les oxydants tels que NO_3^- , Mn, etc.. Un seul taux de dégradation $K_{C_{org}}$ est ainsi utilisé afin de représenter l'efficacité moyenne de la diagenèse (relation 1).

$$dC_{org_d} / dt = K_{C_{org}} C_{org_i} \quad (1)$$

Comme on vient de le rappeler la diagenèse précoce devient inefficace au bout d'un certain temps qui est associé, dans DIONISOS, à une épaisseur de sédiments. L'épuisement de l'oxygène dans les sédiments peut être atteint pour quelques millimètres ou centimètres. A

partir du taux de sédimentation, on accède au temps nécessaire qu'il faut pour accumuler cette épaisseur et stopper la diagenèse. En plus du taux de dégradation K_{Corg} , il faut donc fixer une profondeur d'efficacité de la diagenèse Pe . Par ailleurs, l'intensité de la diagenèse n'étant pas homogène sur la marge, K_{Corg} sera introduit dans DIONISOS à partir d'une loi fonction de la bathymétrie. Par exemple, l'existence d'une OMZ favorise l'anoxie des sédiments en contact avec cette masse d'eau et donc la préservation de la matière organique. C'est pourquoi il a semblé important de pouvoir exprimer l'existence d'une OMZ (profondeur, épaisseur, teneur en O_2) en fixant un taux de reminéralisation plus faible à la profondeur et sur l'épaisseur de cette zone. De plus, la résistance des particules face à la dégradation augmentant avec le temps passé dans la colonne d'eau, la reminéralisation diminue avec l'éloignement depuis la zone de production. Il est donc intéressant de pouvoir exprimer une dégradation plus intense à des faibles profondeurs des jeunes particules ayant peu voyagé et étant donc peu résistantes et une dégradation négligeable à plus grande profondeur des particules réfractaires.

L'équation (2) exprime la quantité de matière organique finalement préservée. Elle correspond à la soustraction de la quantité de matière décomposable C_{orgd} à la quantité initiale parvenant à l'interface eau-sédiments C_{orgi} .

$$C_{\text{orgpréservée}} = C_{\text{orgi}} - C_{\text{orgd}} = C_{\text{orgi}} (1 - K_{\text{Corg}} \times T_{\text{Corg}}) = C_{\text{orgi}} (1 - K_{\text{Corg}} \times Pe / T_{\text{xa}}) \quad (2)$$

T_{xa} : Taux d'accumulation (m/Ma)

Pe : Profondeur d'efficacité de la diagenèse pour le carbone organique (m)

T_{Corg} : Temps au bout duquel Pe est atteinte (Ma)

K_{Corg} : Taux de reminéralisation (jr^{-1})

La série de tests réalisée à partir de cette relation a mis en évidence l'importance du pas de temps pour l'expression de la diagenèse. Un pas de temps trop grand par rapport au taux de dégradation peut complètement masquer l'effet de la diagenèse alors que plus il est petit plus la précision sera importante (figure IV-3).

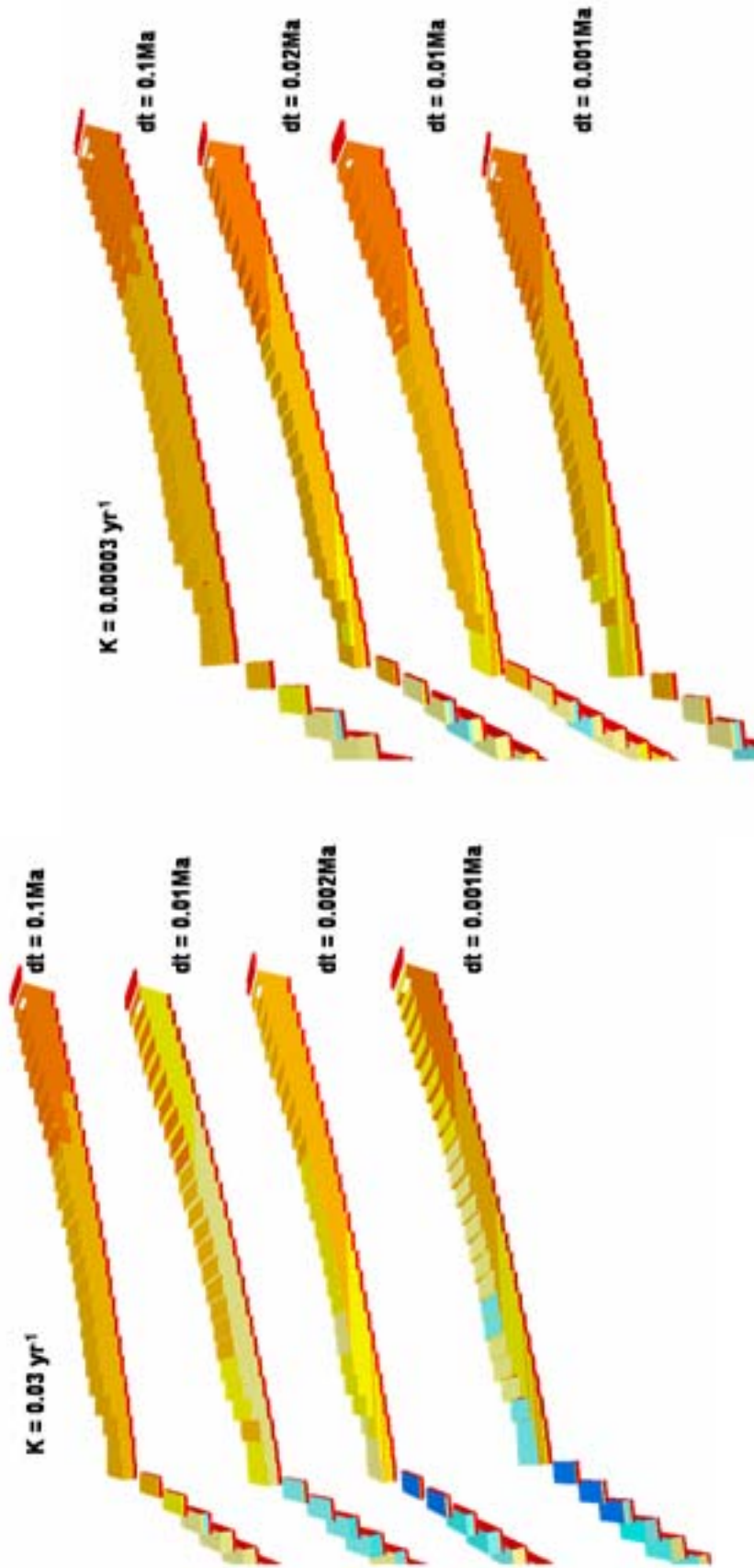
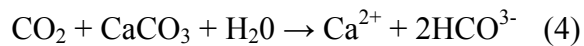
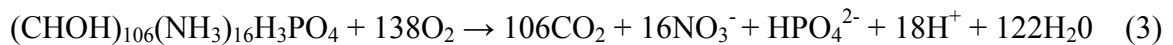


Figure IV-3 : Influence du pas de temps sur l'effet de la diagenèse. Simulation DIONISOS.

Dissolution des carbonates

La dissolution des carbonates dans les sédiments est déterminée par la chimie des eaux de fond mais est également fortement activée par la consommation de matière organique lorsque celle-ci parvient aux sédiments en quantité suffisante (>0.2%, Morse,). Nous rappelons que l'oxydation de matière organique (relation 3) libère du CO₂ qui diminue le pH des eaux interstitielles et favorise la dissolution de CaCO₃ (relation 4). Dans les conditions physico-chimiques générales moyennes de l'océan, on peut considérer qu'approximativement, une mole de matière organique oxydée induit la dissolution d'une mole de carbonate de calcium. Cette relation mole à mole pourrait être modifiée par un changement significatif d'un des paramètres tels que pH, température, oxygénation, salinité, etc.

La relation 4 exprime donc la dissolution d'une mole de CaCO₃ par une mole de CO₂ libérée par l'oxydation d'une mole de matière organique.



Il faut tout d'abord considérer que pour chaque simulation la profondeur maximale du bassin ne dépasse pas celle de la CCD (Carbonate Compensation Depth) et que les eaux de fond sont donc toujours suffisamment saturées en carbonate de calcium pour éviter la dissolution massive liée à la sous-saturation. Afin d'exprimer prioritairement l'influence de la dégradation de matière organique sur la dissolution des carbonates, une relation simple (relation 6) a été introduite dans DIONISOS. La quantité de CaCO₃ préservée, CaCO₃ préservée, dans les sédiments résulte en première approximation de la soustraction de la quantité de carbone organique décomposée, C_{org,d}, à la quantité de CaCO₃ initiale parvenant à l'interface eau-sédiments, CaCO_{3,i} (relation 5).

$$\text{CaCO}_3 \text{ préservée} = \text{CaCO}_{3i} - \text{C}_{\text{org,d}} \quad (5)$$

$$\text{CaCO}_3 \text{ préservée} = \text{CaCO}_{3i} - \text{C}_{\text{org,i}} \times K_{\text{Corg}} \times \text{Pe} / \text{Tx}_a \quad (6)$$

Plusieurs simulations avec différents taux de dégradation ont montré que la relation ne permettait pas de mettre en évidence l'influence de la dégradation sur la dissolution des carbonates. La tendance générale des simulations est une diminution de la teneur en Corg diminue sous l'effet de l'augmentation de K_{Corg} et une augmentation de la teneur en $CaCO_3$. Ceci s'explique par le fait que les teneurs en $CaCO_3$ ($\pm 60\%$) étant largement supérieures aux teneurs en Corg (5-10%) sur la marge, la diminution des teneurs en Corg est proportionnellement plus importante que celle des teneurs en $CaCO_3$. D'autre part, les valeurs de K_{Corg} testées correspondent à un ordre de grandeur proche de la réalité et ne sont pas suffisantes pour générer une diminution des teneurs en $CaCO_3$ conséquente.

La matière organique finalement enfouie dans les sédiments est composée d'une fraction « jeune » labile et d'une fraction résiduelle plus réfractaire. Afin de réduire le problème, il est envisagé d'introduire une fraction de la matière organique plus résistante à la dégradation pour laquelle K_{Corg} serait nul (relations 7 et 8). C'est alors la dégradation de l'autre fraction, labile, pour laquelle K_{Corg} serait alors augmenté qui générerait la dissolution du carbonate. Ainsi la relation 2 devient la relation 8 :

$$Corg_i = Corg_{réfractaire} + Corg_{labile} \quad (7)$$

$$\begin{aligned} Corg_{préservée} &= Corg_{réfractaire} + (Corg_{labile} - Corg_d) \\ &= Corg_{réfractaire} + Corg_{labile} (1 - K_{Corg} \times T_{Corg}) \\ &= Corg_{réfractaire} + Corg_{labile} (1 - K_{Corg} \times Pe / T_{X_a}) \quad (8) \end{aligned}$$

Dissolution de la silice biogène

Bien que la cinétique de dégradation de la silice biogène soit relativement complexe nous avons également choisi d'utiliser l'équation de Berner (1980) afin d'exprimer la perte de silice en limitant le grand nombre de variables (relation 9). Dans les sédiments la dissolution de la silice n'est pas liée à la dégradation du carbone organique. La profondeur jusqu'à laquelle la diagenèse précoce est active n'est pas forcément la même pour ces deux composés. Il est donc possible de fixer une profondeur d'efficacité de la diagenèse adaptée à la silice Pe' . De plus, le taux de reminéralisation K_{Si} est lui aussi adapté à la silice (relation 10).

$$dSi_d/dt = -K_{Si} Si_i \quad (9)$$

$$\begin{aligned}
S_{i\text{préservée}} &= S_i - S_{id} \\
&= S_i - K_{Si} \times S_i \times T_{Si} \\
&= S_i (1 - K_{Si} \times Pe' / T_{X_a}) \quad (10)
\end{aligned}$$

Les simulations pour différents pas de temps ont conduit aux mêmes observations que pour le carbone organique. Plus le pas de temps diminue et plus la précision dans la représentation de la diagenèse s'améliore.

Jusqu'à présent les simulations réalisées avec la diagenèse n'ont pas donné de résultats satisfaisants pour qu'elle soit intégrée dans la reproduction de la sédimentation biogène sur la marge namibienne. Avant d'appliquer les lois de diagenèse précoce dans les simulations globales, il est encore nécessaire de tester la réponse du modèle face aux variations des paramètres tels que pas de temps et taux de dégradation ou dissolution, ceci afin de les calibrer correctement et de les ajuster les uns par rapport aux autres.

I-3-3- Processus de re-suspension et impact sur la dégradation

Lorsque les sédiments parviennent sur le fond ils se déposent et sont plus ou moins rapidement enfouis. Selon l'intensité de la contrainte qui s'exerce à l'interface eau-sédiments et les caractéristiques physiques des particules, ils peuvent être remis en suspension et séjourner pendant plusieurs jours dans une couche de fond d'épaisseur variable et aux conditions chimiques plus ou moins oxydantes. Sur les marges situées à l'aplomb de zones eutrophiques où les particules chutent rapidement et transitent peu de temps dans la colonne d'eau, le temps de remise en suspension peut avoir un effet considérable sur la dégradation de matériel biogène.

ROMS modélise la chute des particules dans la colonne d'eau au gré des courants liés à la dynamique de l'upwelling. Pendant ce transit dans la colonne d'eau, la dégradation du matériel biogène est contrôlée par la vitesse de chute des particules ainsi que par un taux de dégradation. La quantité de matériel qui parvient à l'interface eau-sédiments est introduite dans DIONISOS où elle est enfouie ou bien transportée, en partie, selon la ligne de plus grande pente. Bien que l'équation de diffusion permette de modéliser une zone d'érosion sur

la plate-forme, elle ne permet pas de calculer un temps de transport des particules dans une couche de fond et d'y associer un taux de dégradation.

Afin de forcer la remobilisation des sédiments sur la plate-forme pour qu'ils soient reminéralisés et recyclés ou pour qu'ils sédimentent sur la pente, une fonction de resuspension a été développée dans ROMS. Le principe de cette fonction consiste à déterminer une fraction des détritiques parvenant sur le fond qui ne s'accumule pas définitivement mais qui est remise en suspension. Cette matière resuspendue, tout comme les détritiques, est composée des 3 constituants Corg, CaCO₃ et SiO₂. Le flux de resuspension est contrôlé par plusieurs paramètres qui expriment d'une part l'influence du frottement sur le fond et d'autres parts l'influence de la profondeur. Chacun des 3 constituants est ainsi plus ou moins advecté selon les courants avec une vitesse de sédimentation qui peut différer de celle attribuée dans la colonne d'eau. Pendant la resuspension, ils sont reminéralisés au même taux que leur équivalent détritique dans la colonne d'eau.

