



HAL
open science

**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**

Raphaël Blanke

► **To cite this version:**

Raphaël Blanke. 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. Géologie appliquée. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2004. Français. NNT: . tel-00109828

HAL Id: tel-00109828

<https://theses.hal.science/tel-00109828>

Submitted on 25 Oct 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Raphaël BLANKE

**SEDIMENTATION ORGANIQUE PROFONDE
ASSOCIEE AU SYSTEME D'UPWELLING DU
COURANT DU BENGUELA (ATLANTIQUE
SUD-EST). FACTEURS DE CONTROLE
A L'ECHELLE DE LA MARGE
AU COURS DU QUATERNAIRE**

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

pour obtenir le grade de DOCTEUR de L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

présentée par

Raphaël BLANKE

Sujet de la thèse

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

Soutenue le 15 décembre 2004

devant le jury composé de :

M. Nicolas Tribovillard (Université Lille 1).....	Rapporteur
M. Richard Tyson (Université de Newcastle).....	Rapporteur
M. François Baudin (Université Paris 6).....	Directeur de thèse
M ^{me} Elisabeth Lallier-Vergès (Université d'Orléans).....	Directrice de thèse
M. Philippe Bertrand (Université Bordeaux 1).....	Examineur
M. Alain Saliot (Université Paris 6).....	Examineur

Cette thèse a été préparée au Département de Géologie Sédimentaire (UMR 5143-Université Pierre et Marie Curie/CNRS), et à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans (UMR 6113-Université d'Orléans/CNRS)

Remerciements

On ne fini pas une thèse comme on l'a commencée. On termine rapidement, tout s'enchaîne très vite, et un soir, tard et à la bourre, on se retrouve à écrire ses remerciements, et on ne sait pas trop par où commencer. On essaie de penser à toutes les personnes que l'on a rencontré, avec qui l'on a travaillé, qui nous on aidé, scientifiquement ou juste autour d'un verre...

Alors je vais commencer par mes deux directeurs de thèse, François Baudin et Elisabeth Lallier-Vergès. Merci à François, qui m'a proposé ce sujet alors que je finissais mon DEA sur les systèmes turbiditiques du Sultanat d'Oman, j'ai quitté une équipe pour en intégrer une autre, et ça n'a pas été facile, tu m'as fait confiance et j'espère y avoir répondu. Merci Elisabeth de m'avoir accueilli à Orléans, pour tes encouragements, toutes les discussions constructives que nous avons pu avoir, et pour ta formidable énergie !

Merci à Philippe Bertrand, dont le calme et la résolution m'impressionnent toujours, qui a été à l'origine du projet, et a fourni les échantillons. Merci aussi pour ce mois passé à bord du Marion Dufresne, où on se rend compte enfin de la distance existant entre la remontée des carottes dans le froid et le noir, et un chiffre dans un fichier excel.

Je tiens également à exprimer ma reconnaissance envers mes deux rapporteurs, Richard Tyson et Nicolas Tribouvillard, ainsi qu'aux autres membres du jury, Alain Saliot et Philippe Bertrand.

Dans le désordre, je remercie vivement toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à ce travail. A Orléans : Didier Kéravis pour les analyses Rock Eval, Marielle Hatton, les thésards (à l'époque...) Jérémy, Cyril, Pierre et Yoann, les moins jeunes, Simo, Fatima et Jean-Robert...

A Bordeaux, un grand merci à Bruno Malaizé, avec qui j'ai partagé beaucoup de moments, Jacques Giraudeau, le plus humain des hommes, derrière son aspect râleur et bourru, je n'oublierais pas cette arrivée de nuit au port de Cap Town, à regarder défiler les quais. Et puis aussi Nicole Skovron, que je n'ai jamais vu, mais qui a géré tous mes ordres de mission. Merci enfin à Julie, Xavier Crosta pour les comptages de diatomées et Karine Charlier pour les isotopes. Enfin Laetitia, à l'origine de « The Benguela Team, Vol.1 ».

Au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, un grand merci à François Fröhlich qui m'a fait découvrir les joies de l'IRTF, à Vincent Rommevaux et ses couteaux.

A Paris, merci à tous les membres du Département de Géologie Sédimentaire de l'UPMC qui me connaissent depuis maintenant 6 ans, et plus particulièrement à Pierre-Yves, qui, j'espère, suivra un jour les conseils techniques que je lui ai prodigué, un soir au *Cavern* autour d'un bourbon..., mais aussi Isa., Maurice, Laurence (avec qui j'ai rédigé mon premier rapport, en Licence...), Marco (qui m'a connu tout petit...), Sylvie (j'adore quand tu m'engueules !), Edwige, Bruno, et à tous les autres...

Merci aussi à Lolo, que j'aurais bien voulu rejoindre chez les Zoulous, mais ça viendra un jour : on ira chasser le Kudu et on en fera du Biltong... à propos, merci aussi à Monique de me supporter encore et toujours, Evelyne, Claude et Alex les dieux d'Illustrator...

Merci également à Ioanna Bouloubassi du laboratoire de Chimie Marine, avec qui des travaux sur les biomarqueurs sont en cours.

Merci à Jan Berend Stued et Gerold Wefer qui m'ont accueilli dans le Centre de Recherche des Marges Océaniques de Brême, ainsi qu'à Walter Hale, le responsable de la carothèque.

Merci à Mia, qui m'a supporté pendant toute cette thèse, et qui devra sans doute me subir encore longtemps..., Nora pour son rire et sa bonne humeur auxquelles personne ne peut rester insensible.

Et puis merci aux « thésards », Cathy et Mel., Mylène, Johann (Prof), Manu (t'as pas encore lu le dernier Ellroy ??!!), Fab., Nico., Anne-France, Michaël... et les autres.

Merci à Romain, qui a été là quand il fallait, et avec qui j'ai partagé pas mal de week-ends, à Jussieu ou sur les vagues... Antoine, à qui je dois tout et qui restera toujours mon mentor et mon maître en toute discipline... ! Elodie, vivement la crémaillère et le barbecue sur ta terrasse ! Et Audrey, si tu lis ces lignes...

Merci aussi à Cécile et Fanche, à qui je souhaite tout le bonheur du monde... merci pour tous ces moments passés ensemble.

Je suis infiniment reconnaissant envers mon brave PC qui a eu la délicatesse de ne pas me lâcher durant ces dernières semaines, particulièrement éprouvantes pour lui... merci aussi à Rami, qui, malgré des destructions multiples, veille toujours sur moi, de son beau regard vide...

Je termine par ma famille, mes trois frérots Philippe, Manou et PO. Anne-Marie et le p'tit poussin. Enfin à mon père, qui ne me voit plus trop depuis que j'ai arrêté de faire mes lessives chez lui... merci de m'avoir toujours fait confiance, même en étant le dernier des derniers au collège et au lycée... !

A ma mère...

Sommaire

SOMMAIRE	p. 7
RESUME	p. 10
ABSTRACT	p. 11
INTRODUCTION	p. 13
CHAPITRE I : CONTEXTE GENERAL ET ETAT DES CONNAISSANCES	p. 19
I- Généralités sur la zone d'étude	p. 21
1.1 Géomorphologie de la marge Sud-Est Atlantique	p. 24
1.2 Circulations atmosphérique et océanique de surface	p. 24
1.3 Circulation océanique	p. 29
II- Nutriments, productivité et biomasse	p. 35
III- La matière organique marine – productivité des upwellings côtiers	p. 36
IV- Dynamique des upwellings	p. 41
V- Dépôt et préservation de la matière organique	p. 42
VI- Echantillons	p. 44
VII- Stratigraphie	p. 46
7.2 Le Dernier Maximum Glaciaire	p. 52
7.3 Variations du niveau marin	p. 54
7.4 L'Holocène	p. 55
VIII- Détermination des taux d'accumulation massique (Masse Accumulation Rates, MAR)	p. 60
CHAPITRE II : METHODES D'ETUDE	p. 61
I- Méthodologie : pyrolyse Rock Eval	p. 63
1.2 Principes	p. 63
1.2 Programmation	p. 67
II- Méthodologie palynofaciès	p. 67
2.1 Principes	p. 67
2.2 Comptages palynologiques	p. 68
III- Méthodologie Silice amorphe	p. 69
3.1 Principes	p. 69
3.2 Préparation des échantillons	p. 71
3.3 Calcul des concentrations	p. 71
CHAPITRE III : RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS DES DONNÉES ROCK-EVAL	p. 77
I- Carbone Organique Total	p. 77
1.1 Répartition du COT dans les sédiments de surface	p. 77
1.2 Variations temporelles des teneurs en COT	p. 79
1.3 Variations temporelles des teneurs en COT par domaine	p. 82
1.4 MAR COT par site de sédimentation	p. 85
1.5 Bilan MAR	p. 88
1.6 Discussion	p. 89

II- Caractérisation du potentiel pétrologène : utilisation du paramètre index d'hydrogène (IH) de la pyrolyse Rock Eval	p. 92
2.1 Définition, généralités IH	p. 92
2.2 Relations IH/COT	p. 92
2.3 Distribution des IH par sites de sédimentation	p. 93
2.4 Répartition spatiale des valeurs de l'IH le long de la marge	p. 95
III- Généralités sur les carbonates	p. 97
3.1 Apport et dissolution des carbonates	p. 98
3.2 Evolution temporelle de la concentration en carbonates	p. 100
3.3 Taux d'accumulation des carbonates	p. 103
3.4 Discussion relations carbonates/COT	p. 106
3.5 Discussion sur l'évolution verticale des carbonates et MAR CaCO ₃	p. 107
3.6 La productivité carbonatée	p. 108
3.7 Les variations eustatiques	p. 109
3.8 Diachronisme	p. 110
3.9 Discussion sur la dissolution des carbonates	p. 110
IV- Carbonate Free Basis TOC	p. 112
V- Krigeage	p. 114
VI- Discussion sur l'évolution temporelle du COT- effet des températures de surface (SST)	p. 116
6.1 Site de Walvis Bay	p. 116
6.2 Autres données	p. 119
6.3 Discussion	p. 124
VII- Source-Rock Potential Index	p. 126
VIII- Cartes de répartition des différents marqueurs	p. 130
8.1 MAR COT	p. 130
8.2 Index d'hydrogène	p. 130
8.3 Carbonates	p. 133
8.4 MAR Carbonates	p. 135
 CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATIONS	
DES DONNEES DE PALYNOFACIES	p. 137
I- Observations palynologiques	p. 139
II- Répartition des palynofaciès	p. 141
III- Confrontation des données RE-palynofaciès	p. 144
IV- Discussion palynofaciès	p. 148
V- Cartes de répartition de la matière organique amorphe gélifiée	p. 152
5.1 Surface	p. 152
5.2 OCH	p. 153
5.3 DMG	p. 153

CHAPITRE V : RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS DES DONNÉES INFRA-ROUGE A TRANSFORMÉE DE FOURIER	p. 155
I- Résultats	p. 157
1.1 Silice amorphe/COT	p. 157
1.2 Distribution temporelle de la silice amorphe par zone de sédimentation	p. 159
1.3 Taux d'accumulation massique en silice amorphe par zone de sédimentation	p. 162
II- Observations sur frottis	p. 166
III- Comptages de diatomées sur la carotte 98	p. 167
IV- Comptages de diatomées sur la carotte 87	p. 168
V- Discussion par sites de sédimentation	p. 169
VI- Discussion générale	p. 174
VII- Cartes de répartition de la silice amorphe	p. 177
7.1 Surface	p. 177
7.2 OCH	p. 177
7.3 DMG	p. 177
CHAPITRE VI : SITE PLEISTOCENE ODP 175-1084A	p. 181
I- Généralités	p. 184
II- Résultats	p. 188
2.1 Description lithologique	p. 188
2.2 Résultats relatifs à la paléoproduktivité	p. 188
2.3 Résultats concernant les apports terrigènes	p. 194
2.4 Résultats relatifs à la caractérisation de la MO	p. 198
2.5 Résultats relatifs à la diagenèse	p. 199
III- Discussions générales – apport des biomarqueurs	p. 204
CHAPITRE VII : DISCUSSIONS GENERALES	p. 211
I- Facteurs de variabilité spatiale de la sédimentation organique. Hiérarchisation des processus.	p. 214
II- La transition Glaciaire/Interglaciaire – facteurs de variabilité temporelle	p. 217
III- Variabilité Climatologique – facteurs externes	p. 219
IV- Comparaison avec le Pléistocène	p. 224
CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES	p. 227
ANNEXES	p. 235
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	p. 267

Résumé

La marge Sud-Est Atlantique a été le siège d'une accumulation très importante de carbone organique durant les derniers cycles climatiques : les teneurs y sont parmi les plus élevées du monde pour des sédiments océaniques (de 5 à 18-20% à 1000 m de profondeur, de 0,5% à 8% à 3500 m). Ces accumulations sont liées à l'intense activité des cellules d'upwelling associées au système du Courant du Benguela, elles-mêmes fonctions de l'intensité des alizés circulant le long de la côte.

Une étude a été réalisée sur des carottes réparties le long de la marge, entre le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) et l'Optimum Climatique Holocène (OCH), *dans le but de comprendre et contraindre les différents facteurs à l'origine de cette importante sédimentation organique profonde*. Les résultats acquis par différentes méthodes (pyrolyse Rock-Eval, spectrométrie Infra Rouge à Transformée de Fourier, observation de lames de palynofaciès...) montrent un enrichissement général du contenu organique des sédiments au DMG par rapport à l'OCH. Cet enrichissement n'est pas homogène, et présente des valeurs maximales à l'aplomb des cellules d'upwelling les plus actives (Lüderitz et Walvis Bay). Il existe une corrélation négative entre le pourcentage de carbone organique total et celui des carbonates, due d'une part à la dilution de la matière organique par la fraction minérale, et d'autre part à la dissolution des carbonates lors de la biodégradation de la matière organique. La distribution de la silice biogène répond plus aux variations de facteurs externes plutôt qu'à la productivité différentielle des cellules d'upwelling.

Les études optiques des constituants organiques ont permis l'identification de deux types de matière organique amorphe : un type granulaire, floconneux, et un type gélinifié. Le type gélinifié est associé aux cellules les plus actives (Lüderitz et Walvis Bay) et caractérisé par un processus de préservation par sulfuration naturelle, le type granulaire, associé à un processus d'adsorption sur des particules argileuses, se rencontre au niveau des cellules relativement moins actives.

Ces différents résultats mettent en évidence des modulations de l'enregistrement organique durant la transition DMG/OCH, contrôlées par des processus internes et externes au système d'upwelling. Les deux paramètres majeurs étant la variabilité de l'intensité de la productivité se développant dans la zone photique, et la migration des dépôts lors de la transgression marine associée au réchauffement global. Les processus externes sont principalement liés aux différents apports de masses d'eaux via le Nord (Courant d'Angola) et le Sud (Courant des Aiguilles, Courant Antarctique Intermédiaire).

La détermination du potentiel pétrolier de ces sédiments montre que la zone de haute productivité de Lüderitz peut potentiellement être à l'origine du dépôt de roches mères d'hydrocarbures parmi les plus productives au monde.

Une comparaison avec un cycle de même nature mais plus ancien (Pléistocène) a été faite après l'étude d'une carotte du leg ODP 175-1084. Les résultats acquis, complétés par des données sur les biomarqueurs, nous ont permis de supposer un type de fonctionnement très différent de celui mis en évidence au Quaternaire terminal. Celui-ci est associé au rôle prépondérant des apports détritiques dans la sédimentation organique et inorganique sur le site de Lüderitz au Pléistocène basal, ainsi qu'à l'existence d'un changement climatique majeur, caractérisé par un pic de productivité associé à des organismes siliceux (diatomées) puis carbonaté (coccolithes).

ABSTRACT

The Atlantic southeastern deep margin is characterized by a very significant accumulation of organic carbon during the last climatic cycles: the contents are among the highest of the world for deep oceanic sediments (from 5 to 18-20% at 1000m depth, from 0.5% to 8% at 3500m depth). These accumulations are related to the intense activity of upwelling cells associated with the Benguela Current system. These cells are related to the trade winds intensity blowing along coast.

A study was carried out on 13 cores located along the margin, in a stratigraphic interval included between the Last Glacial Maximum (LGM) and the Holocene Climatic Optimum (HCO). The aim of this study is to understand the different factors associated with this important deep organic sedimentation. The results obtained by various methods (Rock-Eval pyrolysis, Infra-Red Fourier Transform spectrometry, observation of palynofacies and smear slides...) show a general enrichment of the organic contents in the sediments during the LGM with respect to the HCO.

This study pointed out (i) an enrichment of organic content in LGM sediments with respect to HCO, with the maximum values recorded below the most active upwelling cells (Lüderitz and Walvis Bay), (ii) a negative correlation between the total organic percentages carbon and carbonates ones due to an organic matter dilution by the mineral fractions and carbonate dissolution during the organic matter degradation processes, (iii) the distribution of biogenic silica is more dependant to the external factors variations than to the differential productivity of the upwelling cells.

Optical studies of organic components allow the identification of two amorphous organic matter types: a granular one, and a gel-like one. The gel-like one is related to the most active upwelling cells (Lüderitz and Walvis Bay) and is characterized by a preservation process by natural sulphurization, the granular one, is associated with a preservation process by argillaceous particles adsorption, and is found below the relatively less active upwelling cells.

These results highlight the variability of the organic record during the LGM/HCO transition, which is controlled by internal and external processes of the upwelling system. The two main parameters are the variability of the productivity intensity occurring in the photic layer, and the deposit migration during the marine transgression associated with the global warming. External processes are mainly related to the contribution of the different water masses from North (Angola Current) and South (Agulhas Current, Antarctic Intermediate Water).

The extrapolation of the oil potential of these sediments shows that the high productivity Lüderitz cell can be regarded as a future source rocks deposits among the most productive in the world.

A comparison with an older similar climatic cycle (Pleistocene) has been realized after the study of a core from the ODP site 175-1084. Our results, completed by biomarkers data, allow supposing a very different functioning type with respect to the Late Quaternary one. This functioning type is associated with the important detrital contribution in organic and inorganic sedimentation on the Lüderitz site, and with the existence of a major climatic change, characterized by a productivity peak associated with siliceous organisms (diatoms) then carbonated (coccolithes).

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

Il est généralement admis que le potentiel d'une roche mère pétrolière est essentiellement fonction de trois paramètres : la concentration en matière organique, la qualité pétrolière de cette dernière et la texture du sédiment dont dépendent les possibilités d'expulsion de l'huile formée (migration primaire). Il est également considéré que les sédiments marins profonds n'ont qu'une très faible chance d'accumuler de la matière organique en raison de sa dégradation par l'oxygène dans la colonne d'eau. La protection contre la dégradation ne serait assurée qu'en de rares circonstances, soit lorsque la colonne d'eau est anoxique (Demaison & Moore, 1980), soit lorsque des sédiments peu profonds, instables et riches en matière organique, sont transférés en masse et redéposés en domaine profond (Stow, 1987). Selon ce schéma, l'accumulation post-rift de sédiments profonds riches en matière organique serait une hypothèse sans intérêt pour l'exploration pétrolière off-shore, les océans étant vraisemblablement toujours ventilés par les courants thermo-halins.

Toutefois, des études sur des séries anoxiques anciennes, ainsi que des sédiments modernes, ont permis de montrer que l'accumulation de matière organique y dépend davantage de la productivité océanique que des conditions d'oxydo-réduction du milieu de dépôt (Bertrand & Lallier-Vergès, 1993).

L'existence en domaine oxique profond de dépôts pélagiques riches en matière organique a été révélée sur la marge Sud-Est Atlantique lors de l'exploitation des campagnes océanographiques NAUSICAA (Namibia Angola Upwelling System and Indian Connection to Austral Atlantic) du programme international IMAGES II (International Marine Global Change Study) réalisée à bord du N/O *Marion Dufresne* de septembre à octobre 1996, et ODP (Ocean Drilling Program) 175 réalisé à bord du N/O *JOIDES Resolution* d'août à octobre 1997, au large de l'Afrique du Sud, de la Namibie et de l'Angola. La quantité de carbone organique stockée dans les seuls sédiments quaternaires y serait au moins de 500 milliards de tonnes. Par ailleurs, les teneurs en carbone organique y sont parmi les plus élevées du monde pour des sédiments océaniques (de 5 à 18-20% à 1000 m de profondeur, de 0,5% à 8% à 3500 m).

Il semble donc indispensable de revenir sur les concepts classiquement admis d'accumulation organique en domaine profond et d'en comprendre les causes et les mécanismes (climatiques, océanographiques, sédimentologiques et diagénétiques), les propriétés pétrolières de ces dépôts et leur distribution à l'échelle du bassin.

Ce travail de thèse s'inscrit au sein du groupement de recherche GdR Marges continentales (GdR, CNRS), et plus particulièrement du Chantier 5 « Marge Sud Ouest et Est Afrique : sédimentation organique profonde sur les marges continentales », piloté initialement par Philippe Bertrand puis par François Baudin. Le GDR Marges est constitué de 7 partenaires : CNRS/INSU, le BRGM, l'IRD, l'IFREMER, l'IFP et le groupe TOTAL, et a débuté en 1999. L'objectif de ce groupe de recherche est de fédérer les chercheurs autour de thèmes scientifiques permettant d'améliorer les connaissances de la dynamique des marges jusqu'à leur domaine profond.

Ce travail de thèse a pour objectif la détermination de l'extension et de la distribution des dépôts pétroligènes le long de la marge Sud-Est Atlantique, afin de comprendre quels sont les différents facteurs et processus intervenant dans la sédimentation organique et inorganique profonde. Cette marge est associée au système d'upwelling du courant du Benguela, la période de temps considérée correspond à la dernière transition Glaciaire/Interglaciaire. Cette période a été choisie pour la disponibilité du matériel sédimentaire, de données de bases préalables, et d'une excellente connaissance des conditions hydrologiques et climatologiques ainsi que du régime de la productivité (upwelling côtier).

La démarche adoptée s'articule en deux étapes :

- une partie consacrée à l'étude de l'ensemble de la marge durant la dernière transition Glaciaire/Interglaciaire. Cette étude a été réalisée en utilisant une série de méthodes d'analyses complémentaires qui sont : la pyrolyse Rock-Eval (permettant de déterminer les teneurs en carbone organique total et en carbonates, ainsi que de quantifier la qualité pétrologène de la matière organique), l'observation en microscopie optique de lames de palynofaciès (permettant de caractériser le contenu organique des sédiments) et la spectrométrie InfraRouge à Transformée de Fourier (permettant, entre autres, la quantification de la teneur en silice amorphe et en argiles). L'analyse des données Rock-Eval nous permet également de définir le potentiel pétrolier des sédiments, et de le comparer aux roches mères actuelles associées aux systèmes pétroliers les plus productifs,

- une partie consacrée à un cycle sédimentaire d'âge pléistocène, localisé au large de la cellule d'upwelling de haute productivité de Lüderitz. Cette étude a été réalisée en utilisant les mêmes marqueurs que dans la première partie, et complétée par une série de données bibliographiques ainsi que par des données de biomarqueurs acquises par Ioanna Bouloubassi (Laboratoire de Chimie Marine, Université Pierre et Marie Curie). L'objectif de cette étude est de comparer le fonctionnement du système au Quaternaire terminal avec le fonctionnement du site de haute productivité de Lüderitz durant le Pléistocène (autour de 1,1 Ma). La période étudiée correspond à un stade où le courant du Benguela est passé d'un système frontalier à un système d'upwelling côtier intense, tel qu'il existe aujourd'hui. Le site de Lüderitz a été choisi car il est associé aux taux d'accumulation organique les plus importants, et permet donc une étude globale des processus sédimentaires associés aux différents contextes atmosphériques et océanographiques existants à cette époque.

Les échantillons de notre étude sont issus de la mission NAUSICAA-IMAGES II, et correspondent à 13 carottes réparties le long de la marge, ainsi qu'à une section d'une carotte provenant du leg ODP 175-1084A. La distribution des carottes répond à la fois à une logique latitudinale, avec une extension depuis Cape Town jusque dans le Bassin d'Angola, au Nord

de la Ride de Walvis, et à une logique bathymétrique, avec des carottes situées entre 950 m et 3600 m de profondeur.

Ce mémoire se compose de sept chapitres. Après une présentation du contexte général et de l'état des connaissances (chap. 1) suivie des méthodes utilisées (chap. 2), les résultats analytiques sont répartis sur trois chapitres. Le chapitre 6 est consacré à l'étude du site ODP. Le septième et dernier chapitre présente une discussion générale et synthétique des deux études et tente de répondre aux principales questions posées.

Ce travail a été réalisé au sein de l'Université Pierre et Marie Curie, sous la direction de François Baudin, et de l'Université d'Orléans, sous la direction d'Elisabeth Lallier-Vergès, où ont été réalisées les analyses Rock-Eval ainsi que les études optiques de palynofaciès. La spectrométrie InfraRouge à Transformée de Fourier a été réalisée au Muséum National d'Histoire Naturelle, sous l'encadrement de François Fröhlich. L'ensemble de ce travail a également été encadré par Philippe Bertrand (Université Bordeaux 1), qui a fourni la plus grande partie des échantillons.

Cette étude est complémentaire de la thèse soutenue par Laetitia Pichevin (Université Bordeaux 1, Université d'Orléans) en février 2004 qui traitait de la sédimentation organique profonde sur la marge continentale namibienne (Lüderitz, Atlantique Sud-Est) et de l'impact des variations climatiques sur la paléoproduktivité, et de la thèse en cours de réalisation de Julie Tranier (Université Bordeaux 1, Institut Français du Pétrole) dont les objectifs sont d'intégrer les données acquises sur le système d'upwelling namibien dans des modèles stratigraphiques (DIONISOS, développé par l'IFP) et biologiques (ROMS, développé par Xavier Giraud, Université Bordeaux 1).

Une partie des résultats du présent travail a fait l'objet d'un article déposé à *Marine Geology*, accepté pour publication.

CHAPITRE I : CONTEXTE GENERAL ET ETAT DES CONNAISSANCES

I- Généralités sur la zone d'étude	p. 21
1.1 Géomorphologie de la marge Sud-Est Atlantique	p. 24
1.2 Circulations atmosphérique et océanique de surface	p. 24
1.3 Circulation océanique	p. 29
1.3.1 Courants de fond et intermédiaires	p. 29
1.3.2 Courants de surface	p. 31
1.3.3 Les cellules d'upwelling et filaments	p. 31
II- Nutriments, productivité et biomasse	p. 35
III- La matière organique marine – productivité des upwellings côtiers	p. 36
IV- Dynamique des upwellings	p. 41
V- Dépôt et préservation de la matière organique	p. 42
VI- Echantillons	p. 44
VII- Stratigraphie	p. 46
7.2 Le Dernier Maximum Glaciaire	p. 52
7.2.1 Datations	p. 52
7.2.2 Définition du DMG	p. 53
7.2.3 Datations absolues du DMG	p. 53
7.3 Variations du niveau marin	p. 54
7.4 L'Holocène	p. 55
VIII- Détermination des taux d'accumulation massique (Masse Accumulation Rates, MAR)	p. 60

CHAPITRE I : CONTEXTE GENERAL ET ETAT DES CONNAISSANCES

I- Généralités sur la zone d'étude

Les caractéristiques physiques et océanographiques du système du courant du Benguela ont été décrites dans de nombreuses publications (cf. par exemple : Nelson & Hutchings, 1983 ; Shannon & Nelson, 1996 ; Berger & Wefer, 2002). Il fait partie des courants majeurs longeant les marges orientales des océans mondiaux (comme le courant de Humboldt au large de l'Amérique latine, ou celui de Californie au large des Etats-Unis et des Canaries au large de l'Afrique du Nord). Il présente la caractéristique unique d'être un courant froid, limité au nord et au sud par deux courants chauds. Ce courant est associé à un déplacement de la couche superficielle de l'océan (les cinquante premiers mètres) de l'Est vers l'Ouest, suite au stress éolien provoqué par les alizés. Ce déplacement est compensé par une circulation orientée dans le sens opposé, vers des profondeurs de l'ordre de 50 à 200 m (Shannon, 1985).

D'un point de vue général, le courant du Benguela s'inscrit au sein de la gyre subtropicale, qui est un courant des eaux superficielles et intermédiaires dans l'Atlantique Sud, et qui circule dans le sens anti-horaire (fig. I-1). Le courant du Benguela constitue la partie est de cette gire. Il résulte de la convergence de la partie septentrionale du courant froid circumpolaire Antarctique, et du courant chaud des Aiguilles, qui arrive de l'Est. Cette zone est caractérisée par une multitude de gyres circulaires (fig. I-2).

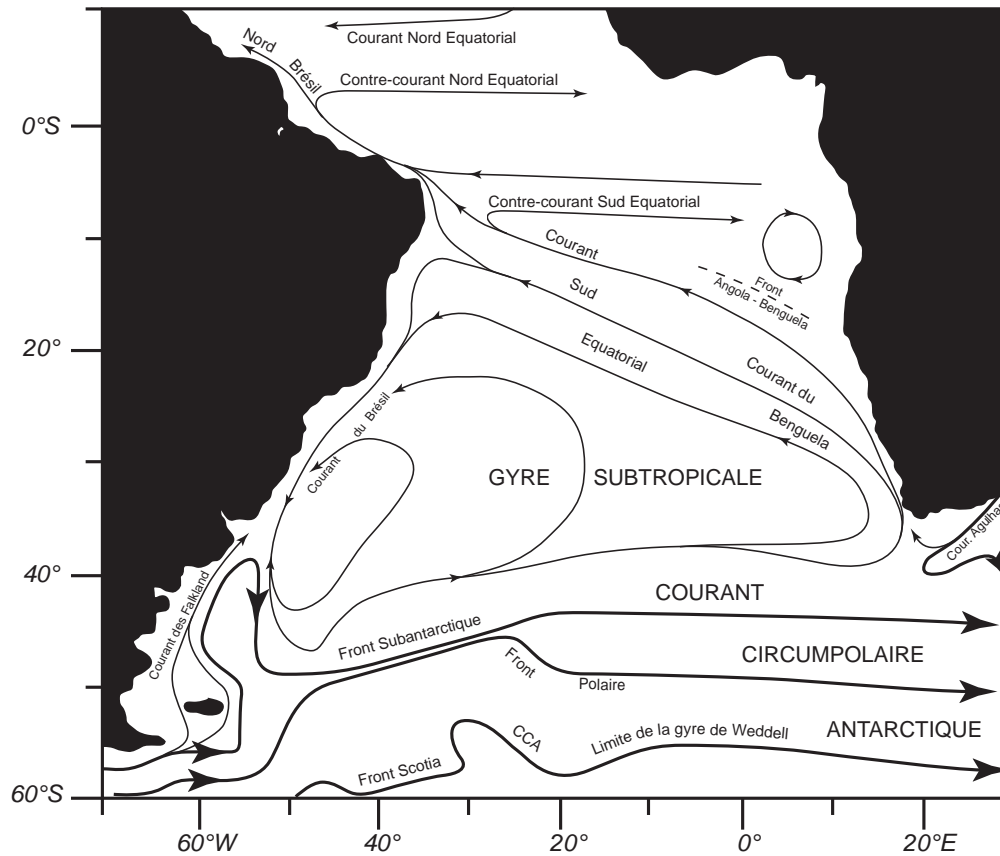


Figure I-1 : représentation schématique de la circulation océanique de surface dans l'Océan Atlantique Sud, d'après Peterson et Stramma, 1991.

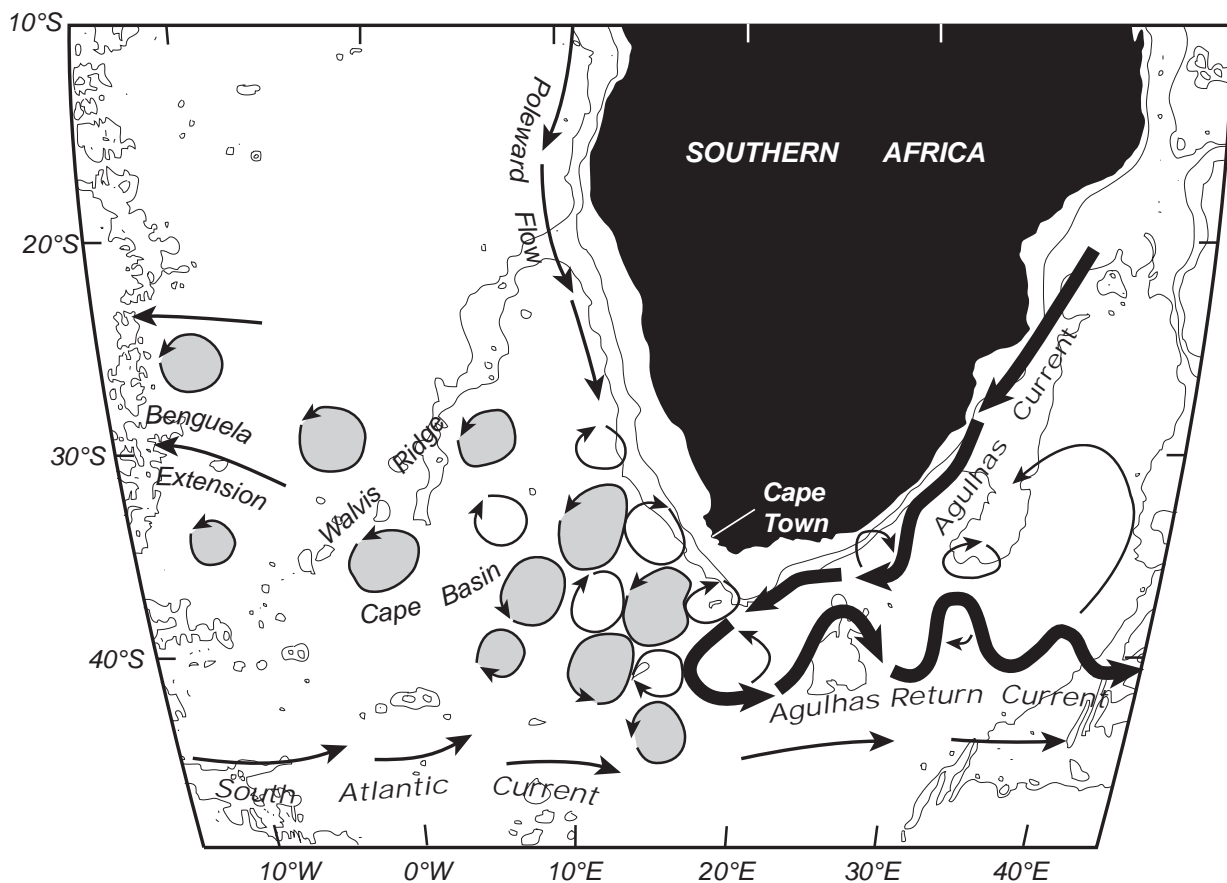


Figure I-2 : carte schématique de la circulation des eaux intermédiaires. Le Bassin du Cap est caractérisé par la présence de nombreux anneaux des Aiguilles (sens anti-horaire, en grisé), et par des cellules cycloniques (sens horaire, en blanc). D'après Richardson, 2003.

Elle est le siège d'échanges de chaleur et d'apports d'éléments dissous entre le courant du Benguela et l'Océan Indien (Deep Sea Research, II, 50, 2003).

Le courant du Benguela circule à une vitesse de 13 Sv¹ (You et al., 2003) vers le NNW, et se sépare en deux branches vers 30°S : l'une continuant de longer la côte, alors que l'autre rejoint le courant Sud Equatorial, qui circule vers le NW.

Le courant du Benguela est associé à des remontées d'eaux froides, encore appelées upwellings, riches en nutriments permettant une intense productivité planctonique. Il est situé le long de la marge sud-ouest africaine, entre la ville du Cap au Sud, et la ride de Walvis, en Namibie, au Nord. Il rencontre au Sud le courant chaud des Aiguilles et le courant Circumpolaire Antarctique, générant ainsi la formation de la gyre des Aiguilles. Au nord, il rencontre le courant chaud descendant d'Angola, formant le Dôme Angola. Ainsi, le système du courant du Benguela longe la côte, de l'Afrique du Sud jusqu'à la limite nord de la Namibie. Les zones de convergence entre ces trois courants fluctuent dans l'espace et le temps.

Le contexte atmosphérique est associé à un système d'alizés, décrit en détail par Shannon & Nelson (1996), soufflant le long de la côte, du Sud-Est vers le Nord-Ouest.

Ces contextes océanographiques et atmosphériques, associés aux phénomènes de dérive d'Ekman, déterminent sur cette marge la présence de nombreuses cellules d'upwelling (une dizaine répartie le long de la marge) ayant actuellement une activité saisonnière et importante : les cellules situées au Sud de la marge sont actives durant l'été austral, les cellules du Nord durant l'hiver austral. Les cellules situées en face de Lüderitz (vers 27° S), de Walvis Bay (vers 22°S) et du plateau de Walvis (vers 19°S) (Lutjeharms and Meeuwis, 1987 ; Summerhayes et al., 1995b) ont une activité pérenne toute l'année, et sont également associées aux plus fortes productivités. La limite distale de l'activité des upwellings au large de Lüderitz se situe à la verticale de la rupture de pente (à une distance d'environ 200 km de la côte), bien qu'un domaine de haute productivité ait été mis en évidence durant l'hiver austral au-delà de cette limite (jusqu'à 1000 km de la côte), sous forme de filaments (Lutjeharms and Meeuwis, 1987, Hagen et al., 2001).

¹ 1 Sv = 10⁶ m³.s⁻¹

1.1 Géomorphologie de la marge Sud-Est Atlantique

La bathymétrie de la marge Sud-Est Atlantique a été décrite par de nombreux auteurs (Birch & Roger, 1973 ; Dingle et al., 1987 ; Shannon, 1985). Le Bassin du Cap et le Bassin d'Angola sont séparés par la ride de Walvis (fig. I-3) qui prolonge le Cap Frio sur 2500 km vers le Sud-Ouest. Cette ride forme une barrière pour les courants océaniques qui circulent du Sud-Est vers le Nord-Ouest à une profondeur de 3000 m, bien que la liaison avec le courant Antarctique profond (Antarctic Bottom Water, ABW) existe (Shannon & Chapman, 1991).

La morphologie de la plate-forme le long de l'Afrique du Sud et de la Namibie est très variable. La largeur du plateau continental varie de 20 km au Sud de l'Angola, à 75 km au Sud de Lüderitz, et 40 km au large du Cap Peninsula. L'extension est maximale au débouché du fleuve Orange et du Banc des Aiguilles (respectivement 180 et 230 km).

La morphologie en double plate-forme est commune près de Walvis Bay, où il existe une rupture de pente interne et externe, à respectivement 140 et 400 m de profondeur. Une telle morphologie se retrouve au large de banc Childs (fig. I-3).

Il existe également des morphologies de canyons qui entaillent la topographie, en particulier entre 31°S et 35°S, cela jusqu'à 60 km en mer.

Ces différences de morphologie de la plate-forme sont importantes à prendre en compte en ce qui concerne les migrations latérales des cellules d'upwelling accompagnant une remontée ou une chute du niveau marin. En effet cette migration sera d'autant plus importante que la pente de la plate-forme est faible.

1.2 Circulations atmosphérique et océanique de surface

La circulation atmosphérique globale est liée au régime thermique des continents, lié à des insolation différentielles des continents et des océans. Le réchauffement de l'air est beaucoup plus important au dessus d'un continent que d'un océan. Ce réchauffement induit une dilatation du gaz, et donc une baisse de densité, à l'origine d'un mouvement vertical ascendant.

Les cellules de Hadley sont situées de part et d'autre de l'équateur. Dans ces régions, l'air est chargé d'humidité, et l'élévation de ces masses d'air crée une zone dépressionnaire près de l'équateur météorologique, ainsi qu'une condensation de l'humidité dans la troposphère, et engendre des précipitations abondantes et régulières. Cette zone est appelée Zone de Convergence Intertropicale (ou en anglais Inter Tropical Convergence Zone : ITCZ). L'air devenu sec, se refroidit et retombe au niveau des tropiques nord et sud en créant des zones de

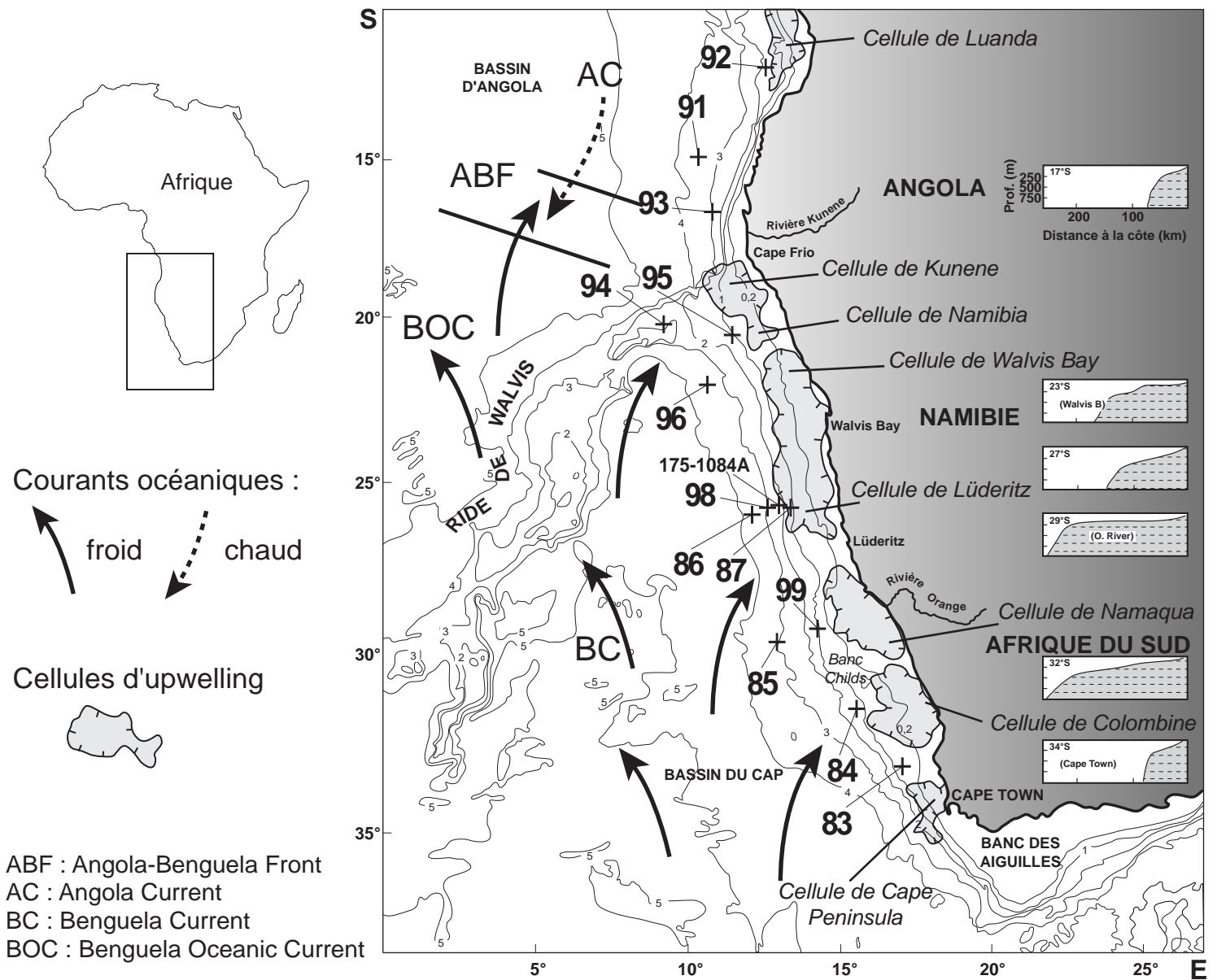


Figure I-3 : localisation des sites de carottage, circulation océanique de surface du Système d'Upwelling du Courant du Benguela (modifié d'après Shannon & Nelson, 1996 ; Lutjeharms & Meeuwis, 1987).

haute pression. Ces circulations atmosphériques sont compensées par une circulation au niveau du continent : elles subissent une déviation, sous l'effet de la force de Coriolis, vers le Sud-Ouest (hémisphère nord) ou le Nord-Ouest (hémisphère sud). La position en latitude de l'ITCZ varie au cours de l'année en fonction de l'insolation et des phénomènes de mousson : elle se localise entre 5° et 25°N en été et entre 5° et 20°S en hiver. Cette migration de part et d'autre de l'équateur induit une migration identique des alizés : un déplacement vers le nord de l'ITCZ aboutit à une remontée des alizés de l'hémisphère Sud au delà de l'équateur et inversement. Sous l'effet de la force de Coriolis, le franchissement de l'équateur produit alors une inversion des vents : ainsi les alizés de Sud-Est de l'hémisphère Sud peuvent franchir l'équateur pendant l'été boréal et se mettre à souffler du Sud-Ouest. De même, au cours de l'hiver, les alizés de Nord-Est parviennent dans l'hémisphère Sud où ils sont déviés vers la gauche pour souffler du Nord-Ouest (fig. I-4).

Entre l'équateur et le Pôle Sud, se succèdent trois cellules de ce type : la cellule de Hadley limitée par l'équateur et le tropique du Capricorne, la cellule de Ferrell puis la cellule polaire. Les cellules de Ferrell s'accompagnent de vents d'ouest, en anglais les « *westerlies* ». La descente d'air froid au niveau des pôles forme les anticyclones mobiles polaires (AMP, Leroux, 1996), dont la trajectoire varie avec la rotation terrestre et est modulée par la position et les reliefs des continents à la surface de la Terre.

Au niveau de l'Afrique du Sud, les reliefs de hauts plateaux s'élevant à près de 2000 m (le Grand Escarpement) ont une altitude plus importante que l'épaisseur des anticyclones mobiles dérivant du pôle. La progression vers les tropiques de ces AMP est alors bloquée par les reliefs de l'Afrique australe qui très souvent se scindent en deux pour contourner ces obstacles. Le relief de l'Afrique australe joue donc deux rôles fondamentaux : 1) dévier les anticyclones mobiles polaires à l'Ouest et à l'Est et 2) isoler complètement les hautes pressions atlantiques de celles du continent (fig.I-5).

Les changements de direction des vents au cours de l'année s'accompagnent également de variations dans leur intensité. Les zones situées au large de Lüderitz et du Cap Frio sont marquées par des vents du Sud de forte intensité. La remontée des systèmes de hautes pressions vers le Nord en hiver affecte nettement ces dernières situées en dessous de 31°S où l'on enregistre une diminution de l'intensité des vents.

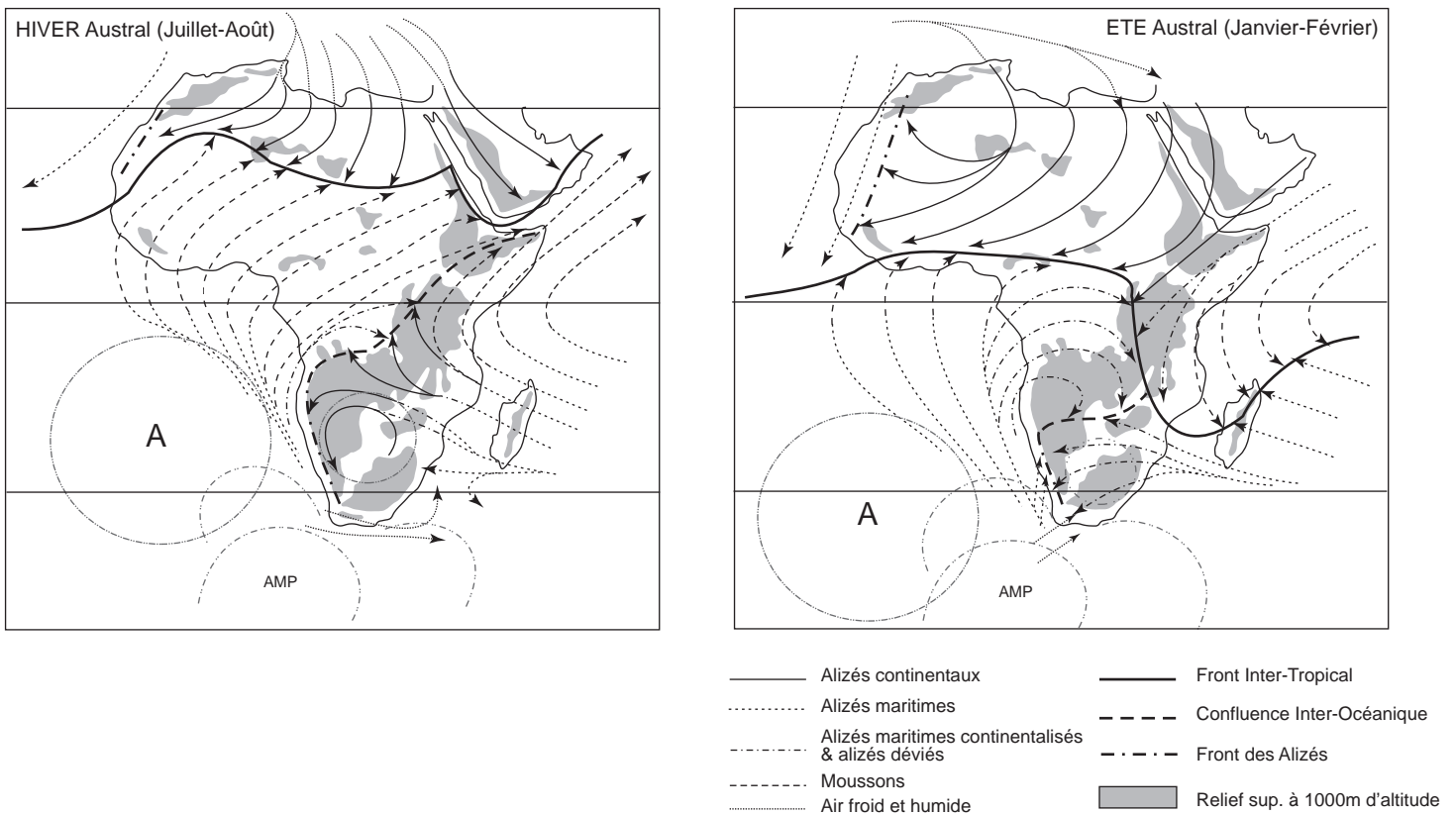


Figure I-4 : Carte des circulations atmosphériques en Afrique au cours de l'hivers austral et de l'été austral. Modifié d'après Durand (1999) et Leroux (1996).

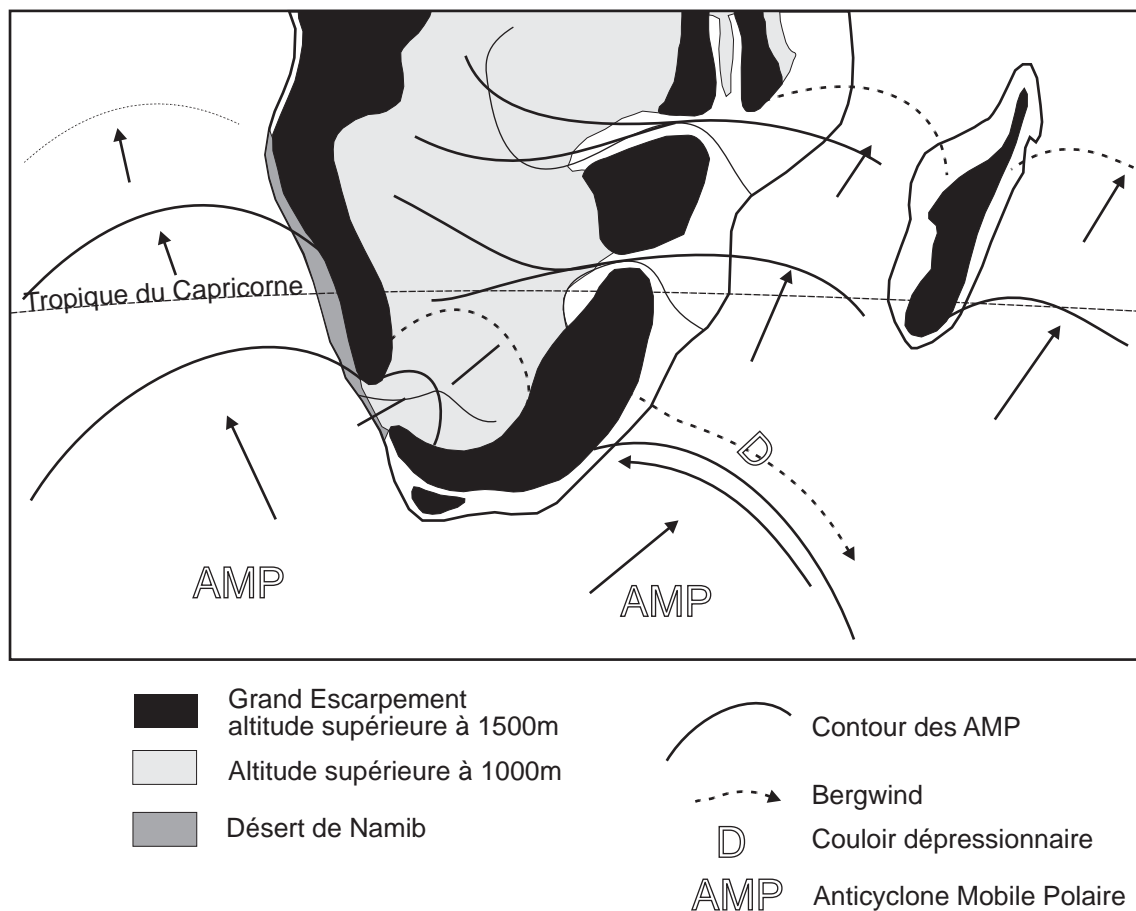


Figure I-5 : Dynamique hivernale des basses couches de la Troposphère sur l'Afrique australe (modifié d'après Leroux, 1996).

Entre Walvis Bay et le Cap Frio, les variations d'intensité des vents sont moins marquées au cours de l'année tandis qu'au Nord entre les latitudes 16°S et 18°S (plus particulièrement le vent venant du Sud) elles sont très importantes pendant le printemps et l'automne. Au-delà de la latitude 15°S, ces variations restent faibles au cours de l'année (fig. I-6).

Des observations montrent qu'une intensification des alizés (vents de basse atmosphère orientés vers le NNW, canalisé par les reliefs montagneux parallèles à la côte) s'accompagne d'une diminution importante des températures de surface près des côtes. Les alizés sont le vecteur principal de la formation des cellules d'upwelling (Lutjeharms & Meeuwis, 1987).

La circulation atmosphérique associée au système du courant du Benguela est directement liée à la présence de la cellule anticyclonique de haute pression de l'Atlantique Sud. La migration latitudinale de cette cellule est de l'ordre de 6° selon les saisons, entre une position septentrionale en mai, et une position méridionale en février, et de 13° longitudinalement, avec une position occidentale en août (Tyson, 1986). Le principal site atmosphérique favorable à l'installation de cellules d'upwelling actives est présent près de Lüderitz (27°S), un deuxième site se situe au niveau du Cap Frio (18°S). Les vents favorables aux upwellings sont maximum durant l'été et le printemps au Sud du Benguela (Shannon, 1966 ; Andrews & Hutchings, 1980), entre septembre et mars. Au nord de 31°S, la saisonnalité des vents est moins évidente, et l'activité des upwellings est pérenne toute l'année, mais avec des maxima en été et des minima à l'automne, jusqu'à 25°S (Stander, 1964 ; Schell, 1968). En Namibie centrale, la saisonnalité des vents est moins contrastée et d'amplitude plus faible.

Le sud de notre zone d'étude, le banc des Aiguilles, est associé à des vents turbulents et très violents. Le printemps et l'été sont associés à des vents d'est, les « *easterlies* », à l'origine de la formation de cellules d'upwelling le long de la côte. La situation en hiver contraste fortement, avec une dominance de vents d'ouest, qui diminue l'activité et la formation des cellules d'upwelling.

La limite nord du système du courant du Benguela est associée à la convergence du courant froid du Benguela, circulant vers le NW, avec le courant chaud d'Angola descendant vers le SE. Cette convergence est appelée Front Angola Benguela (en anglais ABF ; Shannon et al., 1987). Les affaiblissements d'intensité des alizés sont la cause majeure du déplacement vers

le sud de ce front, situé en moyenne autour de 17°S. Le front est déplacé vers le Nord durant l'automne austral suite à l'intensification du régime atmosphérique.

Le nord du système du courant du Benguela est largement influencé par le courant descendant d'Angola (AC) et par le South Equatorial Current (SEC). Cette région est fortement stratifiée durant l'été, et beaucoup moins durant l'hiver, où l'activité des upwellings est maximale. La circulation océanique est représentée figure I-3. Nous pouvons considérer deux zones, situées au nord et au sud du Cap Frio. Au sud, le courant côtier du Benguela circule vers le NNW, et le courant océanique vers le NW. Au delà du Cap Frio, ce dernier se sépare en deux, une branche continue vers le NW, et une branche est déviée vers le WNW. Cette séparation est induite par la gyre Angola-Benguela, issue de la convergence avec le courant descendant d'Angola. Le Nord de Cap Frio est caractérisé par la descente du courant Angola, océanique et côtier. Le bassin d'Angola est donc caractérisé par une circulation intermédiaire et superficielle complexe, avec à la fois un courant froid orienté vers le Nord (Courant du Benguela), un courant chaud orienté vers le Sud, situé en position plus continentale (courant d'Angola), et une convergence giratoire entre ces deux courants, située en position plus océanique (Moroshkin et al., 1970).

1.3 Circulation océanique

1.3.1 Courants de fond et intermédiaires (fig. I-7)

Les principales masses d'eau associées au système du courant du Benguela sont :

- pour les eaux profondes et intermédiaires, l'*Antarctic Intermediate Water* (AAIW), *North Atlantic Deep Water* (NADW) et l'*Antarctic Bottom Water* (AABW).

- pour les eaux de surface, les *Tropical* et *Subtropical Surface Water* (TSW & STSW) et la *Thermocline Water* (TW).

La masse d'eau intermédiaires AAIW qui se forme dans la partie sud de l'océan antarctique, se caractérise par les salinités les plus basses (entre 34,2 et 34,5‰) et des températures comprises entre 4 et 5°C. Elle se situe en moyenne à des profondeurs de 700/800m. En terme de volume, l'AAIW représente près de 50% de la masse d'eau présente dans les premiers 1500m (Valentine *et al.*, 1993). L'AAIW est généralement plus fraîche (plus jeune et moins mélangée) au niveau de l'Afrique du Sud et devient moins importante en remontant vers les côtes angolaises. Plus au large, l'AAIW se déplace vers le nord-ouest (au niveau de la Namibie), mais à aucun moment cette masse d'eau ne forme d'upwelling vers la surface.

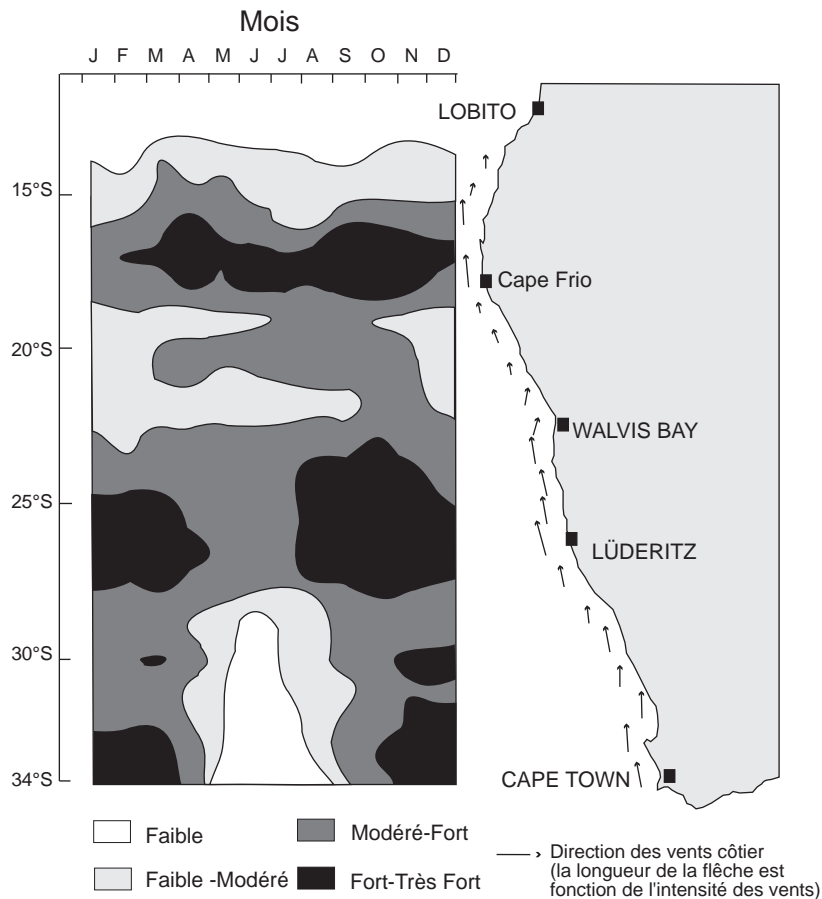


Figure I-6 : Carte de répartition mensuelle de l'intensité des vents le long de la côte de l'Afrique australe et de la direction des vents côtiers (75km en offshore). Modifié d'après Boyd, 1987; Shannon et al., 1989.

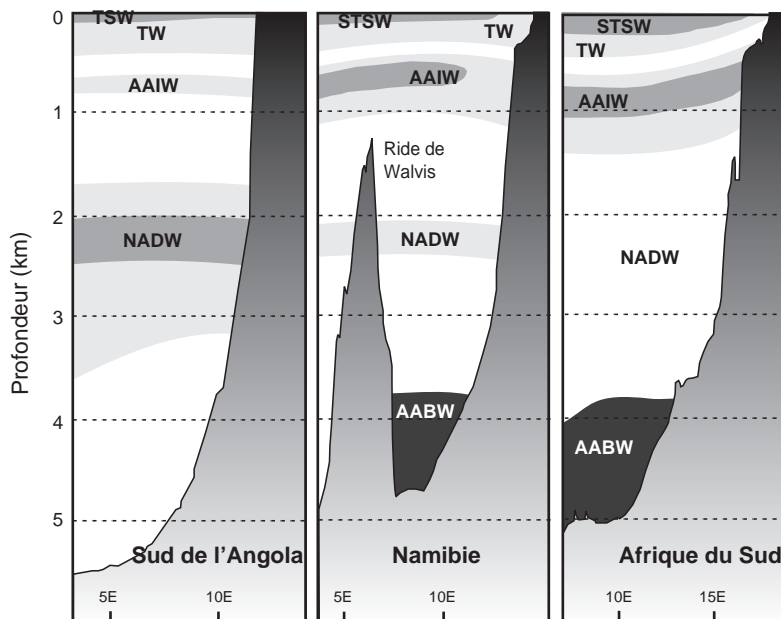


Figure I-7 : Distribution des masses d'eau océanique le long de la marge ouest africaine (modifié d'après Shannon et O'Toole, 1998)

En dessous de l'AAIW, se trouve la masse d'eau NADW qui présente des salinités supérieures à 34,8‰. Cette masse d'eau, formée dans l'Atlantique Nord, est de plus en plus diluée lors de sa progression vers la pointe australe de l'Afrique. La NADW, comprise dans une tranche d'eau entre 1000 et 3500 m, est en terme de volume la masse d'eau principale de la partie orientale de l'Océan Atlantique Sud (Chapman & Shannon, 1985 ; Shannon, 1985). Sous la NADW se trouve l'AABW (salinité comprise entre 34,6 et 34,7‰ et températures proches de 1°C). Cette masse d'eau prend naissance près du continent Antarctique au niveau de la mer de Weddel. L'AABW tend à remonter plus au Nord vers l'Océan Atlantique (mer de Weddel en face de l'Atlantique Sud), et également dans les océans Pacifique et Indien. Au niveau de la côte ouest africaine, l'AABW se situe à des profondeurs supérieures à 4000 m mais sa remontée vers le Nord se trouve bloquée par la présence de la ride de Walvis et au niveau de l'Angola, elle n'est plus présente (Boyd, 1983).

1.3.2 Courants de surface (fig. I-8)

Les masses d'eau supérieures se composent des eaux de surface et des eaux centrales (South Atlantic Central Water, SACW, 100-600m). La SACW résulte du mélange de deux masses d'eau très différentes : la moins dense provient de la partie Ouest de l'Atlantique Sud et circule à travers la gyre subtropicale ; la plus dense (ESACW) dérive des eaux de surface subantarctiques, plonge au niveau du front subtropical puis s'écoule vers le Nord-Ouest avec le courant du Benguela. Les cellules d'upwelling de la côte namibienne apportent en surface des eaux ESACW (Lutjeharms & Valentine, 1987).

1.3.3 Les cellules d'upwelling et filaments

La distribution de la température de surface nous donne une idée de la répartition des cellules d'upwelling le long de la marge sud-africaine (fig. I-3 et I-9).

La cellule d'upwelling qui a l'activité la plus importante est située en face de Lüderitz (27°S), divisant le système du courant du Benguela en une portion nord et une portion Sud. La localisation ainsi que l'activité des différentes cellules ont été décrites pas de nombreux auteurs (Nelson & Hutchings, 1983 ; Shannon, 1985 ; Lutjeharms & Meeuwis, 1987). Shannon (1985) a identifié six cellules le long de la côte : deux dans la partie nord du Benguela, à proximité et au sud du Cap Frio (18°S), une au large de Lüderitz (27°S), de Namaqua (30°S), de Colombine (33°S) et de Cape Peninsula (34°S). Les deux dernières cellules ont une activité plus saisonnière que les cellules centrales.

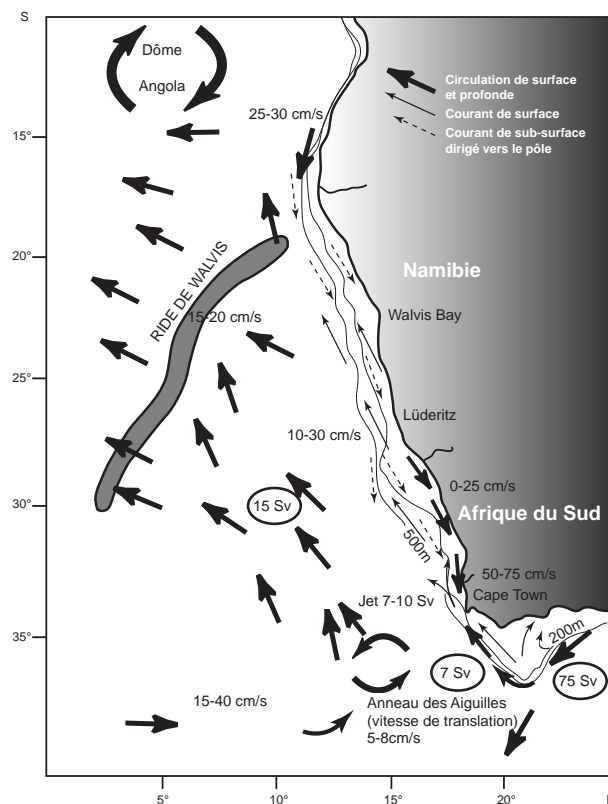


Figure I-8 : circulation schématique et vitesses des eaux de surface et de subsurface. Les vitesses des courants de surface sont issues des travaux de Shannon & Nelson (1996).

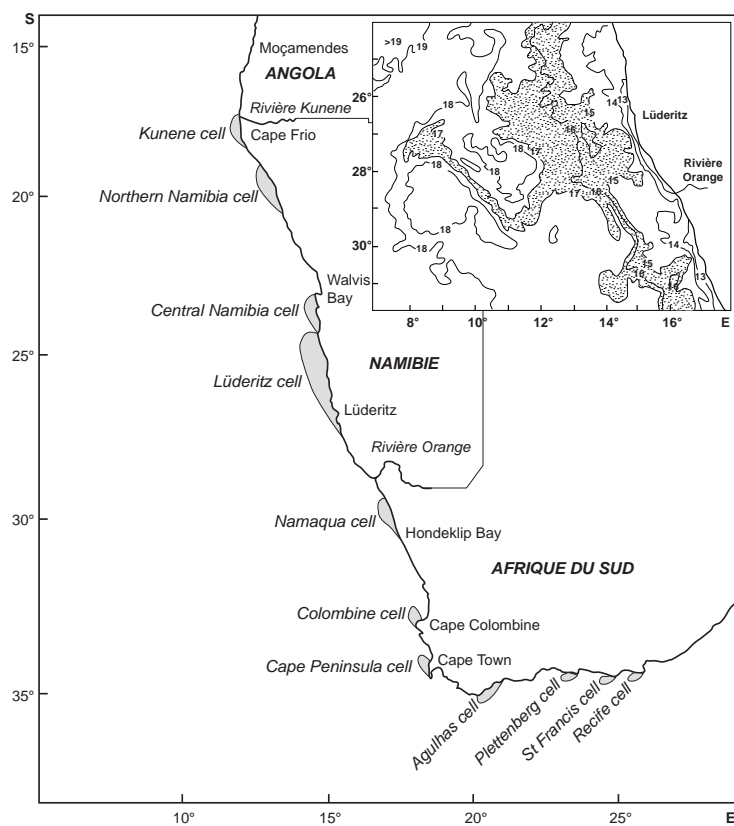


Figure I-9 : cellules d'upwelling principales associées au courants du Benguela et des Aiguilles. L'encadré est une illustration des isothermes au 15 juin 1989 montrant le front d'eau froide (pointillé) entrainé autour de la gyre des Aiguilles. D'après Shannon & Nelson, 1996.

Les cellules sont en général associées à des perturbations atmosphériques cycloniques locales, qui se situent à proximité de changements d'orientation de la côte. Lutjeharms & Meeuwis (1987) ont identifié une cellule supplémentaire, près de Walvis Bay (23°S) ainsi qu'une série de cellules situées au large de l'Angola (10°S). L'extension occidentale maximale de ces cellules est de l'ordre de 150 km (jusqu'à 250 km pour la cellule de Lüderitz).

L'intensité des upwellings n'est pas homogène au cours de l'année. L'analyse de leurs températures de surface met en évidence une migration vers le nord au cours de l'hiver austral et une migration vers le sud en été. Ce mouvement oscillatoire est centré sur Lüderitz où l'activité d'upwelling est la plus fréquente et la plus homogène au cours de l'année. Les autres upwellings localisés le long de la marge namibienne et sud-africaine présentent une moindre activité ; les cellules localisées au nord de Lüderitz sont actives principalement en hiver/automne et celles localisées au sud plutôt en été.

Les filaments sont caractéristiques du front océanique du système du Benguela (Van Forest et al., 1984 ; Lutjeharms & Stockon, 1987). Ils se forment lors des périodes de forte activité des cellules d'upwelling, associées à des courants superficiels de l'ordre de 40 à 70 cm.s^{-1} (Lutjeharms et al., 1991 ; Gründlingh, 1999). La durée de vie des filaments d'eau froide vers le large est de l'ordre de quelques jours à quelques semaines. Ils ont un axe de développement perpendiculaire à la côte et une dimension axiale de l'ordre de 200 km, mais peuvent atteindre 1000 km dans des cas extrêmes. Néanmoins, l'échappement de ces filaments productifs vers le large est très dilué dans les eaux pauvres de l'océan ouvert et ne constitue généralement qu'un phénomène intermittent. En position distale, les filaments prennent l'aspect de plumes et « eddies » (Lutjeharms & Stockon, 1987).

Une des caractéristiques de la plate-forme namibienne est la morphologie du plateau continental, qui présente une rupture de pente à une distance à la côte et à une profondeur relativement importantes (fig. I-10). Cette morphologie, associée aux alizés et à la dérive d'Ekman, permet la résurgence d'eaux situées jusqu'à 300 m de profondeur, et jusqu'à 450 m pour les conditions maximales (Giraudeau, 1993 ; Summerhayes et al., 1995). La combinaison de ces facteurs permet la mise en place d'une deuxième cellule d'upwelling, située au front de la principale, à la verticale de la rupture de pente, là où s'effectue le maximum de stress éolien.

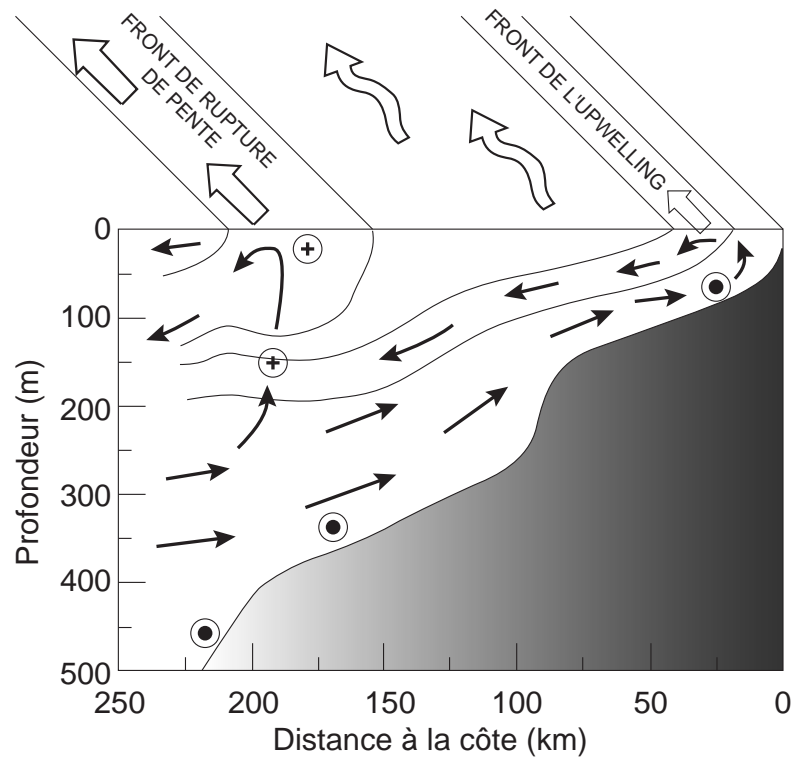


Figure I-10 : modèle de circulation en trois dimensions d'un upwelling actif du système du courant du Benhuela montrant les écoulements orthogonaux et parallèles à la marge, orientés vers le pôle (points) et vers l'équateur (croix) ainsi que les isothermes. Modifié d'après Summerhayes et al., 1995a, 1995b.

Ce stress crée une remontée locale des eaux plus profondes. Par ailleurs, au front de la cellule principale, le courant descendant (downwelling) de la cellule est compensé par un courant ascendant de l'autre côté du front, et donc par la mise en place d'une cellule secondaire, plus tardive. Cette deuxième cellule n'existe que si la première a une activité suffisamment importante, ce qui semble être le cas de la cellule de Lüderitz (Barange & Pillar, 1992).

La cellule la plus active physiquement est celle de Lüderitz, suivie par celle de Walvis Bay (Lutjeharms & Stockton, 1987 ; Hagen et al., 2001), et s'étendent en moyenne jusqu'à 280 km vers le large, les températures les plus basses y sont enregistrées.

II- Nutriments, productivité et biomasse

Les concentrations en nutriments (nitrates et phosphates) sont le facteur limitant de la productivité dans la couche photique, ils sont rapidement consommés par les organismes phytoplanctoniques autotrophes, puis régénérés dans la couche de mélange sous-jacente. La silice est également un nutriment important, bien qu'elle soit uniquement limitante aux organismes à tests siliceux (diatomées, radiolaires, spongiaires), les diatomées dominant généralement dans les zones de forte productivité (Nelson et al., 1995).

A l'échelle de la zone d'étude, les apports en phosphates et nitrates vers la couche photique se font par l'intermédiaire des cellules d'upwelling, et sont donc directement liées au contexte atmosphérique. Actuellement, c'est le site situé au large de Walvis Bay, associé à une conjugaison des vents et de la fertilité des eaux de subsurface, qui enregistre les productivités les plus importantes, et non la cellule de Lüderitz où pourtant le stress éolien est le plus important (Berger et al., 2002).

Les nutriments apportés par les upwellings proviennent des eaux centrales (100-500m). Ces eaux sont enrichies en nutriments résultant des processus biologiques se déroulant dans la couche photique, avant d'être rapportées en surface par l'upwelling. Le profil vertical des nutriments montre donc un appauvrissement en surface (consommation) et un enrichissement sous la thermocline (réservoir).

Les taux moyens de productivité de carbone organique sont compris entre 2 et 2,5 g C.m⁻².j⁻¹. Ces valeurs sont constantes quelle que soit la latitude, mais la superficie et l'extension des domaines productifs sont plus importantes entre 32°S et 22°S (Carr, 2002). Il existe de plus un gradient de productivité du domaine proximal vers le domaine distal. Les taux de carbone organique sont plus élevés sur le plateau (11 g C.m⁻².j⁻¹), près du centre de l'upwelling côtier (Hutching et al., 1986, cité dans Summerhayes, 1995), alors que la deuxième cellule, associée à la rupture de pente, est moins productive.