Les paramètres tels que les constantes de resuspension (mmol N/m²/d) liées au frottement sur le fond et à la profondeur, le taux de frottement critique (N/m²) et la profondeur critique (m) pour la resuspension sont ajustables pour Corg, CaCO₃ et Si afin d'obtenir la sédimentation finale qui semble la plus réaliste. Cependant afin d'utiliser correctement cette nouvelle fonction, plusieurs tests seraient nécessaires pour calibrer les paramètres.

CHAPITRE II – APPLICATION DE LA MODÉLISATION A D'AUTRES SYSTÈMES

Initialement les objectifs de la thèse étaient de (1) de définir les processus qui contrôlent la distribution de la matière organique dans différents milieux marins, tels que les facteurs physiques (upwelling, etc.), l'écosystème (conditions trophique, etc.), et les flux (nutriments et particules sédimentaires) (2) de comprendre leurs influences sur la qualité de la matière organique dans ces milieux, afin de pouvoir prédire des variations de la cinétique de la matière organique, (3) de transcrire ces observations sous forme de loi de distribution et de préservation et de les intégrer dans le logiciel DIONISOS pour les tester sur des cas réels, récents et anciens. Ces cas représentent quatre milieux différents, depuis la plateforme jusqu'au marin profond. Les cas anciens avaient été choisis dans un même intervalle de temps, l'évènement anoxique, OAE 2, à la limite du Cénomaniens/Turonien.

En raison du développement de l'exploration pétrolière en domaine profond, la question de l'existence de roches mères s'étant déposées sous des tranches d'eau importantes est décisive. Les cas d'étude avaient donc été principalement choisis en milieux ouvert et profond, et une comparaison avec un milieu marin d'intra plateforme peu profond devait être effectuée.

Les cas d'étude choisis étaient :

- Système d'upwelling en milieu récent (Quaternaire récent) et ancien (Cénomaniens/Turonien). Le large de la Namibie, servira d'exemple d'un milieu récent (Bertrand et al., 2002, 2003, GDR marges), et la Formation de Tarfaya au Maroc fournira l'exemple du système d'upwelling ancien (Kolonic, 2002).
- Océan ouvert, ancien (Cénomaniens/Turonien). Les legs DSDP 63 et 105 ont traversé les dépôts enrichis en matière organique dans l'Atlantique Nord (Herbin and al., 1987).
- Plateforme ouverte, ancien (Cénomaniens/Turonien). La Formation de Bahloul en Tunisie a fait l'objet de nombreuses études biostratigraphiques et sédimentaires (Accarie, 1996; Caron, 1999).
- Bassin intra-plateforme, ancien (Cénomaniens/Turonien). La Formation du Natih en Oman a été étudiée en détail par l'IFP (Van Buchem et al, 1996; Van Buchem et al., 2002).

Finalement, le troisième objectif de la thèse consistant à introduire dans DIONISOS, les processus contrôlant l'accumulation de matière organique transcrits sous forme de lois physiques a généré des modifications du projet initial. Au cours de la première partie de la thèse j'ai utilisé dans DIONISOS une loi de répartition de la production biologique en surface puis une cinétique de dégradation de la matière organique dans la colonne d'eau. Les résultats des premiers tests ont révélé des limites pour la modélisation des systèmes d'upwelling côtier et je me suis alors concentrée sur le développement d'une méthodologie permettant de prendre en compte la dynamique océanique et la biogéochimie. Pour cela je me suis uniquement basé sur un cas d'étude d'upwelling récent, le système du Benguela et j'ai ainsi abandonné les autres cas présentés ci-dessus.

On peut envisager à présent d'appliquer la méthodologie développée à d'autres systèmes équivalents récents ou anciens. Pour des cas récents on pourrait tester la simulation d'une OMZ ou d'apports terrigènes considérables par exemple alors que pour des cas anciens on pourrait améliorer la compréhension des conditions de dépôt. On s'est donc interrogé sur la pertinence d'appliquer la modélisation au système actuel d'upwelling côtier de la marge Pérou-Chili et aux bassins de Californie dans lesquels a été déposée la formation de Monterey en milieu océanique ouvert. En plus du dépôt en océan ouvert associé à des conditions d'upwelling, le point commun de la sédimentation biogène dans ces deux nouveaux cas d'études avec la marge namibienne est la présence des 3 composants, Corg, CaCO₃ et SiO₂.

II-1-Système d'upwelling sur la marge Pérou-Chili

II-1-1- Circulation océanique et productivité biologique

La marge Sud Américaine est le siège de nombreuses cellules d'upwelling induites par un régime de vents favorable et par le système de courants d'Humbolt (HCS).

Les différents courants qui composent l'HCS sont le CCC (Chile Coastal Current) s'écoulant vers le nord près de la surface (0-100 m, 20 cm/s), le PCCC (Peru-Chile Counter Current) s'écoulant vers le sud (100 à 300 km au large de la côte), le WDC (West Drift Current) provenant de l'Ouest et s'écoulant vers la côte américaine où il se divise en deux branches dont l'une forme le PCC (Peru-Chile Current) qui s'écoule en profondeur vers le Nord (700-1000 m, 5-10 cm/s), et le Peru-Chile Undercurrent (PUC-Poleward Undercurrent) appauvri en O₂ et à forte salinité (figure IV-5). Les caractéristiques de la circulation océanique dans le

Pacifique Sud Est favorisent le maintien de l'OMZ (Oxygen Minimum Zone) la plus étendue et la plus intense de tous les océans ouverts. La faible circulation des eaux intermédiaires ne facilite pas la ventilation de la colonne d'eau qui s'appauvrit en oxygène en association avec un flux important de matière organique vers le fond.

Malgré la grande variabilité de la productivité biologique en surface le long de la côte, le système du Pérou-Chili représente l'un des systèmes d'upwelling les plus productifs de la planète (500 à 900 gC/m²/an), excepté pendant les années d'El Niño. Les taux d'exportation de carbone organique y sont exceptionnels mais présentent une grande variabilité saisonnière et régionale (Hebbeln et al., 2000; Gonzalez et al., 2000a; Romero et al., 2001). Une des raisons de cette variabilité est l'étendue de la plate-forme différente selon la latitude. Elle influence la circulation océanique ainsi que la répartition et l'intensité des cellules d'upwelling sous lesquelles se concentre la biomasse. Alors qu'au Pérou la plate-forme s'étend jusqu'à 100 km vers le large, elle ne dépasse pas les 15 km au Nord du Chili. Ainsi la productivité biologique connaît une saisonnalité croissante vers le sud alors qu'elle reste élevée toute l'année au large du Pérou (Guillén and Rondán, 1974).

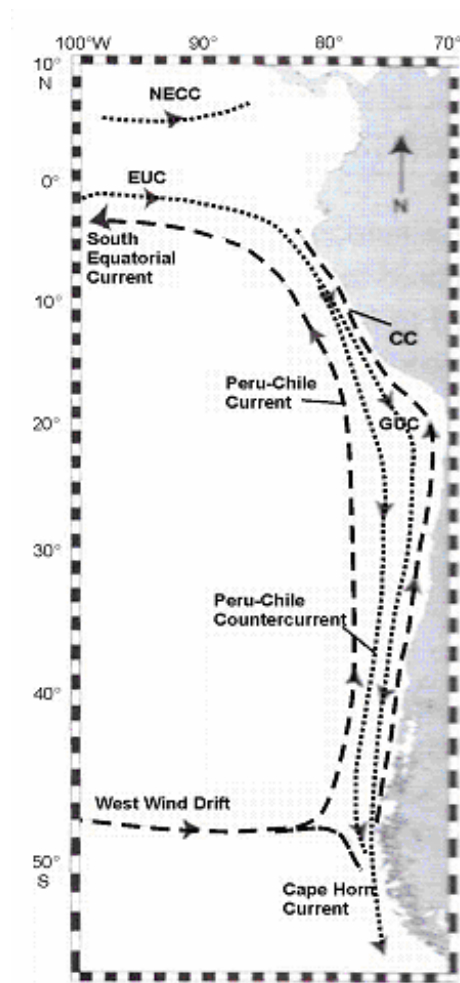


Figure : IV-5 : Courants de surface, de subsurface et de profondeur sur la marge sud américaine.

EUC : Equatorial Undercurrent

CC : Chile Current

GUC : Gunther Current

NECC : North Equatorial Counter Current

Le long de la côte Sud Ouest Américaine, l'OMZ est fortement intensifiée par les forts taux de reminéralisation induits par la forte exportation de matériel biogène dans cette zone d'upwelling côtier et favorise l'accumulation de carbone organique qui échappe ainsi à la dégradation.

Les processus biogéochimiques étant étroitement liés à l'existence de cette OMZ, des phénomènes de rétroaction ont été observés avec la productivité mais sont encore peu compris. L'épaisseur et la profondeur de l'OMZ sont des paramètres qui pourraient stimuler la productivité en favorisant la régénération des éléments dissous (NO₃⁻, NH₄⁺, Etc.) dans la couche euphotique.

II-1-2- Fluctuations du système d'upwelling liées aux cycles climatiques

Depuis le Miocène supérieur jusqu'à l'Holocène, l'existence de séquences laminées dans la plupart des bassins le long de la côte Sud Américaine confirme la présence de l'OMZ (Suess et al., 1990). Cependant, l'analyse de différents proxies (Corg, CaCO₃, SiO₂ entre autres) a montré la variabilité climatique du système liée aux cycles glaciaire-interglaciaire (Lyle, 1988; Emeis and Morse, 1990; Emeis et al., 1995; Weber et al., 1995, entre autres).

Différents facteurs ont été susceptibles d'influencer la productivité biologique et l'exportation de carbone organique à savoir le régime des vents duquel dépend la dynamique de l'upwelling, la contribution des micro-nutriments d'origine aérienne ou fluviale et l'eustatisme qui détermine l'efficacité du recyclage des nutriments et de l'exportation.

Parmi les nombreux travaux sur la zone, une carotte prélevée au Site 1237 lors du Leg ODP 202 (printemps 2002) a fait l'objet d'une étude visant à déterminer les causes des variations de productivité durant les 5 derniers Ma (Loulergue, 2004). Les résultats de cette étude ont montré que l'augmentation de la productivité à 3 Ma et le passage de conditions oligotrophes à eutrophes résultaient de changements tectoniques à savoir la fermeture de l'isthme de Panama qui aurait initié la glaciation dans l'hémisphère nord et en permettant le renforcement des Alizés et la remontée de la thermocline aurait permis la mise en place de l'upwelling.

La figure IV-6 présente les teneurs en carbone organique dans la carotte du Site 1237 prélevée à 3212m de profondeur. Elles augmentent au-delà de 0,5% à partir de 3 Ma mais ne dépassent pas les 2%. D'autres carottes prélevées sur la plate-forme (Site 680) et en haut de pente (site

688) plus au nord du système lors du Leg ODP 112, permettent d'observer des teneurs en Corg supérieures à 10% (Emeis and Morse, 1990).

Par ailleurs le mouvement de subduction de la Plaque Nazca vers la côte n'aurait eu qu'une influence mineure sur la productivité en augmentant les apports éoliens et de fer. Cependant nous verrons qu'il peut être intéressant de prendre en compte ce phénomène tectonique dans la modélisation.

De plus les variations de l'OMZ ont pu également modifier la dégradation de la matière organique et ainsi induire des variations dans les teneurs en carbone organique dans les sédiments. Il est généralement supposé que l'OMZ se développe en période glaciaire et s'étend en période interglaciaire (Rogers, 2000). Ceci peut s'expliquer par l'intensification du régime des vents en période froide qui favorise la ventilation des masses d'eau et ainsi leur oxygénation alors qu'en période chaude l'augmentation de la température et la stratification des masses d'eau diminuent la solubilité de l'oxygène. Les oscillations de l'OMZ sont confirmées par l'augmentation de la dénitrification en période interglaciaire, processus d'oxydation très actif en absence d'O₂ (Altabet et al., 1995).

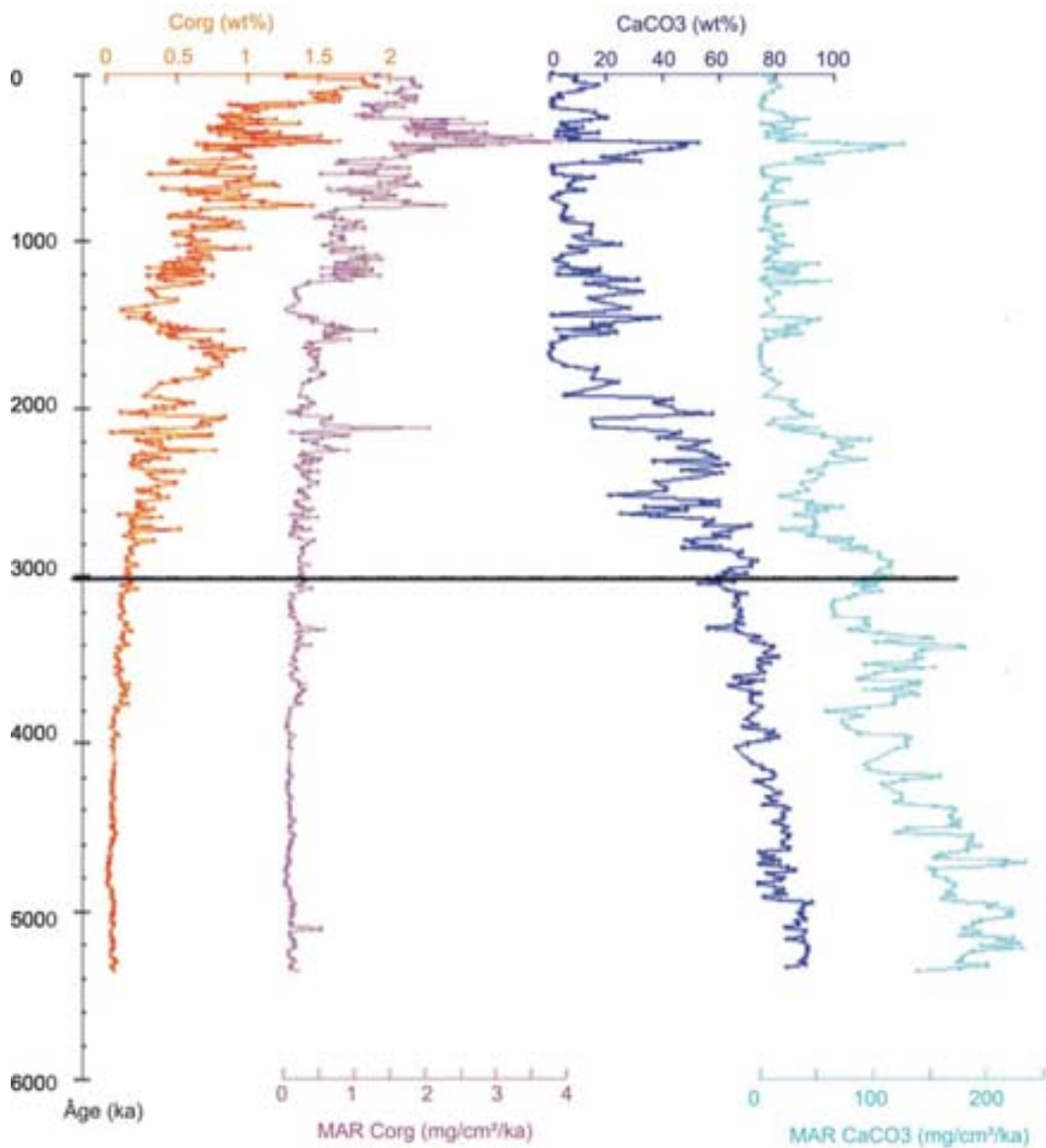


Figure IV-6 : Enregistrements sédimentaires au site 1237 des teneurs en Corg et CaCO₃ (%) et des taux d'accumulation massique de Corg et CaCO₃ (mg/cm²/ka) (Loulergue, 2004).