Actuellement, la productivité est dominée par les espèces siliceuses près des côtes (Hart & Curie, 1960 ; Treppke et al., 1996), leur densité diminue vers le large, et les espèces siliceuses sont remplacées par du plancton carbonaté, largement majoritaire sur le plateau externe et au dessus de la pente (Romero et al., 2002). Les coccolithes et diatomées (phytoplancton) prolifèrent préférentiellement dans les eaux récemment apportées par l'upwelling, contrairement aux radiolaires et foraminifères (zooplancton) qui se développent dans des eaux

plus anciennes. Les blooms siliceux sont susceptibles de se développer au sein des cellules côtières, plus propices à la reproduction des diatomées. Romero et al. (2002) ont également mis en évidence que l'exportation de diatomées, coccolithes et foraminifères sur la pente, au large de Hondeklip Bay (cellule de Namaqua, 29°S), est associée à une baisse de température et à une utilisation massive des nutriments en surface. Ceci témoigne de l'activité accrue de la deuxième cellule (au dessus de la pente) ou des filaments, durant les périodes de stress éolien.

III- La matière organique marine – productivité des upwellings côtiers

L'accumulation de matière organique en domaine océanique profond résulte de l'action combinée de plusieurs facteurs dont la productivité primaire se développant dans la zone photique (Pedersen & Calvert, 1990), qui, dans le cas de taux de sédimentation relativement importants, favorise la préservation de la matière organique. Les enregistrements sont modulés par d'autres facteurs : la dilution par les constituants minéraux, le temps de résidence de la matière organique à l'interface eau/sédiment, la part des apports détritiques, l'épaisseur de la tranche d'eau, la distance au continent...(Pelet, 1983, 1987 ; Stein, 1986). Jusque dans les années 1980, les principaux facteurs de préservation de la matière organique reconnus étaient : le développement de conditions anoxiques dans les eaux de fond (Demaison & Moore, 1980) (fig. I-11), et l'épaisseur de la tranche d'eau (Suess, 1980).

Les travaux de Suess (1980) à partir de pièges à sédiments ont mis en évidence une décroissance exponentielle du flux de matériel organique exporté depuis la zone photique vers le fond océanique, en fonction de la profondeur de la colonne d'eau. Ainsi, seuls quelques pourcents du flux organique initial atteignent le sédiment, situés plusieurs milliers de mètres plus bas. Ces observations s'appliquent dans un environnement oligotrophe, où la productivité est limitée toute l'année.

De telles observations sont en contradiction avec une possible accumulation de matière organique dans les environnements profonds.

Toutefois, deux exemples de sédimentation organique profonde, durant le Quaternaire, ont été présentés par Huc et al. (2001) : le détroit de Makassar et la marge namibienne. Le premier exemple est associé à des dépôts du Delta de la Mahakam à des profondeurs allant de 50 m à 2230 m. La sédimentation est principalement dominée par des apports terrigènes associés à des processus de transport par des courants de turbidité, ou par des écoulements de débris. La caractéristique majeure de ce delta est la teneur en carbone organique, très importante jusqu'à 2230 m de profondeur (plus de 5%). La matière organique est essentiellement constituée de débris terrigènes. L'augmentation du niveau marin, associée à la transition Dernier Maximum Glaciaire (DMG)/Holocène, est associée à une diminution des processus d'érosion, et à une baisse des apports organiques.

Le deuxième exemple, qui est notre sujet d'étude, est la marge Sud-Est Atlantique, associée au système d'upwelling du courant du Benguela, et dominé par une productivité organique intense. Les sédiments localisés sur la plate-forme (<150m) contiennent en moyenne 9% de COT, et atteignent jusqu'à 25% sous les cellules les plus actives de Lüderitz et de Walvis Bay (Calvert & Price, 1971) (fig. I-12). Le leg DSDP 75 localisé à proximité de la Ride de Walvis a mis en évidence des concentrations moyennes en COT de l'ordre de 3,5% (1341 m), 3% (4639 m) (Meyers et al., 1981). Ces concentrations sont associées à des processus de resédimentation provenant de la plate-forme et de la ride adjacente, où se sont accumulés des dépôts riches en matière organique ayant pour origine la forte productivité du Courant du Benguela (Huc, 1988a, b ; Stow, 1987). Les carottes de la mission NAUSICAA-IMAGES II ont également mis en évidence de telles teneurs en carbone organique : en moyenne 7,7% à 1028 m, 3,81% à 2910 m et 1,77% à 3606 m. Toutefois, ces teneurs sont directement liées à l'intensité de la productivité sus-jacente, et ne montrent ni d'anoxie (le site à proximité de la Ride de Walvis ne présente pas non plus de signes d'anoxie), ni traces de remobilisation.

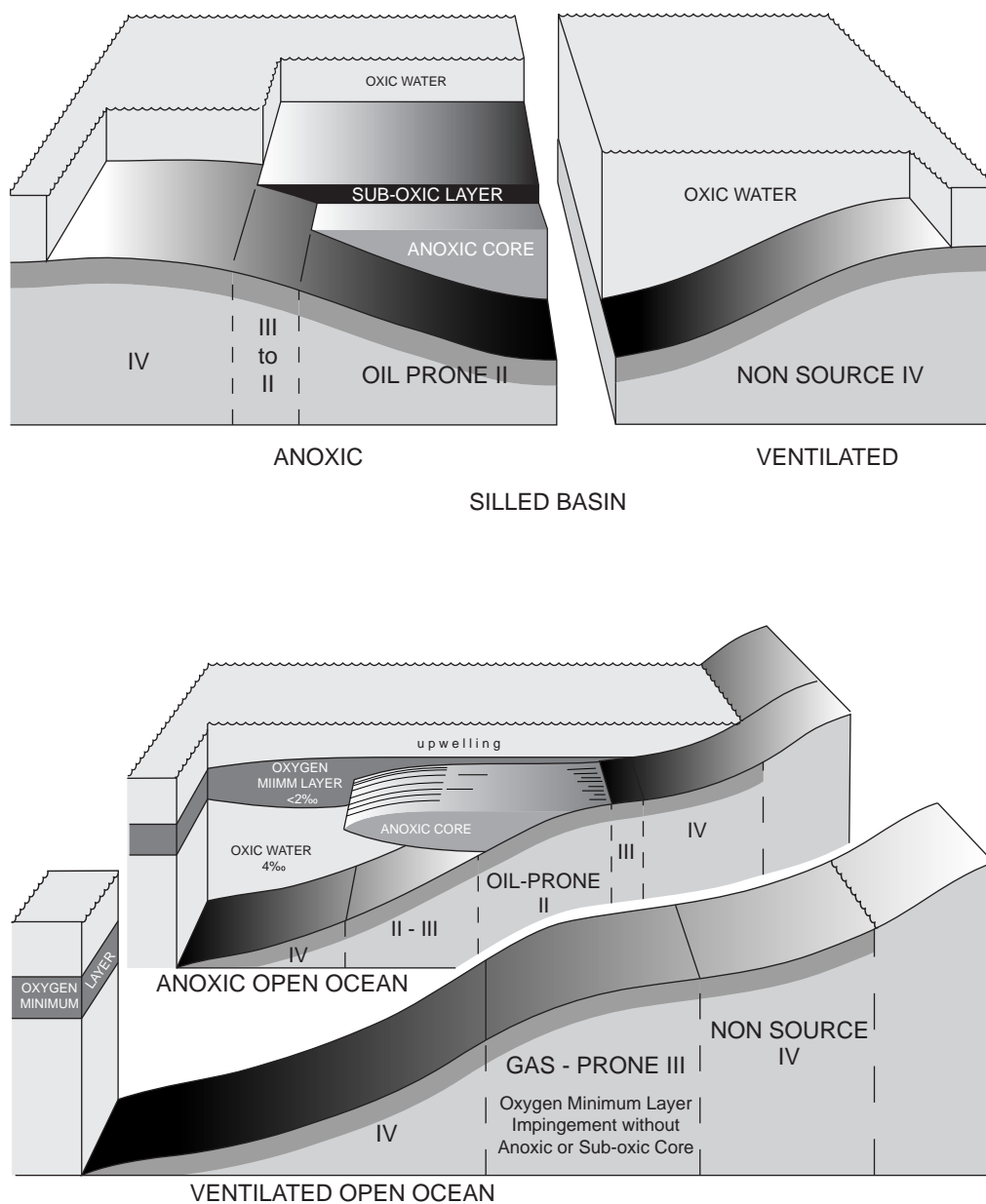


Figure I-11 : le modèle classique de dépôt des sédiments riches en matière organique (roches-mères pétrolières) en environnement profond nécessite:
 - le développement de conditions anoxiques dans des bassins fermés, ou associées à des systèmes d'upwelling,
 - des transferts de sédiments riches en matière organique provenant de la plateforme externe vers des environnements oxygénés, suivi d'un enfouissement rapide.
 Les océans profonds ouverts ne sont pas considérés comme favorables au dépôt de roches-mères. D'après Demaison & Moore, 1980.

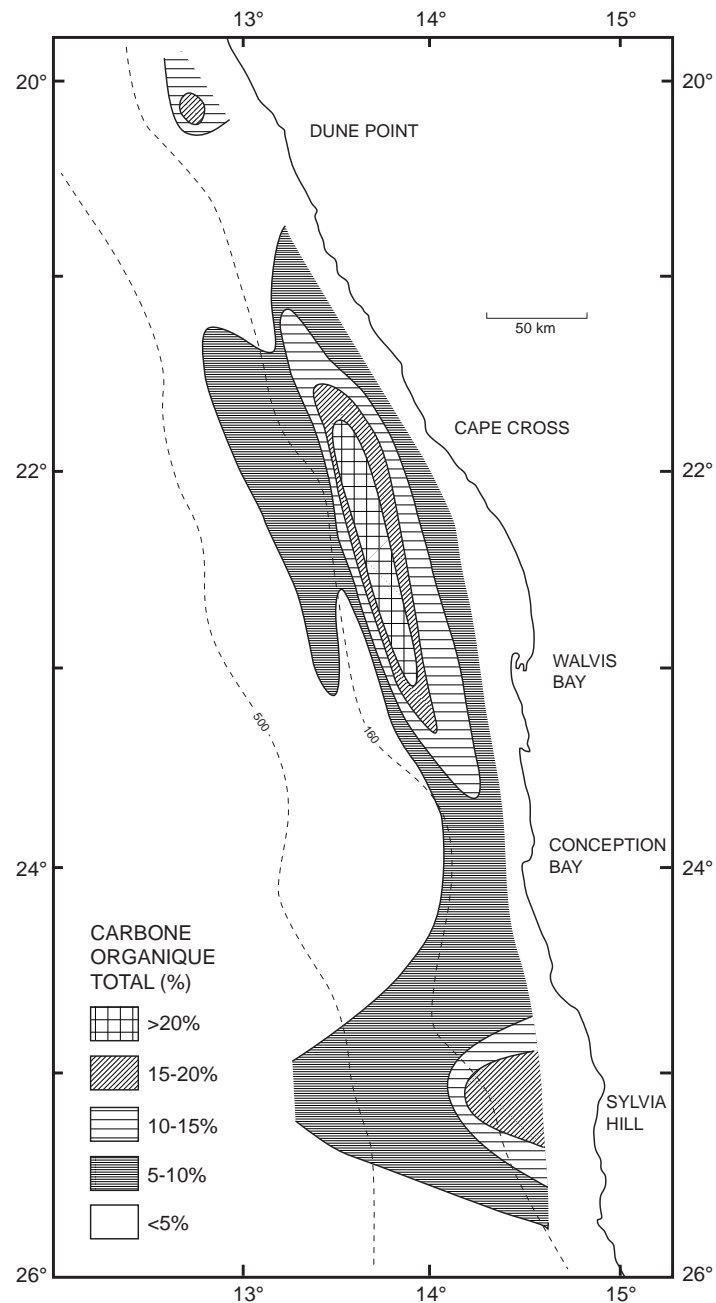


Figure I-12 : distribution du carbone organique total (pourcentage du sédiment sec) dans les sédiments déposés le long de la plate-forme namibienne (d'après Calvert & Price, 1971).

Les couches les plus riches en COT s'enregistrent avec des cyclicités orbitales, suggérant un contrôle climatique sur l'enfouissement de la MO dans cette zone (Stow et al., 2001 ; Bertrand et al., 2003).

Ces deux exemples illustrent le fait que les conditions d'accumulation de matière organique en domaine profond ne nécessitent pas obligatoirement la présence de conditions anoxiques. Ainsi, contrairement aux idées conventionnelles, les systèmes océaniques profonds peuvent être le siège d'accumulation organique, 1) si il existe des apports par des processus gravitaires (turbidites ou écoulements de débris) de débris organiques déposés antérieurement en domaine peu profond, 2) si la forte productivité organique (de type upwelling) permet de délivrer suffisamment de matière organique pour contrebalancer leur dégradation et enrichir les domaines profonds sous-jacents. L'enrichissement est lié au jeu simultané de plusieurs processus liés à une diminution du temps d'exposition dans la colonne d'eau et dans le sédiment : la productivité est telle que la MO est exportée sous forme de pellets ou d'agrégats, ces formes chutent plus rapidement dans la colonne d'eau, et sont exposées moins longtemps à la biodégradation et à l'altération via la corrosion des eaux. Les particules arrivent plus vite à l'interface eau/sédiment, sont donc enfouies plus rapidement, et sont exposées moins longtemps à la décomposition par des organismes benthiques.

En termes de conditions trophiques, les organismes des conditions eutrophes exportent beaucoup de matière (30% de la production primaire, Eppley & Peterson, 1979). Ces organismes tendent à produire des particules de grande taille qui atteignent plus rapidement le fond océanique. A l'inverse, les organismes des conditions oligotrophes recyclent davantage et exportent moins de matière (10% de la production primaire), et produisent des particules de plus petite taille. Le temps de chute des particules sur 3000 m peut alors varier de quelques jours (conditions eutrophes) à quelques mois ou quelques années (conditions oligotrophes).

IV- Dynamique des upwellings

La marge des océans Atlantique et Pacifique est associée à des courants froids, parallèles à la côte et circulant vers l'équateur. Il s'agit des courants de Humboldt le long de l'Amérique du Sud, de Californie le long de l'Amérique du Nord, des Canaries au large de l'Afrique du Nord, et du Benguela le long de l'Afrique du Sud et de la Namibie.

La contrainte éolienne exercée par les alizés sur ces courants génère une circulation des eaux superficielle, orientée du continent vers l'océan. Sous l'effet de la force de Coriolis due à la rotation de la Terre, cette circulation de surface est déviée par rapport à la direction du vent, on parle de déviation d'Ekman, vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud, il n'existe pas de déviation à l'équateur. Le flux de masse d'eau dirigé vers le large est compensé par un flux de sub-surface, dirigé vers le continent, qui émerge à proximité de la côte. La géométrie de ce courant est largement influencée par des paramètres comme la morphologie de la marge, le régime local de vents. Selon l'intensité des différentes contraintes (des vitesses de vent de l'ordre de 5 à 10 m.s⁻¹ sont nécessaires pour initier un upwelling (Garret, 1991)), l'épaisseur de la tranche d'eau affectée peut atteindre jusqu'à 200 m de profondeur. Cette circulation provoque l'émergence d'eaux froides à proximité de la côte, ces eaux vont être dirigées vers le large en se réchauffant progressivement, et en repoussant les eaux océaniques vers le large. Le courant de surface plonge le long de ce front (downwelling), et est compensé par une émergence des eaux de surface, au contact de la façade océanique du front (upwelling secondaire). Il existe ainsi, si les contraintes éoliennes sont suffisantes, deux zones d'émergence d'eaux froides : une près de la côte, et une située plus au large. La cellule secondaire est en générale constituée de tourbillons et de filaments (Lutjeharms & Meeuwis, 1987 ; Lutjeharms & Stockton, 1987). Des filaments de plusieurs centaines de kilomètres ont été observés au large de la Namibie. Différents auteurs pensent que la position du front secondaire est située à la limite externe de la plate-forme (Summerhayes et al., 1995).

Les upwellings font circuler des eaux intermédiaires vers la surface, près de la côte. Ces eaux intermédiaires proviennent d'eaux superficielles qui ont plongé au niveau des fronts subpolaires ou subtropicaux. Ces eaux se sont progressivement enrichies en nutriments. Les nutriments ainsi apportés en surface permettent aux organismes phytoplanctoniques puis zooplanctoniques de proliférer, et de générer une exportation de matière organique importante vers le fond océanique.

Les zones d'upwelling côtier représentent seulement moins de 1% de la surface de l'océan mondial mais sont le siège de 5% de la production primaire total. Les travaux de Antoine et al. (1996) et de Carr et al. (2002) sur la couleur de l'océan mesurée par satellite montrent que les productions primaires associées aux quatre systèmes d'upwelling des bordures Est des continents africains et américains sont comprises entre 1 et 2,5 $\text{gC}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{j}^{-1}$, le plus productif étant l'upwelling du Benguela.

V- Dépôt et préservation de la matière organique

D'un point de vue général, la teneur en carbone organique des sédiments marins récents est de l'ordre de 0,5% sur les marges continentales, de 0,25% dans les régions équatoriales et polaires, et inférieures à 0,25% dans les sédiments profonds (Calvert & Petersen, 1992). Cette distribution reflète la productivité organique des eaux de surface, ainsi que la profondeur d'eau du site de sédimentation. La teneur en COT est par ailleurs fortement modulée par les processus de diagenèse précoce. Cette dernière est définie comme étant l'ensemble des processus biologiques, physiques et chimiques qui transforment les sédiments superficiels, et en particulier la qualité et la quantité de matière organique d'un sédiment (Berner, 1980). Le principal facteur est la biodégradation de la MO par la respiration des organismes benthiques. Lorsque les eaux de fond sont bien oxygénées, la MO est tout d'abord dégradé par des bactéries aérobies utilisant l'oxygène comme accepteur d'électrons. Puis, en l'absence d'oxygène, la MO est dégradée par des bactéries utilisant d'autres espèces chimiques : ammonium, nitrates, sulfates... Au niveau de Lüderitz, la disparition de l'oxygène intervient à quelques centimètres sous la surface des sédiments (Hensen, 2000 ; Wenzhöfer & Glud, 2002). Les nitrates sont souvent complètement utilisés et la sulfato-réduction est le mode de biodégradation dominant, après la respiration (Canfield, 1994). Entre 30 et 99% de la matière organique est ainsi reminéralisé durant la diagenèse précoce (Heinrich, 1992). Par ailleurs, il existe une corrélation positive entre le taux d'accumulation de carbone organique et le taux de dégradation : plus les apports organiques sont importants, plus la dégradation est intense, mais plus le pourcentage de carbone organique préservé est élevé.

L'activité de biodégradation par les organismes benthiques désorganise le sédiment, en particulier les laminations associées au dépôt des sédiments en environnement profond. L'absence de lamination peut être un marqueur indirect de milieux oxygénés.

La profondeur de pénétration de l'oxygène est un marqueur du flux de matière organique métabolisable atteignant le sédiment ainsi que de l'oxygénation des eaux de fond, lié à la ventilation par les courants de fond.

Le Chrome, le Molybdène, le Vanadium et l'Uranium précipitent en conditions anoxiques (Calvert & Petersen, 1993) et s'accumulent de préférence à proximité du front redox (Crusius et al., 1996). Un enrichissement de ces éléments par rapport à leur abondance standard (crustale) signifie soit un dépôt en milieu anoxique, soit que le front redox était situé à proximité de la surface du sédiment au moment considéré. Le Barium, le Cuivre et le Zinc ont tendance à s'adsorber aux particules organiques lors de leur chute dans la colonne d'eau. L'interprétation de leur teneur nécessite une normalisation par l'aluminium, qui affranchi des effets de dilution par les apports terrigènes. Les rapports Ba/Al, Cu/Al et Zn/Al peuvent être interprétés comme des marqueurs de paléoproduktivité.

Les processus d'incorporation de soufre dans la matière organique ont été décrits par de nombreux auteurs (Sinninghe-Damsté et al., (1988, 1989), Boussafir et al., (1995), Lallier-Vergès et al., (1997), Montgenot et al., (1999), Tribovillard et al., (1994) dans les sédiments anciens, et par Lückge et al. (1996, 2002) et Werne et al. (2000, 2003) dans les sédiments récents). En conditions anoxiques, l'excès de sulfures formés qui ne régissent pas avec le fer libre pour former de la pyrite peut réagir avec les groupements fonctionnels des molécules organiques lors des premières phases de la diagenèse (Schouten et al., 1994 ; Wakeham et al., 1995 ; Adam et al., 2000). Cette incorporation de soufre favorise la préservation de la matière organique.

Les résultats de Tribovillard et al. (2004) mettent en évidence une relation existant entre le Mo et la MO soufrée : le Mo est systématiquement plus enrichi dans la MO soufrée, et montre une corrélation positive avec l'abondance total de MO soufrée, mais pas avec l'abondance de pyrite.

VI- Echantillons

Nous avons utilisé pour cette étude 13 carottes (12 stockées à Bordeaux, une carotte MD962094, stockée à Brême, en Allemagne) issues de la mission NAUSICAA (Namibia Angola Upwelling System and Indian Connection to Austral Atlantic) du programme international IMAGES (International Marine Global Change Study) réalisée 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 caractéristiques de chaque carotte sont indiquées dans le tableau suivant :

Carotte	Site	Type	Profondeur (m)	Latitude Sud	Longitude Est
MD962083	Cape Town	Calypso	954	33°30,00	17°0,00
MD962084	Olifant River	Calypso	1408	31°44,50	15°31,00
MD962085	Orange River	Calypso	3001	29°42,00	12°56,10
MD962086	Lüderitz	Calypso	3606	25°48,77	12°7,73
MD962087	Lüderitz	Calypso	1028	25°36,00	13°22,80
MD962091	Mocamendes	Calypso	3569	14°53,42	10°23,33
MD962092	Lobito	Calypso	1837	12°9,34	12°34,09
MD962093	Kunene River	Calypso	2682	16°34,11	10°50,56
MD962094	Walvis Ridge	Calypso	2280	19°59,97	9°15,87
MD962095	Walvis Ridge	Calypso	1038	20°19,59	11°29,15
MD962096	Walvis Bay Slope	Calypso	3500	21°50,82	10°40,91
MD962098	Lüderitz	Calypso	2910	25°35,99	12°37,79
MD962099	Orange River Slope	Calypso	1005	29°17,69	14°14,90

Cette distribution permet une étude de la marge, depuis un domaine austral (Cape Town), jusqu’à la limite du système du courant du Benguela au Nord de la ride de Walvis, ainsi que depuis des profondeurs relativement faibles (950 m) jusqu’à des profondeurs beaucoup plus importantes (3600 m) (fig. I-13).

370 échantillons ont été prélevés, à raison d’une trentaine par carotte. Cet échantillonnage s’étend en profondeur jusqu’au-delà du Dernier Maximum Glaciaire, qui coïncide avec un pic négatif dans le signal de réflectance à 700 nm (cf. § « Stratigraphie »). Ainsi le pas d’échantillonnage moyen est de l’ordre de 1000 ans.

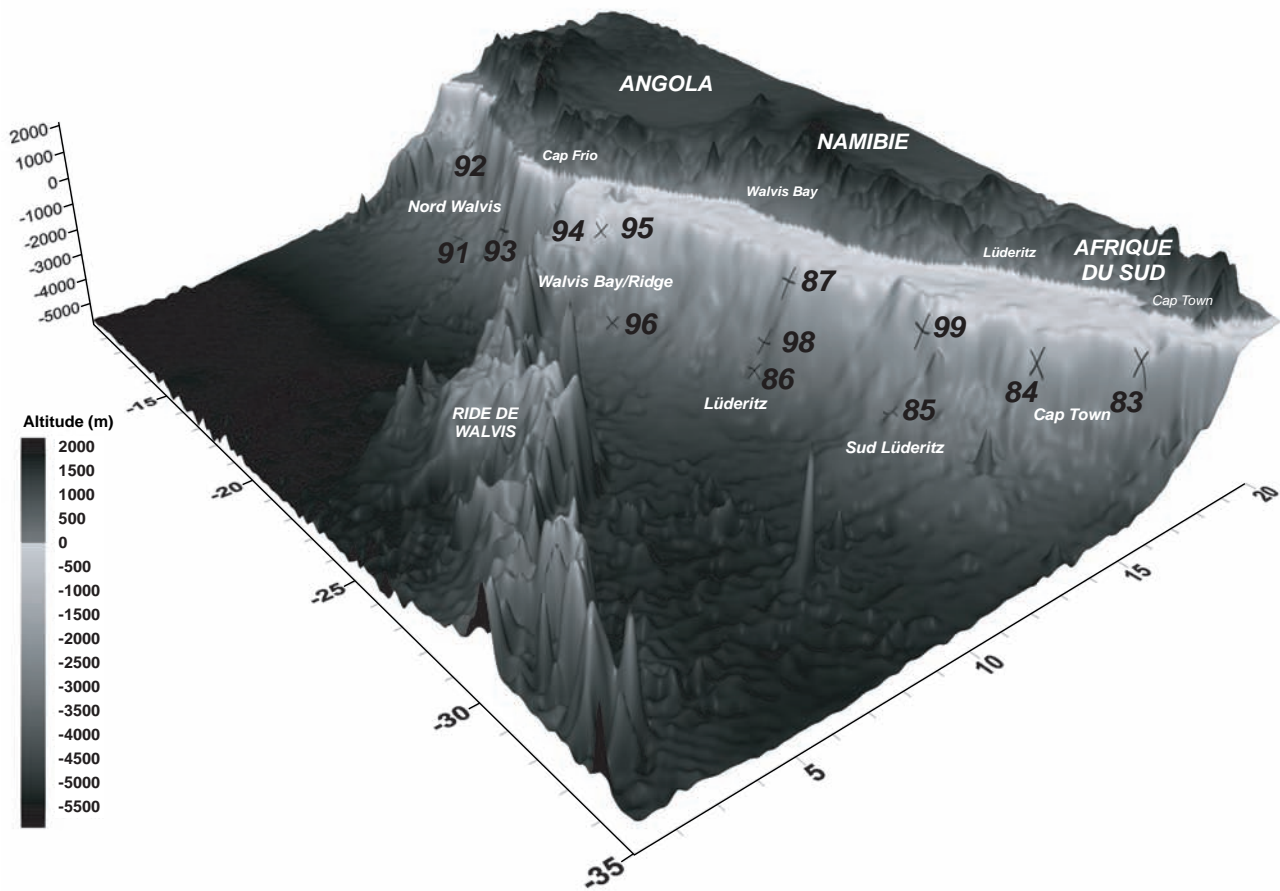


Figure I-13 : localisation des carottes et morphologie tridimensionnelle de la marge.

VII- Stratigraphie

La période du Quaternaire terminal (le dernier million d'années) est ponctuée par une série de cycles Glaciaire/Interglaciaire ayant une période de l'ordre de 100 000 ans (Imbrie et al., 1992). Une étude en analyse spectrale sur ces cycles a montré qu'ils avaient une période résultant principalement de la combinaison de trois périodes de 21, 41 et 100 000 ans.

Le climat est avant tout contrôlé par le degré d'insolation, qui dépend de la latitude et de la disposition de la Terre par rapport au soleil. Cette disposition est définie par les paramètres orbitaux, qui ont des fluctuations périodiques à différents ordres de fréquence, selon la théorie astronomique du climat, développée et mise en forme par Milankovitch entre 1920 et 1941. Toutefois cette théorie n'est pas commandée par l'insolation globale annuelle, mais par l'insolation reçue l'été, aux hautes latitudes de l'hémisphère Nord. Pour que le climat terrestre soit stable, il faut que cette insolation soit suffisante pour faire fondre en été toute la neige accumulée durant l'hiver. Dans le cas contraire, on observe une accumulation progressive de neige, une extension de la calotte glaciaire, accentuée par une augmentation de l'albédo, et donc une dérive vers les climats froids des périodes glaciaires.

Les paramètres orbitaux sont les suivants :

- excentricité : correspond au degré d'aplatissement de l'ellipse que décrit la terre autour du soleil, depuis une rotation circulaire, jusqu'à une excentricité maximale de 7%, selon une périodicité de l'ordre de 100 000 ans,
- obliquité : correspond à l'angle que fait l'axe de rotation de la terre par rapport au plan orbital. L'inclinaison actuelle de 23°25' est susceptible de varier de $\pm 1^\circ 30'$ selon une périodicité de 41 000 ans. Lorsque l'inclinaison est maximale les saisons sont très contrastées, les zones polaires reçoivent d'avantage de rayonnement solaire en été, c'est la configuration des périodes interglaciaires. Inversement, une faible inclinaison conduit à des saisons moins contrastées, des étés plus frais, et permet le développement de glace sur les calottes, c'est la configuration des périodes glaciaires,
- précession des équinoxes : correspond à la rotation de l'axe de rotation de la terre autour de la perpendiculaire au plan orbital, avec une périodicité de 21 700 ans qui résulte de la conjonction d'un cycle majeur de 23 000 ans et d'un cycle mineur de 19 000 ans.

La plupart de ces alternances ont des périodes correspondant aux cycles de précession, d'obliquité et d'excentricité de l'orbite terrestre (Imbrie et al., 1992 ; Berger, 1978).

Les périodes froides (glaciaires), sont caractérisées par le stockage d'eau douce sous forme de glace (surtout dans l'hémisphère Nord). Les périodes plus chaudes (interglaciaires) sont associées à la fonte de ces accumulations de glace. Les variations de la quantité relative d'eau stockée ont été mises en évidence par Emiliani, dans les années 50, à travers les mesures de la composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) des carbonates constituant le test des foraminifères. Lors du passage de l'eau de l'état liquide à l'état solide, l'isotope lourd (^{18}O) restent préférentiellement dans le liquide, la glace est donc enrichie en isotope léger (^{16}O). Plus les calottes de glace se développent, plus la mer est enrichie en isotope lourd. Les foraminifères utilisent les atomes d'oxygène présents dans leur milieu de vie pour synthétiser leur test carbonaté, et enregistrent en même temps les variations du $\delta^{18}\text{O}$. Plus il est élevé, plus il sera caractéristique de périodes froides et d'un niveau marin relatif bas. Au premier ordre, les variations du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères traduisent bien les variations du volume de glace stocké aux hautes latitudes, et donc de la température globale.

Suite aux processus de fractionnements isotopiques, les évolutions en $\delta^{18}\text{O}$ sont corrélées linéairement à la température du milieu environnement, et donc de la température de la surface. Petit et al. (1999) ont montré une différence de l'ordre de 12°C entre les stades Glaciaires et Interglaciaires, de la température de surface des eaux de l'Antarctique et d'une partie de l'hémisphère Sud. D'un point de vue général, on observe toujours une évolution en dents de scie du stade chaud interglaciaire, suivi par des interstades de plus en plus froids, puis par un réchauffement très rapide caractérisant le stade interglaciaire suivant. La période la plus froide de chaque stade glaciaire à lieu juste avant sa terminaison, excepté pour le troisième cycle.

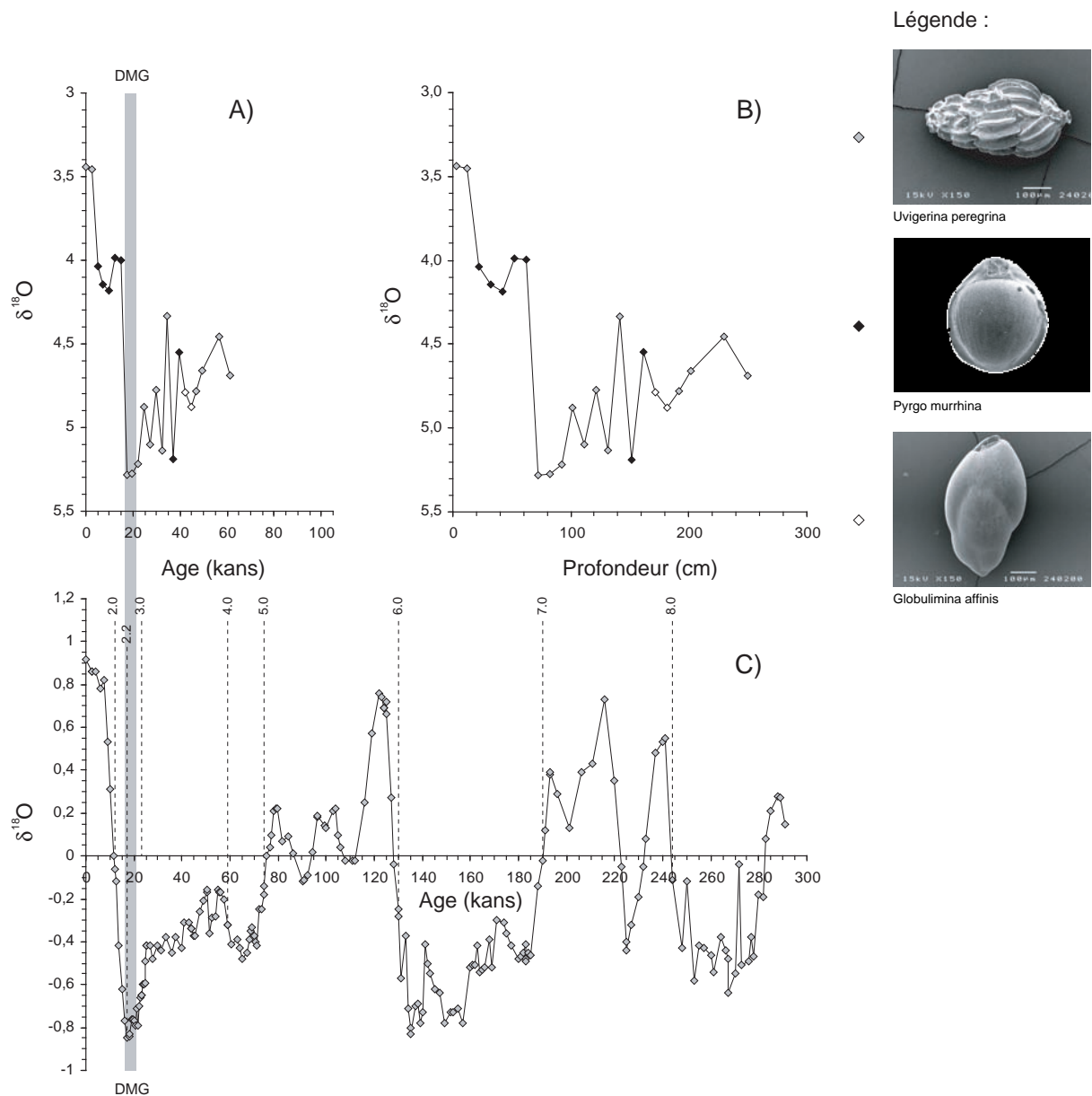
Une des caractéristiques majeures des enregistrements paléoclimatiques des glaces de Vostok (Antarctique) est que l'Holocène (11 000 ans) est, de loin, la période chaude la plus longue enregistrée depuis 420 000 ans. Par ailleurs, cette transition est associée à une augmentation importante de la concentration en CH_4 , qui correspond à un réchauffement rapide de l'hémisphère Nord (période Bölling/Allerød). Le calage temporel appliqué à nos carottes est issu de l'utilisation conjointe de trois marqueurs stratigraphiques :

- Les carottes MD9620 **83, 84, 85, 99, 87, 95, 96** et **94** ont été datées par des données radiocarbones acquises en spectrométrie de masse. Les références et caractéristiques des différents échantillons sont données dans le tableau 1. Les données ^{14}C ont été calibrées à l'aide du logiciel Calib4.4 (Radiocarbon Calibration Program CALIB REV4.4, Stuiver & Reimer, 1993). Les carbonates dissous dans l'eau de mer, à partir desquels les coraux fabriquent leurs parois, ne sont pas en équilibre pour le ^{14}C avec l'atmosphère. Le temps d'équilibration du ^{14}C dans la surface est en effet plus long que celui du ^{12}C . Le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ des coraux vivants est ainsi environ 400 ans plus vieux que le rapport atmosphérique. C'est ce qu'on appelle "l'âge réservoir" de la surface océanique. Les données ^{14}C ont donc été corrigées d'un âge réservoir de 400 ans.

Référence	Carotte	Prof. (cm)	Age AMS (ans)	Erreur (ans)	Espèces	Correction AMS 400 ans	Age calendaire (ans)
101217 Gif A	MD962087	2	5820	80	Mixed plankton	5420	6177
101218 Gif A	MD962087	199	10150	90	Mixed plankton	9750	11009
AA47704	MD962087	366	11336	75	Mixed plankton	10936	12738
101219 Gif A	MD962087	450	13890	120	Mixed plankton	13490	15843
AA47703	MD962087	654	20220	150	Mixed plankton	19820	23371
101224 Gif A	MD962083	0	5760	80	G. inflata	5360	6108
101225 Gif A	MD962083	149	15180	140	G. inflata	14780	17397
101226 Gif A	MD962083	300	39090	820	G. inflata	38690	44380
101229 Gif A	MD962084	0	3190	70	G. inflata	2790	2928
101230 Gif 1	MD962084	151	10540	100	G. inflata	10140	11762
101231 Gif A	MD962084	301	34690	550	G. inflata	34290	39673
101227 Gif A	MD962099	0	3110	70	G. inflata	2710	2826
101228 Gif A	MD962099	150	46600	1800	G. inflata	46200	52144
AA56155	MD962095	0	10578	63	G. bulloïdes	10178	11844
AA56154	MD962095	100	8411	62	G. bulloïdes	8011	8822
AA56152	MD962095	150	12686	64	G. bulloïdes	12286	14238,5
AA56157	MD962095	200	13734	88	G. bulloïdes, G. inflata	13334	15808
AA56156	MD962095	220	15603	81	G. bulloïdes	15203	18152
AA56160	MD962096	0	3338	35	G. bulloïdes, G. inflata	2938	3003
AA56153	MD962096	70	12119	65	G. bulloïdes	11719	13719,5
AA56158	MD962096	150	21280	140	G. bulloïdes, G. inflata	20880	23759
AA56159	MD962096	250	35250	760	G. bulloïdes	34850	-
Chen et al., 2002	MD962085	3,5	3996	57	?	3596	3837
Chen et al., 2002	MD962085	18,5	5011	57	?	4611	5186,5
Chen et al., 2002	MD962085	73,5	11405	59	?	11005	12997,5
Chen et al., 2002	MD962085	83,5	12494	80	?	12094	14076
Chen et al., 2002	MD962085	108,5	15163	68	?	14763	17642,5
Stuut et al., 2002	MD962094	3	4130	50	G. ruber	?	4176
Stuut et al., 2002	MD962094	74	?	?	G. ruber	?	11440
Stuut et al., 2002	MD962094	83	11940	80	G. ruber	12340	13310
Stuut et al., 2002	MD962094	128	15150	90	G. ruber	15550	17540
Stuut et al., 2002	MD962094	188	19870	120	G. ruber	20270	22900
Stuut et al., 2002	MD962094	198	?	?	G. ruber	?	25000

Tableau 1 : ensemble des données ¹⁴C utilisées dans notre étude

- Les carottes MD962085, 94, 86, 98 et 91 ont été datées par des données de spectrométrie de masse $\delta^{18}\text{O}$, réalisées au sein de l'UMR 5805 « EPOC » de l'Université de Bordeaux, ainsi qu'au Département de Géosciences de l'Université de Brême (Allemagne). Les mesures de la carotte 91 ont été réalisées sur l'espèce benthique *Uvigerina peregrina*, qui a servi de référence et de calibration pour des mesures faites sur d'autres espèces (fig. I-14). Les analyses des autres carottes ont été réalisées sur les foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* et *G. inflata*. Les courbes de $\delta^{18}\text{O}$ de ces carottes ont été corrélées stratigraphiquement avec la courbe SPECMAP (Duplessy et al., 1984 ; Graham et al., 1981 ; Jansen et al., 1988 ; Shackleton & Opdyke., 1973 ; Dokken & Jansen, 1999 ; Ganssen, 1983 ; Belanger et al., 1981 ; McCorkle & Keigwin, 1990 ; Woodruff et al., 1980 ; Grossman, 1987 ; Imbrie et al., 1984)
- Un spectrophotomètre mesurant la réflectance spectrale (longueur d'onde 700 nm) du sédiment a été utilisé dès la sortie des carottes sur le navire océanographique. Selon les carottes, ce signal se corrèle parfaitement à un signal $\delta^{18}\text{O}$ SPECMAP classique, et permet de caler temporellement les séries. La corrélation des deux signaux a été réalisée à l'aide du logiciel d'analyse spectrale *Analyseries* développé par Paillard et al. (1996).
- Les propriétés géophysiques et géochimiques des carottes étudiées ont été comparées aux données similaires des carottes allemandes GeoB situées à proximité (GeoB1016, GeoB3713, GeoB2308, GeoB2307, GeoB1028, GeoB1016, GeoB1023, GeoB1710, GeoB1722, GeoB1082, GeoB1711, GeoB1712, GeoB3606, GeoB3707, GeoB3708, GeoB3709, GeoB3608, GeoB1704, GeoB3710 et GeoB3711). Cette comparaison a permis de confirmer et de valider notre modèle stratigraphique (les données utilisées sont disponibles sur le site web : <http://www.pangea.de/>).



La position de la dernière transition Glaciaire/Interglaciaire déterminée sur la carotte 91 est confirmée par l'étude paléo-écologique de l'espèce benthique *Uvigerina peregrina* (De Rijk et al., 1999, 2000 ; Jorissen et al., 1998) qui montre l'existence d'une corrélation positive entre la fréquence des individus et les teneurs en matière organique du sédiment. On observe par ailleurs une variation majeure de faciès caractérisée par une disparition de cette espèce, au-dessus de la profondeur 72 cm. Cette variation de faciès s'accompagne d'une diminution majeure du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères benthiques, associée à la transition Glaciaire/Interglaciaire.

Les variations micropaléontologiques majeures observées dans la carotte MD962091 nous renseignent sur la nature trophique de l'interface eau/sédiment, et donc des conditions écologiques de surface. De telles relations linéaires COT/fréquence en foraminifères benthiques ont été également mises en évidence par Guichard et al. (1997), par l'étude d'une carotte de l'upwelling nord-ouest africain.

L'utilisation simultanée de ces trois outils stratigraphiques ainsi que la comparaison avec d'autres carottes, ont permis de réaliser des courbes de variations des différents marqueurs utilisés en fonction du temps, sur l'ensemble de la marge.

L'intervalle de temps correspondant au DMG est centré sur 21 000 ans, avec une extension de 19 000 à 23 000 ans (Mix et al., 2001).

L'intervalle de temps correspondant à l'optimum climatique holocène est centré autour de 6 000 ans, avec une extension de 4 000 à 8 000 ans.

7.2 Le Dernier Maximum Glaciaire

Le DMG représente un état climatique très différent du climat actuel, son étude nous informe sur le rôle que jouent les calottes de glace sur le climat global. Le DMG est associé à un équilibre climatique, la variabilité à haute fréquence y est moins exprimée que dans les autres stades isotopiques comme le stade 3, caractérisé par des oscillations climatiques à très haute fréquence. Les limites calendaires du DMG sont à la fois quantifiables par le ^{14}C et par des datations U-Th. Ce stade est enfin très bien décrit dans la bibliographie, il a également fait l'objet de nombreuses modélisations numériques (CLIMAP, Mix et al., 2001).

7.2.1 Datations

Le DMG a été défini comme le point médian du stade isotopique 2 de l'oxygène (Shackelton, 1977). Suite aux différentes études stratigraphiques menées dans les années 1970, le projet CLIMAP (Climate Long-range Investigation, Mapping And Prediction, 1976) a retenu la référence de 18 000 ans ^{14}C BP. Dans les cas où il n'existe pas de données ^{14}C ou ^{18}O , le DMG est caractérisé par des données lithostratigraphiques ou biostratigraphiques, comme la teneur en carbonates (McIntyre et al., 1976), ou le pourcentage de l'espèce de radiolaire *Cycladophora davisiana* (Hays et al., 1976). Les progrès réalisés durant les 20 dernières années en géochronologie et en paléoclimatologie ont permis de revoir la définition et la durée du DMG.

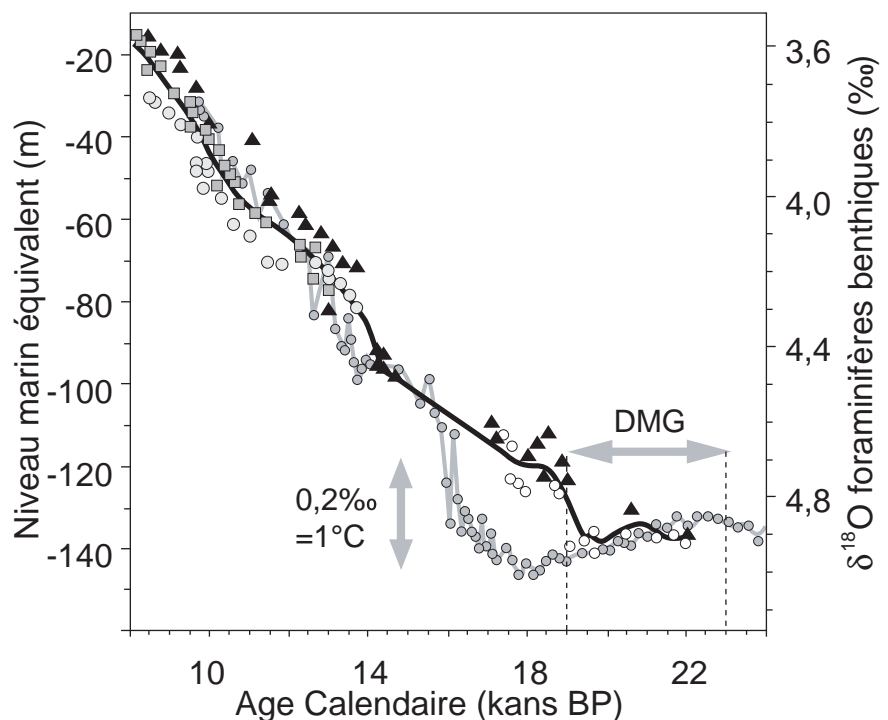
7.2.2 Définition du DMG

La définition du DMG reste la période la plus récente caractérisée par un maximum de stockage de glace sur les pôles et sur les continents. La mesure du $\delta^{18}\text{O}$ se réalise sur différentes archives que sont : les tests des foraminifères benthiques et planctoniques, l'eau présente dans la porosité des sédiments, et les molécules d'oxygène des bulles d'air prises dans les glaces polaires. D'un point de vue général, ces archives fournissent un enregistrement de $\delta^{18}\text{O}$ cohérent, mais il existe un certain nombre de complications régionales et locales. Le signal ne reflète donc pas que l'évolution globale du climat. La méthode la plus fiable pour déterminer la position du DMG est la localisation des prismes de bas niveau marin causés par le piégeage d'eau douce par les glaciers continentaux, identifiables en carottant les récifs tropicaux ou les sédiments côtiers. Au premier ordre, les fluctuations du niveau marin relatif reflètent les variations se déroulant durant le DMG. L'utilisation simultanée de modèles géophysiques prenant en compte les effets locaux permet la quantification de la migration verticale du niveau marin, entre les stades glaciaires et interglaciaires. Ce dénivelé varie de 105m (Peltier, 1994), à 120-130m (Fleming et al., 1998, Peltier, 1998a et b). Toutefois, des travaux récents sur la marge australienne suggèrent plutôt une chute du niveau marin de l'ordre de 135m (Yokoyama et al., 2000).

7.2.3 Datations absolues du DMG (fig. I-15)

Les datations absolues du DMG sont essentiellement basées sur le ^{14}C , corrigé d'un âge réservoir. Les calibrations calendaires estiment le DMG à 20 400 ans ^{14}C BP (équivalent à 24 000 ans calendaire BP). Les corrections d'âges ^{14}C sont réalisées à l'aide du logiciel CALIB (<http://depts.washington.edu/qil/calib>).

Figure I-15 : Niveau marin équivalent basé sur des données de coraux, comparé au $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères benthiques. Les triangles noirs sont des données provenant des Barbades (Fairbanks, 1989 ; Bard et al., 1990b), les carrés gris de Nouvelle Guinée (Edwards et al., 1993), les cercles gris clairs de Tahiti (Bard et al., 1996), les cercles blancs d'Australie (Yokoyama, 2000). Le trait noir est une moyenne du niveau marin équivalent calculé tout les 500 ans. Le trait grisé est un signal $\delta^{18}\text{O}$ de foraminifères benthiques du Pacifique. D'après Mix et al., 2001.



Les datations radiocarbone réalisées sur des coraux révèlent l'existence d'une élévation rapide du niveau marin vers 12 000 ans ^{14}C BP (14000 ans cal. BP). Cet événement correspond à l'initiation de l'épisode chaud Bølling, en Europe (vers 12 600 ans ^{14}C BP, 14 800 ans cal. BP). D'autres données mettent en évidence une élévation rapide du niveau marin entre 14 100 et 14 700 ans cal. BP (Hanebuth et al., 2000). Le maximum de régression a eu lieu avant 16 000 ans ^{14}C BP (19 000 ans cal. BP) (Fairbank, 1989 ; Bard et al., 1990a, b), et probablement vers 18 000-19 000 ans ^{14}C BP (21 200-22 400 ans cal. BP) (Fleming et al., 1998). Yokoyama et co-auteurs (2000) ont mis en évidence une élévation rapide du niveau marin relatif vers 19 000 ans cal. BP, qui est précédée par une période stable de bas niveau marin d'une durée de 3000-4000 ans, situé à -135m par rapport à l'actuel. Cette transgression rapide pourrait correspondre à la limite la plus récente du Dernier Maximum Glaciaire, centré à 21 000 ans cal. BP, avec une extension allant de 19 000 ans cal. BP (16 100 ans ^{14}C BP) à au moins 23 000 ans cal. BP (19 500 ans ^{14}C BP). Cette définition s'accorde bien avec l'estimation originale de CLIMAP (1976, 1981), de 18 000 ans ^{14}C BP.

Les travaux de Yokoyama (2000) sur la plate-forme australienne montrent que la différence eustatique entre l'actuel et le DMG de -135m correspond à un stockage de glace au DMG d'un volume de $(52\pm 2) \times 10^6 \text{ km}^3$, c'est-à-dire supérieur à l'actuel.

7.3 Variations du niveau marin

La fonction de variation du niveau marin depuis le Dernier Maximum Glaciaire peut être caractérisé par : (1) une limite inférieure de 125 ± 5 m au DMG, (2) une remontée pratiquement uniforme depuis environ 21000 jusqu'à 17000 ans, avec une vitesse de l'ordre 6 m.kans^{-1} , et de 10 m.kans^{-1} entre 17000 et 7000 ans ; (3) une valeur constante depuis 7000 ans (Fleming et al., 1998). Toutefois, les auteurs ont également montré que cette fonction simple comportait un certain nombre de déviations : (1) le volume des océans a continué d'augmenter durant l'Holocène terminal, caractérisé par une élévation du niveau marin de 3-5 m depuis 7000 ans jusqu'à l'actuel ; (2) il n'existe pas d'oscillations du niveau marin global à haute fréquence depuis les derniers 7000 ans ; (3) les taux de croissance du volume de l'océan depuis le Dernier Glaciaire entre 19000 et 15000 ans sont généralement plus faibles que ceux de la fin de cette période ; (4) le DMG a eu lieu entre 20000 et 22000 ans, avec une initiation de la déglaciation vers 20000-18000 ans ; (5) des fluctuations des vitesses d'élévation du

niveau marin de la dernière période glaciaire ont eu lieu à deux périodes : au Younger Dryas (11000-10000 ans), et à 14000 ans.

Il existe des accélérations dans la remontée du niveau marin associée à la fonte de la calotte polaire, en particulier entre 14000 et 13500 ans cal. BP et entre 11500 et 11000 ans cal. BP où le niveau marin augmente respectivement de 20 et 15 m (Melt Water Pulse, MPW1A et MPW1B) (Fairbanks, 1989 ; Bard et al., 1996). Ces incursions rapides d'eaux douces sont à l'origine d'un ralentissement de la formation des eaux profondes au niveau des régions polaires.

7.4 L'Holocène

L'Optimum Climatique Holocène (OCH) est moins contraint que le DMG. En ce qui concerne notre zone d'étude, des études ont montré que les maxima de température ont eu lieu, en Afrique Australe, entre 6000 et 8000 ans BP (Partridge et al., 1999). Des travaux palynologiques réalisés en Afrique du Sud et en Namibie mettent en évidence que les pics de température peuvent être datés entre 6500 et 7000 ans (Scott, 1993).

Les oscillations climatiques rapides caractérisant la dernière déglaciation ont principalement été décrits dans l'Atlantique Nord. Ces oscillations incluent les variations à l'échelle du millier d'années : les événements de Dansgaard-Oeschger (DO), de l'ordre de 1500 ans, et liés aux cycles de Heinrich-Bond (Dansgaard et al., 1993 ; Bond et al., 1993, 1997 ; Bond & Lotti, 1995 ; Grootes & Stuiver, 1997 ; Mayewski et al., 1997 ; Alley, 1998 ; Alley & Clark, 1999). Ces événements climatiques incluent le réchauffement Bølling à 14600 ans cal. BP (12700 ans ^{14}C BP), ainsi que la tendance au refroidissement progressif jusqu'à l'inversion climatique du Younger Dryas (YD), qui peut être assimilé au dernier cycle de Bond. Durant le refroidissement global de la période chaude Bølling-Allerød (BOA), plusieurs oscillations, ayant des périodes de l'ordre de la centaine d'années, incluant la période Older Dryas (OD) et la période froide intra-Allerød (IACP). L'événement YD est un épisode de refroidissement climatique très rapide et très marqué, entre 11000 ans et 10000 ans ^{14}C BP (fig. I-16).

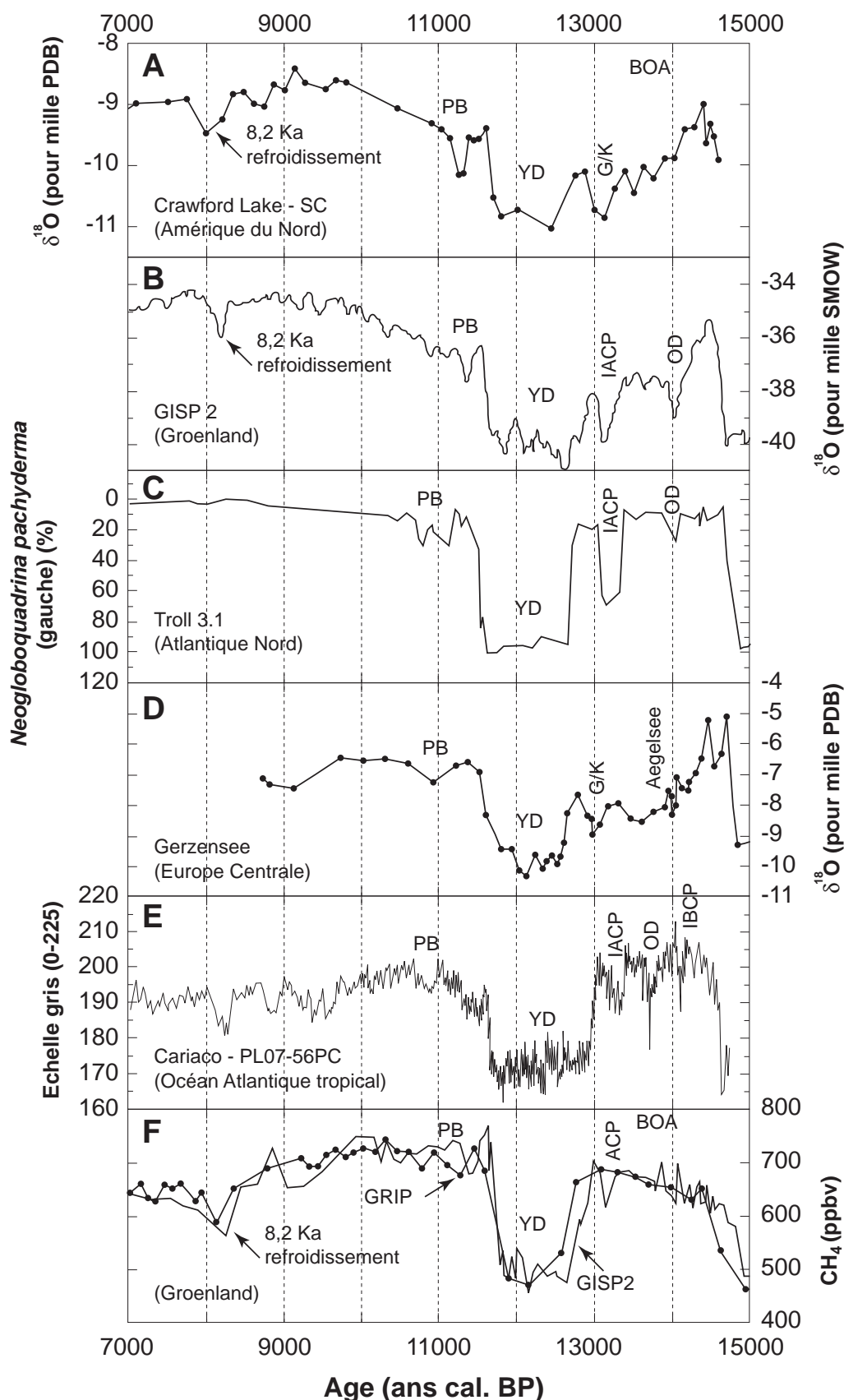


Figure I-16 : corrélation des enregistrements durant la dernière déglaciation (15000-7000 ans cal. BP). (A) $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates lacustres du lac Crawford (Yu et al., 1997 ; Yu & Eicher, 1998) ; (B) $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte de glace GISP2 (Grootes et al., 1993) ; (C) foraminifères du site Troll3.1 (Lehman & Keigwin, 1992) ; (D) $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates lacustres à Gerzensee (Eicher, 1980) ; (E) échelle de gris de la carotte PL07-56PC (Hughen et al., 1996) ; (F) concentration en CH_4 atmosphérique des carottes de glace GRIP (cercles et trait fin, Chappellaz et al., 1993) et GISP2 (trait épais, Brook et al., 2000). D'après Yu & Wright Jr, 2001.

Chronozone de Mangerud et al. (1974)	Age ^{14}C (ans BP)	Événement stratigraphique de Björck et al. (1998)	Age calendaire (ans GRIP BP)
Préboréal	10000-9000	Holocène	11500-
Younger Dryas	11000-10000	GS-1	12650-
Allerød	11800-11000	GI-1a	12900-
		GI-1b (IACP)	13150-
		GI-1c	13900-
Older Dryas	12000-11800	GI-1d	14050-
Bølling	13000-12000	GI-1e	14700-
Oldest Dryas	> 13000	GS-2a	16900-

GS : Greenland Stadial, GI : Greenland Interstadial, IACP : intra- Allerød Cold Period.

Age des événements climatiques de la dernière déglaciation dans la région Atlantique Nord (d'après Mangerud et al., 1974 ; Wohlfarth, 1996 ; Björck et al., 1998). D'après Yu & Wright Jr., 2001.

La période du Glaciaire terminal fait référence à la période de 13000 ans à 10000 ans ^{14}C BP (Yu & Wright Jr., 2001), elle est caractérisée par des instabilités climatiques extrêmes, dont font partie les chronozones européennes Bølling (13000 – 12000 ans ^{14}C BP), Allerød (11800 – 11000 ans ^{14}C BP) et YD (11000 – 10000 ans ^{14}C BP) (Mangerud et al., 1974 ; Wohlfarth, 1996). Récemment, Björck et al. (1998) ont proposé une nouvelle stratigraphie des événements du Glaciaire terminal pour la région de l'Atlantique Nord, en se basant sur des données isotopiques de la carotte de glace de Groenland GRIP. Ces événements sont : le Greenland Stadial 1 (GS-1) pour le YD, le Greenland Interstadial 1 (GI-1) durant les épisodes Bølling et Allerød, et le GS-2 pour le OD. Le GI-1 est subdivisé en en GI-1a (épisode chaud entre YD et IACP), GI-1b (IACP), GI-1c (épisode chaud entre IACP et OD), GI-1d (OD) et GI-1e (épisode chaud Bølling).

Les principaux épisodes climatiques ont été interprétés à partir des données $\delta^{18}\text{O}$ du Lac Crawford (Yu & Wright Jr., 2001) et peuvent se résumer à la succession temporelle suivante :

- le réchauffement Bølling- Allerød (BOA) à 12700 ans ^{14}C BP,
- un épisode chaud BOA à 12500 – 10920 ^{14}C BP,
- une période froide intra-Allerød (IACP) juste avant 11000 ans ^{14}C BP,
- un renversement climatique froid Younger Dryas (YD) à 10920 – 10000 ans ^{14}C BP,
- un réchauffement holocène à 10000 ans ^{14}C BP,
- un épisode froid à l'Holocène basal à 7500 ans ^{14}C BP (8200 ans BP).

Une étude réalisée sur un forage ODP dans la partie Est du Bassin d'Angola (GeoB 1023-5, Kim et al., 2002), à une profondeur de 1978 m, a permis de reconstruire les variations de température de surface à la limite Nord-Est du courant du Benguela, durant la terminaison I (fig. I-17). Les paléotempératures ont été déterminées par la méthode des alcénones. La série temporelle étudiée (depuis 22000 ans), est divisée en trois périodes : le DMG (22000 à 19000 ans), la Terminaison I (de 19000 à 10000 ans) et enfin l'Holocène (de 10000 à 0 ans). La période Glaciaire est caractérisée par des températures relativement basses (vers 18°C). Cette température a augmenté de 4,5°C durant la déglaciation, jusqu'à atteindre 22,5°C il y a 7000 ans. Cet âge correspond à l'Optimum Climatique Holocène (OCH), obtenu dans les enregistrements de l'Hémisphère Nord (Sarnthein et al., 1982). La température décroît durant l'Holocène terminal, jusqu'à des valeurs proches des températures de surface actuelles (19,9°C), dans les sédiments les plus récents (au maximum 1000 ans). Par ailleurs, la tendance au réchauffement de la terminaison I est interrompue par une phase de refroidissement marquée d'une durée d'environ 1000 ans, entre 12000 et 13000 ans cal BP.

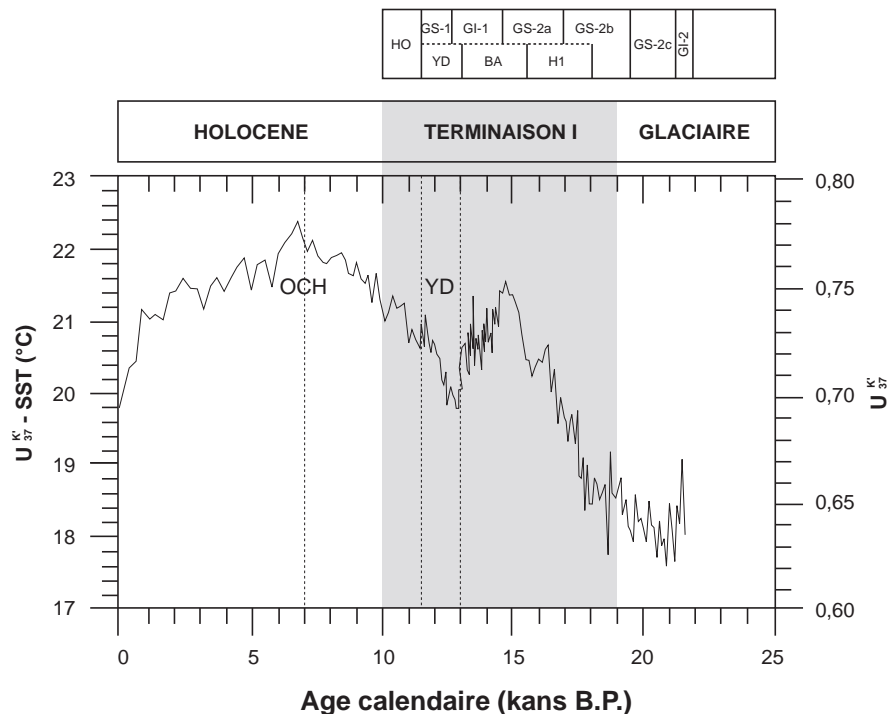
Les mécanismes associés aux variations des températures de surface durant la terminaison I ont été proposés par Kim et al. (2002). L'augmentation des températures de surface durant la phase de déglaciation (terminaison I) est corrélée négativement avec un refroidissement synchrone dans la région Nord-Est Atlantique, et causée par une diminution du mélange des eaux lié à une baisse générale de l'activité de la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord durant les événements de Heinrich (Stocker et al., 1992 ; Broecker, 1998). Cette hypothèse induit une baisse de la formation de la masse d'eau NADW, associée à un refroidissement de l'Atlantique Nord, et donc une diminution du transport de chaleur en

surface de l'Atlantique Sud vers l'Atlantique Nord, conduisant à un réchauffement de l'Atlantique Ouest Equatorial (Arz et al., 1999 ; Rühlemann et al., 1999), et du courant du Benguela au large de la Namibie (Vidal et al., 1999).

L'événement froid observé par Kim et al. (2002) entre 12000 et 13000 ans correspond à l'épisode Younger Dryas décrit dans l'hémisphère Nord, cela suggère que des processus atmosphériques, comme l'intensité des alizés conduisant à l'augmentation de l'activité des cellules d'upwelling, ont pu jouer un rôle prépondérant dans le refroidissement de l'Océan Atlantique Sud, par rapport aux mécanismes océaniques (Kim et al., 2002).

Toutefois les interprétations et conclusions des auteurs sont à considérer avec circonspection. Le calage stratigraphique a été réalisé à partir de données radiocarbone obtenues sur le COT, sur l'espèce planctonique *Globorotalia inflata* et sur des mélanges de foraminifères planctoniques. Les corrélations entre les différentes carottes ont été réalisées en se basant sur les similitudes des évolutions de la teneur en carbonates. Les auteurs déterminent alors des taux de sédimentation de l'ordre de 50 cm.kans⁻¹, avec des maxima à 130 cm.kans⁻¹. Il semble très peu probable d'enregistrer de tels taux de sédimentation dans un bassin associé à une sédimentation pélagique, à 1978 m de profondeur ; ceux déterminés pour le système de Lüderitz, qui est le plus productif de la marge, sont au maximum de l'ordre de 20 cm.kans⁻¹. Ce qui est interprété comme le Younger-Dryas pourrait plutôt correspondre au DMG, l'augmentation des SST au delà de cette période pourrait correspondre au stade isotopique 3.

Figure 1-17 : données U_{37}^K et SST déduites pour la carotte GeoB 1023-5, en fonction du temps, en âge calendaire. Les limites de la terminaison I ont été fixées par Mix et al. (2001) et par Fairbanks (1989). Les abréviations correspondent aux épisodes climatiques Holocène (HO), Younger Dryas (YD), Bølling-Allerød (BA), Heinrich Event 1 (H1), Greenland Stadial (GS), Greenland Interstadial (GI) et Optimum Climatique Holocène (OCH). D'après Kim et al., (2002).



VIII- Détermination des taux d'accumulation massique (Masse Accumulation Rates, MAR)

Les MAR du composant x se déterminent suivant l'équation :

$MAR_x = [x].SR.(WDB/(1+PW))$ utilisée par Bertrand et al., 2002 sur la zone de Lüderitz.

Où [x] est la concentration du composant x dans le sédiment sec (g/g), SR est le taux de sédimentation en $cm.an^{-1}$, WDB est la densité du sédiment brut (Wet Bulk Density) en $g.cm^{-3}$, et PW est la porosité de sédiment (g/g). Toutefois, MAR est donné en $g.cm^{-2}.an^{-1}$. Les MAR ont été calculés pour le carbone organique total, les carbonates et la silice biogène.

Les âges entre les points de datations absolues ont été extrapolés de façon linéaire. Nous disposons donc d'un âge à chaque échantillon. Le taux de sédimentation est considéré constant entre deux points consécutifs.

La densité a été obtenue à bord lors de l'échantillonnage par des mesures MST (Multi Sensor Track) de Gamma Ray, à un pas d'échantillonnage de 2 cm.

La porosité a été obtenue en mesurant la différence de poids entre le sédiment humide et le sédiment sec.

De par les extrapolations faites sur les âges et les taux de sédimentation (variables selon les périodes : moins de 5% d'incertitude durant les périodes les plus longues, plus de 75% pour les périodes les plus longues (Bertrand et al., 2002), les erreurs sur les mesures de densité, de porosité et de datation (^{14}C et $\delta^{18}O$), la valeur MAR n'est qu'une valeur approchée de la valeur réelle. Toutefois nous considérons que cette valeur est significative pour notre étude.

CHAPITRE II : METHODES D'ETUDE

I- Méthodologie : pyrolyse Rock Eval	p. 63
1.1 Principes	p. 63
1.2 Programmation	p. 67
II- Méthodologie palynofaciès	p. 67
2.1 Principes	p. 67
2.2 Comptages palynologiques	p. 68
III- Méthodologie Silice amorphe	p. 69
3.1 Principes	p. 69
3.2 Préparation des échantillons	p. 71
3.3 Calcul des concentrations	p. 71

CHAPITRE II : METHODES D'ETUDE

I- Méthodologie : pyrolyse Rock Eval

1.1 Principes (d'après <http://web.cnrs-orleans.fr/~webisto/rock.htm>), fig. II-1, 2

La pyrolyse Rock-Eval est une méthode physico-chimique permettant une étude rapide du contenu organique des roches. Cette méthode a été conçue pour répondre aux besoins de l'exploration pétrolière, afin de fournir des informations à la fois sur le potentiel pétrolier des roches, sur leur quantité d'hydrocarbures libres, sur leur type de matière organique et sur l'état d'évolution de cette dernière, l'ensemble de ces données étant acquis au cours d'un seul et même cycle d'analyse.

Le Rock-Eval est composé d'un automate qui effectue les mesures et d'une station de travail qui utilise les logiciels de contrôle et de tests.

Un passeur automatique d'échantillons supportant jusqu'à 48 nacelles alimente 2 minifours : le four de pyrolyse, puis le four d'oxydation.

Les produits sont détectés par un détecteur à ionisation de flamme (FID), et 2 détecteurs infrarouges, pour la mesure du CO et du CO₂ issus simultanément des fours de pyrolyse et d'oxydation (un seul détecteur infrarouge dans le modèle 'standard').

Différents cycles d'analyse sont disponibles, avec des paramètres opératoires préprogrammés (kérogène, réservoir, préparation), ainsi que des cycles entièrement libres.

Lors de la visualisation des courbes, le logiciel intègre séparément les différents pics détectés par le FID ou les cellules infrarouge. L'utilisateur peut modifier les limites d'intégration manuellement, afin de changer la valeur calculée pour chaque pic.

Le Rock-Eval 6 fournit les paramètres classiques de la méthode standardisée Rock-Eval :

- la quantité de gaz libres : S0 ;
- la quantité d'huiles libres : S1' ;
- le potentiel pétrolier, ou hydrocarbures issus de pyrolyse : S2 ;
- la température du sommet du pic S2 : Tmax ;
- le carbone organique total, paramètre essentiel, COT ;
- l'index d'hydrogène IH

auxquels viennent s'ajouter les paramètres suivants :

- les quantités de CO et de CO₂ obtenues au cours du craquage (pyrolyse) : S3CO, S3CO₂, sous forme de valeur totale et de courbe en fonction de la température et de la durée d'analyse ;
- la détermination des sommets des courbes S3 en température vraie ;
- la quantité de carbone résiduel obtenu au cours de l'oxydation du résidu de la pyrolyse : S4CO et S4CO₂, sous forme de valeur totale et de courbe en fonction de la température et de la durée d'analyse ;
- la détermination du contenu en carbone minéral : S5' (CO) et S5 (CO₂), sous forme de valeur totale et de courbe en fonction de la température et de la durée d'analyse ;
- le calcul des nouveaux indices d'oxygène (OI) pour le CO : OICO et le CO₂ : OICO₂ ;
- la détermination du carbone minéral MINC.

Avec :

Carbone pyrolysé (PC)

$$PC (\%) = (S1 + S2) \times 0,083 + (S3a \times 12/440) + (S'3a \times 12/280)$$

Carbone résiduel (RC)

$$RC (\%) = (S4 \times 12/440) + (S'4 \times 12/280)$$

Carbone organique total (COT)

$$COT (\%) = PC + RC$$

Index d'hydrogène

$$IH (\text{mg HC/g COT}) = (S2/COT) \times 100$$

Index d'oxygène

$$IO (\text{mg CO}_2/\text{g COT}) = [(S3a \times 32/44) + (S'3a \times 16/28)] / COT \times 100$$

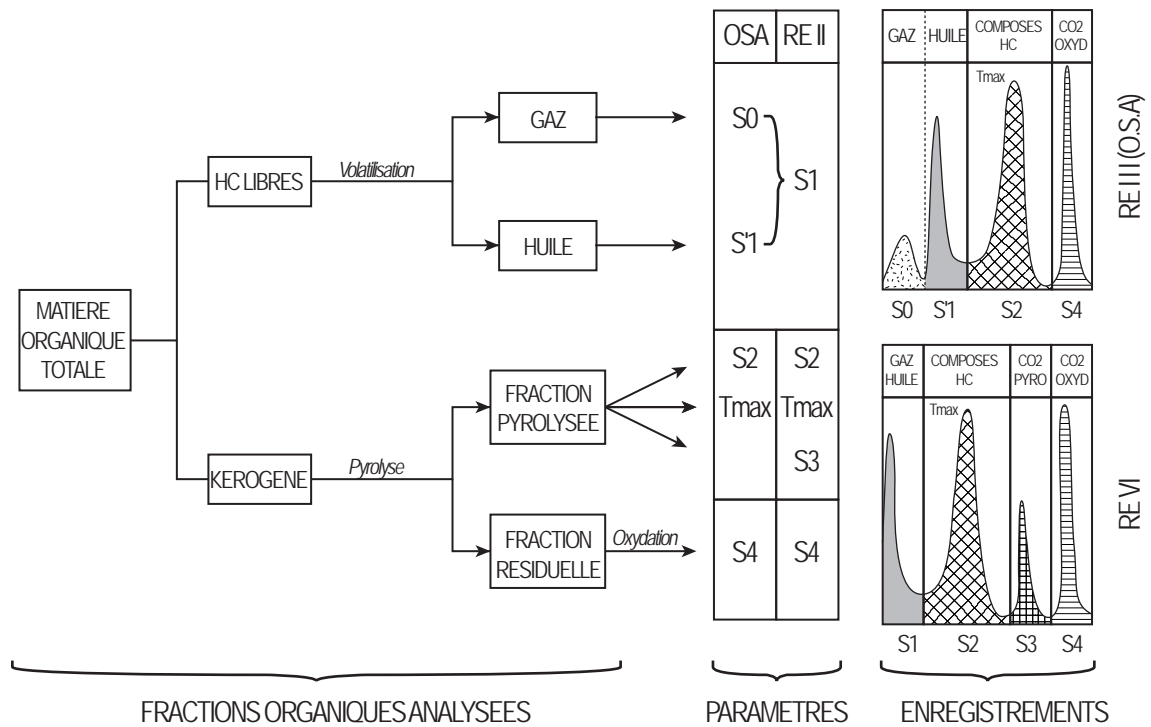
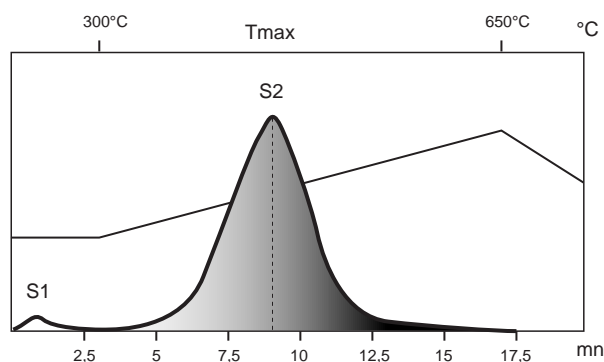


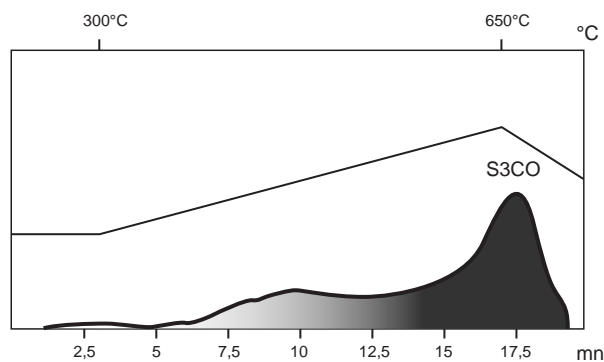
Figure II-1 : Schéma général montrant, selon le type d'appareil utilisé, les différentes fractions étudiées de la matière organique totale des roches, les paramètres correspondants et leurs enregistrements. D'après Espitalié et al., 1985.