Ligne rouge : teneur en carbone organique (%)

Ligne mauve : taux d'accumulation massique du carbone organique (mg/cm²/ka)

Ligne bleu : teneur en carbonate de calcium (%)

Ligne turquoise : taux d'accumulation massique du carbonate de calcium (mg/cm²/ka)

II-1-3- Implications pour la modélisation

Comme dans le système du Benguela, carbonate de calcium et silice biogène sont des composants du matériel biogène dans le système d'upwelling du Pérou-Chili qui participent fortement à l'exportation de carbone organique et qui représentent d'excellents proxys pour la reconstruction des paléoproduktivités. Même si les causes des variations de la productivité sont différentes entre les deux systèmes, elles se traduisent par des modifications de la contrainte éolienne ou de la composition chimique des masses d'eau par exemple. Bien que les histoires climatique, océanographique et géologique soient très différentes, les 3 modèles offrent un large choix de scénarii qu'il serait intéressant de tester. C'est pourquoi, on peut envisager de modéliser la sédimentation biogène sur cette marge en modifiant la paramétrisation de ROMS - NPZD.

La particularité du système du Pérou-Chili est la présence d'une intense OMZ qui a fortement conditionné l'accumulation et la préservation de carbone organique dans les sédiments. On a vu que son extension, sa profondeur et son intensité connaissent une variabilité climatique. Les taux de dégradation et de dissolution dans NPZD sont constants dans toute la colonne d'eau. Ils peuvent être utilisés afin de représenter un bilan de la dégradation à l'issue de la chute du matériel depuis la surface vers le fond marin. En revanche, dans l'état actuel, il est impossible de représenter dans le modèle biogéochimique la localisation de l'OMZ. Lors d'une simulation globale on peut envisager de représenter arbitrairement les variations d'intensité de l'OMZ en modifiant les taux de dégradation entre chaque simulation ROMS - NPZD mais il serait préférable d'intégrer la modélisation de l'oxygène dans le modèle biogéochimique.

Toutefois, bien que pour la modélisation de la sédimentation biogène sur la marge namibienne nous n'ayons pas utilisé le module de diagenèse précoce, celui-ci a été développé afin de pouvoir prendre en compte différents taux de dégradation en fonction de la profondeur. Il serait donc possible de représenter les zones de contact de l'OMZ avec le fond marin qui assure la préservation de carbone organique.

Par ailleurs, la présence d'une OMZ implique la mise en place d'autres processus de dégradation (dénitrification, sulfato-réduction, etc.). Aucune loi dans NPZD ou DIONISOS ne permet de dissocier l'effet de la dégradation en fonction du type d'oxydant. Seul le bilan final compte.

L'interprétation correcte des taux d'accumulation nécessite la prise en compte dans la modélisation, des caractéristiques tectoniques de la marge sud américaine. En effet la subduction de la plaque Nazca sous la plaque sud américaine a généré un déplacement considérable du fond marin vers l'est (figure IV-7) qui a pu modifier l'enregistrement de la productivité biologique océanique (Lyle et al., 1992).

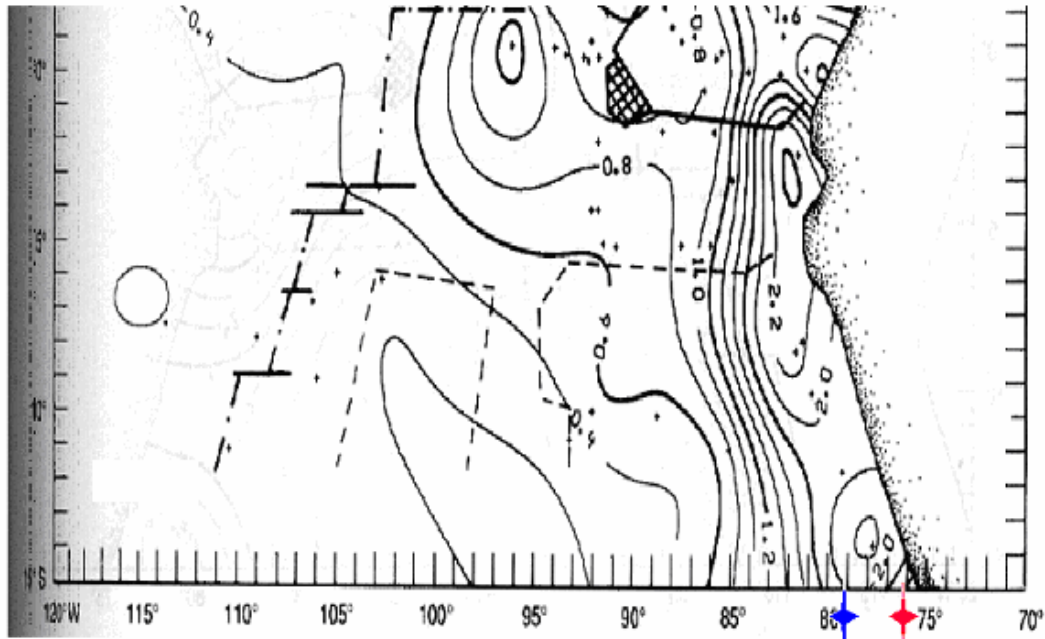


Figure IV-7: Position du site 1237 du leg ODP 202 actuellement à 140 km de la côte (croix rouge) et paléoposition il y a 5,3 Ma à 400 km de la côte (croix bleue), (Lyle et al., 1992).

II-2- Formation de Monterey

La formation de Monterey en Californie du Sud, déposée au Miocène est l'une des principales roches mères de la région et est de ce fait largement étudiée (figure IV-8). Elle est à l'origine de plusieurs gisements dans les bassins de Santa Maria et de Santa Barbara.

Le caractère siliceux de ces sédiments provient d'une accumulation dans un environnement de forte productivité biologique dans la couche euphotique et dans des eaux de fond anoxiques. Alors qu'il était initialement supposé que les masses d'eaux étaient approvisionnées en silice par le volcanisme fréquent (Bramlette, 1976), il a été montré que les boues à diatomées,

organismes développées dans des eaux émergentes à la surface de l'océan riches en nutriments, en étaient en réalité la source (Calvert, 1966).

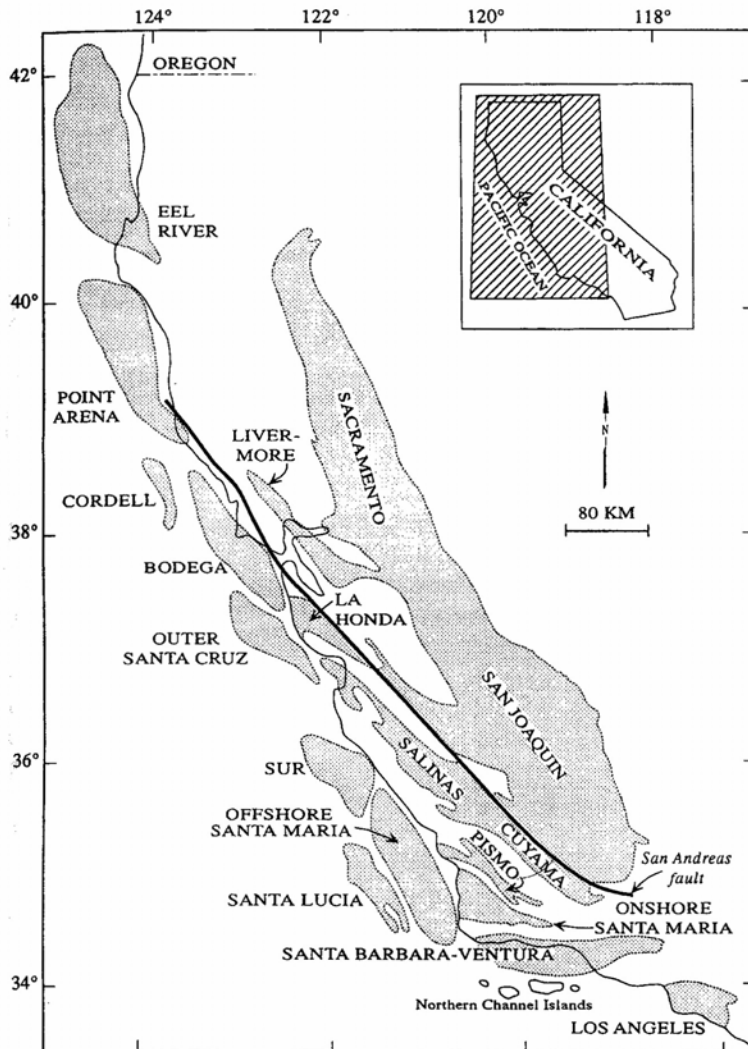


Figure IV-8: Carte des bassins Néogènes de Californie.

Ces bassins ne correspondent pas forcément aux bassins hydrographiques du Miocène. La formation de Monterey a été déposée en milieu marin et depuis la zone a été affectée par la rotation de blocs, le mouvement de failles et par d'autres événements tectoniques. Carte issue de Isaacs et al., (1996) dans Isaacs and Rullkoter, (2000).

II-2-1- Histoire géologique de la région

Les bassins de Santa Maria et de Santa Barbara sont des zones de subduction extrêmement faillées et plissées.

Le bassin de Santa Maria est un bassin Mésozoïque d'avant arc entre les montagnes de San Ynes et les montagnes de San Rafael, au centre duquel affleurent des roches volcaniques du plancher océanique et des roches intrusives. Au milieu du tertiaire, une période d'émergence et d'érosion a conduit au recouvrement de ces formations au Miocène inférieur par des dépôts de delta alluvial (conglomérats, sable, débris volcaniques). Dans ce bassin comme dans le

bassin de Santa Barbara orienté est-ouest, la formation de Monterey s'est déposée au milieu du Miocène pendant 10 Ma et a recouvert et drapé la topographie accidentelle contrôlée par le régime de failles anciennes (figure IV-9). Le haut niveau marin a favorisé le dépôt d'une couverture siliceuse, et de sédiments phosphatiques ou calcaires, pauvres en clastes et riches en matière organique (figure IV-10). L'intensification de la compression à la fin du Pliocène a conduit à l'émergence au dessus du niveau de la mer et à la formation d'anticlinaux et de synclinaux remplis de dépôts marins. Au Quaternaire, les dépôts sont fluviaux et côtiers.

La formation de Monterey particulièrement enrichie en matière organique et à fort caractère siliceux résulte de la forte productivité autour du Pacifique induite par l'intensification de la circulation océanique liée au contraste latitudinal de température initié par la glaciation vers 14 Ma.

Au Miocène, la circulation océanique peu profonde était dominée par le courant de Californie considéré alors comme un système d'upwelling productif à l'origine du dépôt de la formation. Cette hypothèse était essentiellement appuyée par l'orientation est-ouest des dépôts. Pourtant le courant moderne de Californie n'est pas l'un des courants les plus productifs et pourrait être classé parmi les régimes modérés. De plus la reconstruction de ses positions n'est pas évidente et est sujette à controverse. C'est pourquoi, on peut envisager que la réalisation d'une modélisation stratigraphique de la distribution de la matière organique à partir de la méthodologie développée dans ce travail permettrait de répondre à certaines questions.

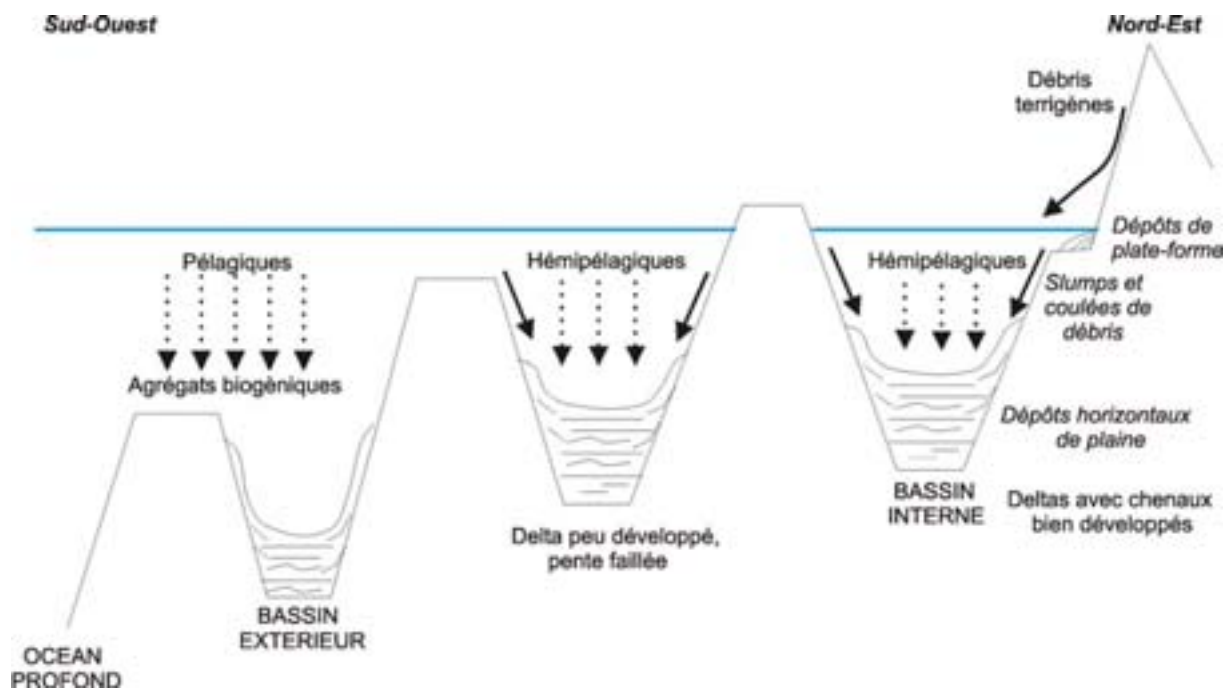


Figure IV-9: Modèle schématique des bassins modernes du Sud de la Californie. D'après Gorsline and Emery, (1959) dans Isaacs and Rullkötteret, (2000).