PYROLYSE

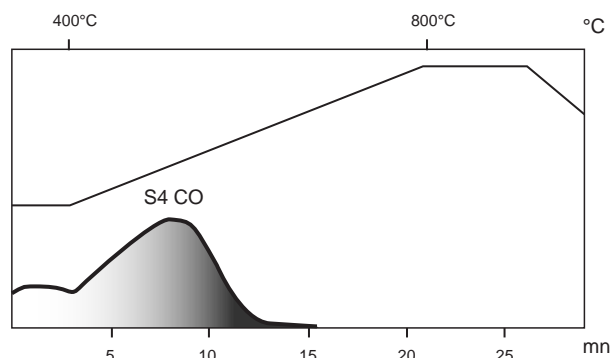


Phase de pyrolyse (Signal S2): enregistrement des hydrocarbures libérés détectés par un détecteur à ionisation de flamme.

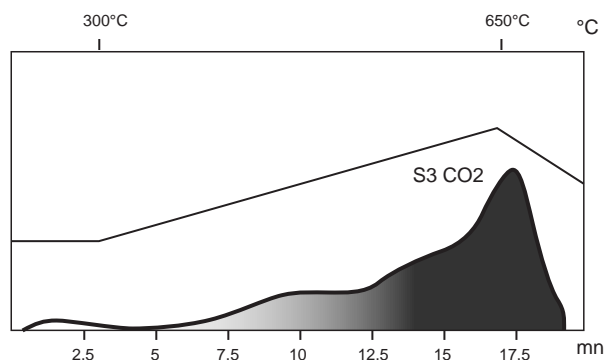
OXYDATION



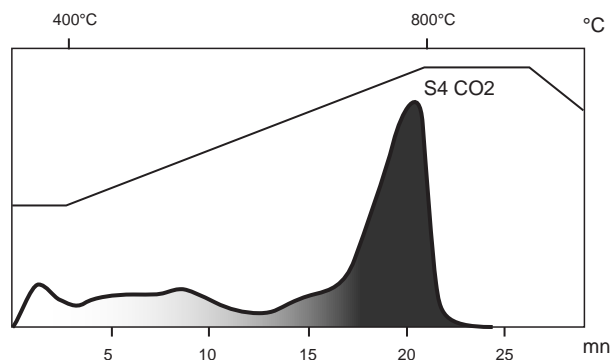
Phase de pyrolyse: Enregistrement du CO libéré détecté par une cellule infra-rouge.



Phase d'oxydation: Enregistrement du CO libéré détecté par une cellule infra-rouge.



Phase de pyrolyse: Enregistrement du CO2 libéré détecté par une cellule infra-rouge.



Phase d'oxydation: Enregistrement du CO2 libéré détecté par une cellule infra-rouge.

Figure II-2 : enregistrements des différents composants issus de la pyrolyse et de l'oxydation de matière organique avec un Rock Eval. D'après <http://web.cnrs-orleans.fr/~webisto/rock.htm>.

1.2 Programmation

Les teneurs en Carbone Organique Total (COT) ainsi que les index d'hydrogène (IH) ont été obtenus sur tous les échantillons par la pyrolyse Rock Eval (type RE6), selon un protocole classique pour les sédiments récents : 30 à 60 mg de sédiment brut subissent, sous une atmosphère inerte (hélium, Espitalié et al., 1985), une pyrolyse (3 minutes à 200°C, puis 30°C par minute jusqu'à 650°C), un temps d'acquisition de 3 minutes, et une phase d'oxydation (3 minutes à 400°C, puis 30°C par minute jusqu'à 850°C).

II- Méthodologie palynofaciès

2.1 Principes

La *Palynologie*, dont le but initial était la stratigraphie par l'analyse des spores, pollens, microplancton..., a progressivement pris en compte l'ensemble de l'environnement organique, identifiable ou non à des structures végétales ou animales, et globalisé en une image, le *palynofaciès* (Combaz, 1964). Cette mutation s'est faite dans les années 60 avec le développement des recherches pétrolières.

Les méthodes d'étude optique des matières organiques s'adressent principalement à leur fraction insoluble, c'est-à-dire au *kérogène* (plus rarement à la fraction extractible, les *hydrocarbures*). Les trois principales méthodes utilisées sont la microscopie en lumière transmise (méthode palynologique), celle en lumière réfléchie (pétrographie des charbons et bitumes, identification de minéraux) et en fluorescence (caractéristique de la nature biochimique de la matière organique et de son degré de diagenèse).

Le protocole de préparation des lames de palynofaciès est composé de plusieurs étapes (Raynaud & Robert, 1976) :

- Dissolution des carbonates : la teneurs en carbonates des échantillons étudiés peut atteindre jusqu'à 80%. La dissolution des carbonates se fait par attaque à l'acide chlorhydrique. 250cm³ d'acide sont versés sur environ 5cc de sédiment brut. La réaction est instantanée, puis arrêtée par dilution à l'eau au bout de quelques minutes. La solution décante pendant plusieurs heures, le surnageant est retiré, le résidu est rincé à l'eau. La solution décante une deuxième fois, le surnageant est retiré.

- Dissolution de la silice amorphe et cristalline : le résidu restant subi une attaque à l'acide fluorhydrique. 150cm³ d'acide sont versés sur le résidu. Le mélange est laissé pendant plusieurs heures, le temps de réaction de dissolution de la silice étant beaucoup plus long que celui des carbonates. La réaction est arrêtée par dilution à l'eau. De la même façon que lors de la première attaque acide, le surnageant est retiré, le résidu rincé à l'eau. Après décantation, le surnageant est retiré.
- Dissolution des minéraux néoformés : la dissolution de la silice à l'acide fluorhydrique génère des fluosilicates. Le protocole de dissolution est identique à la première étape d'attaque à l'acide chlorhydrique.
- Préparation des lames : une fraction du résidu obtenu est prélevé à la pipette, déposé sur une lame de verre, et dilué dans de l'alcool polyvinyle. Après séchage, la lame enduite d'eukitt, et recouverte d'une lamelle. L'ensemble est laissé sur plaque chauffante durant une nuit.

2.2 Comptages palynologiques

Les comptages des différentes fractions du palynofaciès ont été effectués sur microscope optique, au grossissement x20, en lumière naturelle transmise, à l'aide d'une grille micrométrique. Nous avons utilisé une fonction macro du logiciel Excel développée par Hervé Noël (comm. pers.) à l'Institut des Sciences de la Terre d'Orléans. Cette macro, prévue initialement pour des sédiments lacustres, permet d'estimer, par une méthode statistique, la valeur à laquelle les pourcentages obtenus pour chaque composant ne varient plus quels que soient les comptages suivant effectués, et ont atteint une valeur statistiquement juste. Cette macro s'applique pour un palynofaciès hétérogène constitué de plusieurs macéraux en proportions similaires, ce qui n'est pas le cas des sédiments organiques pour lesquels les palynofaciès sont constitués essentiellement de matière organique amorphe (gélifiée ou grumeleuse), les quelques pourcents restant étant les débris ligno-cellulosique, la pyrite, les parois d'algues...Ce déséquilibre ne permet pas d'atteindre statistiquement un palier correspondant à une stabilisation des différences entre les pourcentages des différents constituants. Nous avons donc, pour chaque lame, réalisé un comptage avec, selon les échantillons et les préparations, entre 500 et 1500 particules, correspondant à environ 8 plages.

Les comptages effectués sont des comptages surfaciques et non particuliers.

Des observations complémentaires ont été réalisées au plus fort grossissement (x50), en lumière réfléchie (identification de la pyrite et de l'état d'oxydation des débris ligno-cellulosiques) et en fluorescence (identification des parois d'algues et des dinoflagellés).

III- Méthodologie Silice amorphe, fig. II-3

3.1 Principes

La silice existe naturellement sous plusieurs phases : cristalline (quartz), crypto cristalline (calcédoine, opale C-T), amorphe anhydre (verre de Libye) et amorphe hydratée (geyserite, silice biogénique).

L'étude de la structure moléculaire de la silice amorphe d'origine biologique a été approfondie par Fröhlich (1989). La silice à l'état dissous dans l'eau est utilisée par les organismes vivants (diatomées, radiolaires...), pour former leurs tests siliceux. Les diatomées sont de bons indicateurs de paléoenvironnements et de paléoproduktivités.

La méthode de spectrométrie infrarouge à transformée de Fourier (IRTF) permet de quantifier la teneur en silice amorphe (entre autres la silice biogénique) présente dans un sédiment. Cette méthode, malgré un protocole de préparation complexe, permet une mesure quasi instantanée et non destructrice, dont le résultat s'exprime sous la forme d'un spectre infrarouge présentant des bandes d'absorption caractéristiques de groupements moléculaires fonctionnels.

Un spectre infrarouge représente une courbe de variation de la transmission (T en %), en fonction de la fréquence (cm^{-1}) de vibration des liaisons ayant des intensités propres.

La silice présente plusieurs des spectres infrarouges différents selon la phase considérée. Toutes les phases présentent des bandes à 1100cm^{-1} , 800cm^{-1} et à 470cm^{-1} . Dans le cas de la silice, apparaît une bande à 950cm^{-1} . Les trois premières fréquences sont associées au tétraèdre SiO_4 (Fröhlich, 1989). La dernière fréquence est propre à la liaison due à une hydratation.

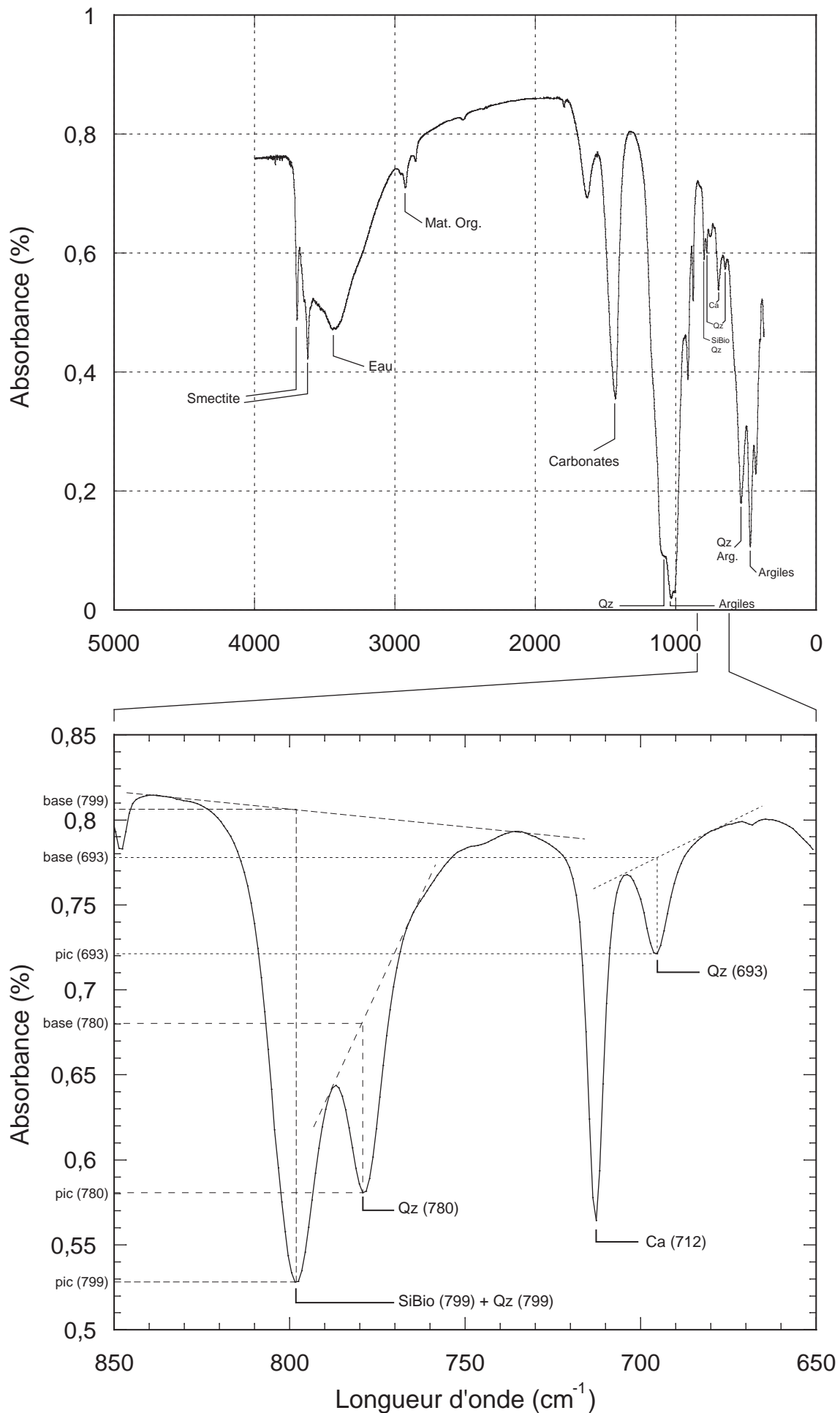


Figure II-3 : détermination des valeurs des absorbances de la ligne de base et du pic des bandes spectrales à 799 et 780 cm^{-1} intervenant dans la détermination de la concentration en silice biogénique.

3.2 Préparation des échantillons

Afin de respecter les lois d'absorption infrarouge, le composant doit être broyé à un diamètre inférieur ou égal à $2\mu\text{m}$ (valeur inférieure à la longueur d'onde minimale utilisée, Fröhlich, 1993). La taille des grains est contrôlée sur frottis au microscope optique.

Broyage : la poudre est placée dans une cellule à bille en agate solidaire d'une lame vibrante entraînée par un système électromagnétique. Pour éviter les modifications minéralogiques dues aux échauffements et pour accélérer la vitesse de broyage, on opère en milieu liquide non réactif (acétone) et réfrigéré (Fröhlich, 1981).

Mélange : le milieu homogène est obtenu en mélangeant 2,5mg de sédiment broyé et 997,5mg de KBr. Le KBr, est utilisé pour ses propriétés transparentes aux infrarouges. Cette dilution de 0,25% est optimale.

Pastillage : 300mg de mélange sont prélevés après homogénéisation au mortier d'agate (pendant un standard de 5 min), puis comprimés dans un moule en acier, sous vide, à une pression 10^7 g/cm^2 pendant 2 min.

La pastille obtenue est transparente, d'épaisseur constante (0,83 mm). Elle est placée à l'étuve à 110° pendant 48h pour éliminer l'eau absorbée. Les analyses ont été effectuées avec un spectromètre Perkin Elmer IRTF.

3.3 Calcul des concentrations

La quantification de la teneur en silice amorphe utilise la loi de Beer-Lambert :

$$A = -\log (I/I_0)$$

$$C(x) = A / k$$

Avec :

A : absorbance (inverse de la transmission)

I : intensité du pic du composé x

I_0 : intensité correspondant à la ligne de base

C(x) : concentration du composé x

Cette relation a été établie dans les fluides où le composé x est en solution dans un milieu homogène. L'analyse quantitative de sédiment nécessite la dilution de ce composé, très finement broyé (2µm) dans un milieu homogène transparent aux infrarouges (bromure de potassium KBr).

La ligne de base est théoriquement définie comme la tangente aux points d'inflexion limitant les bandes considérées (Van der Marel & Beutelspalcher, 1976). Elle est définie comme le spectre virtuel en absence du constituant considéré (Fröhlich, 1989).

Phase	Nombre d'onde	Coefficient
calcaire	713	0,22
Quartz	696	0,1726
Silice amorphe	799	0,205
Kaolinite	3698	1,05
Kaolinite	696	0,3784
Quartz	799	0,7738
Quartz	780	0,6459

Les pics du quartz et de la silice amorphe se chevauchant, il faut soustraire l'absorbance du quartz (780cm⁻¹) au pic silice amorphe /quartz (800cm⁻¹).

Détermination des principaux constituants minéralogiques.

- Kaolinite
- Smectite
- Quartz
- Carbonates
- Silice amorphe

Selon la nature du sédiment analysé, la méthode de détermination de la silice amorphe diffère. Dans le cas d'un sédiment contenant de la kaolinite, le protocole est le suivant :

- Détermination de l'absorbance totale de la bande spectrale correspondant à la kaolinite (fréquence 3698 cm⁻¹).
- Détermination du pourcentage de kaolinite : $\%_{kaol} = (A_{kaol} * 100) / k_{kaol}$

- Détermination de l'absorbance spécifique de la kaolinite à la fréquence 696 cm^{-1} .
Le pic à 696 cm^{-1} caractérise la silice cristalline et la kaolinite.
- Détermination de l'absorbance totale de la bande spectrale à 696 cm^{-1} .
- Calcul de la différence de l'absorbance totale et de l'absorbance de la kaolinite à la fréquence 696 cm^{-1} . La différence étant l'absorbance spécifique de la silice cristalline.
- Détermination de la concentration en silice cristalline : $\%_{\text{Si}} = (A_{\text{Si}} * 100)/k_{\text{Si}}$
- Détermination de l'absorbance spécifique de la silice cristalline à la fréquence 799 cm^{-1} .
- Détermination de l'absorbance spécifique de la kaolinite à la fréquence 799 cm^{-1} .
- Détermination de l'absorbance totale de la bande spectrale à la fréquence 799 cm^{-1} .
- Calcul de la différence de l'absorbance totale avec les absorbances spécifiques de la silice cristalline et de la kaolinite à la fréquence 799 cm^{-1} . La différence étant l'absorbance spécifique de la silice amorphe.
- Calcul de la concentration en silice amorphe : $\%_{\text{SiBio}} = (A_{\text{SiBio}} * 100)/k_{\text{SiBio}}$.

CHAPITRE III : RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS DES DONNÉES ROCK-EVAL

I- Carbone Organique Total	p. 77
1.1 Répartition du COT dans les sédiments de surface	p. 77
1.2 Variations temporelles des teneurs en COT	p. 79
1.3 Variations temporelles des teneurs en COT par domaine	p. 82
1.4 MAR COT par site de sédimentation	p. 85
1.5 Bilan MAR	p. 88
1.5.1 Répartition des MAR COT des sédiments holocènes	p. 88
1.5.2 Bilan MAR : Répartition des MAR COT des sédiments associés au DMG	p. 88
1.6 Discussion	p. 89
II- Caractérisation du potentiel pétrologène : utilisation du paramètre index d'hydrogène (IH) de la pyrolyse Rock Eval	p. 92
2.1 Définition, généralités IH	p. 92
2.2 Relations IH/COT	p. 92
2.3 Distribution des IH par sites de sédimentation	p. 93
2.4 Répartition spatiale des valeurs de l'IH le long de la marge	p. 95
2.4.1 Répartition IH actuelle	p. 95
2.4.2 Répartition des IH pour la période de l'OCH, comparaison avec l'Actuel	p. 96
2.4.3 Répartition des IH pour la période du DMG, comparaison avec l'Holocène	p. 96
III- Généralités sur les carbonates	p. 97
3.1 Apport et dissolution des carbonates	p. 98
3.2 Evolution temporelle de la concentration en carbonates	p. 100
3.3 Taux d'accumulation des carbonates	p. 103
3.4 Discussion relations carbonates/COT	p. 106
3.5 Discussion sur l'évolution verticale des carbonates et MAR CaCO₃	p. 107
3.6 La productivité carbonatée	p. 108
3.7 Les variations eustatiques	p. 109
3.8 Diachronisme	p. 110
3.9 Discussion sur la dissolution des carbonates	p. 110
IV- Carbonate Free Basis TOC	p. 112
V- Krigeage	p. 114
VI- Discussion sur l'évolution temporelle du COT effet des températures de surface (SST)	p. 116
6-1 Site de Walvis Bay	p. 116
6-2 Autres données	p. 119
6-3 Discussion	p. 124
VII- Source-Rock Potential Index	p. 126
VIII- Cartes de répartition des différents marqueurs	p. 130
8.1 MAR COT	p. 130
8.1.1 Holocène	p. 130
8.2.2 DMG	p. 130
8.2 Index d'hydrogène	p. 130
8.2.1 IH surface	p. 130
8.2.2 IH OCH	p. 130
8.2.3 IH DMG	p. 133
8.3 Carbonates	p. 133
8.3.1 Surface	p. 133
8.3.2 OCH	p. 133
8.3.3 DMG	p. 135
8.4 MAR Carbonates	p. 135
8.4.1 OCH	p. 135
8.4.2 DMG	p. 135

CHAPITRE III : RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS DES DONNÉES ROCK-EVAL

I- Carbone Organique Total

La détermination de la teneur en COT est l'outil majeur de la compréhension de la répartition et de la distribution de la matière organique sédimentaire. Il est un marqueur direct de l'importance de la productivité de surface (Müller et al., 1997 ; Hinrichs et al., 1999, pour le bassin d'Angola), même si le carbone organique préservé représente 1 à 10% du carbone organique produit en surface, la différence représentant la reminéralisation dans la zone photique, la dégradation dans la colonne d'eau et dans le sédiment (Pedersen & Calvert, 1990 ; Demaison & Moore, 1980 ; Suess, 1980 ; Heinrich, 1992).

1.1 Répartition du COT dans les sédiments de surface

La figure III-1 présente la teneur en COT des sédiments de surface, pour l'ensemble des carottes NAUSICAA ainsi que pour environ 150 autres prélèvements ; certains ayant déjà fait l'objet de publications (Lochte et al., 2000 ; Schmiedl et al., 1997) sont disponibles sur le site web PANGAEA (www.pangaea.de/ddi?datasetid=53229 et www.pangaea.de/ddi?datasetid=53139).

Les cartes de répartition des sédiments ont été réalisées à l'aide du logiciel SURFER, utilisant une méthode géostatistique de krigeage (Davis, 1986) afin de proposer une interpolation surfacique des données. Nous avons utilisé pour cela une grille de 0,1° sur 0,1°, entre les latitudes 8°/18° Est, et les longitudes 11°/34° Sud, ainsi qu'une anisotropie de facteur 3 assimilée à une ellipse parallèle à la côte (Mollenhauer et al., 2002).

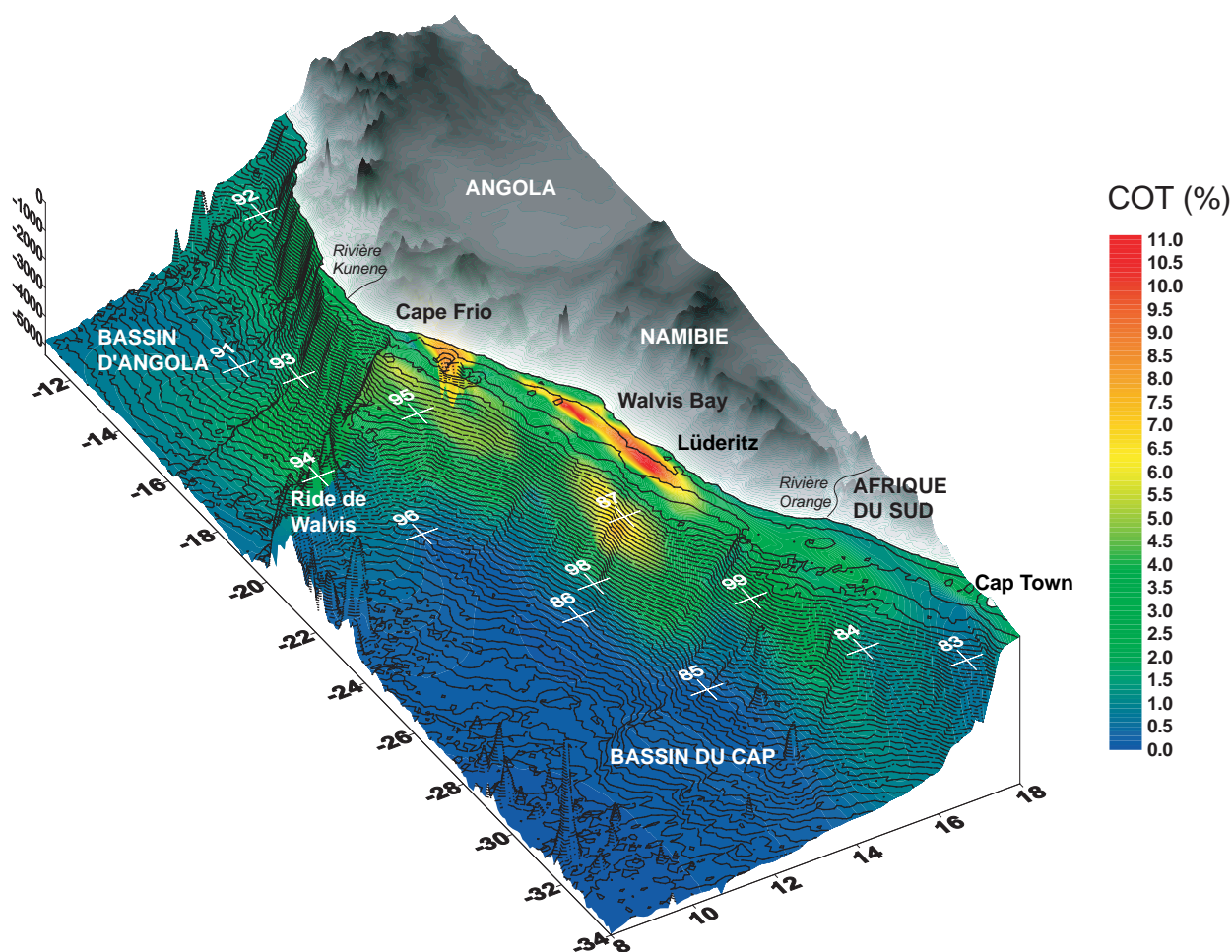


Figure III-1 : représentation tridimensionnelle de la teneur en COT (%) des sédiments de surface le long de la marge Sud-Est Atlantique. les données sont issues des travaux de Mollenhauer et al. (2002) et de cette étude. L'interpolation entre les points de données a été réalisée par une méthode géostatistique de krigeage caractérisé par une anisotropie de facteur 3 orientée parallèlement à la marge.

La figure III-2 représente la concentration en chlorophylle *a* dans les eaux de surface, le long de la marge, de la pointe du Cap à la ride de Walvis. Cette répartition présente trois zones de maxima : la zone de Lüderitz, de Walvis Bay, et de Namaqua. Ces zones sont associées à la présence des cellules d'upwelling les plus actives et les plus productives (Berger & Wefer, 2002).

La carte de répartition du COT des sédiments de surface se caractérise par des zones alignées le long de la côte, et très localisées, présentant de fortes teneurs de l'ordre de 10%. Elles se situent en domaine de plate-forme, entre Lüderitz et Walvis Bay (entre 22°S et 26°S), au sud du Cape Frio (entre 19°S et 20°S), et sur la pente, au large de Lüderitz (à 1000 m de profondeur). Le reste du COT est associé à des valeurs moyennes d'environ 4% pour les domaines de plate-forme et de pente (jusqu'à 3000 m de profondeur), et d'environ 1% pour les profondeurs supérieures à 3000 m. Les fortes valeurs de COT situées sur la plate-forme coïncident avec les zones à diatomées décrites par Bremner (1983).

La teneur en COT des sédiments de surface est corrélée aux teneurs en chlorophylle *a* (fig. III-2), et donc aux cellules d'upwelling de haute productivité, excepté pour la zone de Namaqua. Cette absence de corrélation pourrait s'expliquer par le fait que la production de ce domaine est en majeure partie une production régénérée (Brown et al., 1991). Les teneurs en COT les plus importantes se trouvent en face de Lüderitz, ce qui correspond à la zone où les cellules d'upwelling sont les plus intenses et pérennes (Shannon & Nelson, 1996). Ces données confirment l'hypothèse que l'enregistrement en COT est un bon indicateur de la productivité organique exportée (Müller & Suess, 1979 ; Stein, 1986).

1.2 Variations temporelles des teneurs en COT

La figure III-3a illustre les variations des teneurs en COT en fonction du temps, pour l'ensemble des carottes. Plusieurs tendances peuvent se distinguer :

- Pour les carottes MD9620 83, 85, 86, 91, 92, 94, 95, 96 et 98, nous observons une diminution forte du COT depuis des valeurs relativement importantes (de l'ordre du pour-cent pour les carottes 86, 92, 95, 94 et 98), jusqu'à des valeurs plus faibles, inférieures ou égale au pour-cent. Cette diminution du COT s'observe de la base vers le sommet de la carotte. On observe également une augmentation de la teneur en COT dans la partie sommitale de l'ensemble de ces carottes.

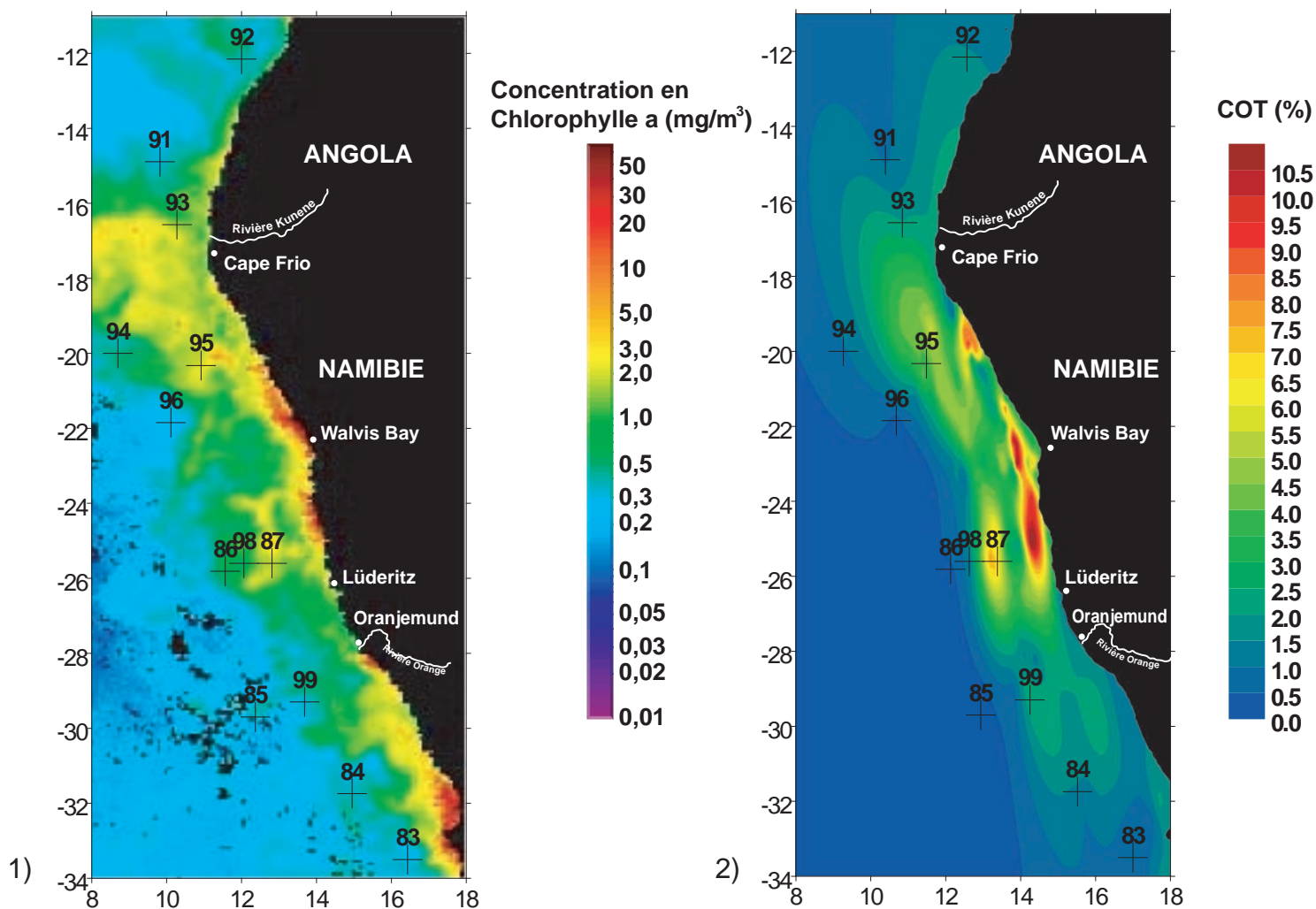


Figure III-2 : 1) concentration en chlorophylle a dans les eaux de surface le long de la marge, modifié d'après une image du projet SeaWiFS ; 2) COT (%) des sédiments de surface, modifié d'après Mollenhauer et al., 2002.

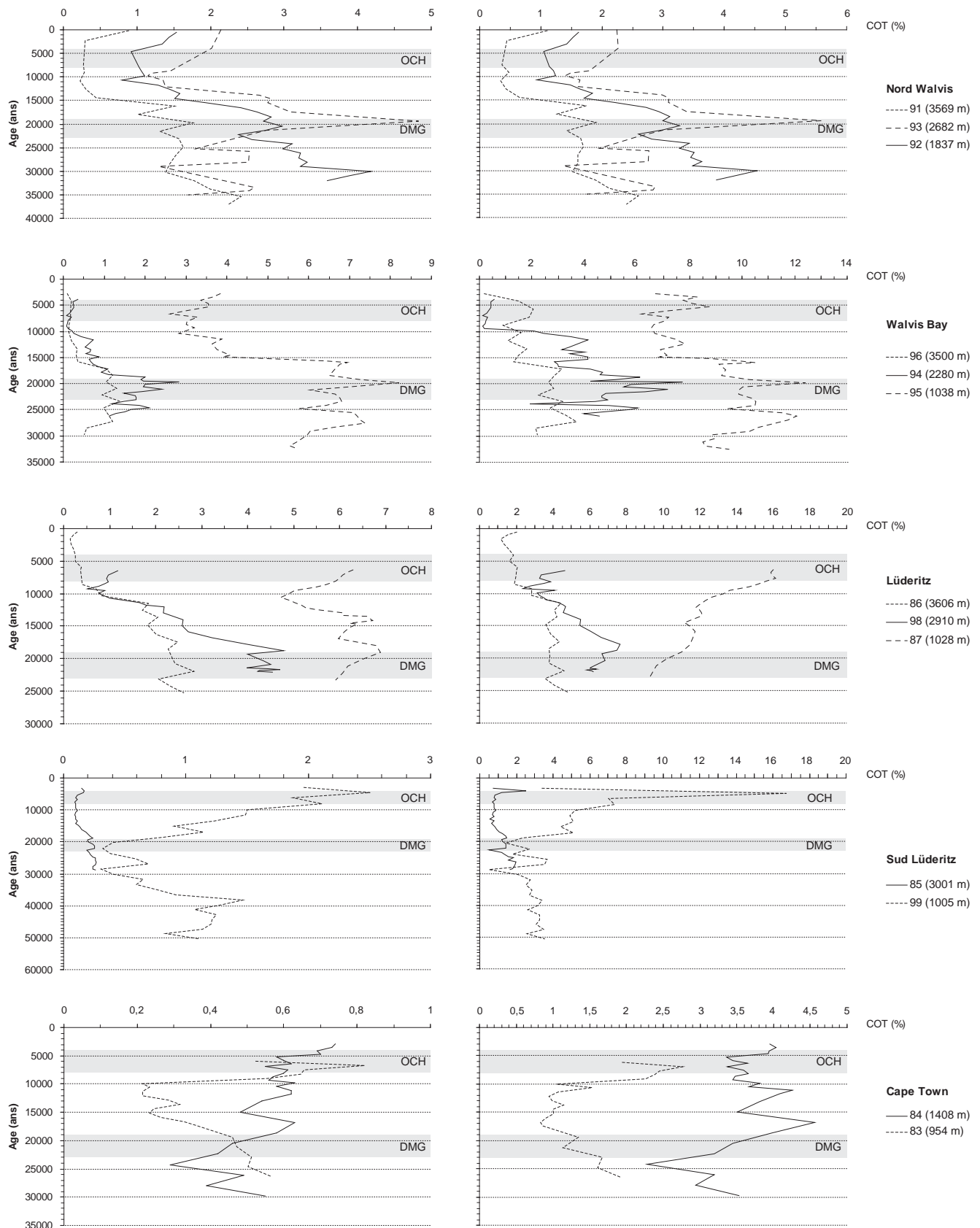


Figure III-3a : pourcentages de carbone organique total pour l'ensemble des carottes étudiées, par site de sédimentation.

Figure III-3b : pourcentages de carbone organique total "carbonate free basis" pour l'ensemble des carottes étudiées, par site de sédimentation.

- Pour les carottes 84 et 87, les évolutions verticales du COT sont moins marquées, et oscillent autour de valeurs relativement faibles (entre 0 et 1%, carotte 84), ou plus importantes (jusqu'à 7% de COT pour la carotte 87). Les carottes 87 et 84 montrent des tendances variables, de la base vers le sommet : une augmentation progressive du COT jusqu'à une valeur maximale, suivie d'une diminution rapide et enfin une augmentation jusqu'au sommet de la carotte.
- La carotte 99 présente une diminution des valeurs du COT de la partie inférieure de la carotte vers la partie intermédiaire (de 1,4% jusqu'à 0,3%), puis une augmentation vers le sommet (jusqu'à 2,6%).
- La carotte 93 présente des valeurs de COT autour de 2%, exceptée la partie intermédiaire caractérisée par une excursion majeure en COT (jusqu'à 5%).

1.3 Variations temporelles des teneurs en COT par domaine

- Nord Ride Walvis : les trois carottes situées au nord de la Ride de Walvis (91, 3569 m ; 92, 1837 m et 93, 2682 m) présentent une distribution du COT sensiblement similaire, exceptée pour la période avant le DMG. 3 périodes sont identifiables :
 - o Avant le DMG (ici entre 19000 et 20000 ans) : le DMG est dans tout les cas caractérisé par un pic en COT (4,8% pour la 93, 3% pour la 92 et 1,8% pour la 91). Les évolutions du COT avant ce pic au DMG étaient : une baisse des valeurs (92 et 91) et une augmentation très irrégulière (93).
 - o Entre le DMG et 10000 ans : une chute synchrone du COT jusqu'à 1,5% (93), 0,8% (92) et 0,3% (91). Cette chute n'est pas régulière.
 - o Entre 10000 ans et les sédiments de surface : une augmentation synchrone du COT jusqu'à 2,2% (93), 1,5% (92) et 1% (93). Cette augmentation n'est pas régulière, et de pente plus ou moins forte selon les carottes.

- Walvis Bay : les deux carottes de Walvis Bay (95, 1038 m et 96, 3500 m) ainsi que la carotte située sur la ride de Walvis (94, 2280 m) présentent des évolutions en COT parallèles et synchrones, où 4 périodes sont identifiables :
 - o Avant le DMG (ici 20000 ans) : une augmentation irrégulière du COT jusqu'à un pic marqué (8% pour la 87, 3% pour la 94 et 1,5% pour la 86),
 - o De 20000 ans à 15000 ans : une chute très forte du COT jusqu'à un ralentissement de la chute (4% pour la 87, 0,6% pour la 94 et 0,3% pour la 86),
 - o De 15000 ans à l'OCH : une chute du COT caractérisée par une pente moins marquée (2,5% pour la 87, 0,1% pour la 94 et 0,2% pour la 86),
 - o De l'OCH aux sédiments de surface : une augmentation du COT, plus ou moins marquée selon les carottes (3,8% pour la 87, 0,4% pour la 94 et 0,1% pour la 86).

- Lüderitz : le site de Lüderitz est caractérisé par les sédiments les plus riches en carbone organique. Malgré leur teneur en COT différentes, les trois carottes de ce site présentent un certain nombre de similitudes. La carotte profonde (86, 3606 m) est caractérisée par un pic de COT au DMG (2,8%), puis par une chute jusqu'à l'Holocène (0,4%). On note, entre 15000 et 12000 ans, deux pics de COT. Ces pics précèdent une chute de COT caractérisée par une pente très forte. La carotte intermédiaire (98, 2910 m) présente la même évolution en COT que la carotte profonde, avec une augmentation au DMG (5%), une chute du COT jusqu'à 9000 ans (0,5%) et une nouvelle augmentation des valeurs vers les sédiments les plus récents. L'intervalle 12000-16000 est également caractérisé par deux pics, assimilables à un ralentissement de la décroissance du COT. Enfin la carotte peu profonde (87, 1028m), associée aux teneurs en COT les plus fortes (entre 4,5 et 7%), est caractérisée par un pic positif au DMG (7%), d'une décroissance jusqu'à 10000 ans (4,5%), et d'une augmentation du COT dans les sédiments les plus récents. L'intervalle de temps 13000-17000 ans présente un pic positif de COT majeur

(6,5%). Par ailleurs il existe un diachronisme des différentes variations de COT : l'augmentation au DMG est daté à 22000 ans pour la carotte profonde et 19000 ans pour les carottes moins profondes. La diminution récente est datée de 11000 ans pour la carotte peu profonde, 9000 ans pour la carotte intermédiaire, et vers 8000 ans pour la carotte profonde. Enfin la période intermédiaire est marquée par augmentations pour les carottes peu profondes et intermédiaires, et par un ralentissement de la chute du COT pour les carottes intermédiaires et profondes. Cet événement intervient d'autant plus tôt que le site de sédimentation est peu profond.

- Sud Lüderitz : les deux carottes de ce site (85, 3001 m et 99, 1005 m), présentent des évolutions très différentes. La carotte profonde est caractérisée par les teneurs les plus faibles (entre 0,5 et 1,5%), et par une chute des concentrations, depuis 28000 ans jusqu'à l'Holocène (0,5%), avec toutefois un pic au DMG (1,3%). Les sédiments les plus récents enregistrent une remontée des valeurs jusqu'à 1% à 3000 ans. La carotte peu profonde est très différente, et peut être décrite en trois périodes : une augmentation du COT de 50000 à 38000 ans (de 1% à 1,6%), puis une chute du COT jusqu'au DMG (0,4%), enfin une très forte augmentation jusqu'à l'actuel (pic de COT de 2,4% à l'Holocène).
- Cape Town : ce site est caractérisé par les concentrations en COT les plus faibles de toute notre zone d'étude : entre 0,2 et 0,8% de COT. Ces valeurs correspondent à la marge d'erreur du RockEval, nous tiendrons donc plutôt compte des évolutions que des valeurs absolues. Les deux carottes (83, 954 m et 84, 1408 m) sont caractérisées par des évolutions en COT très différentes. La carotte peu profonde, située le plus au Sud, présente une chute du COT de 25000 ans (0,5%) à 10000 ans (0,2%), puis d'une brusque augmentation des valeurs (0,8% à 6000 ans), et d'une chute dans les sédiments les plus récents. La carotte profonde présente, au premier ordre, une augmentation positive du COT depuis des valeurs proches de 0,3% il y a 25000 ans. Le maximum est de 0,75% (3000 ans).

1.4 MAR COT par site de sédimentation

L'évolution temporelle des taux d'accumulation de carbone organique est très différente de la distribution verticale du pourcentage du COT (fig. III-4). Les incertitudes sur les différents modèles temporelles, selon les outils stratigraphiques et isotopiques utilisés, se retrouvent dans les mesures de taux de sédimentation et donc de taux d'accumulation. Nous considérons cependant ces MAR comme reflétant directement la productivité organique de surface.

- Nord Ride de Walvis : les valeurs de MAR COT au nord de la ride de Walvis présentent un pic au DMG, qui n'est pas le maximum des MAR enregistré sur ce site (les maxima ont lieu avant le DMG). De la même façon que pour les pourcentages, les MAR chutent entre le DMG et l'Holocène, caractérisé par une diminution, malgré deux excursions positives vers 15000 et 10000 ans. Les MAR augmentent après l'Holocène. L'épisode de 10000 ans est synchrone pour les trois carottes, l'épisode de 15000 ans est diachrone, et a lieu d'autant plus tôt que le site est profond. Cet événement se retrouve sur les sites de Lüderitz et de Walvis Bay. Les valeurs de MAR sont d'autant plus faibles que le site de sédimentation est profond.
- Walvis Bay : les MAR COT des carottes 96 et 94 sont identiques à l'évolution des pourcentages : une augmentation jusqu'au DMG et une chute jusqu'à l'Holocène. L'étude des MAR de la carotte peu profonde (95) a permis de faire le rapprochement avec les MAR de la carotte peu profonde du site de Lüderitz (87) et de montrer que ces deux sites enregistrent les mêmes variations, et au même moment :
 - o Augmentation faible avant le DMG (20000 ans).
 - o Pic positif au DMG.
 - o Diminution jusqu'à 17000 ans.
 - o Excursion positive majeure à 17000 ans.
 - o Chute des MAR plus ou moins régulière jusqu'à 10000 ans.
 - o Augmentation des MAR jusque dans les sédiments actuels.
- Lüderitz : l'évolution des MAR en COT du site de Lüderitz sont très comparables à l'évolution des pourcentages, et nous permet de mieux contraindre certaines incertitudes : le DMG est caractérisé par des valeurs maximales de MAR pour la carotte intermédiaire ($6 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), une augmentation peu marquée pour la carotte profonde, et peu

marqué pour la carotte peu profonde. La période intermédiaire décrite plus haut est caractérisée par un shift positif très marqué pour la carotte peu profonde ($6,5 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) à 17000 ans. Ce pic s'observe pour la carotte intermédiaire à 13000 ans ($1,4 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$). Le site de Lüderitz est donc marqué par deux périodes de forts MAR en COT : le DMG et la période autour de 15000 ans, ainsi qu'un diachronisme de ces excursions : l'augmentation au DMG a lieu d'autant plus tard que le site est peu profond. Le shift vers 15000 ans a lieu d'autant plus tard que le site est profond. Enfin, d'un point de vue général, plus le site de sédimentation est profond, plus les MAR COT sont faibles.

- Sud Lüderitz : l'évolution des MAR COT au sud de Lüderitz est totalement identique à l'évolution des pourcentages en carbone organique. On note une accentuation de l'augmentation au cours du DMG pour la carotte profonde, et de la diminution pour la carotte peu profonde.
- Cape Town : l'évolution des MAR COT au large de Cape Town est sensiblement différente. La carotte profonde est caractérisée par une augmentation régulière des MAR jusqu'à 12000 ans, puis par une augmentation majeure des MAR, de $0,09 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à $0,26 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$, puis par une évolution constante autour de $0,28 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$. La carotte peu profonde présente la même évolution, l'augmentation majeure a lieu à 10000 ans, le DMG est caractérisé par une diminution, suivie d'une augmentation à 17000 ans. Ce pic existe aussi pour la carotte profonde, mais est moins marqué.

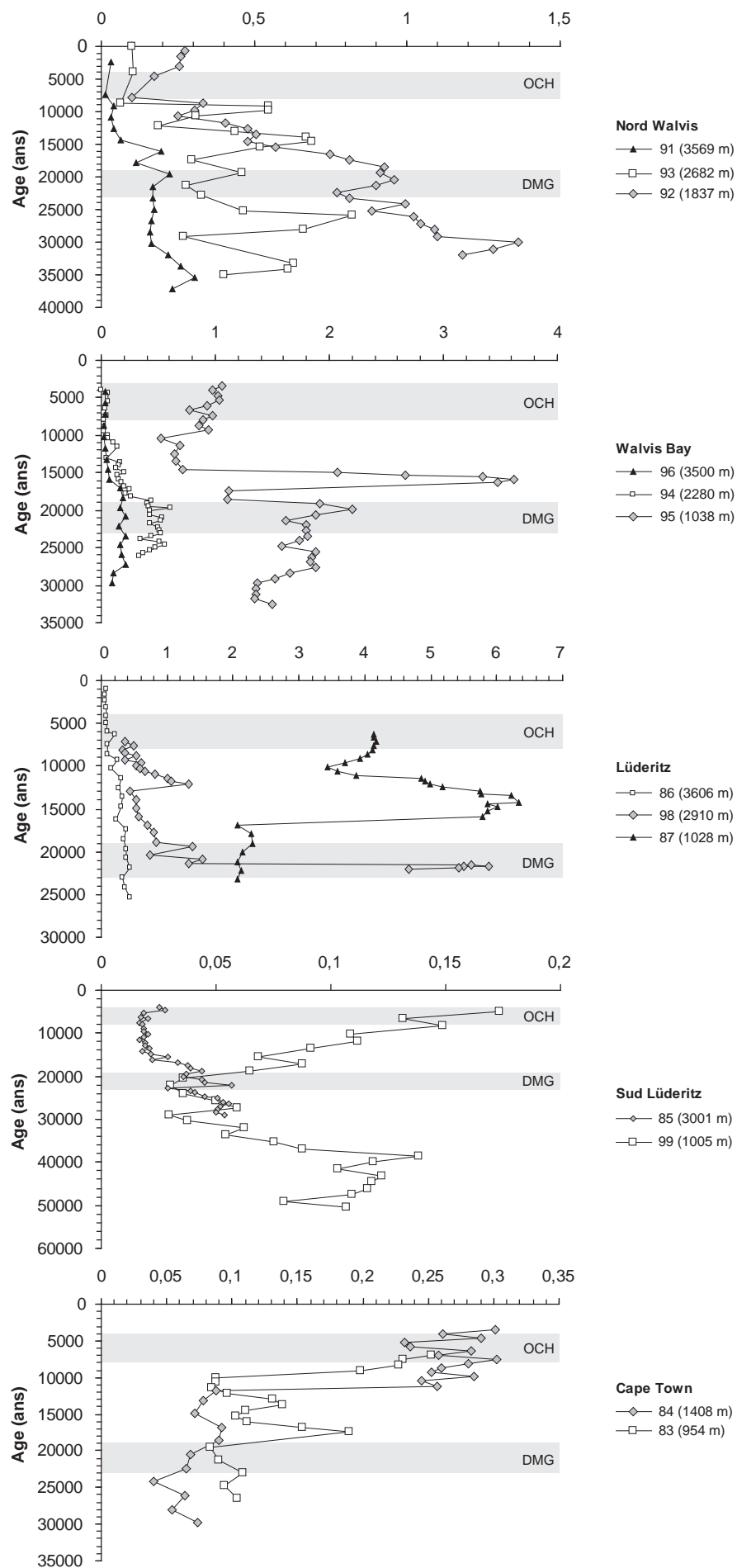


Figure III-4 : taux d'accumulation massique de carbone organique total pour l'ensemble des carottes étudiées, par site de sédimentation.

1.5 Bilan MAR

1.5.1 Répartition des MAR COT des sédiments holocènes

Les valeurs de COT utilisées pour caractériser les épisodes climatiques sont des données représentatives centrées sur 6000 ans \pm 2000 ans pour le stade Interglaciaire.

La répartition des taux d'accumulation massique en COT (MAR COT) le long de la marge durant l'optimum climatique holocène, de résolution inférieure à celle des sédiments de surface, met en évidence une zone de forte accumulation organique centrée sur Lüderitz et Walvis Bay, jusqu'à 270 km de la côte (enregistrée jusqu'à 3000m de profondeur).

Dans le domaine de plate-forme, les valeurs de MAR COT sont maximales en face de Lüderitz (de l'ordre de $4 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), et décroissent régulièrement vers le Nord et vers le Sud, avec des valeurs de l'ordre de $1 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ au maximum en face de Cape Town et de Hondeklip Bay. Les valeurs restent fortes sur la ride de Walvis ($2 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$).

Dans le domaine plus profond, les maxima sont également observés en face de Lüderitz ($2 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à 3000 m de profondeur). On observe la même décroissance vers le Nord et vers le Sud, vers des valeurs de l'ordre de $1,5 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Au-delà de 3000m, les taux d'accumulation sont quasi nuls. Par ailleurs, on observe un gradient négatif important au Nord de la carotte 99, ce dernier est exactement localisé en face d'un escarpement lié au développement d'une plate-forme située à l'embouchure du fleuve Orange. En domaine de plate-forme, le gradient est beaucoup plus faible.

Ce gradient illustre bien le rôle de la topographie comme facteur de contrôle dans la répartition du carbone organique le long de la marge. Il semble que les particules organiques sédimentent préférentiellement dans les dépressions (Huc et al., 2001), et peuvent être déviées par des escarpements existant le long de la pente.

1.5.2 Bilan MAR : Répartition des MAR COT des sédiments associés au DMG

Les valeurs des MAR COT au DMG sont assez différentes de celle de l'Holocène, malgré une distribution spatiale sensiblement identique.

D'une part, les taux d'accumulation sont plus importants : on retrouve le même pic en face de Lüderitz, mais avec des valeurs de l'ordre de $6 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$, avec une diminution vers le Nord et vers le Sud.

D'autre part, la zone où les MAR COT sont les plus forts est située en position plus distale, en bas de la pente (en haute de pente à l'Holocène). La distance séparant les deux sites est de l'ordre de 85 km.

Par ailleurs, les MAR COT sont plus importants également au Nord de la ride de Walvis, où les valeurs moyennes sont de l'ordre de $1,5 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$, par rapport à $0,5 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à l'Holocène.

Enfin, les MAR COT de la zone la plus australe sont plus faibles au DMG qu'à l'Holocène. ($0,4 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à l'Holocène et $0,05 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ au DMG, en moyenne).

1.6 Discussion

La comparaison de la répartition des MAR COT à l'Holocène et au DMG nous amène à différencier trois zones sédimentaires distinctes.

- Le nord de la ride de Walvis. Les MAR COT sont plus importants au DMG qu'à l'OCH, sur l'ensemble du transect plate-forme/bassin. La répartition des MAR COT est homogène et continue.

- Entre la ride de Walvis et Lüderitz. Les MAR COT sont plus importants au DMG, et la zone de maxima est localisée en position plus distale par rapport à l'OCH. Elle est située au large de Lüderitz, vers 3000m de profondeur au DMG, et vers 1000m de profondeur à l'OCH. Les valeurs de MAR COT décroissent progressivement vers le Nord et vers le Sud, avec un gradient plus important au DMG.

- Le Sud de Lüderitz. Les MAR COT sont sensiblement plus importants à l'OCH qu'au DMG, leur répartition est homogène et continue.

Les flux de carbone organique sont fonction de l'épaisseur de la tranche d'eau (Betzer et al., 1984), cela expliquerait une partie des faibles teneurs en COT dans les plus grandes profondeurs. Les différences observées entre le DMG et l'OCH pourraient s'expliquer par deux processus qui interagissent : la productivité primaire et l'eustatisme.

Une augmentation de la productivité durant le DMG serait associée à une intensification de l'activité de l'upwelling, et donc à une intensification de la force des alizés. Ces processus ont été décrits par de nombreux auteurs (Summerhayes et al., 1995b ; Schneider et al., 1996 ; Little et al., 1997a, b ; Lavik, 2001). Lavik (2001), a montré l'existence d'une migration vers le pôle distal des cellules d'upwelling associées aux sites de haute productivité de Walvis Bay, en comparant les enregistrements isotopiques stables du $\delta^{15}\text{N}$. Bertrand et al., (2002) sont également arrivés aux mêmes conclusions sur le transect de Lüderitz.

Par ailleurs, la répartition des MAR COT au DMG et à l'OCH met clairement en évidence le rôle de l'eustatisme, lors de la remontée du niveau marin caractérisant la transition Glaciaire/Interglaciaire. Il est illustré par la migration vers le pôle proximal de la zone où les MAR COT sont les plus importants, au large de Lüderitz.

Le niveau marin au DMG était de l'ordre de 120m en dessous du niveau actuel (Bard et al., 1990). Le rivage de la marge était situé des positions plus distales d'environ 100 km en face Lüderitz, et d'environ 10 km au sud de la ride de Walvis. La détermination de la position du rivage au DMG a été possible en intégrant des données satellitaires de topographie dans le logiciel ArcInfo, puis en générant via ArcView une représentation de la marge par des arcs orientés, délimités par les points de données, au DMG et à l'OCH. Cette méthode nous a permis de quantifier les longueurs des différentes sections de la marge, ainsi que les surfaces exposées lors du DMG.

Les migrations horizontales des cellules sont donc très variables selon la latitude. Les déplacements, depuis le stade Glaciaire jusqu'au stade Interglaciaire, du nord vers le sud sont les suivants (fig. III-5) :

- Nord Walvis : entre 0 et 50km
- Ride de Walvis : entre 8 et 35km
- Sud Walvis : entre 20 et 40km
- Walvis Bay : entre 40 et 60km
- Lüderitz : entre 20 et 40km
- Sud Lüderitz : de 35 à 200km
- Cape Town : de 10 à 40km

La fourchette de valeurs pour chaque site correspond à des différences dans la morphologie de la plate-forme propres aux sept sites identifiés.

La description faciologique des carottes (Bertrand et al., 1997), met en évidence l'absence de faciès associés à des processus d'écoulements gravitaires, de type turbidites ou écoulements de débris. Les MAR COT observés seraient donc principalement liés à la productivité de surface, associée aux cellules d'upwelling ou aux filaments, pour les sites les plus distaux. Toutefois, les taux de sédimentation et la morphologie de la plate-forme sont tels que des processus de sédimentation gravitaires doivent exister, mais ne sont pas significatifs.

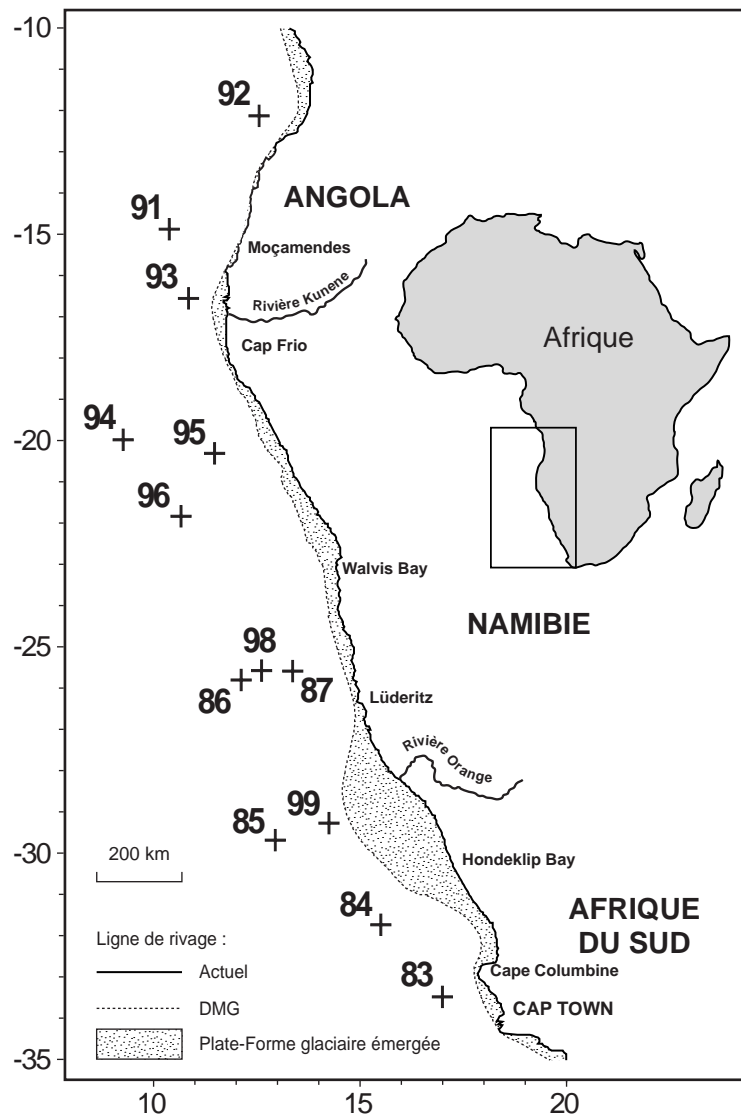


Figure III-5 : position de la ligne de rivage au Dernier Maximum Glaciaire et à l'actuel.

Il s'agit d'écoulements de turbidité associés aux processus d'érosion de la plate-forme en contexte de bas niveau marin, et à des déstabilisations de plate-forme en période de haut niveau marin et de fort taux de sédimentation.

Les taux d'accumulation massique au large de Cape Town, faibles au DMG et plus important à l'OCH pourraient être liés aux injections dans le courant du Benguela de masses d'eaux provenant du courant des Aiguilles. Il existe une brusque augmentation des MAR COT à 10000 ans, or cette période est associée à un épisode majeur d'advection d'eaux provenant de l'Océan Indien, entre 10000 et 8000 ans (Pether, 1994), associé à un pic d'accumulation de radiolaires et de foraminifères planctoniques *Globigerinoides ruber*. Toutefois, les apports de masses d'eaux via le courant des Aiguilles auraient un impact négatif sur la productivité de la partie la plus méridionale de l'upwelling du Benguela, en particulier par une augmentation de la température, une stratification plus importante, une diminution de la circulation de subsurface et donc une diminution de l'activité de l'upwelling (Siegfried et al., 1990).

II- Caractérisation du potentiel pétrologène : utilisation du paramètre index d'hydrogène (IH) de la pyrolyse Rock Eval

2.1 Définition, généralités IH

L'index d'hydrogène (IH) exprime la quantité d'hydrocarbures qui peut être potentiellement générée par la MO au cours de la pyrolyse Rock Eval, en milligrammes d'hydrocarbures par gramme de carbone organique (mg HC/g COT).

Les teneurs en COT permettent de calculer les valeurs des index d'hydrogène et d'oxygène qui sont respectivement égales à $(S_2/COT)*100$ (mg HC/g COT) et à $(S_3/COT)*100$ (mg CO₂/g COT) (Espitalié et al., 1977). Ils sont comparables aux rapports H/C et O/C de la composition chimique élémentaire de la matière organique, utilisés pour caractériser la composition chimique des matières organiques.

L'index d'hydrogène peut également, pour une MO donnée, permettre une estimation du degré de préservation de la matière organique.

2.2 Relations IH/COT

Les valeurs d'IH sont fonction de la teneur en COT et de la localisation des carottes (fig. III-6) :

- carottes situées au Nord de la ride de Walvis (91, 92, 93) : corrélation IH-COT linéaire de pente faible (COT de 1 à 5%, IH de 100 à 250 mg HC/g COT),
- carottes situées au Sud de Lüderitz (83, 84, 85, 99) : corrélation IH-COT linéaire de pente forte (COT de 0 à 1%, IH de 150 à 400 mg HC/g COT),
- carottes des domaines Lüderitz (86, 87, 98), Walvis Bay (95, 96) et Walvis Ridge (94) : variable selon les teneurs en COT :
 - o COT faibles (94, 96, 99, top 86) : corrélation IH-COT linéaire de pente forte (COT de 0 à 3%, IH de 50 à 350 mg HC/g COT),
 - o COT élevés (95, 87, 98, base 86) : corrélation IH-COT linéaire de pente nulle (COT de 2 à 8%, IH de 400 à 450 mg HC/g COT).

La relation IH-COT au Nord de la ride de Walvis s'explique par le pourcentage important de débris ligneux oxydés dans les sédiments (jusqu'à 25%). La MO terrestre dégradée, de type

III, est caractérisée par des valeurs d'IH de l'ordre de 100 à 250 mg HC/g COT (Espitalié et al., 1985). Le mélange des deux types de MO tend donc à diminuer fortement les valeurs d'IH. Les valeurs IH/COT au Sud de Lüderitz s'expliquent par la présence de MO marine de relativement bonne qualité pétrologène, mais en proportion réduite.

2.3 Distribution des IH par sites de sédimentation (fig. III-7)

Trois zones peuvent être différenciées : la zone Sud Lüderitz (83, 84 et 85), la zone Lüderitz/Walvis Bay (86, 98, 87, 95, 96, 94 et 99) et enfin la zone Nord Walvis (91, 92 et 93).

- Sud Lüderitz : ce site est caractérisé par des valeurs en COT très faibles (entre 0 et 1%), et des IH relativement élevés (entre 150 et 400 mg HC/g COT). Les trois carottes sont caractérisées par une corrélation linéaire entre le COT et l'IH.

- Lüderitz/Walvis Bay : ces sites présentent une distribution IH/COT non aléatoire. Au premier ordre, la répartition IH/COT est directement fonction de la profondeur du site de sédimentation ainsi que de la proximité des zones de haute productivité organique.

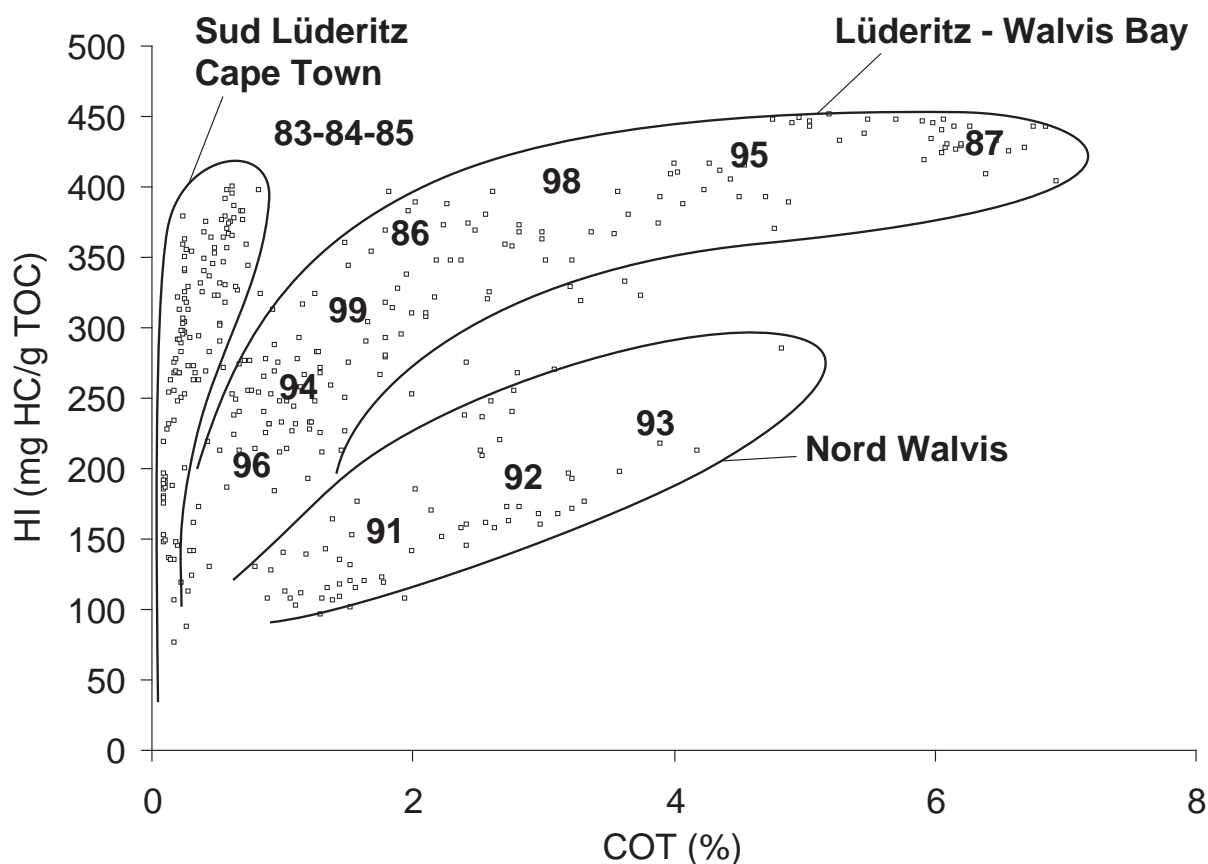


Figure III - 6 : relations IH/COT pour l'ensemble des carottes. Cette distribution permet d'identifier trois zones sédimentaires : Nord Walvis, Cape Town et l'ensemble des carottes de Lüderitz, Walvis Bay et Walvis Ridge. Pour ce dernier site, les relations IH/COT sont fonctions de la proximité des sites de haute productivité et exportation organique.

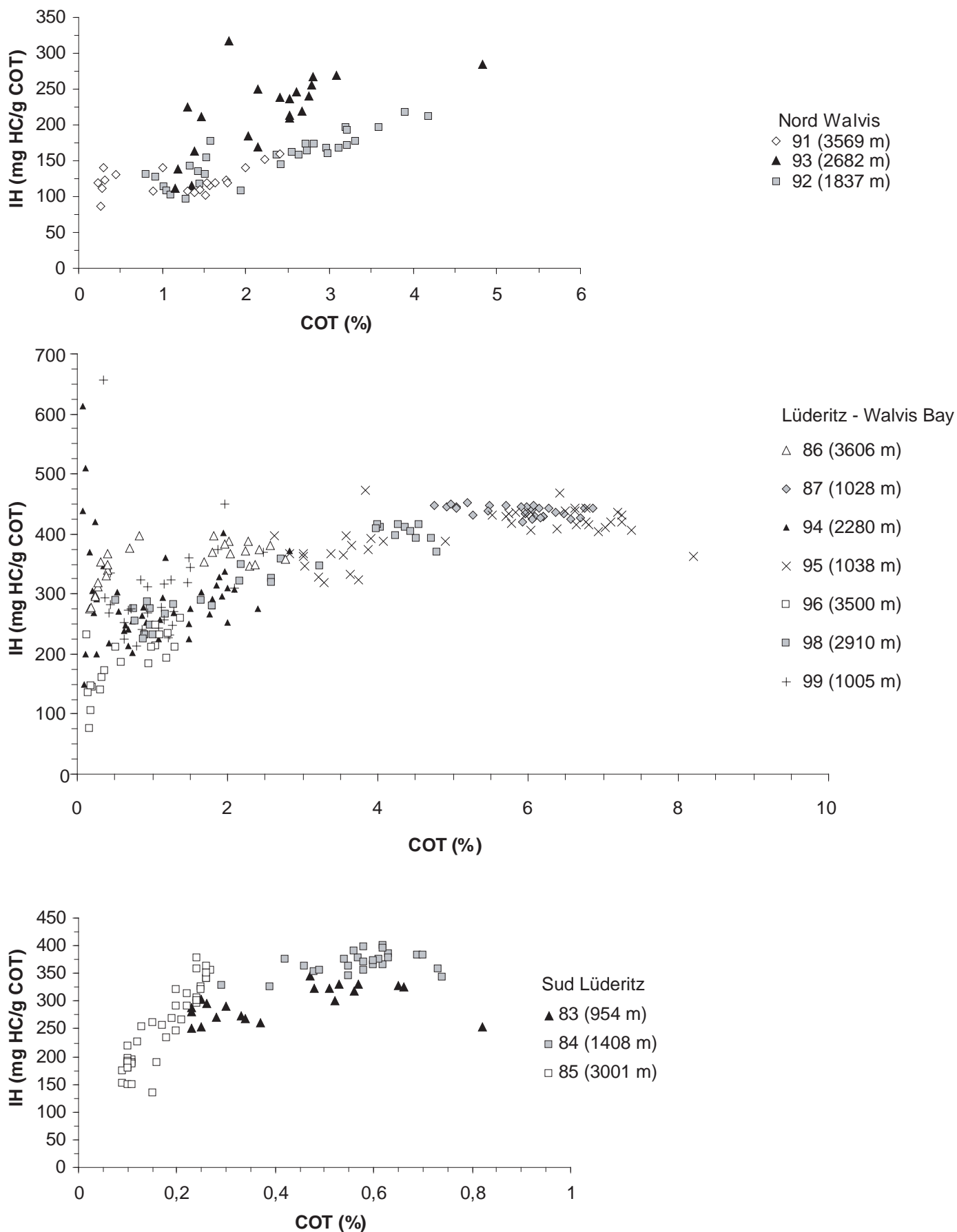


Figure III-7 : relations IH/COT pour l'ensemble des carottes étudiées, regroupées en trois sites : Nord Walvis (haut), Walvis Bay/Ridge - Lüderitz (milieu) et Sud Lüderitz (bas).

Plus le site est proche des cellules les plus actives (Lüderitz, Walvis Bay), plus les COT et IH associés seront élevés. Plus la profondeur du site est importante, plus les COT et IH associés seront faibles. Par ailleurs, pour les carottes caractérisées par des COT importants (>2%), les IH sont constants (entre 350 et 400 mg HC/g COT) quelles que soient les valeurs de COT. Pour les COT faibles (<2%), les IH deviennent fonctions du COT. La faible variation des IH pour les forts COT a été discutée par Bertrand et al., (2003) sur le site de Lüderitz, et interprétée comme résultant de la non rétention d'hydrocarbures par la matrice minérale, en particulier entre les feuillets argileux, durant la phase de pyrolyse (Espitalié et al., 1985 ; Langfort & Blanc-Valleron, 1990 ; Ganeshram et al., 1999).

- Nord Walvis : les trois carottes de ce site présentent les IH les plus faibles (entre 75 et 250 mg HC/g COT) pour des COT moyens. Les carottes 91 et 92 sont caractérisées par une relation quasi-linéaire entre le COT et l'IH. La carotte 93 présente des valeurs d'IH plus élevées et plus dispersées.

2.4 Répartition spatiale des valeurs de l'IH le long de la marge

Les valeurs de l'index d'hydrogène, fournissent également une indication sur la nature de la MO sédimentée (Espitalié et al., 1985). La MO est ici essentiellement marine (type II), sur l'ensemble de la marge. La MO marine de type II correspond à un mélange entre de la MO purement planctonique (type I) avec de la MO terrestre dégradée (type III). Le nord de la ride de Walvis se caractérise par des valeurs plus faibles pouvant correspondre à un mélange plus prononcé avec de la MO terrestre (type III) ou à une MO marine dégradée, et donc de moindre qualité pétrolière.

2.4.1 Répartition IH actuelle

Cette répartition met en évidence plusieurs points (cf. § 8.2.a, fig. III-20) :

- D'un point de vue longitudinal (éloignement à la côte), les valeurs les plus importantes sont localisées sur l'ensemble de la marge, depuis le Sud de la ride de Walvis jusqu'au Cap (décroissance jusqu'à 350 mg HC/g COT). Le Nord de la ride de Walvis est caractéristique de valeurs d'IH très faibles, de l'ordre de 200 mg HC/g COT, que l'on soit en domaine proximal ou distal.

- D'un point de vue latitudinal, les valeurs d'IH sont très importantes dans les profondeurs les plus faibles (de l'ordre de 500 mg HC/g COT à 1000m), et diminuent quand la profondeur augmente (vers 300 mg HC/g COT à 3000m au large de Lüderitz), pour tout le domaine Sud-Walvis. Il y a peu de variations au Nord de la ride de Walvis, où les valeurs sont toujours faibles.

2.4.2 Répartition des IH pour la période de l'OCH, comparaison avec l'Actuel

Cette répartition (cf. § 8.2.b, fig. III-20) est assez similaire à la répartition actuelle. On retrouve la même zone à fort IH (de l'ordre de 400 mg HC/g COT contre 500 mg HC/g COT actuellement) au large de Lüderitz. Ces valeurs importantes diminuent très rapidement vers le Nord et vers le Sud, vers des valeurs d'environ 340 mg HC/g COT pour le domaine Sud-Walvis, et 250 mg HC/g COT pour le domaine Cape Town. Cette évolution longitudinale montre donc des valeurs d'IH plus faibles à l'OCH qu'à l'Actuel, sur l'ensemble de la marge. Les différences majeures sont localisées dans le domaine proximal, jusqu'à 2500 m de profondeur.

Le domaine Nord-Walvis est toujours caractérisé par les valeurs les plus faibles (entre 50 et 150 mg HC/g COT), la répartition des IH est identique à l'Actuel. Le sommet de la ride de Walvis est associé à des valeurs également plus faibles (de l'ordre de 150 mg HC/g COT, au lieu de 330 mg HC/g COT actuellement).

Enfin le domaine le plus distal, associé à des profondeurs supérieures ou égales à 2500 m est caractérisé par des valeurs faibles, identiques à l'Actuel, de l'ordre de 150 mg HC/g COT.

2.4.3 Répartition des IH pour la période du DMG, comparaison avec l'Holocène

D'un point de vue général, la répartition des valeurs d'IH ainsi que leurs valeurs absolues sont sensiblement identiques au Glaciaire (cf. § 8.2.c, fig. III-20) et à l'Holocène, le long de la marge et au nord de la ride de Walvis. Les différences se localisent au Sud de la zone d'étude, où les valeurs d'IH sont élevées au Glaciaire (environ 340 mg HC/g COT, contre 240 mg HC/g COT à l'Holocène), ainsi dans le domaine de bassin où les valeurs moyennes des IH pour des profondeurs supérieures ou égales à 3000 m sont de l'ordre de 340 mg HC/g COT (150 mg HC/g COT à l'Holocène). Cependant cette extrapolation géostatistique est à utiliser avec beaucoup de précaution compte tenu du peu de données à cette profondeur.

Nous pouvons cependant affirmer qu'à plus de 3000 m de profondeur, les IH sont plus élevés au Dernier Maximum Glaciaire qu'à l'Holocène, cela d'un facteur 2.

Par ailleurs, la zone où l'on rencontre de forts IH, située en face de Lüderitz, est plus étendue vers le pôle distal au Glaciaire qu'à l'Holocène, puisque des valeurs d'environ 420 mg HC/g COT sont rencontrées dans des échantillons situés à plus de 3000 m de profondeur.

III- Généralités sur les carbonates

La production carbonatée est associée à deux producteurs principaux : les coccolithes (producteur primaire) et les foraminifères. La teneur en carbonates d'un sédiment est déterminée par plusieurs facteurs : la production initiale des carbonates, sa dissolution dans la colonne d'eau et sa dissolution dans le sédiment.

La dissolution des carbonates dans la colonne d'eau est fonction de la profondeur d'eau, au dessous de la profondeur de compensation des carbonates (CCD, Broeker & Peng, 1984), il n'y a pas de carbonates sédimentés.