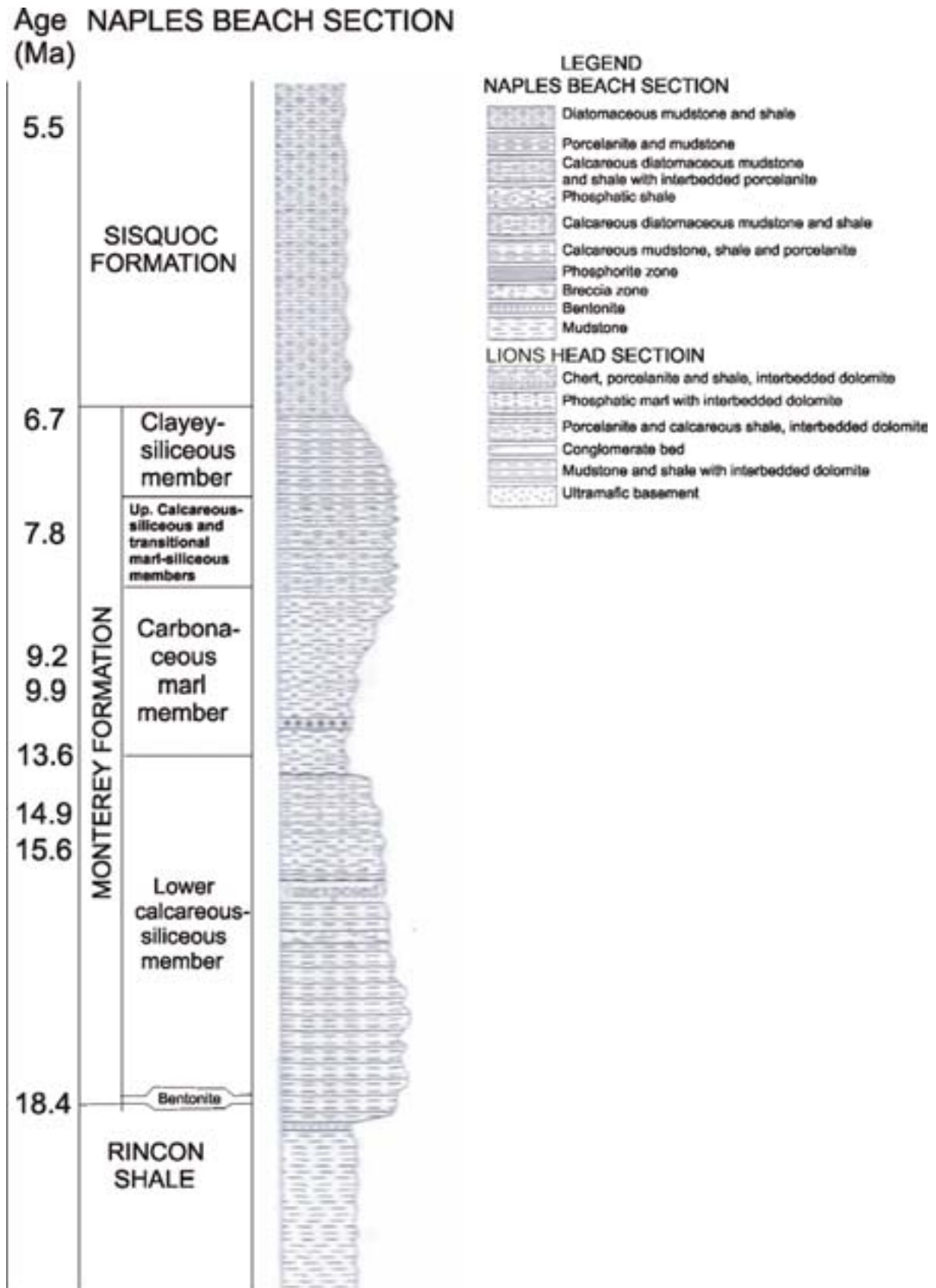


Figure IV-10 : Séquence stratigraphique de la formation de Monterey aux sites de Naples Beach et Lions Head (Isaacs and Rullkötteret, 2000).

II-2-2- Système d'upwelling de Californie actuel

Le système de courant de Californie (CCS) circule le long de la côte Nord Ouest américaine et représente la branche Est de la gire du Pacifique Nord. Ce courant alimente un intense upwelling côtier mis en place sous l'effet des vents du Nord longeant la côte et générés par un gradient de pression entre la cellule de forte pression au nord du Pacifique et un faible thermique sur la Californie.

Ce système d'upwelling est donc à l'origine de forte productivité biologique tout le long de la côte Nord Ouest américaine. Au Sud, les masses d'eau du CCS sont vieilles et appauvries en oxygène. De ce fait, les faibles concentrations en O₂ (<5µm) associées à l'intense flux de matière organique dans la colonne d'eau génèrent une zone d'oxygène minimum (OMZ) entre 150 et 800 m de profondeur. La dénitrification devient alors le principal processus de respiration, c'est-à-dire de dégradation de la matière organique.

L'analyse des teneurs en silice biogène et en carbone organique dans les sédiments a permis de reconstituer les variations de productivité sur les derniers 120 ka (Kienast et al., 2002). Les fortes teneurs en silice biogène sont clairement associées à de fortes productivités de surface mais cependant la relation entre la production de silice et son accumulation n'est pas évidente. Alors que la silice biogène devrait être intensément dissoute dans la colonne d'eau en raison de la sous-saturation des océans en acide silicique (Archer et al., 1993; Ragueneau et al., 2000), la tendance à l'agrégation des diatomées diminue le temps d'exposition de la silice biogène à la dégradation (Nelson et al., 1995; Ragueneau et al., 2000). Ce composant biogène est ainsi utilisé en tant qu'indicateur qualitatif pour la reconstitution de la production des diatomées.

Alors qu'il était supposé que le temps d'exposition à la dégradation était le principal facteur de contrôle de l'enfouissement de carbone organique, il a été démontré que la production biologique de surface avait une influence majeure. Il a de plus, été supposé que les forts taux de sédimentation et la protection physique d'associations organo-minérales favorisaient la préservation de carbone organique contre l'exposition à l'oxygène (Hartnett et al., 1998). Cependant Thunell et al., (2000) a mesuré des taux de dégradation de matière organique jeune similaires dans des bassins anoxiques et en océan ouvert et confirme le rôle majeur de la productivité biologique. Il existe en effet une relation positive entre la productivité, l'exportation de carbone organique et son enfouissement.

C'est pourquoi la variabilité des teneurs en Corg et SiO₂ reflète la variabilité glaciaire/interglaciaire. Des faibles teneurs ont été enregistrées pendant les stades isotopiques froids 2 et 4 alors qu'elles sont deux fois plus importantes pendant l'Holocène et le stade 5. La diminution de l'intensité de la productivité biologique est liée à la diminution de l'intensité de l'upwelling sous l'effet du déplacement de la cellule de haute pression du Nord Pacifique vers le sud au LGM. Les périodes d'upwelling réduit correspondent donc aux évènements d'Heinrich alors que les périodes d'upwelling plus intenses correspondent aux évènements Dansgaard-Oeschger (Kienast et al., 2000).

II-2-3- Processus de contrôle de l'accumulation de matière organique au Miocène

Lors du dépôt de la formation de Monterey, l'enfouissement de grandes quantités de matière organique ne semble pas relié positivement à la productivité biologique de surface et le fonctionnement actuel du CCS ne semble pas directement comparable aux conditions régnantes au Miocène. En vue de modéliser la distribution de la matière organique sur cette marge complexe nous avons cherché à rassembler les processus responsables de son accumulation à cette période.

La glaciation initiée il y a 14 Ma est à l'origine de l'augmentation de la productivité biologique et ainsi au dépôt de sédiments siliceux. En effet, l'intensification de la circulation marine liée au contraste latitudinal des températures dans le Pacifique Nord a permis la mise en place de systèmes d'upwelling.

Cependant, les fortes teneurs en carbone organique (6-16%) ne sont pas associées aux périodes de forte productivité biologique et sont observées dans des échantillons avec des assemblages de diatomées extrêmement dissous. A l'inverse, les faibles teneurs (3%) sont observées dans des échantillons où les assemblages de diatomées sont très bien préservés (Isaacs and Rullkötter, 2000) (figure IV-11).

Alors qu'un taux de sédimentation élevé a pour effet de protéger la silice biogène de la dissolution, les flux élevés de matériel terrigène favorisent la dilution de la matière organique. Ainsi les fortes teneurs en carbone organique sont associées à une sédimentation lente qui en revanche favorise la dissolution de la silice biogène.

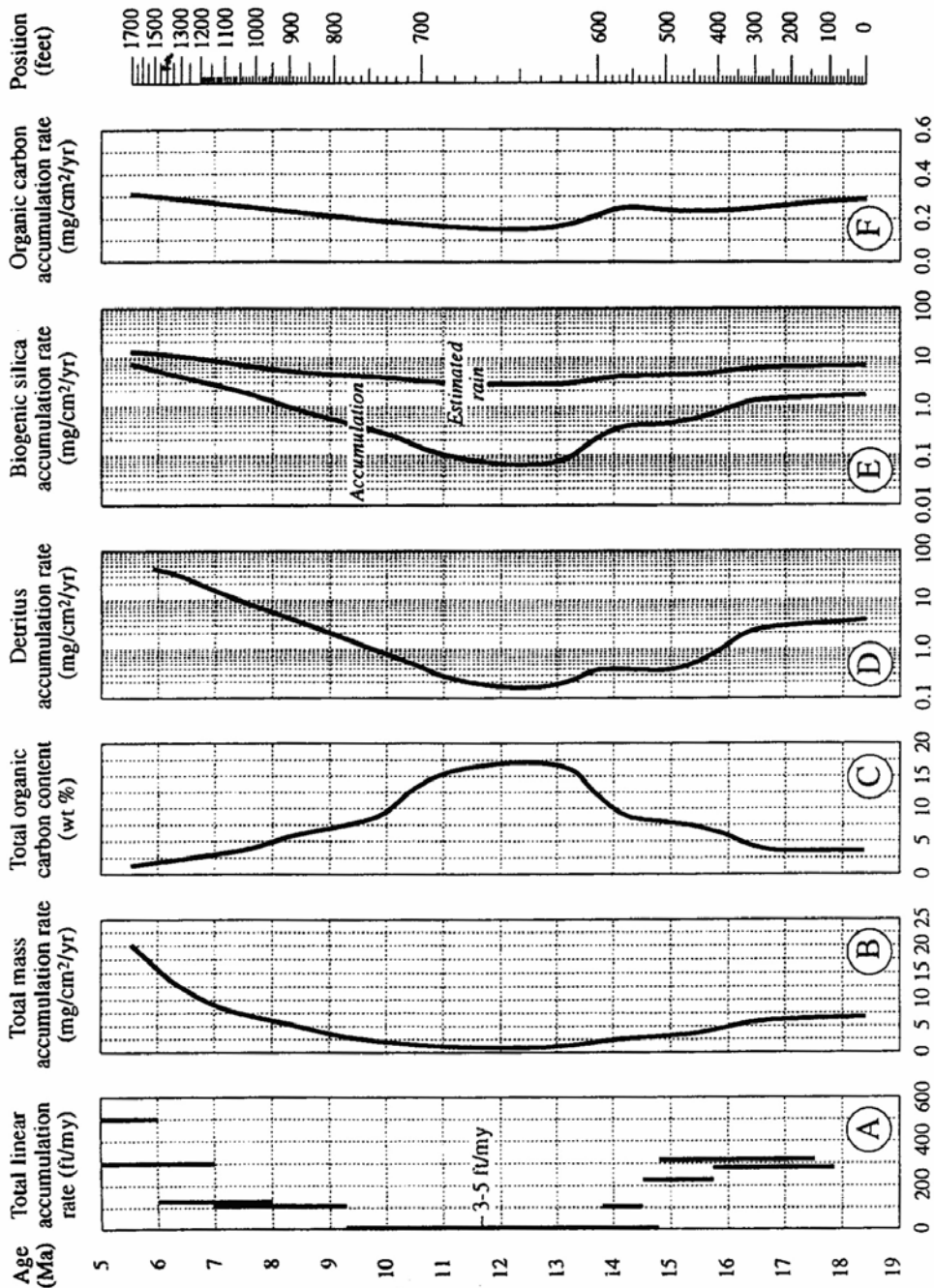


Figure IV-11 : Taux d'accumulation en fonction du temps. A) taux d'accumulation linéaires, Arends and Blake (1986) et Hornafius (1994). B) Modèle du taux d'accumulation massique long terme, Isaacs and Rullkötter (2000). C) Teneurs en carbone organique total. D) Taux d'accumulation massique long terme des débris terrigènes Isaacs and Rullkötter (2000). E) Taux d'accumulation massique long terme de silice biogène, Isaacs and Rullkötter (2000). F) Taux d'accumulation massique long-terme de carbone organique, Isaacs and Rullkötter (2000).

Sur cette marge, l'eustatisme a donc joué un rôle considérable sur l'accumulation de matière organique en modifiant les flux de débris terrigène et la circulation peu profonde qui contrôle la productivité biologique. Par exemple, une montée du niveau marin a pour conséquence une diminution des flux terrigènes et le déplacement de la circulation avec un déplacement de la productivité vers la côte. En un même point fixe, la sédimentation devient alors plus pélagique et les sédiments s'enrichissent ainsi en carbone organique. Berger, (1974) a mis en évidence dans les sédiments, une relation onshore/offshore représentative de la

II-2-4- Implications pour la modélisation

Au cours de cette thèse nous avons développé une méthodologie de modélisation de la distribution de la matière organique sur une marge continentale en océan ouvert et basée sur les conditions physiques, biogéochimiques et sédimentaire d'un système d'upwelling côtier actuel. Afin de valider la méthodologie, nous avons reconstruit la sédimentation biogène sur la marge namibienne au Quaternaire. Il serait intéressant de tester cette méthodologie pour des formations anciennes et le système de Courants de Californie représente un cas attractif. La formation de Monterey déposée au Miocène est le résultat de processus de distribution et préservation de matière organique différents de ceux actuellement observés.

Des études sur les derniers 120 ka, ont montré que le fonctionnement du CCS était similaire à celui du système du Benguela. Carbone organique et silice biogène s'accumulent en grande quantité en période de forte production biologique dans la couche euphotique c'est-à-dire en période d'intense upwelling. Les dépôts carbonatés sont alors associés aux périodes plus calmes et moins productives. Cependant alors qu'au large de Lüderitz l'upwelling est plus intense en période glaciaire qu'en période interglaciaire, c'est l'inverse le long de la marge californienne. De plus alors que la colonne d'eau sur la marge namibienne est très bien ventilée, il existe une OMZ entre 150 et 800 m au sud de la Californie.

Comme nous venons de le voir précédemment (II-1-3), la sédimentation biogène au Miocène n'est pas comparable à l'actuelle et les fortes teneurs en carbone organique ne sont pas associées aux périodes de forte production biologique. La modélisation du dépôt de la formation de Monterey à partir de notre méthodologie permettrait de mieux comprendre le rôle de la production biologique et de sa variabilité liée à la variabilité de la circulation océanique sur l'accumulation de matériel biogène sur cette marge complexe. Il faudrait alors considérer l'effet majeur de l'eustatisme et à plus long terme de la tectonique sur le déplacement de la circulation océanique et sur les flux de matériel terrigène. On envisage ainsi de fixer dans DIONISOS, des taux d'accumulation de débris terrigènes variables dans le temps pour générer la dilution du carbone organique en période très productive. Par ailleurs dans ROMS - NPZD, la dissolution de la silice biogène devrait être extrêmement intense en période de faible production. La production carbonatée serait alors privilégiée en période d'upwelling moins intense et de taux de sédimentation moins élevés.

CHAPITRE III- MODÉLISATION 3D ET PERSPECTIVES

Alors que DIONISOS permet de reconstruire le remplissage sédimentaire d'un bassin en 3D, nous avons développé une méthodologie de modélisation de la sédimentation biogène pour du 2D. Ce choix provient de l'utilisation du modèle couplé ROMS - NPZD qui n'est pas encore opérationnel pour du 3D mais qui est en cours d'élaboration à l'université de Bremen (Giraud, non publié). Il est donc actuellement impossible de calculer la distribution des flux de Corg, CaCO₃ et SiO₂ à l'interface eau/sédiments le long d'une marge continentale qui impliquerait l'utilisation d'une carte bathymétrique au lieu d'un profil. Cependant en considérant une topographie uniforme latéralement, mais variable vers le large en fonction de la distance à la côte, on peut envisager d'introduire dans DIONISOS à chaque maille latérale, les flux de matériel biogène calculés dans ROMS - NPZD à partir d'un profil.

La modélisation 3D a de nombreuses applications que ce soit en paléocéanographie pour l'évaluation du rôle de « pompe biologique » de l'océan au cours des temps géologiques ou que ce soit dans l'industrie pétrolière pour la modélisation de bassin et l'évaluation du potentiel de génération d'hydrocarbures.

III-1- Paléocéanographie : étude du rôle de pompe biologique de l'océan

Dans le contexte du réchauffement global induit par le rejet de CO₂ anthropique dans l'atmosphère, la prédiction du climat futur représente un intérêt majeur et implique la connaissance des causes des variations climatiques passées et leur relation avec le cycle du carbone.

L'océan représente un réservoir considérable de carbone et participe fortement à la modulation du climat. La nécessité d'améliorer la compréhension des relations entre productivité biologique océanique, chimie de l'océan, dioxyde de carbone atmosphérique et climat est donc d'une importance capitale. Pourtant les fluctuations de son rôle de « pompe biologique » au cours des temps géologiques et des cycles glaciaire – interglaciaire sont encore incertaines.

Les zones d'upwelling côtier, extrêmement productives, comptent pour 80 à 90% de la production nouvelle des océans modernes (Summerhayes et al., 1995a). Les fluctuations de l'approvisionnement en nutriments ont pu modifier l'intensité de la production biologique et de ce fait contrôler le rôle de source ou de puits de carbone des systèmes d'upwelling. Les mécanismes de séquestration du carbone dans les sédiments marins dans ces zones font

l'objet de nombreux travaux afin d'améliorer la compréhension du rôle de « pompe biologique » sur la modulation des concentrations en CO₂ atmosphérique.

A partir d'un grand nombre de carottes réparties sur la marge namibienne (sédiments de surface et carottages gravitaires) Mollenhauer et al., (2002) a interprété la distribution des taux d'accumulation massique du carbone organique dans les sédiments à l'Holocène et au LGM. Elle a ainsi réalisé des cartes de répartition afin de calculer le budget régional en carbone organique. Les résultats de son étude montrent qu'à l'échelle de ce cycle glaciaire – interglaciaire la différence d'enfouissement de carbone organique est relativement faible.

Pour accéder à la contribution totale de la production biologique sur la réduction CO₂ atmosphérique dans le système du Benguela, il serait judicieux de quantifier les changements dans la chimie des carbonates qui influencent l'exportation de matière organique. Sur la marge namibienne, les processus de préservation et dissolution des carbonates contrôlent fortement la concentration de matière organique dans les sédiments (Bertrand et al., 2002).

La modélisation que nous avons développée au cours de cette thèse reproduit la distribution de la matière organique dans les sédiments marins en prenant en compte l'effet global des processus de production, préservation/dégradation, transport et enfouissement et des relations avec deux des autres composants du matériel biogène (silice biogène et carbonate de calcium). Son utilisation en 3D permettrait de calculer le budget de carbone organique enfoui dans les sédiments à l'échelle du système du Benguela. Il serait possible de calculer le bilan de masse de carbone organique piégé à différentes périodes climatiques à partir de la modélisation de l'ensemble des processus contrôlant l'accumulation de matière organique. Cette approche permettrait alors d'obtenir des informations sur la distribution du carbone organique plus fiables que celles obtenues à partir de l'interpolation entre plusieurs carottes et améliorerait l'estimation des fluctuations de l'efficacité de la « pompe biologique » au cours des temps géologiques.

III-2- Géologie Pétrolière : Modélisation de Bassin

La modélisation de bassin 3D est un outil qui améliore considérablement la compréhension d'un système pétrolier en vue de son exploitation. La migration des hydrocarbures dans un réservoir, leur piégeage et les masses d'huile et de gaz sont à présent correctement simulés. Malgré la complexité des concepts physiques, la formulation mathématique des équations ne contraint pas la modélisation. En revanche, elle est limitée par l'interprétation structurale de la géologie et l'analyse des résultats doit prendre en compte le

degré de fiabilité des paramètres d'entrée. Géologues, géophysiciens et géochimistes doivent généralement déduire ces informations à partir de données de sismiques et de carottes qui ne fournissent qu'une vision partielle du système. L'interprétation de l'évolution 3D de la géométrie, de la distribution des faciès ou des teneurs en carbone organique et des flux de chaleur est délicate.

La méthodologie de modélisation stratigraphique développée dans ce travail permet de reproduire la distribution de matière organique dans les sédiments à différents intervalles de temps. Cette distribution a été déduite de processus de production, dégradation/préservation et transport en fonction de conditions climatiques, océanographiques, biogéochimiques et sédimentaires. Utilisée en association avec les données de terrain, la prédiction de la distribution de la matière organique améliorerait considérablement la fiabilité des paramètres d'entrée de la modélisation de bassin.

C'est pourquoi il est absolument nécessaire de développer la modélisation stratigraphique de la distribution de la matière organique en 3D. Ainsi DIONISOS – ROMS – NPZD seraient utilisés en vue de simulations de TEMIS 3D.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

En milieu marin, la matière organique fait l'objet de nombreuses recherches pour améliorer d'une part la compréhension du rôle de l'océan dans le piégeage de CO₂ atmosphérique au cours des cycles climatiques et d'autre part pour améliorer la compréhension de la formation des roches mères jusqu'en domaine profond.

La modélisation numérique est un outil largement utilisé dans les disciplines de l'océanographie, de la paléocéanographie et de la prospection pétrolière. Actuellement les modèles stratigraphiques offrent de nombreuses possibilités pour reproduire des phénomènes géologiques et reconstituer l'histoire du remplissage d'un bassin sédimentaire par différentes lithologies. Ils sont cependant limités pour reproduire les processus physiques et biogéochimiques contrôlant l'accumulation de matière organique en milieu marin. Ces processus sont généralement étudiés et modélisés isolément en raison de la diversité des échelles de temps et d'espace auxquelles ils interviennent. Une vision globale du cycle de la matière organique depuis sa production jusqu'à sa fossilisation est donc encore délicate. C'est pourquoi, l'objectif de cette thèse était de développer une modélisation prenant en compte les principaux facteurs physiques, biogéochimiques et sédimentaires contrôlant l'accumulation de matière organique en milieu marin, depuis la plate-forme jusqu'en domaine profond. Pour cela, il a été utilisé et amélioré un modèle couplé physique - biogéochimique (ROMS – NPZD) simulant les flux de matériel biogène (Corg, CaCO₃ et SiO₂) sur une marge continentale en conditions d'upwelling côtier. Ces flux sont introduits dans un modèle stratigraphique (DIONISOS) et participent ainsi à la sédimentation biogène sur la marge.

Cette méthodologie a été développée et testée à partir des travaux et des données disponibles sur le système d'upwelling côtier du Benguela (marge namibienne, Afrique Sud Ouest). Plusieurs simulations ont été réalisées afin de représenter la variabilité climatique quaternaire (force du vent, niveau marin, fertilité des masses d'eau) de ce système dans la stratigraphie et de mettre en évidence le rôle majeur de la production biologique pour l'accumulation de grande quantité de matière organique jusqu'en domaine profond.

Les résultats ont été analysés sous différents aspects tels que l'architecture des dépôts et la distribution dans les sédiments du carbone organique, du carbonate de calcium et de la silice biogène.

Ils ont montré que :

Les processus sélectionnés et paramétrés d'après les données de terrain permettent de reproduire une accumulation importante de matière organique sur une marge continentale passive puisque des teneurs en Corg comprises entre 5% et parfois plus de 15% ont été simulées.

Conformément aux données de terrain, les teneurs en Corg sont maximales pendant les périodes glaciaires et en haut de pente puis diminuent vers le bas de pente. Elles sont en revanche légèrement supérieures à celles mesurées dans les carottes de la mission NAUSICAA-IMAGES II car la diagenèse précoce n'a pas été prise en compte dans le modèle stratigraphique et les apports terrigènes, très faibles sur la marge namibienne, ont été négligés. Bien qu'une loi de diagenèse précoce ait été introduite dans DIONISOS, elle ne s'est pas révélée satisfaisante pour être appliquée dans les simulations et nécessite de ce fait, une amélioration, notamment l'introduction de deux fractions de matière organique labile et réfractaire.

L'introduction de deux nouvelles fonctions dans ROMS – NPZD a permis de représenter dans les sédiments les relations entre les 3 composés biogènes : Corg, CaCO₃ et SiO₂. **Il a ainsi été enregistré dans la stratigraphie, au cours des cycles climatiques, le type de production biologique, siliceuse ou carbonatée.**

Cependant, ces fonctions sont insuffisantes pour tenir compte des relations de compétition entre les espèces phytoplanctoniques (coccolithophoridés et diatomées essentiellement) qui génèrent une distribution spatiale des différents producteurs primaires à la surface de l'océan et qui se répercute sur la distribution dans les sédiments. C'est pourquoi elles ont été modifiées et améliorées mais n'ont pas encore été testées et calibrées.

Les teneurs des 3 composés, Corg, CaCO₃ et SiO₂ dans les sédiments sur l'ensemble de la marge fluctuent en phase avec les cycles climatiques simulés. La distribution temporelle du matériel biogène reflète :

- le régime éolien qui active plus ou moins intensément l'émergence d'eau profonde et permet ainsi l'approvisionnement en nutriments dans les couches de surface nécessaires à la production primaire,

- le niveau marin qui détermine la profondeur et l'extension de la plate-forme et participe ainsi à la structure de l'upwelling (localisation de la cellule côtière et mise en place de la seconde cellule) favorisant plus ou moins un régime productif,
- la quantité et la qualité des nutriments dans les masses d'eau approvisionnant l'upwelling qui déterminent le type de producteurs primaires (siliceux ou carbonatés).

Ces teneurs reflètent également des processus moins variables au cours des cycles climatiques:

- les processus de dégradation dans la colonne d'eau toujours bien ventilée sur la marge namibienne contrairement à la marge sud ouest américaine par exemple,
- les processus d'agrégation qui accélèrent la vitesse de chute des particules et diminuent le temps d'exposition à la dégradation de la matière organique mais dont les conditions chimiques au sein des agrégats peuvent avoir un effet non négligeable sur la dissolution de la silice biogène et du carbonate de calcium.

L'architecture des dépôts est le résultat de l'action combinée des variations du niveau marin et de la distribution de la production biologique en surface en association avec les processus de transport (courant et contre courant d'Ekman de fond, transport gravitaire long terme sur le fond). Il a été mis en évidence le transfert de matière organique accru vers la pente en période glaciaire, conformément aux reconstitutions. De plus, il a été observé que peu de sédiments biogènes se déposaient sur la plate-forme en raison des conditions dynamiques et de sa plus faible extension en bas niveau marin. Sur la pente, l'accumulation reste également faible en raison de l'utilisation d'un profil bathymétrique lissé alors que le profil réel de la marge possède des irrégularités pouvant limiter le transport gravitaire. En revanche le haut et le bas de pente représentent des zones d'accumulation préférentielles.

La méthodologie développée s'est révélée efficace pour reproduire la distribution de matière organique en milieu marin à l'échelle d'une marge continentale depuis la plate-forme jusqu'au domaine profond et jusqu'à l'échelle de temps minimale des cycles climatiques liés à la précession (40 ka).

De nouveaux scénarii de simulation (profil bathymétrique réel, fraction terrigène, eustatisme, etc.) ainsi que des modifications des logiciels (relations de compétition entre les espèces

productrices, diagenèse précoce, re-suspension, etc.) ont été proposés afin d'améliorer la reproduction de la réalité.