Les eaux océaniques profondes sont plus agressives par rapport au CaCO_3 (température basse, pH bas, pression élevée), ce qui se traduit par une dissolution croissante en fonction de la profondeur des particules carbonatées produites en surface lors de leur chute dans la colonne d'eau.

La CCD représente la profondeur d'eau (environ 5000 m dans l'océan actuel) à partir de laquelle la concentration en CO_3^{2-} passe sous le seuil de saturation de la calcite. L'équilibre $\text{CaCO}_3 \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$ est alors déplacé dans le sens de la dissolution des carbonates. Cette profondeur dépend de l'activité planctonique ainsi que de la température de l'eau de mer : la position sera d'autant plus profonde que la productivité des plates-formes sera faible, la productivité planctonique forte, la teneur en matière organique faible.

3.1 Apport et dissolution des carbonates (fig. III-8)

Les sédiments de la marge namibienne sont constitués en grande partie par des carbonates d'origine biogénique, quelle que soit la profondeur d'eau ainsi que la localisation le long de la marge. Les concentrations en carbonates sont très variables le long de la marge. C'est au nord de la ride de Walvis que les teneurs en carbonates sont les plus faibles : entre 4% et 19% pour les carottes 92 et 93, entre 4% et 40% pour la carotte 91. Les concentrations les plus importantes se localisent au sud de la ride de Walvis (entre 25% et 91%), et au sud du BUCS, au large de Cape Town et de l'Afrique du Sud (entre 46% et 87%). Les zones où les concentrations sont plus faibles sont situées au large de Lüderitz (entre 26% et 85%).

D'un point de vue général, la distribution des carbonates le long de la marge est fonction de la profondeur de sédimentation, de la localisation du site de sédimentation, et de la période de temps considérée. Sur les cinq sites définis précédemment (Nord Walvis, Sud Walvis, Lüderitz, Sud Lüderitz et Cape Town), les teneurs en carbonates sont toujours plus importantes dans les plus grandes profondeurs (bas de pente et bassin), que dans les profondeurs plus faibles (haut de pente). Par ailleurs, au sein d'une même carotte, les valeurs les plus basses sont toujours enregistrées durant le stade glaciaire, et les valeurs les plus importantes durant le stade interglaciaire. Les relations entre le COT et les carbonates montrent des corrélations plus ou moins marquées selon les sites de sédimentation.

- Au nord de la Ride de Walvis (91, 92 et 93) la corrélation est peu marquée, caractérisée par une pente négative qui converge vers des concentrations de l'ordre de 40 à 50% de carbonate.
- Au sud de la Ride de Walvis, les trois carottes 94, 95 et 96 sont toutes caractérisées par une très bonne corrélation COT/carbonates, avec une convergence de la pente de la droite de régression vers 100% de carbonates et 0% de COT. On note une deuxième population de points pour la carotte 94, caractérisée par des teneurs en COT et carbonates très faibles.
- Au large de Lüderitz, on observe les mêmes évolutions (87, 98, 86), avec la même convergence vers 100% de carbonates et 0% de COT.
- Au sud de Lüderitz, les carottes 99 et 85 présentent également les mêmes évolutions, la carotte 99 étant caractérisée par une plus grande dispersion des concentrations.

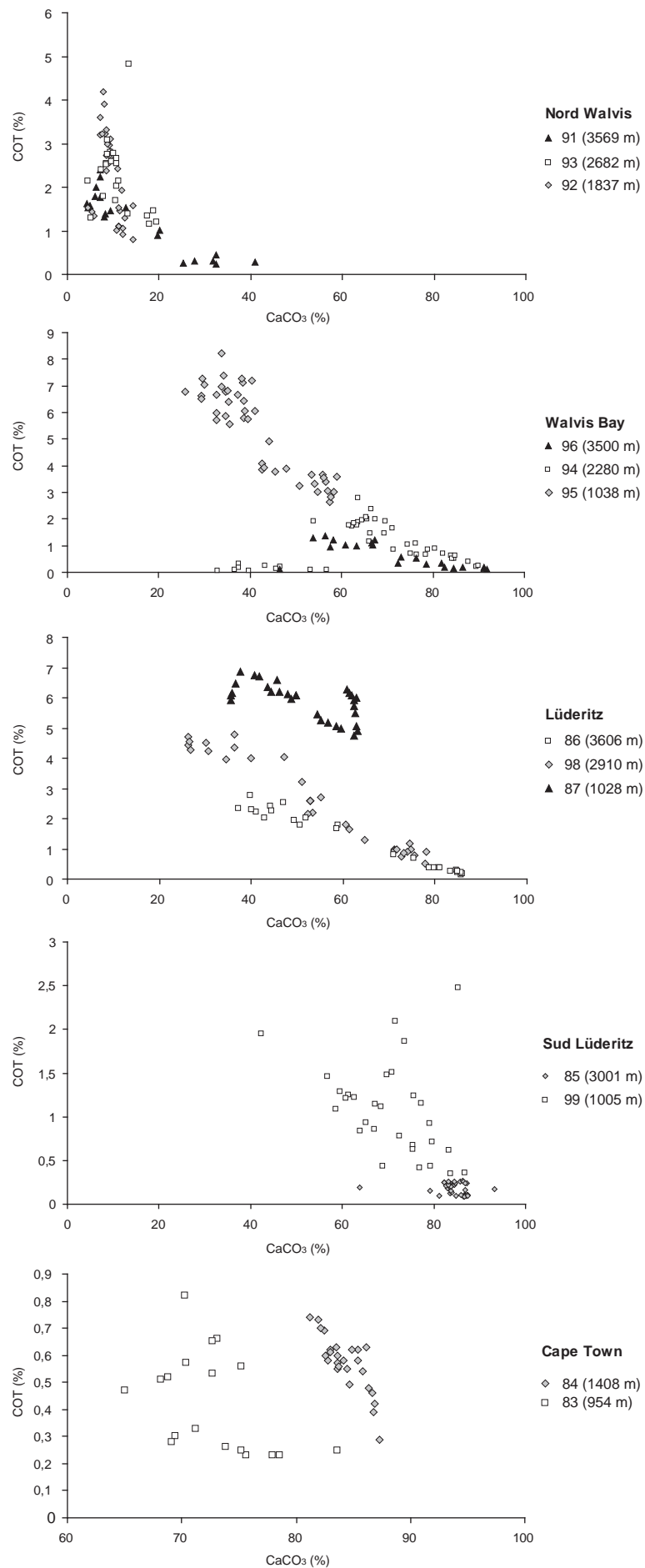


Figure III-8 : relations carbonates / carbone organique total pour l'ensemble des carottes étudiées, par site de sédimentation.

- Au large de Cape Town, la carotte 83 est caractérisée par une absence de corrélation entre COT et carbonates. La carotte 84 présente une bonne corrélation négative dont la pente converge vers 100% de carbonates et 0% de COT.

3.2 Evolution temporelle de la concentration en carbonates (fig. III-9)

- Nord Ride de Walvis : les trois carottes situées au Nord de la Ride de Walvis présentent la même évolution temporelle de la concentration en carbonates. Au premier ordre, le site enregistre une très forte augmentation en carbonates depuis le DMG vers l'Holocène. Au DMG, les valeurs sont comprises entre 5 et 10%, avec des valeurs relativement plus élevée pour la carotte la moins profonde (92, 1837 m), et plus élevées pour la carotte la plus profonde (91, 3569 m). A l'Holocène, les concentrations sont plus élevées, mais divergent fortement, avec des valeurs maximum pour la carotte la plus profonde (jusqu'à plus de 40%, carotte 91), et relativement plus faibles pour la carotte la moins profonde (entre 10 et 15%, carotte 92). La carotte intermédiaire (93, 2682 m) présente des teneurs de l'ordre de 20%.
- Walvis Bay : il existe, comme au Nord de la Ride de Walvis, une très forte augmentation de la concentration en carbonates, du DMG à l'Holocène. Considérons d'une part les deux carottes du site de Walvis Bay (95, 1038 m et 96, 3500 m). Au DMG, les teneurs en CaCO_3 sont relativement plus faibles pour la carotte peu profonde (95, de l'ordre de 25%) par rapport à la carotte profonde (96, de l'ordre de 60%). Les teneurs augmentent très fortement jusqu'à l'Holocène, avec toujours des valeurs relativement plus faibles pour la carotte peu profonde (de l'ordre de 55%) par rapport à la carotte profonde (de l'ordre de 90%). Par ailleurs, on note pour les deux carottes une diminution de la concentration en carbonates avant le DMG, et après l'OCH. Les deux évolutions sont très similaires, on note cependant que le minimum de carbonates n'est pas synchrone, et est plus tardif de 2000 ans pour la carotte peu profonde, le maximum holocène est lui synchrone. Pour la carotte située sur la ride de Walvis (94, 2280 m), les évolutions et valeurs absolues de la concentration en carbonates sont très similaires à celles de la carotte profonde, avec un minimum au DMG (de l'ordre de 50%), suivi

d'une forte augmentation vers l'Holocène (jusqu'à 90%). On observe cependant une chute drastique vers 10000 ans, jusqu'à des valeurs oscillant entre 40 et 50%. Cet événement est synchrone d'une légère diminution de la teneur en carbonates des carottes profondes et peu profondes, de l'ordre de quelques pourcents. De la même façon qu'au Nord de la ride de Walvis, on note pour les trois carottes une diminution de la concentration avant le DMG et après l'Holocène.

- Lüderitz : les trois carottes du site de Lüderitz (87, 1028 m ; 98, 2910 m et 86, 3606 m) montrent les mêmes évolutions de la concentration en carbonates : une augmentation progressive depuis le DMG, avec des valeurs absolues identiques, de l'ordre de 40% au DMG jusqu'à 80% à l'Holocène pour les carottes profondes et intermédiaires, et 60% pour la carotte peu profonde. On note une légère chute des concentrations vers 16000 ans pour les carottes les moins profondes (et un ralentissement pour la carotte profonde). Cet événement est synchrone le long du transect plate-forme/bassin. Les teneurs augmentent de nouveau brusquement vers 14000 m pour les trois carottes. A partir de 10000 ans, les teneurs en carbonates deviennent fonction de la profondeur de sédimentation, les plus fortes pour la carotte profonde (86), et les plus faibles pour la carotte peu profonde (87).
- Sud Lüderitz : en dessous du site de haute productivité organique de Lüderitz, la concentration en carbonate semble évoluer de façon plus aléatoire. Les deux carottes de ce site (85, 3001 m et 99, 1005 m) montrent des évolutions différentes. La carotte peu profonde est caractérisée par des concentrations relativement plus faibles que la carotte profonde (entre 60 et 80%). L'évolution des valeurs de MAR de cette carotte est caractérisée par un pic positif au DMG (89%), suivi d'une chute importante des concentrations (61% à 19000 ans). Ce pic négatif est suivi d'une augmentation des concentrations jusqu'à un maximum à l'Holocène (83% à 5000 ans), et enfin d'une chute vers l'actuel (41% à 3000 ans). La carotte profonde présente des concentrations en carbonates plus importantes (principalement entre 80 et 90%). On observe une augmentation de faible amplitude mais régulière depuis le DMG vers l'Holocène, avec, de la même façon que pour les sites précédents, une chute des concentrations avant le DMG et après l'Holocène.

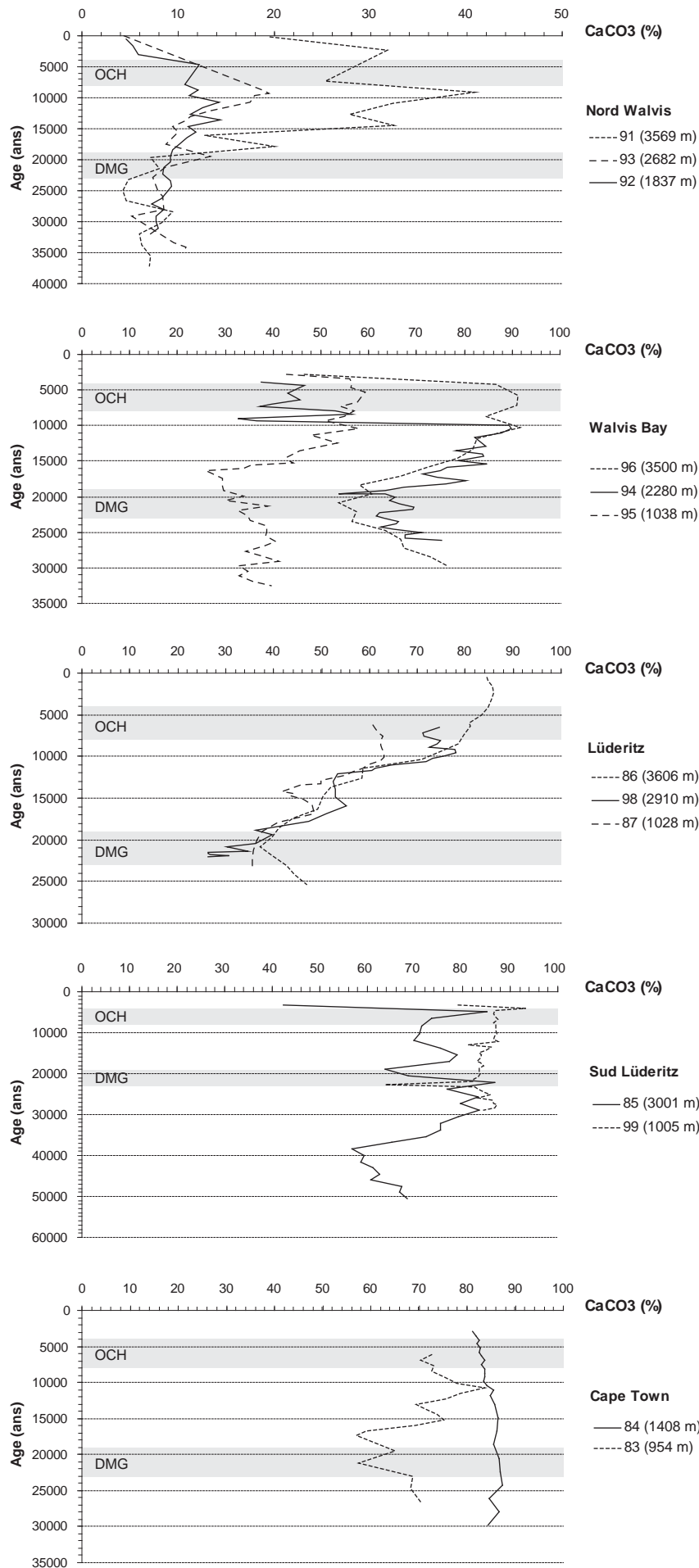


Figure III-9 : pourcentages de carbonate pour l'ensemble des carottes étudiées, par site de sédimentation.

Cette évolution est marquée par la présence d'un pic négatif de carbonates au DMG caractérisé par une chute brutale de 20% de CaCO_3 .

- Cap Town : le sud du BUCS est le site présentant les évolutions en carbonates les moins corrélables. Les deux carottes de ce site (83, 954 m et 84, 1408 m) sont caractérisées par des teneurs très différentes. La carotte profonde présente des concentrations comprises entre 80 et 90%, et enregistre une légère diminution des concentrations, de l'ordre de quelques pourcents, depuis 25000 ans jusqu'aux sédiments les plus récents. Les concentrations de la carotte peu profonde sont beaucoup plus contrastées. Au premier ordre on observe une augmentation depuis le DMG jusque vers 10000 ans, de 60% à plus de 80%, puis une chute jusque vers 5000 ans vers des concentrations de l'ordre de 65%. On note également une baisse des valeurs avant le DMG, de 70% vers 60%.

3.3 Taux d'accumulation des carbonates (fig. III-10)

Les taux d'accumulation massique en carbonates (MAR CaCO_3) ont été calculés de la même façon que ceux en carbone organique total. Ces MAR sont très différents selon la localisation le long de la marge (proximité des sites de haute productivité, profondeur).

- Cape Town : les deux carottes 83 et 84 présentent la même évolution des MAR : des valeurs constantes de l'ordre de $10 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$, une brusque augmentation jusqu'à $30 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (83) et $40 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (84), puis une diminution de l'ordre de $10 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$. La différence majeure est le diachronisme du shift majeur, qui a lieu au DMG pour la carotte peu profonde, et vers 11000 ans pour la carotte profonde. On note également que la carotte profonde est associée aux valeurs de MAR les plus fortes.
- Sud Lüderitz : les MAR CaCO_3 sont très différents pour les deux carottes, avec des valeurs plus importantes (entre 15 et $20 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) pour la carotte profonde, et plus faibles (entre 5 et $8 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) pour la carotte peu profonde. D'un point de vue temporel, le DMG est caractérisé par des valeurs minimales de MAR CaCO_3 pour la carotte profonde ($15 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$). Ces valeurs augmentent jusqu'à l'Holocène ($17 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), et diminuent jusqu'à l'Actuel ($14 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$). Cette évolution est ponctuée de fluctuations au DMG et vers 13000 ans. La carotte peu profonde présente une évolution des

MAR CaCO₃ corrélée négativement avec celles de la carotte profonde : un pic au DMG (7 g.cm⁻².an⁻¹), suivi d'une décroissance des valeurs jusqu'à l'Holocène (5 g.cm⁻².an⁻¹), et d'une augmentation peu marquée vers l'Actuel. On note, de la même façon que pour le site précédent, que les MAR les plus importants caractérisent la carotte profonde, et réciproquement.

- Lüderitz : les évolutions des MAR CaCO₃ sont très différentes selon la profondeur du site de sédimentation. En haut de pente (87), les valeurs sont relativement basses au DMG (11 g.cm⁻².an⁻¹) puis augmentent très rapidement vers 19000 ans jusqu'à des valeurs maximales de l'ordre de 59 g.cm⁻².an⁻¹, puis diminuent jusqu'à 40 g.cm⁻².an⁻¹ il y a 6000 ans. La carotte de milieu de pente (98) présente également des valeurs minimales au DMG (de l'ordre de 6 g.cm⁻².an⁻¹), et un shift positif majeur vers 13000 ans jusqu'à des valeurs de l'ordre 55 g.cm⁻².an⁻¹, suivi d'une chute importante des valeurs (jusqu'à 25 g.cm⁻².an⁻¹ il y a 6000 ans). Enfin la carotte de bas de pente (86) présente un minimum au DMG (de l'ordre de 8 g.cm⁻².an⁻¹), puis une augmentation régulière des valeurs, avec une accélération vers 10000 ans. D'un point de vue général, on note un diachronisme du shift positif majeur des valeurs des MAR CaCO₃, au DMG pour la carotte peu profonde, vers 13000 ans pour la carotte intermédiaire, et vers 10000 ans pour la carotte profonde. De plus, les valeurs moyennes des MAR sont d'autant plus faibles que le site de sédimentation est profond.
- Walvis Bay : le site de Walvis Bay présente des caractéristiques similaires au site de Lüderitz. La carotte profonde (96) est caractérisée par des MAR CaCO₃ en baisse jusqu'au DMG (de 15 à 9 g.cm⁻².an⁻¹), des valeurs minimales au DMG, puis une augmentation des valeurs jusqu'à l'Holocène (jusqu'à 18 g.cm⁻².an⁻¹ il y a 6000 ans). La carotte peu profonde (95) présente une diminution des valeurs, de 25000 ans à 18000 ans. La diminution des valeurs de MAR CaCO₃ est donc diachrone de 3000 ans entre les carottes profondes et peu profondes. Les valeurs augmentent jusqu'à l'Holocène, avec un shift positif majeur présent juste après le pic négatif, associé à des valeurs passant de 5 à 25 g.cm⁻².an⁻¹. Enfin, la carotte située sur la ride de Walvis (94) présente également une baisse des taux d'accumulation de 25000 ans jusqu'au DMG (de 22 à 11 g.cm⁻².an⁻¹), puis une remontée des valeurs jusqu'à 14000 ans (20 g.cm⁻².yr⁻¹).

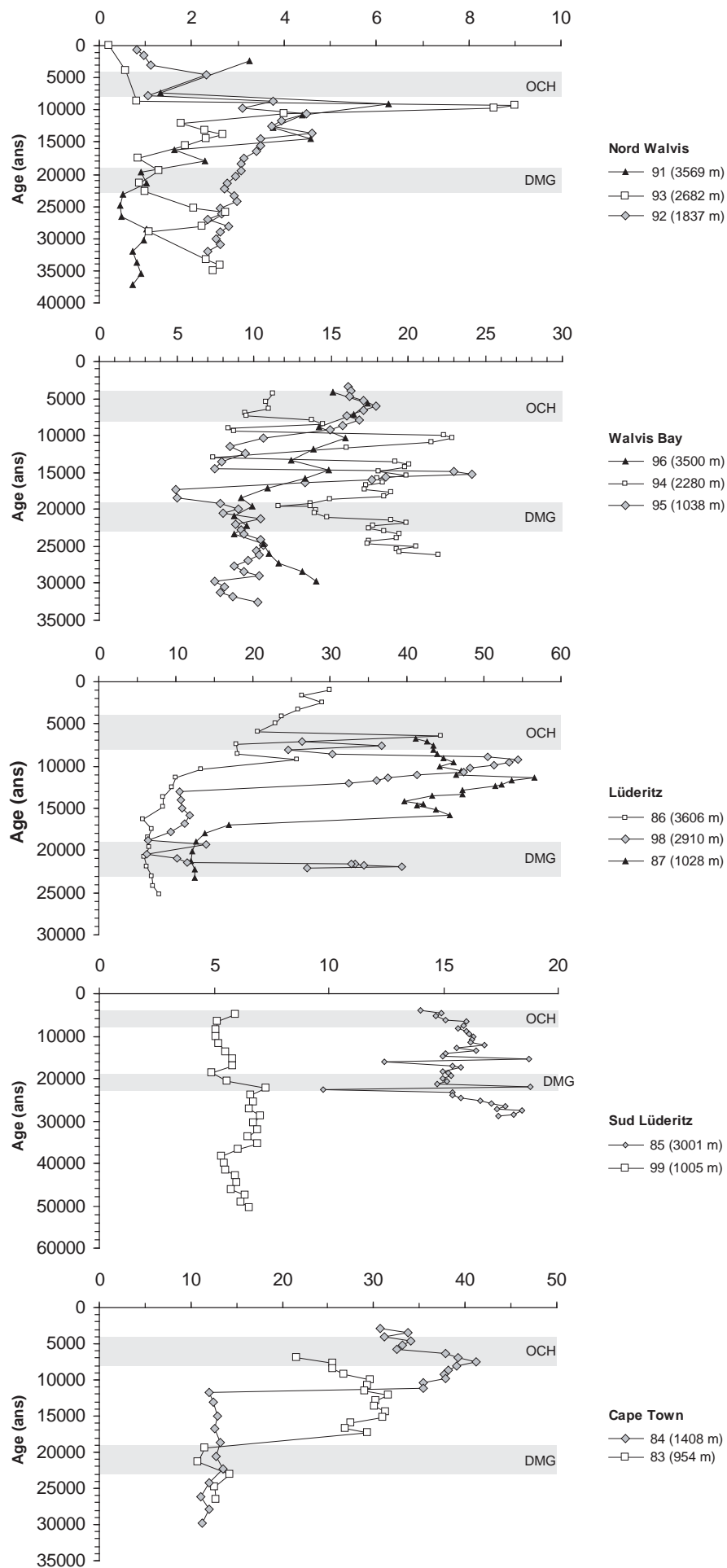


Figure III-10 : taux d'accumulation massique de carbonate pour l'ensemble des carottes étudiées, par site de sédimentation.

De 14000 ans à 4000 ans les évolutions sont moins régulières, avec en particulier un shift positif majeur à 10000 ans jusqu'à $23 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

- Nord Walvis : l'évolution des MAR CaCO_3 des trois carottes situées au nord de la ride de Walvis présentent des caractéristiques similaires. La carotte profonde (91) est caractérisée par un minimum des MAR à 25000 ans ($1-2 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) puis par une augmentation rapide des valeurs jusqu'à un pic à 9000 ans ($7 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), et par une diminution rapide. La carotte intermédiaire (93) présente une évolution très similaire : au premier ordre une baisse des valeurs de 35000 ans au DMG (de 3 à $0,4 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), une brusque augmentation du DMG à 10000 ans (pic positif à $9 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$). Enfin une chute des MAR de 10000 ans à l'actuel (jusqu'à $0,05 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$). On note que le pic positif majeur est synchronisé sur ces deux carottes. Enfin sur la carotte peu profonde (92) les mêmes variations sont observées : une augmentation régulière des valeurs de 30000 ans à 10000 ans (entre 2 et $5 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), puis une chute régulière jusqu'à l'Actuel ($0,4 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$).

3.4 Discussion relations carbonates/COT

La corrélation entre le COT et les carbonates semble bien plus marquée dans les zones caractérisées par une plus forte activité des cellules d'upwelling (Walvis Bay, Lüderitz, Sud Lüderitz), que dans les zones où cette activité est beaucoup plus réduite (Nord Walvis, Cape Town). Par ailleurs cette corrélation est d'autant plus marquée que le site de sédimentation est profond. La profondeur d'eau ainsi que la distance aux sites de haute productivité sont les principaux facteurs contrôlant le rapport COT/carbonates. Par ailleurs, la concentration en carbonates au sein d'une carotte semble directement liée au contexte climatique puisque les maxima correspondent aux périodes interglaciaires et les minima aux périodes glaciaires.

La relation entre COT et carbonates a été notamment discutée par Bertrand et al. (2003). L'interception de la droite de corrélation à 100% de carbonates et 0% de COT indique que le flux fossile de carbonates (résultant des apports carbonatés et de la dissolution des carbonates dans la colonne d'eau et dans le sédiment) est un contrôle majeur de la composition du sédiment. Une modification par des flux autres que carbonatés (organiques, terrigènes...) aurait pour conséquence de dévier la distribution COT/carbonates vers l'un ou l'autre des deux autres pôles (100% COT ou 0% COT / 0% CaCO_3).

Bertrand et al. (2003) ont montré la même tendance, vis à vis des carbonates, de la concentration de quatre éléments majeurs et mineurs (K, Al, Fe et Si). Ces évolutions traduisent, de la même façon que pour le COT, que la variabilité des taux d'accumulation en carbonates est le principal facteur influençant la composition du sédiment. Les carbonates exercent un effet de dilution sur les autres constituants du sédiment.

3.5 Discussion sur l'évolution verticale des carbonates et MAR CaCO_3

D'un point de vue général, la distribution temporelle de la concentration en carbonates présente deux caractéristiques : d'une part les concentrations sont plus fortes au stade glaciaire et dans les grandes profondeurs. Par ailleurs, l'évolution type caractérisée par trois phases (chute avant le DMG, augmentation du DMG à l'Holocène, chute de l'Holocène vers l'Actuel), s'observe principalement dans les sites où la productivité organique est la plus forte (Lüderitz, Walvis Bay et Nord Walvis).

Ces caractéristiques ne s'observent pas forcément si on considère les taux d'accumulation massique en CaCO_3 .

Les variations des MAR et concentrations de CaCO_3 mettent en évidence plusieurs points :

- le DMG est caractérisé par des valeurs minimales à la fois en concentration et en taux d'accumulation de carbonates, sur les sites de haute productivité de Lüderitz et Walvis Bay, sur le site Nord Walvis, et sur le site de Cape Town pour la carotte peu profonde. La transition DMG/Holocène est dans tous ces sites caractérisés par une forte augmentation de la productivité carbonatée.
- D'un point de vue général, quel que soit le site considéré, les concentrations et MAR en carbonates sont toujours plus importantes dans les grandes profondeurs et réciproquement. Ce phénomène est moins marqué sur le site de Lüderitz.

Ces deux remarques permettent de mieux caractériser les processus associés à la productivité et sédimentation des carbonates. Différents paramètres entrent en jeu : les variations de productivité, les variations eustatiques, et la dissolution.

3.6 La productivité carbonatée

La productivité carbonatée associée au courant du Benguela est essentiellement liée à la présence de coccolithes (un groupe majeur du phytoplancton unicellulaire marin). Ils sont des marqueurs sensibles de conditions environnementales (température, salinité, nutriments) ainsi que de l'intensité de l'ensoleillement (McIntyre & Bé, 1967 ; Samtleben & Schröder, 1992 ; Giraudeau, 1992). Leurs différents assemblages sont caractéristiques de conditions océanographiques particulières (Giraudeau et al., 2002 ; Giraudeau & Roger, 1994 ; Baumann et al., 1999). Les travaux de Baumann & Freitag (2004) sur la mise en évidence de fluctuations au cours du Pléistocène de la partie Nord du système du courant du Benguela (site ODP 1082, coté Est de la Ride de Walvis) par les assemblages de coccolithes montrent que :

- les teneurs les plus faibles en carbonates s'observent durant les stades glaciaires, et les plus importantes durant les stades interglaciaires,
- les coccolithes représentent un pourcentage massique importants des carbonates. En général, la contribution massique des coccolithes dans les carbonates est au moins de 56%,
- la transition DMG/OCH est caractérisée par une augmentation de l'abondance totale en coccolithes, principalement des espèces *Calcidiscus leptoporus* (de 0 à plus de 3500 millions coccolithes par gramme de sédiment), *Umbilicospharea sibogae* (de 0 à 1250 millions d'individus par gramme de sédiment) et *Emiliana huxleyi* (de 200 à 4500 millions d'individus par gramme de sédiment), les autres espèces étant négligeables,
- l'espèce *E. huxleyi* est observée dans des masses d'eaux appauvries en nutriments, (Okada & Honjo, 1975 ; Kleijne, 1993) ; l'abondance des espèces *U. sibogae* et *C. leptoporus* indique des températures de surface relativement hautes, équivalents aux stades interglaciaires (Baumann & Freitag, 2004), et des milieux de vie mésotrophes.

L'augmentation de la teneur en carbonates lors de la dernière déglaciation indique donc une augmentation de la productivité carbonatée d'espèce de coccolithes vivant dans des eaux plus chaudes et moins riches en nutriments, et donc indique une diminution de l'activité physique et biologique de l'upwelling. Cette remarque s'applique à la zone considérée, située entre la limite Nord du système d'upwelling du Benguela et le front Angola/Benguela.

Les travaux de Boeckel & Baumann (2004) sur les coccolithes des sédiments de surface le long de la marge mettent en évidence que les différences majeures d'abondances absolues sont liées aux processus de dissolution des carbonates par des processus de biodégradation de la matière organique, ou par la corrosivité des eaux de fond, sauf dans la baie du Cap, où la lysocline a été identifiée à 3800 m. Différents assemblages de coccolithes ont été proposés :

- assemblage A : du Sud au milieu du système du Benguela, associé à l'espèce *E. huxleyi*,
- assemblage B : au niveau de la Ride de Walvis, associé à des conditions relativement chaudes et oligotrophiques,
- assemblage C : caractérise la zone à filaments, au Nord du système du Benguela, associé à des conditions très fertiles.

Par ailleurs, les auteurs affirment que les coccolithes ne représentent, dans les sédiments de surface, qu'un faible pourcentage massique des constituants carbonatés du sédiment (entre 17 et 23%).

3.7 Les variations eustatiques

Les variations eustatiques peuvent influencer l'efficacité de l'exportation de plusieurs façons. Tout d'abord en déplaçant la zone de productivité maximum par rapport au site de dépôt, du pôle distal vers le pôle proximal si on considère la transition Glaciaire/Interglaciaire. Cette migration est la conséquence des modifications de la dynamique des upwellings, des apports de nutriments, et des courants de fonds (Harris et Wiberg, 2002). Lors du DMG (période de bas niveau marin), les plateaux peu profonds sont en partie exondés, les cellules d'upwelling se développent alors au dessus de la transition plate-forme/pente continentale. Des études antérieures sur l'upwelling de Mauritanie (Giraud et al., 2000) ont montré, via un modèle physico biologique, l'importance des variations bathymétriques sur le cycle du nitrate et sur l'exportation de matière organique. Ces auteurs ont également travaillé sur le transect de Lüderitz. Les simulations de situations au DMG et à l'Holocène montrent qu'au DMG, la zone de maximum d'advection d'eau de surface vers le large, de diminution de température et de maximum de productivité est localisée plus au large qu'à l'Holocène. Cette configuration facilite les transferts de matière du pôle proximal vers le pôle distal. Ces résultats sont en accord avec les conclusions de Mollenhauer et al. (2002), qui considèrent que l'enrichissement en COT en domaine plus distal au DMG par rapport à l'Holocène s'explique par la migration vers le continent de la production primaire, et donc des cellules d'upwelling.

3.8 Diachronisme

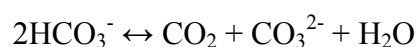
Les variations des taux d'accumulation massique en CaCO_3 montrent qu'il existe un diachronisme des variations majeures. Ce diachronisme est très marqué au large de Cape Town (de 9000 ans), et de moins en moins marqué en remontant vers le Nord (4000 ans au large de Lüderitz, 1000-2000 ans au large de Walvis Bay, et inexistant au nord de la ride de Walvis). Ce diachronisme s'observe également en considérant la concentration en carbonates, mais uniquement sur les sites de Walvis Bay, et de Nord Walvis. Les concentrations en carbonates des sites de Lüderitz montrent un diachronisme peu marqué mais dans le même sens que pour les MAR. Les sites Sud Lüderitz et Cape Town ne montrent pas de diachronisme.

Ce phénomène est considéré comme la conséquence de paramètres locaux, qui peuvent être d'une part une différence dans l'intensité de la production/dissolution carbonatée, et d'autre part une différence dans la morphologie de la plate-forme.

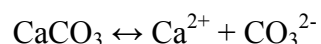
3.9 Discussion sur la dissolution des carbonates

La corrélation négative entre le carbone organique et les carbonates met en évidence, outre un effet de dilution de la matière organique par les carbonates, une plus grande dissolution de ceux-ci durant le stade glaciaire que le stade interglaciaire. Cette plus grande dissolution peut s'expliquer de deux façons :

- Une augmentation de la concentration en CO_2 dans les eaux interstitielles suite à une biodégradation plus importante de la matière organique par les organismes benthiques. Dans les intervalles les plus riches en matière organique, la dissolution des carbonates est clairement illustrée par la très mauvaise préservation des tests carbonatés (Stuut et al., 2002 ; Bertrand et al., 2003), qui sont pour la plupart fragmentés et cassés. Une telle dissolution est favorisée par l'apport de CO_2 dans les eaux interstitielles suite aux processus de dégradation oxydative de la matière organique (Hales et al., 1994 ; Jahnke et al., 1997). Cet apport de CO_2 déplace la réaction d'équilibre des carbonates :



vers le pôle bicarbonates, à l'origine d'un déficit en CO_3^{2-} , et donc d'une augmentation de la dissolution des carbonates via l'équation :



Ces périodes de forte dissolution sont synchrones des périodes de fortes accumulations en carbone organique durant le stade glaciaire. Durant le stade interglaciaire, l'augmentation de la concentration en carbonates peut être liée à plusieurs processus interagissant (Bertrand et al., 2003) : une diminution de la teneur en CO₂ des eaux interstitielles résultant d'une baisse de l'activité de biodégradation, parallèle à un taux de sédimentation organique réduit, une augmentation du taux d'accumulation massique en carbonates relativement au carbone organique, une augmentation de l'alcalinité des masses d'eaux baignant la zone concernée de la marge, et/ou une augmentation des processus de sulfato-réduction, favorisant la préservation des carbonates (Berger & Soutar, 1970).

Enfin, l'enrichissement en carbonates durant le stade « chaud » interglaciaire peut être favorisé par le fait que des conditions eutrophiques plus faibles favorisent le développement de producteurs carbonatés tels que les coccolithes ou le zooplancton carbonaté aux dépens des organismes siliceux. En effet, les producteurs siliceux comme les diatomées ou les radiolaires se développent préférentiellement dans des contextes fortement eutrophiques (Peinert et al., 1989).

- Une plus grande agressivité des eaux de fond. La carotte la plus profonde de notre étude se situe au large de Lüderitz (86, 3606m). Actuellement ce site est baigné par la masse d'eau NADW, mais est situé à la limite d'influence des eaux de fond antarctiques AABW (Diekmann et al., 1996 ; Duplessy et al., 1988, 1996 ; Sarnthein et al., 1994). Durant le dernier stade glaciaire, le courant NADW était moins actif, permettant aux eaux AABW de baigner une plus grande partie du bassin, à la fois plus au Nord, mais également à des profondeurs plus faibles (Bayon et al., 2003 ; Bickert & Wefer, 1999 ; Oppo & Fairbanks, 1987 ; Oppo et al., 1990). Actuellement, l'AABW est une masse d'eau plus corrosive pour les carbonates (car elle a accumulé du CO₂ résultant de la dégradation de la matière organique) que la NADW, au DMG une plus grande partie de la marge a donc subi la dissolution des carbonates. Ce processus est applicable aux carottes les plus profondes (pente et bassin), et ne peut pas être utilisé pour expliquer les relations carbonates/COT des carottes les moins profondes. Par ailleurs, des études parallèles (Pichevin et

al., 2004) sur le site de Lüderitz ont montré que les épisodes de dissolution maximale de la calcite en bas de pente interviennent lorsque des conditions fortement anoxiques sont enregistrées dans le sédiment (mesures des rapports Mo/Al, U/Al et Rh/Al). Les concentrations de ces métaux en excès par rapport à leur abondance crustale sont la signature de conditions suboxiques à sulfidiques à faible profondeur sous la surface du sédiment. Ainsi le DMG est caractérisé par des conditions anoxiques dans le sédiment, au large de Lüderitz, l'Holocène est associé à une remobilisation de ces métaux (Martinez, comm. pers.). L'apport et la dégradation accrus de matière organique à l'interface eau-sédiment durant le stade glaciaire peuvent expliquer à la fois l'épuisement en oxygène des eaux interstitielles et la dissolution des carbonates (Bertrand et al., 2002).

IV- Carbonate Free Basis TOC (fig. III-3b)

Nous avons déterminé des valeurs de COT fictives (COT_{CarbFree}), en considérant un sédiment sans carbonates, en utilisant la relation :

$$COT_{\text{CarbFree}} (\%) = 100 \times COT / (100 - \text{Carb} (\%))$$

Les teneurs en COT_{CarbFree} sont toujours supérieures aux COT, mais les variations sont identiques. Au nord de la ride de Walvis, les enregistrements COT et COT_{CarbFree} sont superposables. Les différences sont de l'ordre de 0 à 2% de COT pour l'ensemble des carottes. Les différences les plus fortes (de 3 à 10%) s'observent pour les carottes les plus riches en COT (87, 95, 98 et 84).

La détermination du COT_{CarbFree} permet d'affirmer que les évolutions du COT observées dans les sédiments ne sont pas uniquement un effet de dilution par les carbonates, qui sont toujours en proportion beaucoup plus importante. L'évolution du COT est contrainte par des paramètres allochtones et autochtones propres à la zone de sédimentation.