La distribution de la matière organique résulte alors de la modélisation de la variabilité de ses principaux facteurs de contrôle : dynamique océanique, conditions trophiques dans la colonne d'eau, conditions d'oxygénation dans la colonne d'eau et dans les sédiments, processus sédimentaires.

Développer cette méthodologie en 3D est une perspective extrêmement intéressante en paléocéanographie et en prospection pétrolière. Il est possible d'envisager des bilans de masse de carbone organique contenus dans les sédiments et d'évaluer le rôle de puits ou de source de CO₂ d'un système océanique au cours des temps géologiques. D'autre part, une telle modélisation en 3D de la distribution de la matière organique améliorerait considérablement les informations d'entrée pour la modélisation de bassin reproduisant la génération d'hydrocarbures dans un réservoir.

BIBLIOGRAPHIE

- Accarie, H. (1996). La géochimie isotopique de carbone ($\delta^{13}C$) comme outil stratigraphique. Application à la limite Cénomanién/Turonien en Tunisie centrale. *C.R.Acad. Sci.Paris* 322(série II a): 579-586.
- Allredge, A. L. (1998). The carbon, nitrogen and mass content of marine snow as a function of aggregate size. *Deep-Sea Research I* 45: 529-541.
- Allredge, A. L., C. C. Gotschalk and S. MacIntyre (1987). Evidence for sustained residence of macrocrustacean fecal pellets in surface waters off southern California. *Deep Sea Research* 34: 1641-1652.
- Allredge, A. L. and M. W. Silver (1988). Characteristic, dynamics and significance of marine snow. *Progress In Oceanography* 20: 41-82.
- Altabet, M. A., R. François, D. W. Murray and W. L. Prell (1995). Climate-related variations in denitrification in the Arabian sea from sediment $^{15}N/^{14}N$ ratios. *Nature* 373: 506-509.
- Andrews, W. R. H. and L. Hutchings (1980). Upwelling in the southern Benguela Current. *Progress In Oceanography* 9: 1-81.
- Antoine, D., J. M. Andre and A. Morel (1996). Oceanic primary production .2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Global Biogeochemical Cycles* 10: 57-69.
- Arakawa, A. and V. R. Lamb (1977). Methods of computational physics. *Academic press*.
- Archer, D. (1996a). A data-driven model of the global calcite lysocline. *Global Biogeochemical Cycles* 10 (3): 511-526.
- Archer, D., S. Emerson and C. R. Smith (1989). Direct measurement of the diffusive sublayer at the deep-sea floor using oxygen micro-electrodes. *Nature* 340: 623-626.
- Archer, D., M. Lyle, K. Rodgers and P. Froelich (1993). What controls opal preservation in tropical deep-sea sediments. *Paleoceanography*. 8: 7-21.
- Archer, D. and E. Maier-Reimer (1994). Effect of Deep-Sea Sedimentary Calcite Preservation On Atmospheric CO_2 Concentration. *Nature* 367: 260-263.
- Armstrong, R., C. Lee, J. Hedges, S. Honjo and S. Wakeham (2002). A new mechanistic model for organic carbon fluxes in the ocean based on the quantitative association of POC with ballast minerals. *Deep-Sea Research II* 49: 219-236.
- Bagnol, R. A., (1966). An approach to the sediment transport problem from general physics, *U.S. Geological Survey. Prof. Paper*, 422-I, 1-37.
- Bard, E., B. Hamelin, M. Arnold, L. Montagnonni, G. Cabioch, G. Faure and F. Rougerie (1996). Deglacial sea-level record from Tahiti and the timing of global meltwater discharge. *Nature* 382: 241-244.
- Barker, J. M. (1979). Sulfur. *Mining Engineering* 31(5): 576-577.
- Barton, E. D., A. Huyer and R. L. Smith (1977). Temporal variation observed in the hydrographic regime near Cabo Corveiro in the NW African upwelling region, February to April 1974. *Deep-Sea Research* 24: 7-23.
- Berelson, W. (2002). Particles settling rates increase with depth in the ocean. *Deep Sea Research II* 49: 237-251.
- Berelson, W. M., D. E. Hammond, J. F. Mc Manus and T. E. Kilgore (1994). Dissolution Kinetics Of calcium carbonate in Equatorial Pacific sediments. *Global Biogeochemical Cycles* 8: 219-235.

- Berelson, W. M., K. Johnson, K. Coale and H. C. Li (2002). Organic matter diagenesis in the sediments of the San Pedro shelf along a transect affected by sewage effluent. *Continental Shelf Research* 22(6-7): 1101-1115.
- Berger, W., V. Smetacek and G. Wefer (1989). Productivity of the ocean : present and past, Dahlem Workshop Reports. *Life Sciences Research Report* 44.
- Berger, W. H. (1970). Biogenous deep-sea sediments: fractionation by deep-sea circulation. *The Geological Society of America Bulletin* 81: 1385-1402.
- Berger, W. H. (1974). Deep-sea sedimentation. *Geology of Continental Margins*. C. A. Burk and C. L. Drake. New-York, Springer-Verlag: 213-242.
- Berger, W. H. and G. Wefer (1990). Export production: seasonality and intermittency, and paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology (Global & Planetary Change Section)* 89(3): 245-254.
- Berger, W. H., G. Wefer, C. Richter, C. B. Lange, J. Giraudeau, O. Hermlin and S. S. Party (1998). The Angola-Benguela upwelling system: paleoceanographic synthesis of shipboard results from Leg 175. *Proceeding. ODP, Initial Report, 175*. G. Wefer, W. H. Berger and C. Richter: 505-532.
- Berner, R. (1964). An idealized model of dissolved sulphate distribution in recent sediments. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 28: 1497-1503.
- Berner, R. (1980). Early Diagenesis, A Theoretical Approach. *Princeton University, Press*.
- Berit, G. R. (1976). Les eaux froides côtières du Gabon à l'Angola sont-elles dues à un upwelling d'Ekman?
- Bertrand, P. (1998). Les systèmes d'upwelling côtier et la variabilité climatique pendant le Quaternaire récent. *Oceanis* 24(1): 61-93.
- Bertrand, P., Y. Balut, R. Schneider, M.-T. Chen, J. Rogers and S. participants (1997). Scientific report of the NAUSICAA-IMAGES coring cruise: La Reunion October 20, 1996 – La Reunion November 25, 1996 aboard the S/V Marion Dufresne. *Rapport de l'Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaire*: 1-381.
- Bertrand, P., J. Giraudeau, B. Malaize, P. Martinez, M. Gallinari, T. F. Pedersen, C. Pierre and M. T. Vénec-Peyre (2002). Occurrence of an exceptional carbonate dissolution episode during early glacial isotope stage 6 in the Southeastern Atlantic. *Marine Geology* 180(1-4): 235-248.
- Bertrand, P. and E. Lallier-Vergès (1993). Past sedimentary organic matter accumulation and degradation controlled by productivity. *Letters to Nature* 364: 786-788.
- Bertrand, P., T. F. Pedersen, P. Martinez, S. Calvert and G. Shimmiel (2000). Sea level impact on nutrient cycling in coastal upwelling areas during deglaciation: Evidence from nitrogen isotopes. *Global Biogeochemical Cycles* 14(1): 341-355.
- Bertrand, P., T. F. Pedersen, R. Schneider, G. Shimmiel, E. Lallier-Verges, J. R. Disnar, D. Massias, J. Villanueva, N. Tribovillard, A. Y. Huc, X. Giraud, C. Pierre and M.-T. Vénec-Peyre (2003). Organic-rich sediments in ventilated deep-sea environments: Relationship to climate, sea level, and trophic changes. *Journal of Geophysical Research C: Oceans* 108(2): 27-1.
- Bertrand, P., G. Shimmiel, P. Martinez, F. Grousset, F. Jorissen, M. Paterne, C. Pujol, I. Bouloubassi, P. Buat Menard, J.-P. Peypouquet, L. Beaufort, M.-A. Sicre, E. Lallier-Verges, J. M. Foster, Y. Ternois and the other participants of Sedorqua Program (1996). The glacial ocean productivity hypothesis: the importance of regional temporal and spatial studies. *Marine Geology* 130: 1-9.
- Betzer, P., W. Showers, E. Laws, C. Winn, G. Dituillio and P. Kroopnick (1984). Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153W in the Pacific Ocean. *Deep Sea Research II* 31: 1-12.

- Birch, G. F., J. Rogers, J. M. Bremmer and G. J. Moir (1976a). Sedimentation controls on the continental margin of Southern Africa. *Proceeding 1st Interdisciplinary Conference of Marines Freshwater Research of South Africa*,.
- Blanke, R. (2004). Sédimentation organique profonde associée au système d'upwelling du courant du Benguela (Atlantique Sud Est). Facteurs de contrôle à l'échelle de la marge au cours du Quaternaire. Département de Géologie Sédimentaire, UMR 5143, Université Pierre et Marie Curie.
- Blumberg, A. and G. Mellor (1987). A description of a three-dimensional coastal ocean circulation model. Washington, *American Geophysical Union*.
- Bosscher, H. (1992). Growth potential of coral reefs and carbonate platforms. Amsterdam, Vrije Universiteit.
- Bramlette, M. N. (1976). The Monterey Formation of California and the Origin of its Siliceous Rocks. Washington, D.C., *U.S. Government*.
- Bremner, J. (1981). Shelf morphology and surficial sediment of central and northern South West Africa (Namibia). *Geo-Marine Letters* 1: 91-96.
- Buesseler, K. (1998). The decoupling of production and particulate export in the surface ocean. *Global Biogeochemical Cycles* 12(2): 297-310.
- Calvert, S. and T. Pedersen (1993). Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments: Implications for the geological record. *Marine Geology* 113(1-2): 67-88.
- Calvert, S. E. (1966). Accumulation of diatomaceous silica in the sediments of the gulf of California. *Bulletin of the Geological Society of America* 77: 569-596.
- Canfield, D. (1993). Organic Matter Oxidation in Marine Sediments, From Interactions of C, N, P and S, Biogeochemical Cycles and Global Change.
- Caron, M. (1999). Estimation de la durée de l'événement anoxique global au passage Cénomaniens/Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la formation Bahloul en Tunisie centrale. *Bulletin de la Société de Géologie Française* 170(n° 2): 145-160.
- Chapman, P. and L. V. Shannon (1985). The Benguela ecosystem. Part II. Chemistry and related processes. *Oceanography and Marine Biology. M. Barnes, Annual Review Aberdeen University Press*. 23: 183-251.
- Chesselet, R. (1979). Modes of settling and organic input to the sediment seawater interface, a review, Biogéochimie de la Matière Organique à l'interface eau-sédiments marins. *Colloques internationaux du CNRS* 293.
- Demaison, G. and G. Moore (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 64(8): 1179-1209.
- Diester-Haass, L., P. A. Meyers and P. Rothe (1990). Miocene history of the Benguela current and Antarctic ice volumes: Evidence from rhythmic sedimentation and current growth across the Walvis Ridge (deep sea drilling project sites 362 and 532). *Paleoceanography* 5: 685-707.
- Diester-Haass, L., P. A. Meyers and P. Rothe (1992). The Benguela Current and associated upwelling on the southwest African margin : a synthesis of the Neogene-Quaternary sedimentary record at DSPD sites 362 and 332. *Upwelling systems : Evolution since the Early Miocene. C. P. Summerhayes, Prell, W.L., Emeis, K.C., Geological Society of London Special Publication*. 64: 331-342.
- Dingle, R. V. and Q. B. Hendey (1984). Late mesozoic and tertiary sediment supply to the eastern Cape basin (SE Atlantic) and paleo-drainage systems in southwestern Africa. *Marine Geology* 56: 13-26.
- Dixit, S. and A. Johan Van Bennekom (2001). Processes controlling solubility of biogenic silica and pore water build-up of silicic acid in marine sediments. *Marine Chemistry* 73: 333-352.

- Doligez, B., F. Bessis, J. Burrus, P. Ungerer and P. Y. Chenet (1986). Integrated numerical simulation of sedimentation, heat transfer, hydrocarbon formation and fluid migration in a sedimentary basin: the thermis model. *Thermal modelling in sedimentary basins, proceedings of the 1st IFP research conference on exploration, Carcans*.
- Doligez, B., H. Beucher, F. Geffroy and Eschard R. (1999a). Integrated reservoir characterization : improvement in heterogeneities stochastic modlling by integration of additional external constraints. *Reservoir Characterization-Recent Advances, AAPG Mem. Schatzinger and Jordan*. 71: 333-342.
- Dow, W. G. (1977a). Petroleum source beds on continental slopes and rises. *AAPG Continuing Education Course Note Series 5*: D1-D37.
- Einsele, G. (1992). Sedimentary Basins. Evolution, facies and sediment Budget. Berlin.
- Emeis, K. C., H. Doose, A. Mix and D. Schulz-Bull (1995). Alkenone sea-surface temperatures and carbon burial at site 846 (eastern equatorial pacific ocean): the last 1.3 M.Y. *Ocean drilling program, scientific results. N. G. Pisias, L. A. Mayer, T. R. Janecek, A. Palmer-Julson and T. H. Van Andel*. 138.
- Emeis, K. C. and J. W. Morse (1990). Organic carbon, reduced sulfur, and iron relationships in sediments of the peru margin, site 680 and 688. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. E. Suess, R. Von Huene and Al*. 112: 441-453.
- Emerson, S. and M. Bender (1981). Carbon fluxes at the sediment-water interface of the deep-sea: calcium carbonate preservation. *Journal of Marine Research* 39: 139-161.
- Emery, K. O., E. Uchupi, C. O. Bowin, J. Phillips and S. E.S.W. (1975). Continental margin of western Africa: cape St. Francis (South Africa) to Walvis Ridge (South West Africa). *Bulletin of the American Association of Petroleum Geology*. 59: 3-59.
- Eppley, R. and B. Peterson (1979). Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature* 282: 677-680.
- Espitalié, J., J. L. Laporte, M. Madec, F. Marquis, D. Pillot and C. Bocard (1977). Méthode rapide de caractérisation des roches mères, de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 32: 23-45.
- Espitalie, J., K. Senga makadi and J. Trichet (1984). Role of the mineral matrix during kerogen pyrolysis. Advances in organic geochemistry 1983. *Organic Geochemistry* 6: 365-382.
- Fischer, G., V. Ratmeyer and G. Wefer (2000). Organic carbon fluxes in the Southern Ocean: relationship to primary production compiled from satellit radiometer data. *Deep-sea Research II* 47: 1961-1997.
- Freudenthal, T., H. Meggers, J. Henderiks, H. Kuhlmann, A. Moreno and G. Wefer (2002). Upwelling intensity and filament activity off Morocco during the last 250,000 years. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography* 49: 3655-3674.
- Froehlich, P., G. Klinkhammer, M. Bender, N. Luedtke, G. Heath, D. Cullen and P. Dauphin (1979). Early oxydation of organic matter in pelagic sediments of eastern equatorial Atlantic : suboxic diagenesis. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 43: 1075-1090.
- Gargett, A. E. (1991). Physical processes and the maintenance of nutrient-rich euphotic zones. *Limnology and Oceanography* 36: 1527-1545.
- Giraud, X. (2001). Reconstitution paléocéanographique du signal $\delta^{15}\text{N}$: modélisation couplée physique et biogéochimique d'un upwelling côtier. Ecole doctorale des Sciences du vivant, Géosciences et Sciences de l'Environnement, Université de Bordeaux1: 198.
- Giraud, X., V. Bertrand, V. Garçon and I. Dadou (2000). Modeling $\delta^{15}\text{N}$ evolution: First palaeoceanographic applications in a costal upwelling system. *Journal of Marine Research* 58: 609-630.
- Giraudeau, J., G. W. Bailey and C. Pujol (2000). A high-resolution time-series analyses of particle fluxes in the Northern Benguela coastal upwelling system: Carbonate record

- of changes in biogenic production and particle transfer processes. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 47(9-11): 1999-2028.
- Giraudeau, J., P. A. Meyers and B. A. Christensen (2002). Accumulation of organic and inorganic carbon in Pliocene-Pleistocene sediments along the SW African margin. *Marine Geology* 180(1-4): 49-69.
- Goldman, J. C. (1988). Spatial and temporal discontinuities of biological processes in pelagic surface waters. *Toward a theory of biological-physical interactions in the world ocean*. B. J. Rothschild, Dordrecht: Kluwer: 273-296.
- Gonzalez, H. E., M. Sobarzo, D. Figueroa and E.-M. Nöthig (2000a). Composition, biomass and potential grazing impact of the crustacean and pelagic tunicates in the northern Humboldt Current area off Chile: differences between El Niño and non-El Niño years. *Marine Ecology Progress* 195: 201-220.
- Gorsline, D. S. and K. O. Emery (1959). Turbidity-current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off southern California. *GSA Bulletin* 70 (3): 279-290.
- Granjeon, D. (1997). Modélisation stratigraphique déterministe: conception et applications d'un modèle diffusif 3D multilithologique, Université de Géosciences de Rennes.
- Griffiths, C. M., C. Dyt, E. Paraschivoiu and K. Liu (2001). SEDSIM in hydrocarbon exploration. *Geological modeling and simulation: sedimentary systems*. J. C. Davis: 71-117.
- Gründlingh, M. L. (1999). Surface currents derived from satellite-tracked buoys off Namibia. *Deep-Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 46(1-2): 453-473.
- Guérillot, D., J. L. Rudkiewicz, C. Ravenne, G. Renard and A. Galli (1989). An integrated model for computer aided reservoir description : from outcrop study to fluid flow simulations. *Proceedings of the 5th European Symposium on Improved Oil recovery, Budapest*.
- Guillén, O. and R. I. Rondán (1974). Productividad de las aguas costeras frente al Perú. I Parte: Medio ambiente y producción primaria. Perú-Callao.
- Hagen, E., R. Feistel, J. J. Agenbag and T. Ohde (2001). Seasonal and interannual changes in intense Benguela upwelling (1982-1999). *Oceanologica Acta* 24(6): 557-568.
- Harris, C. K. and P. Wiberg (2002). Across-shelf sediment transport: Interactions between suspended sediment and bed sediment. *Journal of Geophysical Research C: Oceans* 107(1): 8-1.
- Hartnett, H. E., R. G. Keil and J. I. Hedges (1998). Influence of oxygen exposure time on organic carbon preservation in continental margin sediments. *Nature* 391: 572-574.
- Hay, W. W. and J. C. Brock (1992). Temporal variation in intensity of upwelling off southwest Africa.
- Hebbeln, D., M. Marchant, T. Freudenthal and G. Wefer (2000). Surface sediment distribution along the Chilean continental slope related to upwelling and productivity. *Marine Geology* 164: 119-137.
- Henrichs, S. M. (1992). Early Diagenesis of Organic-Matter in Marine-Sediments - Progress and Perplexity. *Marine Chemistry* 39: 119-149.
- Herbin, J. P. and e. al. (1987). Cretaceous deposits from the lower continental rise off Cape Hateras : organic geochemistry and dinoflagellate cysts, and the Cenomanian/Turonian boundary event at sites 603 (Leg 93) and 105 (Leg 11). *Initial Reports of the DSDP 93*. e. J.E. van Hinte and S.W. Wise. Washington, U.S, Government Printing Office: 1139-1162.
- Honjo, S. (1975). Dissolution of suspended coccoliths in the deep-sea water column and sedimentation of coccolith ooze. *Dissolution of deep-sea carbonates*. W. Sliter, A. W. H. Bé and W. H. Berger. Washington DC, Cushman Found. Foraminiferal Research. 13: 115-128.

- Honjo, S. (1976). Coccoliths: production, transportation and sedimentation. *Marine Micropaleontology* 1: 65-79.
- Honjo, S. (1978). Biogenic carbonate particles in the ocean; do they dissolve in the water column? *The fate of fossil fuel CO₂ in the oceans*. N. Andersen and A. Malahoff. New York, Plenum Press: 295-321.
- Honjo, S., K. W. Doherty, Y. C. Agrawal and V. L. Asper (1984). Direct optical assessment of macroscopic aggregates in the deep ocean. *Deep Sea Research* 31: 67-76.
- Huc, A. Y., P. Bertrand, D. A. V. Stow, J. Gayet and M. Vandenbroucke (2001). Organic sedimentation in deep offshore settings: The quaternary sediments approach. *Marine and Petroleum Geology* 18(4): 513-517.
- Isaacs, C. M., T. R. Baumgartner, M. E. Tennyson, D. Z. Piper and J. C. Ingle, Jr. (1996). A prograding margin model for the Monterey Formation, California. *American Association Petroleum Geologists, Annual Meeting*.
- Isaacs, C. M., D. Z. Piper and M. A. Keller (1996). Organic-carbon-rich rocks--fast or slow accumulation rates. *American Association Petroleum Geologists, Annual Meeting*.
- Isaacs, C. M. and J. Rullkoter (2000). The monterey formation. From rocks to molecules. New-York, Columbia University Press.
- Jahn, B., B. Donner, P. J. Müller, U. Röhl, R. R. Schneider and G. Wefer (2003). Pleistocene variations in dust input and marine productivity in the northern Benguela Current: Evidence of evolution of global-interglacial cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193: 515-533.
- Jahnke, R. A., D. B. Craven and J.-F. Gaillard (1994). The influence of organic matter diagenesis on CaCO₃ dissolution at the deep-sea floor. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58(2799-2809).
- Jahnke, R. A., D. B. Craven, D. C. McCorkle and C. E. Reimers (1997). CaCO₃ dissolution in California continental margin sediments: The influence of organic matter remineralization. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (17): 3587-3604.
- Jorgensen, B. (1979). A comparison of methods for the quantification of bacterial sulphate reduction in coastal marine sediments, II calculation from mathematical models. *Geomicrobiology Journal* 1: 29-47.
- Kienast, S. S., S. E. Calvert and T. F. Pedersen (2002). Nitrogen isotope and productivity variations along the northeast Pacific margin over the last 120 kyr: Surface and subsurface paleoceanography. *Paleoceanography* 17 (4).
- Kolonis, S. S. (2002). Interaction of continental climate variability, marine productivity, and development of photic and deep water anoxia across the Cenomanian/Turonian boundary : new evidence from the Tarfaya Basin (Southern Morocco). *IAS meeting Davos*.
- Lafargue, E., F. Marquis and D. Pillot (1998). Rock-Eval 6 applications in hydrocarbon exploration, production and soil contamination studies. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* 53(4): 422-437.
- Lampitt, R. S. (1985). Evidence for the seasonal deposition of detritus to the deep-sea floor (porcupine bight, NE Atlantic) and its subsequent resuspension. *Deep Sea Research Part B. Oceanographic Literature Review* 33(3): 219.
- Lampitt, R. S. and A. N. Antia (1997). Particle flux in deep seas: Regional characteristics and temporal variability. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 44(8): 1377-1403.
- Largeau, C., E. Casadevall, A. Kadouri and P. Metzger (1984). Formation of Botryococcus Braunii kerogens. Comparative study of immature torbanite and the extant alga Botryococcus Braunii. *Advances in Organic Geochemistry*. P. A. Schenk, J. W. DeLeeuw and G. W. M. Lijmbach, Pergamon press: 327-332.

- Largeau, C., S. Derenne, E. Casadevall, C. Berkaloff, M. Corolleur, B. Lugardon, J. F. Raynaud and J. Connan (1989). Occurrence and origin of "ultralaminar" structures in "amorphous" kerogens of various source rocks and oil shales. *Organic Geochemistry* 16: 889-895.
- Largeau, C., S. Derenne, E. Casadevall and A. Kadouri (1986). Pyrolysis of immature Torbanite and of the resistant biopolymer (PRB A) isolated from extant alga *Botryococcus Braunii*. Mechanism of formation and structure of Torbanite. *Advances in Organic Geochemistry. D. Leythaeuser and J. Rullkoter, Pergamon Press: 1023-1032.*
- Lochte, K., A. Boetius, A. Gebruk, W. Helder, R. Jahnke, O. Pfannkuche, C. Rabouille, M. Schlüter, G. Shimmield, M. Sibuet, T. Soltwedel, A. Vetrov and M. Zabel (2000). Atlantic data base for exchange processes at the deep sea floor (ADEPD), Data collected and published through EU-project ADEPD (MAS3-CT97-0126-ADEPD) 1998/99. *Institute for Baltic Sea Research, Warnemünde, Germany.*
- Loulergue, L. (2004). DEA, Impacts d'ordre tectonique et climatique sur les variations de la productivité dans le Pacifique du Sud-Est (site ODP 1237) au cours des derniers 5 Ma, Université de Bordeaux 1.
- Lutjeharms, J. R. E. and J. M. Meeuwis (1987). The extent and variability of South-East Atlantic upwelling. *South African Journal of Marine Science* 5: 51-62.
- Lutjeharms, J. R. E. and P. L. Stockton (1987). Kinematics of the upwelling front off Southern Africa. *South African Journal of Marine Science* 5: 35-49.
- Lyle, M. (1988). Climatically forced organic carbon in equatorial Atlantic and Pacific Oceans. *Nature* 335: 529-532.
- Lyle, M., L. A. Mayer, N. G. Pisias and T. R. Janecek (1992). Composition maps of surface sediments of the eastern tropical Pacific Ocean. *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Initial reports* 138: 101-114.
- Magoon, L. B. and W. G. Dow (1994). The petroleum system. From source to trap. Okla., A.A.P.G.
- Martinez, P., P. Bertrand, K. Cochran, F. J. Jorissen, M. Dignan, G. B. Shimmield and J. Foster (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(1-4): 57-74.
- McManus, J., D. E. Hammond, W. M. Berelson, T. E. Kilgore, D. J. Demaster, R. O. G. and R. W. Collier (1995). Early diagenesis of biogenic opal: Dissolution rates, kinetics, and paleoceanographic implications. *Deep-Sea Research II* 42(2-3): 871-903.
- Meyers, P. A. (1992). Organic matter variations in sediments from DSDP sites 362 and 532 : evidence of changes in the Benguela Current upwelling system. *Geological Society Special Publication.*
- Middelburg, J. J. (1989). A simple rate model for organic matter decomposition in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53(7): 1577-1581.
- Milliman, J. D. (1993). Production and accumulation of calcium carbonate in the ocean : Budget of a nonsteady state. *Global Biogeochemical Cycles* 7(4): 927-957.
- Mollenhauer, G., R. R. Schneider, P. J. Müller, V. Spieß and G. Wefer (2002). Glacial/interglacial variability in the Benguela upwelling system: Spatial distribution and budgets of organic carbon accumulation. *Global Biogeochemical Cycles* 16(4): 81-1.
- Muller, P. J. and E. Suess (1979). Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans, Index Organic carbon preservation. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers* 26: 1347-1362.

- Nelson, D. M. and M. A. Brzezinski (1997). Diatom growth and productivity in an oligotrophic midocean gyre: a 3-yr record from the Sargasso Sea near Bermuda. *Limnology and Oceanography* 42: 473-486.
- Nelson, D. M., P. Treguer, M. A. Brzezinski, A. Leynaert and B. Queguiner (1995). Production and Dissolution of Biogenic Silica in the Ocean - Revised Global Estimates, Comparison With Regional Data and Relationship to Biogenic Sedimentation. *Global Biogeochemical Cycles* 9: 359-372.
- Nelson, G. and L. Hutchings (1983). The Benguela Upwelling Area. *Progress In Oceanography* 12: 333-356.
- Oschlies, A. and V. Garçon (1998). Eddy-influenced enhancement of primary production in a model of the North Atlantic Ocean. *Nature* 394(6690): 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(1): 135-160.
- Pedersen, T. F. and S. E. Calvert (1990). Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic- carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 74(4): 454-466.
- Perrier, R. and J. Quiblier (1974). Thickness changes in sedimentary layers during compaction history; methods for quantitative evolution. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 58(3): 507-520.
- Pichevin, L. (2004). Sédimentation organique profonde sur la marge continentale namibienne (Lüderitz, Atlantique Sud Est) : impacts des variations climatiques sur la paléoproduktivité, Université de Bordeaux 1: 257.
- Pichevin, L., P. Bertrand, M. Boussafir and J.-R. Disnar (2004). Organic matter accumulation and preservation controls in a deep sea modern environment: An example from Namibian slope sediments. *Organic Geochemistry* 35(5): 543-559.
- Prieto, L., J. Ruiz, F. Echevarria, C. M. Garcia, A. Bartuala, J. A. Galveza, A. Corzoa and D. Macia (2002). Scales and processes in the aggregation of diatom blooms: high time resolution and wide size range records in a mesocosm study. *Deep-Sea Research I* 49: 1233-1253.
- Quiquerez, A., P. Allemand and G. Dromart (2000). Dibafil: a 3D two lithology diffusive model for basin infilling. *Computers and geosciences* 26: 1029-1042.
- Ragueneau, O., P. Treguer, A. Leynaert, R. F. Anderson, M. A. Brzezinski, D. J. DeMaster, R. C. Dugdale, J. Dymond, G. Fischer, R. Francois, C. Heinze, E. Maier-Reimer, V. Martin-Jezequel, D. M. Nelson and B. Queguiner (2000). A review of the Si cycle in the modern ocean: recent progress and missing gaps in the application of biogenic opal as a paleoproductivity proxy. *Global and Planetary Change* 26: 317-365.
- Richardson, P. L., J. R. E. Lutjeharms and O. Boebel (2003). Introduction to the "Inter-ocean exchange around southern Africa". *Deep Sea Research II* 50(1): 1-12.
- Rogers, J. and J. M. Bremner (1991). The Benguela ecosystem. Part VII. Marine-geological aspects. *Oceanography and marine biology: an annual review. Vol. 29:* 1-85.
- Romero, O., B. Boeckel, B. Donner, G. Lavik, G. Fischer and G. Wefer (2002). Seasonal productivity dynamics in the pelagic central Benguela system inferred from the flux of carbonate and silicate organisms. *Journal of Marine Systems* 37(4): 259-278.
- Romero, O., D. Hebbeln and G. Wefer (2001). Temporal and spatial distribution in export production in the SE Pacific Ocean: evidence from siliceous plankton fluxes and surface sediment assemblages. *Deep Sea Research part 1* 48: 2673-2697.
- Rudkiewicz, J. L., Guérillot D., A. Gali and a. H. Group (1990). An integrated software for stochastic modelling of reservoir. Lithology and property with an example from the

- Yorkshire middle Jurassic. *North Sea Oil and Gas reservoirs II, The Norwegian Institute of Technology. G. a. Trotman. London*: 399-406.
- Sarmiento, J. L., N. Gruber, M. A. Brzezinski and J. P. Dunne (2004). High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. *Nature* 427: 56-60.
- Schiebel, R., A. Zeltner, U. F. Treppke, J. Waniek, J. Bollman, T. Rixen and C. Hemleben (2004). Distribution of diatoms, coccolithophorides and planctonic foraminifer along a trophic grad during SW monsoon in the arabian sea. *marine micropaleontology* 51: 345-371.
- Schmiedl, G., A. Mackensen and P. J. Müller (1997). Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: Dependence on food supply and water masses. *Mar. Micropaleontol.* 32: 249–287.
- Schneider, R., S. Wolf, I. Faille and D. Pot (2000). A 3D model for hydrocarbon potential evaluation: application to congo offshore. *Oil and gas science and technology* 1: 3-13.
- Schneider, R. R., P. J. Muller and G. Ruhland (1995). Late Quaternary surface circulation in the east equatorial South Atlantic: evidence from alkenone sea surface temperatures. *Paleoceanography* 10(2): 197-219.
- Schulz, H. D. and e. al. (1992). Beritch und erste Ergebnisse über die Meteor-Fahrt M20/2, Abidjan-Dakar, Fachbereich Geowissenschaften, Univers. Bremen.
- Shannon, L. V. (1966). Hydrology of the south and west coasts of South Africa. *Investig. Rep. Sea Fisheries Res. Inst. S. Afr.* 58: 30p.
- Shannon, L. V. (1985). The Benguela ecosystem. Part I. Evolution of the Benguela, physical features and processes. *Oceanography Marine Biology Annual Review* 23: 105-182.
- Shannon, L. V. and P. Chapman (1991). Evidence of Antarctic bottom water in the Angola Basin at 32°S. *Deep-Sea Res. Part A: Oceanographic Research Papers* 38: 1299-1304.
- Shannon, L. V. and M. J. O'toole (1998). An overview of the bengala ecosystem.
- Shi, N., R. Schneider, H. J. Beug and L. M. Dupont (2001). Southeast trade wind variations during the last 135 kyr: evidence from pollen spectra in eastern South Atlantic sediments. *Earth and Planetary Science Letters* 187: 311-321.
- Shields, A. (1935). Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Mitt. Preuss. Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, 26, 1-26.
- Smetacek, V. (1985). Role of sinking in diatom life-history cycles: ecological, evolutionary and geological significance. *Marine Bio.* 84: 239-251.
- Smith, R. L. (1995). The physical processes of coastal ocean upwelling systems. *Upwelling in the ocean: Modern processes and ancient records. C. P. Summerhayes, K.-C. Emeis, M. V. Angel, R. L. Smith and B. Zeitzschel. New York, Wiley*: 39-64.
- Song, Y. T. and D. B. Haidvogel (1994). A semi-implici ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. *Journal of Computational Physics* 115: 228-244.
- Stander, G. H. (1964). The Benguela Current off South West Africa. *Investig. Rep. Sea Fisheries Res. Inst. S. Afr.* 12: 43p.
- Stow, D. A. V. (1987). South Atlantic organic-rich sediments: facies, processes and environments of deposition. *Marine petroleum source rocks*: 287-299.
- Stow, D. A. V., A.-Y. Huc and P. Bertrand (2001). Depositional processes of black shales in deep water. *Marine and Petroleum Geology* 18(4): 491-498.
- Stuut, J. B. W., M. A. Prins, R. R. Schneider, G. J. Weltje, J. H. F. Jansen and G. Postma (2002). A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic. *Marine Geology* 180: 221-233.

- Suess, E. (1980). Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. *Nature* 288(5788): 260-263.
- Summerhayes, C., K. Emeis, M. Angel, R. Smith and B. Zeitzschel (1995). Upwelling in the ocean :Modern Processes and Ancient Records. Chichester, *John Wiley & Sons*.
- Summerhayes, C. P., D. Kroon, A. Rosell-Melé, R. W. Jordan, H. J. Schrader, R. Hearn, J. Villanueva, J. O. Grimalt and G. Eglinton (1995). Variability in the Benguela current upwelling system over the past 70,000 years. *Progress In Oceanography* 35(3): 207-251.
- Sun, D. H., Z. S. An, R. X. Su, X. H. Wu, S. M. Wang, Q. L. Sun, D. K. Rea and J. Vandenberghe (2001). Mathematical approach to sedimentary component partitioning of polymodal sediments and its applications. *Progress in Natural Science* 11: 374-382.
- Sun, D. H., J. Bloemendal, D. K. Rea, J. Vandenberghe, F. C. Jiang, Z. S. An and R. X. Su (2002). Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology* 152: 263-277.
- Takahashi, T. and W. S. Broecker (1977). Mechanisms for calcite dissolution on the sea floor. *The Fate of Fossil Fuel CO₂ in the Oceans*. N. Andersen and A. Malahoff. New-York, Plenum Press: 455-477.
- Tegelaar, E. W., J. W. DeLeeuw, S. Derenne and C. Largeau (1989). Reappraisal of kerogen formation. *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 53(3103-3106).
- Thomsen, L. and T. Van Weering (1998). Spatial and temporal variability of particulate matter in the Benthic Boundary Layer at the NE atlantic continental margin. *Progress In Oceanography* 42: 1-4.
- Thomsen, L., T. Van Weering and G. Gust (2002). Processes in the benthic boundary layer at the Iberian continental margin and their implication for carbon mineralization. *Progress in Oceanography* 52(2-4): 315-329.
- Thunell, R. C., R. Varela, M. Llano, J. Collister, F. Muller-Karger and R. Bohrer (2000). Organic carbon fluxes, degradation and accumulation in an anoxic basin : sediment trap results from the Cariaco basin. *Limnology & Oceanography* 45: 300-308.
- Tissot, B. P., B. Duviand, J. Espitalie and A. Combaz (1974). Influence of nature and diagenesis of organic mater in formation of petroleum. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 58: 499-506.
- Tissot, B. P. and D. H. Welte (1978). Petroleum formation and occurrence. Berlin.
- Tissot, B. P. and D. H. Welte (1980). Petroleum formation and occurrence—A new approach to oil and gas exploration. *Organic Geochemistry* 2(2): 115-116.
- Tissot, B. P. and D. H. Welte (1984). Petroleum, formation and occurrence. *Springer*.
- Treguer, P., D. M. Nelson, A. J. Vanbennekorn, D. J. Demaster, A. Leynaert and B. Queguiner (1995). The Silica Balance in the World Ocean - a Reestimate. *Science* 268: 375-379.
- Treppke, U. F., C. B. Lange, B. Donner, G. Fischer, G. Ruhland and G. Wefer (1996). Diatom and silicoflagellate fluxes at the Walvis Ridge: An environment influenced by coastal upwelling in the Benguela system. *Journal of Marine Research* 54: 991-1016.
- Ungerer, P., J. Burrus, B. Doligez, P. Y. Chenet and F. Bessis (1990). Basin evaluation by integrated 2D modelling of heat transfe, fluid flow, hydrocarbon generation and imigration. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geology* 74: 309-335.
- Van Buchem, F. S. P. and e. al (1996). High resolution sequence stratigraphy of the Natih Formation (Cenomanian-Turonian) in northern Oman : distribution of source rocks and reservoir facies. *GeoArabia* 1: 65-88.
- Van Buchem, F. S. P., P. Razin, P. W. Homewood, W. H. Oterdoom and J. Philip (2002). Stratigraphic organization of carbonate ramps and organic-rich intrashelf basins: Natih

- formation (middle Cretaceous) of Northern Oman. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 86(1): 21-53.
- Van Capellen, P., S. Dixit and J. Van Beusekom (2002). Biogenic silica dissolution in the oceans : Reconciling experimental and field-based dissolution rates. *Global Biogeochemical Cycles* 16(4): 1075.
- Van Capellen, P. and L. Qiu (1997a). Biogenic silica dissolution in sediments of the Southern Ocean. I. Solubility. *Deep Sea Research II* 44 (5): 1109-1128.
- Waelbroeck, C., L. Labeyrie, E. Michel, J. C. Duplessy, J. F. Mc Manus, K. Lambeck, E. Balbon and M. Labracherie (2002). Sea level and deep water temperature changes derived from benthonic foraminifer isotopic records. *IV Science review* 21: 295-305.
- Warrlich, G. M. D., D. A. Waltham and D. W. J. Bosense (2002). Quantifying the sequence stratigraphy and drowning mechanisms of atolls using a new 3D forward stratigraphic modelling program (CARBONATE 3D). *Basin research* 14: 379-400.
- Weber, M. E. and N. G. Pisias (1999). Spatial and temporal distribution of biogenic carbonate and opal in deep sea sediment from the eastern equatorial pacific: implication to ocean history since 1,3 Ma. *Earth and planetary science letters* 174(1-2): 59-73.
- Weber, M. E., M. Wiedicke, V. Riech and H. Erlenkeuser (1995). Carbonate preservation history in the Peru basin: Paleoceanographic implications. *Paleoceanography* 10 (4): 775-800.
- Wefer, G. and G. Fischer (1993). Seasonal patterns of vertical particle flux in equatorial and coastal upwelling areas of the eastern Atlantic. *Deep-Sea Res. Part A: Oceanographic Research Papers* 40: 1613– 1645.
- Wendebourg, J. and S. Düppenbecker, J. (2003). Application of compositional basin modeling to GOR and API prediction in the North Sea. *Multidimensional basin modeling/AAPG* 7: 137-154.
- Wenzhöfer, F. and R. N. Glud (2002). Benthic carbon mineralization in the Atlantic: A synthesis based on in situ data from the last decade. *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 49(7): 1255-1279.
- Westrich, J. T. and R. A. Berner (1984). The role of sedimentary organic matter in bacterial sulfate reduction: the G model tested. *Limnology & Oceanography* 29(2): 236-249.
- Williams, P. and B. Von Bodungen (1989). Group report: export productivity from the photic zone. *Productivity of the ocean: present and past*. W. H. Berger, V. S. Smetacek and G. Wefer. Chichester, John Wiley and sons: 99-115.
- You, Y., J. R. E. Lutjeharms, O. Boebel and W. P. M. De Ruijter (2003). Quantification of the interocean exchange of intermediate water masses around southern Africa. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography* 5: 197-228.

Résumé :

Afin de développer une modélisation stratigraphique de la distribution et de la préservation de la matière organique en milieu marin, trois modèles ont été utilisés et adaptés : DIONISOS, modèle stratigraphique, ROMS, modèle physique et NPZD, modèle biogéochimique.

L'intérêt de la méthodologie est de prendre en compte l'ensemble des processus contrôlant le cycle de la matière organique depuis sa production à la surface de l'océan jusqu'à son enfouissement dans les sédiments.

Après avoir calibré et testé la sensibilité des 3 modèles, des simulations ont été réalisées afin de reproduire la sédimentation biogénique sur la marge Namibienne (Afrique du Sud Ouest). Grâce à la base de données disponible sur ce système d'upwelling, les paramètres ont été déterminés et ont permis d'exprimer les principaux facteurs de contrôle tels que l'intensité de l'upwelling, les conditions trophiques du milieu, la morphologie de la marge, l'eustatisme, etc. De plus, les résultats comparés aux données réelles ont montré que la modélisation reproduisait correctement l'influence de la variabilité climatique de ces facteurs sur l'accumulation de matière organique dans les sédiments d'une marge continentale passive.

Mots clefs : matière organique, modélisation, stratigraphie, dynamique océanique, productivité, variabilité climatique.

Abstract :

In order to develop stratigraphic modelling of organic matter distribution and preservation in marine environment, the methodology established, uses three modelling softwares. We make use of a 3D stratigraphic model, DIONISOS, which allows to build margin thanks to sediment input and transport and thanks to basin deformation. Biogenic sediments are introduced in DIONISOS after their production modelling by two coupled models, ROMS and NPZD.

ROMS is a physical model which allows to simulate upwelling dynamics thanks to wind strength exerted on ocean surface and to margin morphology.

NPZD models relationships (photosynthesis, grazing, excretion, mortality, remineralization, etc.) between four boxes : nutrients, phytoplankton, zooplankton and detritus. Nutrients availability (model inputs) and flux intensity between boxes are controlled by upwelling dynamics, i-e ROMS.

Thanks to these three softwares, organic matter can be modelled from its production to its fossilisation considering the influence of various factors as upwelling intensity, nutrients availability, chemical compounds of water mass and oxygenation of water column, species competition (diatoms and coccolithophorides), margin morphology and eustatism.

After testing sensibility of the various parameters of the three models, we study their capacity for reproduce biogenic sedimentation and simulate climatic cycle effect on organic matter distribution on a passive continental margin : the Namibian margin (Southwest Africa). They are validated comparing results with core datas from this margin.

Key words : organic matter, modelling, stratigraphy, oceanic dynamics, productivity, climatic variability.