On peut considérer que l'enregistrement final en carbone organique et carbonates est le résultat de trois processus qui interagissent : la productivité, la dilution du COT par les carbonates et la dissolution des carbonates par le COT.

Considérons les sites de Walvis Bay et de Lüderitz. L'affranchissement des carbonates lors du calcul $COT_{CarbFree}$ diminue l'amplitude du signal COT sur la carotte peu profonde de Walvis Bay (95), relativement plus riches en COT, et augmente les amplitudes du même signal sur les carottes plus profondes (94 et 96), relativement moins riches. On observe l'inverse sur le site de Lüderitz : le passage en « free basis » diminue l'amplitude des valeurs dans les carottes relativement moins riches en COT (86 et 98). L'évolution du $COT_{CarbFree}$ de la carotte 87 reste problématique.

Le calcul $COT_{CarbFree}$ peut s'interpréter comme un affranchissement de l'effet de dilution. Ce signal traduit donc l'enregistrement des processus de dissolution des carbonates et de productivité organique et carbonatée.

La différence observée entre les deux sites peut donc s'interpréter soit 1) comme la conséquence d'exportation organique et carbonatée ayant des rapports différents selon le site considéré, ou 2) comme liée à des processus de dissolution des carbonates différentiels, suite à une biodégradation spécifique de deux types différents de matière organique. Dans le cas 1), l'exportation organique varie, sans que l'exportation carbonatée ne varie dans le même sens, ceci peut s'expliquer par une productivité associée à des producteurs siliceux.

Il est difficile à ce stade de conclure quant aux rôles respectifs de la productivité, de la dilution et de la dissolution sans analyses supplémentaires.

Le site Nord Walvis ne présente pas de différence entre les variations en COT et $COT_{CarbFree}$, ceci s'explique par le fait que cette zone est associée aux teneurs en carbonates les plus faibles de la marge. L'effet de dilution est alors minimal.

Les sites situés au Sud de Lüderitz présentent les différences les plus fortes entre les deux signaux, de l'ordre d'un facteur 10. Ces sites sont associés aux concentrations les plus fortes en carbonates, l'effet de dilution du COT est maximal.

V- Krigeage

Les cartes de répartition des sédiments ont été réalisées à l'aide du logiciel SURFER, utilisant une méthode géostatistique de krigeage (Davis, 1986) afin de proposer une interpolation surfacique des données. Nous avons utilisé pour cela une grille de $0,1^\circ$ sur $0,1^\circ$, entre les latitudes $8^\circ/18^\circ$ Est, et les longitudes $11^\circ/34^\circ$ Sud, ainsi qu'une anisotropie de facteur 3 assimilée à une ellipse parallèle à la côte, de grand axe 4,5 et de petit axe 1,5 (Mollenhauer et al., 2002).

La figure III-11 représente la carte de répartition du COT des sédiments de surface utilisant les données de Mollenhauer et al. (2002), avec anisotropie parallèle à la marge (b), sans anisotropie (a) et avec une anisotropie orthogonale à la côte (c). La figure présente également la même répartition et les mêmes anisotropies, en utilisant uniquement les données IMAGES (13 carottes).

L'utilisation des différentes anisotropies, dans le cas de l'utilisation d'un grand nombre de données, change la forme des zones d'accumulation organique, entre un étirement parallèle ou perpendiculaire à la côte. Le choix de l'angle d'anisotropie se fait selon la détermination du facteur prépondérant dans la distribution de la matière organique le long de la marge :

- une zonalité parallèle à la marge : on considère que deux points de données localisés sur la marge auront statistiquement plus de chance d'avoir des valeurs proches si ils sont orientés parallèlement à la marge (angle de 100°). L'angle de l'anisotropie a été défini en faisant l'hypothèse que le paramètre principal assurant une certaine cohérence entre les deux points de données est la profondeur de sédimentation : deux points situés à une même distance auront plus de chance d'avoir une valeur proche si ils sont situés à une profondeur identique. Cette isotropie, liée à la profondeur, induit une isotropie latitudinale qui n'a pas lieu d'être et suggère des conditions courantologiques et atmosphériques homogène le long de la marge, ce qui n'est pas le cas.
- une zonalité normale à la marge : on considère un angle d'isotropie orthogonal à la marge, en faisant l'hypothèse que le facteur prépondérant assurant la cohérence entre deux points de données est un facteur dont les paramètres sont, jusqu'à une certaine mesure, homogène normalement à la marge. Ce facteur est lié à la circulation surfacique de la cellule d'upwelling, et donc à la productivité de surface.

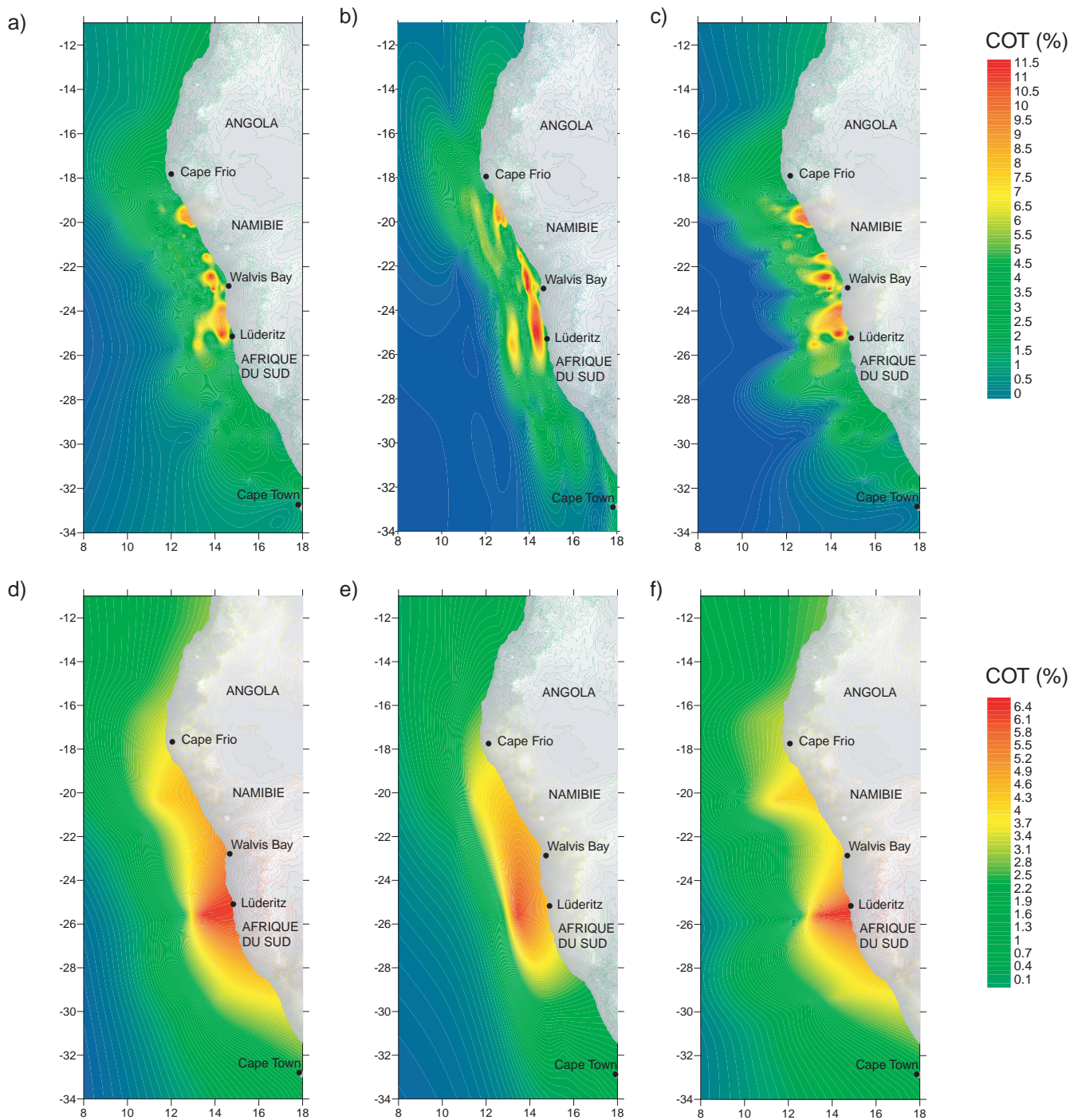


Figure III-11 : représentation de la teneur en COT des sédiments de surface, utilisant les données de Mollenhauer et al., 2002 et les données de cette étude, selon différentes méthodes de krigeage. a) données : Mollenhauer et al. 2002, pas de krigeage ; b) données : Mollenhauer et al. 2002, krigeage : angle 100°, anisotropie de facteur 3 ; c) données : Mollenhauer et al. 2002, krigeage : angle 190°, anisotropie de facteur 2 ; d) données : cette étude, pas de krigeage ; e) données : cette étude, krigeage : angle 100°, anisotropie de facteur 3 ; f) données : cette étude, krigeage : angle 100°, anisotropie de facteur 3.

Nous avons choisi d'utiliser une isotropie parallèle à la marge, et considéré que, à l'échelle d'une cellule d'upwelling, les variations courantologiques et atmosphériques latitudinales ne sont pas prépondérantes face aux variations brutales de profondeur qui influent directement sur le contenu organique des sédiments.

Il existe une différence de résolution très marquée entre l'utilisation des données de Mollenhauer (2002) et des données IMAGES. Ne disposant pas d'autant de données pour illustrer la distribution du COT le long de la marge au Dernier Maximum Glaciaire et à l'Optimum Climatique Holocène, il est nécessaire de prendre quelques précautions quant à l'interprétation de ces cartes.

VI- Discussion sur l'évolution temporelle du COT – effet des températures de surface (SST)

6-1 Site de Walvis Bay

Les données de Kirst et al. (1999) au large de Walvis Bay montrent que les températures de surfaces sont généralement plus basses durant les stades glaciaires que durant les stades interglaciaires, et oscillent avec une amplitude de 7°C. Les SST à l'Holocène sont de l'ordre de 19°C. Les deux carottes situées le plus au large présentent des augmentations de températures de l'ordre de 4-5°C et 5-6°C durant la transition du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène. La carotte située le plus près de continent présente une augmentation régulière des SST de 40000 ans à 10000 ans, sans minimum durant le DMG ni accélération de l'augmentation des SST à la transition Glaciaire/Interglaciaire, comme le montrent les deux carottes situées le plus au large. Les auteurs ont comparé ces valeurs de SST avec les teneurs en COT des trois carottes. D'une manière générale, le COT mesuré pour les trois carottes décroît avec la distance à la côte, et donc du centre de l'upwelling.

- la carotte GeoB 1712-4 (998 m) est caractérisée par des valeurs de COT comprises entre 3 et 13% (transition DMG/Holocène). Il existe une corrélation positive très nette entre le COT et les SST,
- la carotte GeoB 1711-4 (1967 m) est caractérisée par des valeurs de COT comprises entre 3 et 7% (transition DMG/Holocène). Il existe une corrélation positive relativement bien marquée entre le COT et les SST,

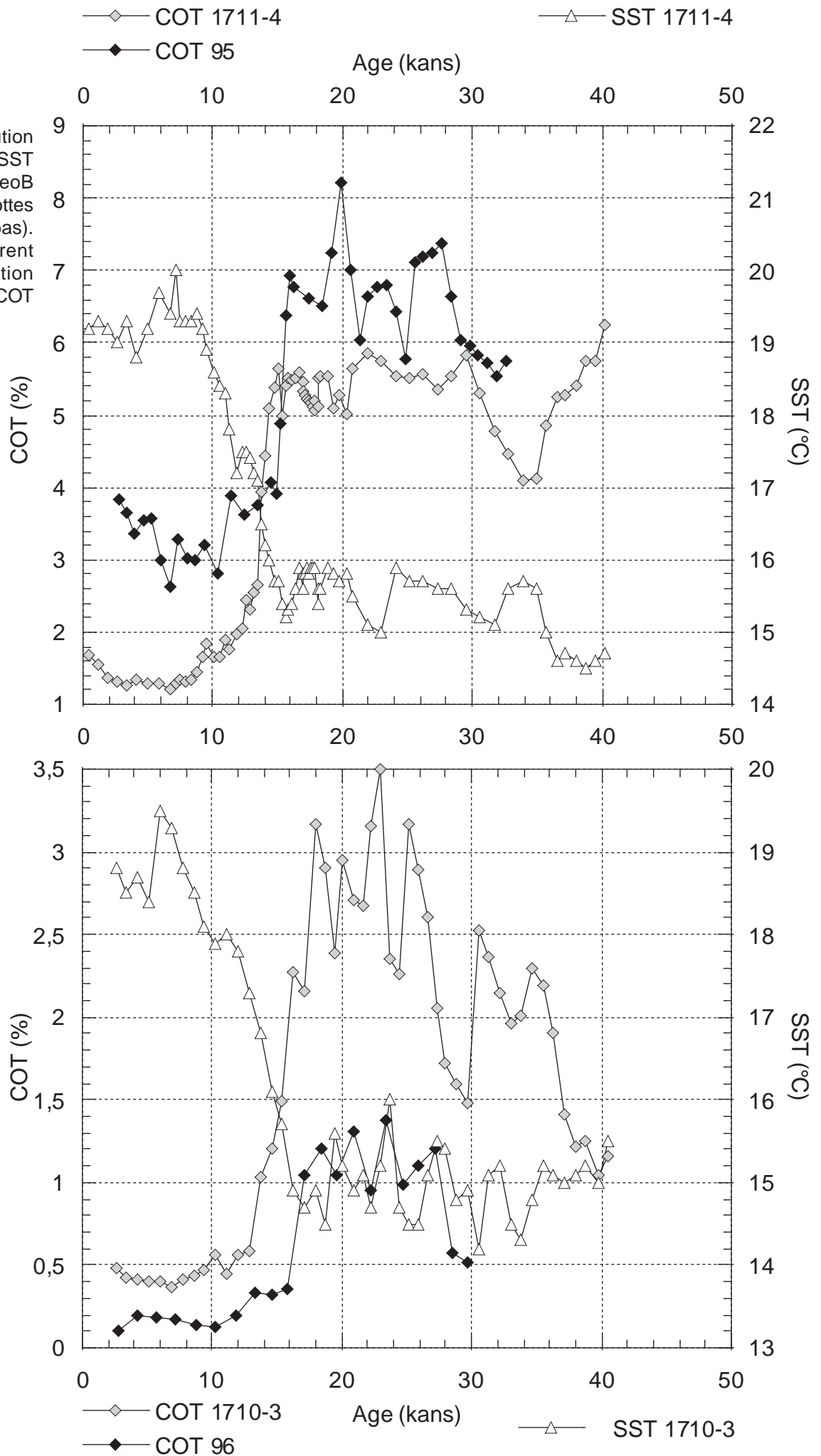
- la carotte GeoB 1710-3 (2987 m) est caractérisée par des valeurs de COT comprises entre 1 et 4% (transition DMG/Holocène). Il existe une corrélation positive peu marquée entre le COT et les SST.

Les données obtenues par Kirst et al. (1999) semblent indiquer une augmentation de la productivité via une intensification de l'activité de l'upwelling, durant le DMG. Toutefois, les auteurs supposent que les enregistrements des carottes situées près du continent représentent les données les plus en accord avec les variations d'intensité de l'upwelling, et que les carottes situées en position plus distale sont plus sensibles aux changements d'extension des filaments ainsi qu'aux apports d'eaux froides via le courant froid océanique du Benguela au delà des cellules d'upwelling. Ces remarques sont supportées par les excellentes corrélations entre le COT et les SST pour les carottes situées en position proximale, ce qui n'est pas le cas de la carotte GeoB 1710-3. Toutefois, les auteurs déduisent que le Nord du système du Courant du Benguela était le plus intense entre 50000 et 35000 durant les derniers 150000 ans.

La figure III-12 montre l'évolution des SST et du COT de la carotte GeoB 1711-4 (1967 m) ainsi que les données de COT de la carotte MD962095 (1038 m). Au premier ordre, il existe une excellente corrélation positive entre les deux séries de COT, et négative avec les SST. Le DMG est associé à des pics positifs en COT (entre 5,8 et 8,2%) et à un pic négatif de SST (15°C). L'OCH est associé à des pics négatifs de COT (entre 1,2 et 2,6%) et à un pic positif de SST (20°C).

La figure III-12 l'évolution des SST et du COT de la carotte GeoB 1710-3 (2987 m) ainsi que les données de COT de la carotte MD962096 (3500 m). Les deux carottes sont situées à des profondeurs différentes, ce qui explique la différence de concentration en carbone organique, plus importante dans la carotte située en position plus proximale (GeoB 1710-3) par rapport à la carotte 96. Toutefois, il existe d'une part une corrélation positive très marquée entre les valeurs de COT des deux carottes, et, d'autre part, une corrélation négative également marquée entre les teneurs en COT et les valeurs de SST. De la même façon que pour les carottes précédentes, les maxima de COT sont datés du DMG, coïncidant avec un pic négatif de SST (14,4°C), les minima durant l'OCH, associés à un pic positif de SST (19,6°C).

On note également, pour les deux courbes de SST, une augmentation relativement constante des températures, ce site n'enregistre donc pas l'épisode froid Younger-Dryas (11,5-13 kans), caractérisé par une chute brutale des températures de surface.



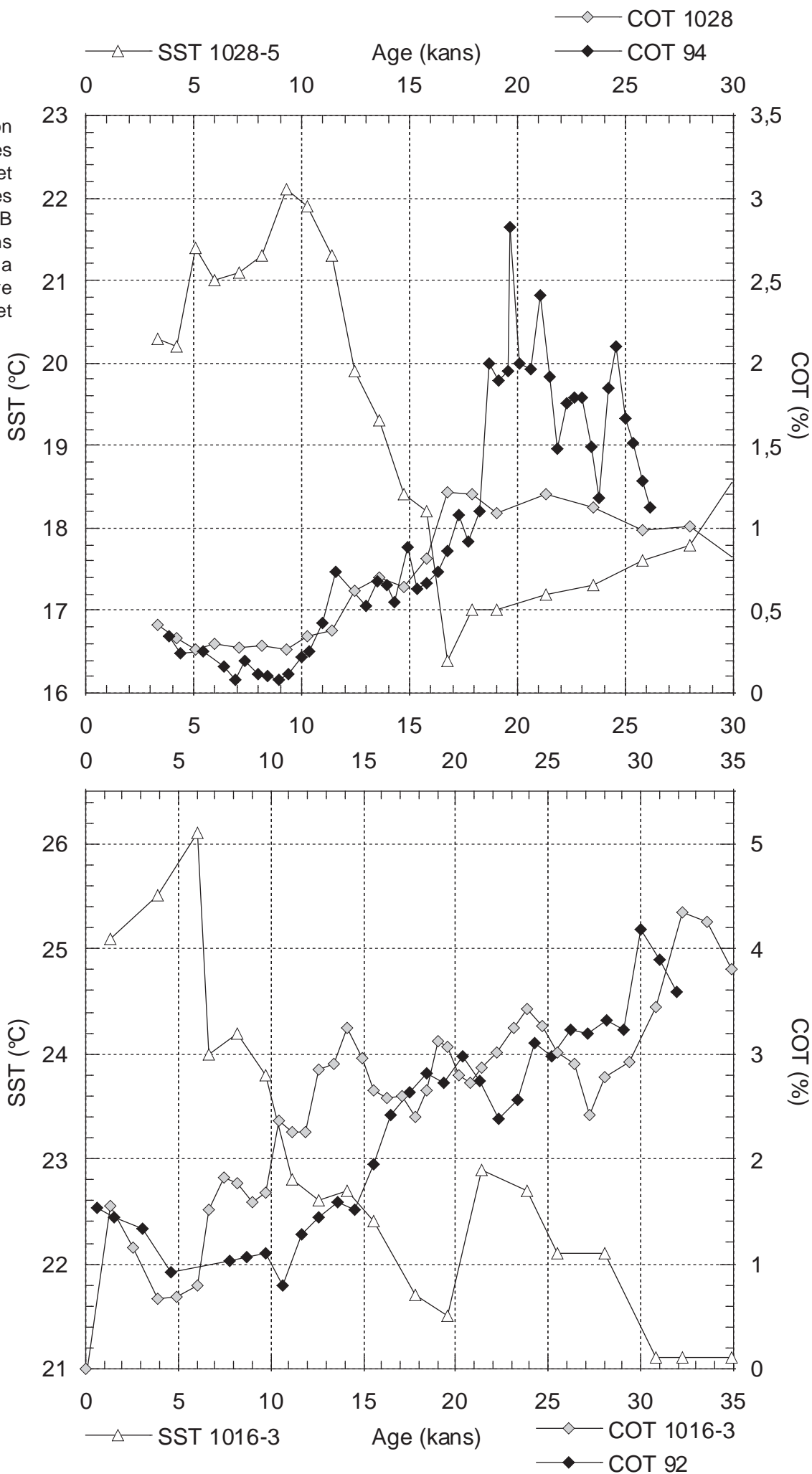
Par ailleurs, il existe une corrélation positive très marquée entre les mouvements latitudinaux du front Angola/Benguela et les SST de la carotte la plus proximale (GeoB 1712-4). Ce front s'est déplacé vers le Sud depuis le DMG (7° S) jusqu'à un maximum durant l'OCH (17°S) (Jansen et al., 1996). Les températures de surface sont donc directement liées aux apports d'eaux chaudes via le courant descendant d'Angola. Le mouvement du front est donc associé à la diminution de l'activité de l'upwelling, et à la diminution de la productivité organique lors de la transition DMG/Holocène.

6-2 Autres données

Les évolutions des SST d'autres sites (GeoB 1016-3 ; GeoB1028-5 ; IOW226920-3 et IOW226660-5) ont été comparées aux évolutions des teneurs en COT de nos carottes.

- GeoB1016-3 (à proximité de la carotte MD 962092) : les données de SST et de COT de Müller et al. (1994) et de Schneider et al. (1993) sont représentées figure III-13. Les SST sont caractérisées par un pic négatif au DMG (21,5°C), par une augmentation relativement régulière jusqu'à un pic positif à l'OCH (26,2°C). Les COT associés sont caractérisés par une diminution progressive des concentrations, depuis un maximum à 30-35 kans. Le COT de la carotte 92 suit la même évolution, le DMG étant caractérisé par un pic positif à 3%, et l'OCH un pic négatif à 1%. Il existe une corrélation négative entre les évolutions de COT et celle de SST, en particulier avec la carotte 92 où cette corrélation est très marquée. La transition Glaciaire/Interglaciaire ne montre pas de refroidissement majeur relatif à l'événement Younger-Dryas.
- GeoB1028-5 (à proximité de la carotte MD 962094) : les données de Müller et al. (1997) montrent une corrélation négative nette entre le COT et les SST (fig. III-13). Le COT est caractérisé par une chute des concentrations depuis le DMG (1,2%) jusqu'à l'OCH (0,25%), et les SST par une augmentation des valeurs (16,5°C au DMG, et entre 21 et 22°C à l'OCH). Par ailleurs, les données de COT sur la carotte 94 montrent également cette corrélation négative, même si les pourcentages de carbone sont supérieurs à ceux de la carotte GeoB1028-5 entre 25 et 18 kans. De la même façon que pour le site précédent, la transition Glaciaire/Interglaciaire ne montre pas de refroidissement majeur relatif à l'événement Younger-Dryas.

Figure III-13 : distribution temporelle du COT et des SST des carottes M94 et GeoB 1028 (haut), et des carottes MD 92 et GeoB 1016. Ces distributions illustrent clairement la corrélation négative existant entre le COT et les SST.



- IOW226920-3 et IOW226660-5 : ces deux carottes sont situées à respectivement à 1683 m et 1821 m de profondeur, entre Walvis Bay et Lüderitz. Les données de SST et COT sont issues des travaux de Mollenhauer et al. (2002). Les évolutions des valeurs de SST et COT pour ces deux carottes sont représentées figure III-14. On note d'une part une excellente corrélation positive entre les marqueurs respectifs des deux carottes, ainsi qu'une corrélation négative marquée entre le COT et les SST. Malgré le fait que le DMG ne soit pas représenté par la carotte IOW226660-5, ce dernier est caractérisé par des valeurs importantes de COT (autour de 7%) et faible de SST (entre 15 et 16°C), et réciproquement pour l'OCH (autour de 2,5% de COT, et des SST entre 18 et 19°C). D'un point de vue général, la transition Glaciaire/Interglaciaire ne montre pas de refroidissement majeur relatif à l'événement Younger-Dryas.

Ces évolutions peuvent être comparées au COT de la carotte MD 962095, située plus au Nord. La figure III-15 représente la corrélation entre cette carotte et la carotte IOW226660-5. Il existe une corrélation positive entre les deux évolutions en COT, malgré un décalage temporel de quelques milliers d'années.

La figure III-15 représente la corrélation entre la carotte (95) et la carotte IOW226920-3. Il existe également une corrélation positive des deux évolutions en COT, avec le même décalage temporel. Ce dernier peut résulter de différences existant entre les différents modèles stratigraphiques utilisés pour les carottes IOW et MD.

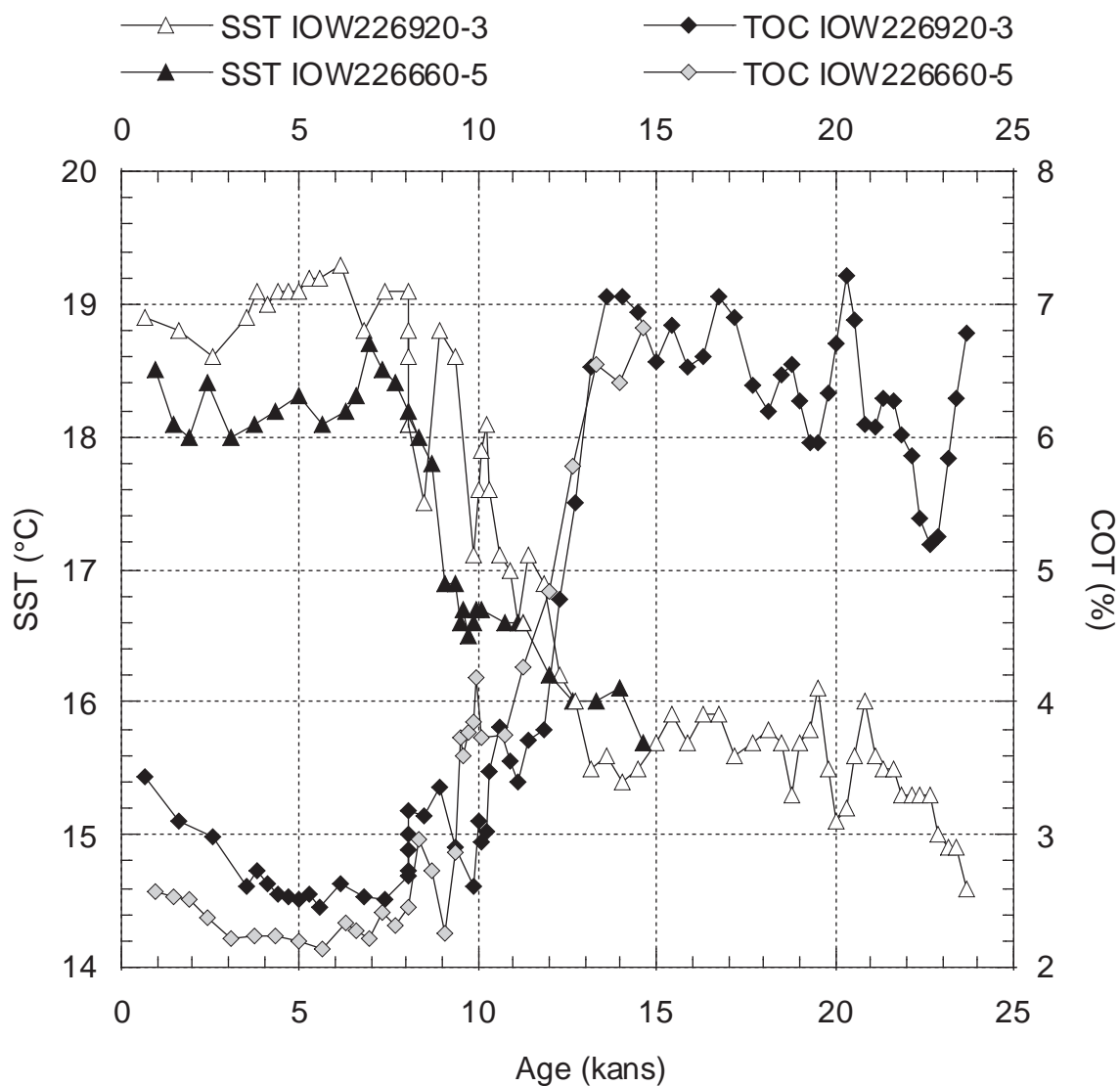
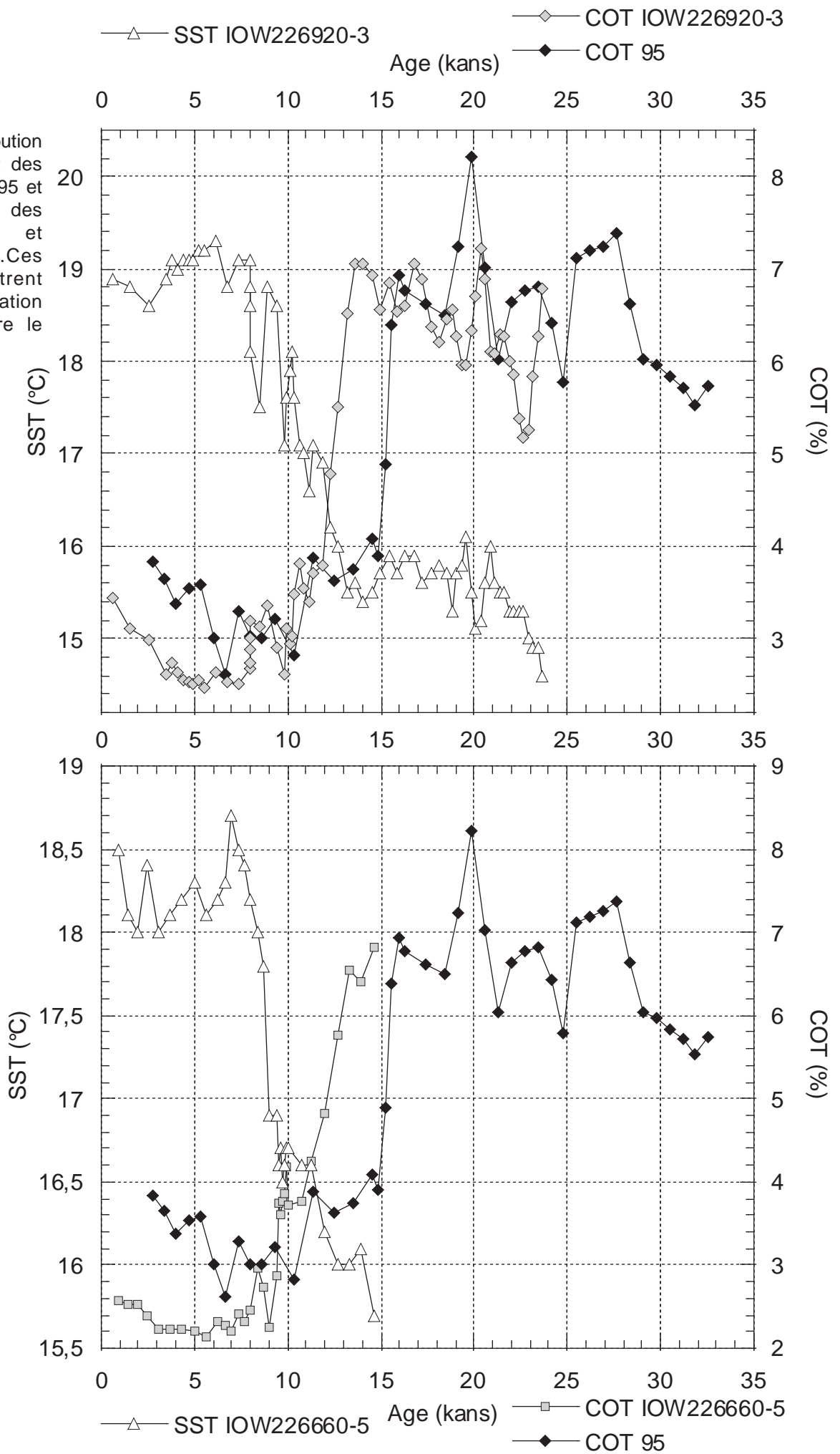


Figure III-4 : distribution temporelle du COT et des SST des carottes IOW226920 et IOW226660. Ces distributions illustrent clairement la corrélation négative existant entre le COT et les SST.

Figure III - 15 : distribution temporelle du COT et des SST des carottes MD 95 et IOW226920 (haut), et des carottes MD 95 et IOW226660 (bas). Ces distributions illustrent clairement la corrélation négative existant entre le COT et les SST.



6-3 Discussion

L'étude des variations des SST corrélées aux variations du COT, des carottes GeoB, ODP et MD nous permet d'affirmer que :

- Le DMG est associé à des températures de surface toujours plus froides que durant l'OCH, la transition Glaciaire/Interglaciaire est caractérisée par une élévation des SST de l'ordre de 3-4°C. Cette augmentation se fait généralement de façon régulière. Par ailleurs, il existe un gradient latitudinal des variations de températures entre le DMG et l'OCH : de 15 à 19°C entre 22°S et 24°S, de 17 à 22°C à 20°S et de 22 à 26°C à 12°S. Que l'on considère le DMG ou l'OCH, le Nord du système du courant du Benguela est toujours associé à des SST plus importantes qu'au Sud du système.
- Les teneurs en COT sont toujours corrélées négativement avec les valeurs de SST. Cette corrélation confirme le lien entre la productivité organique des eaux superficielles et la dynamique de l'upwelling, dont l'intensité est reflétée par les températures de surface.
- La transition Glaciaire/Interglaciaire le long de la marge Sud-Est Atlantique n'enregistre pas les épisodes froids mesurés dans l'Atlantique Nord (Younger-Dryas, Heinrich Event 1), caractérisé par une baisse de température des eaux de surface de l'ordre de 2°C.
- L'évolution des SST au large de Walvis Bay, et en position proximale, sont corrélées avec les mouvements du Front Angola-Benguela : le réchauffement de la surface de l'océan est directement lié à la migration vers le Sud de ce front (de 7°S à 17°S) lors de la transition Glaciaire/Interglaciaire, et donc à une augmentation des apports de masses d'eaux chaudes et salées via le courant d'Angola (fig. III-16). Ces apports, les « Benguela Niños » (Shannon et al., 1986) peuvent atteindre la latitude de 25°S.

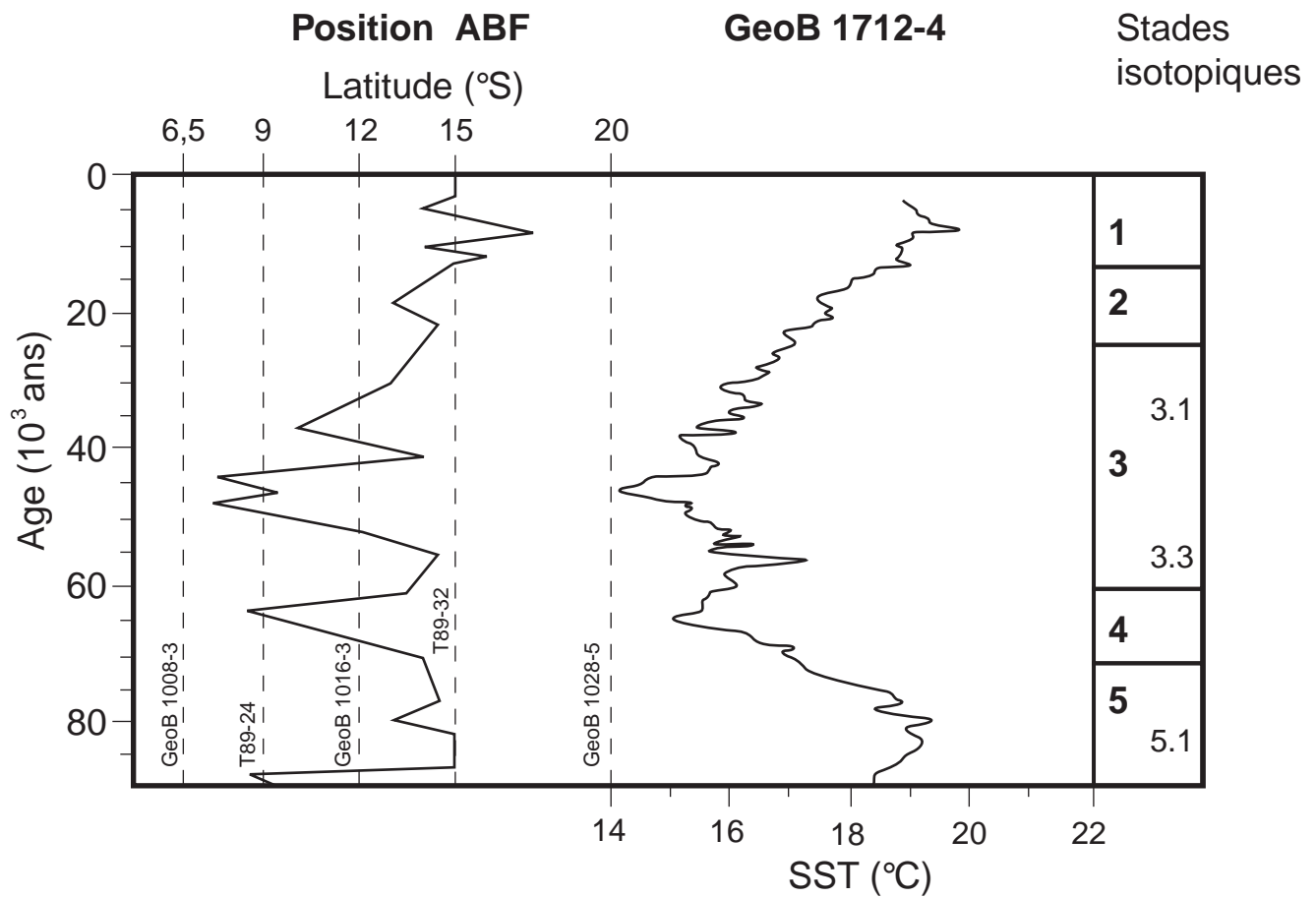


Figure III-16 : comparaison entre les migrations latitudinales du front Angola/Benguela (gauche) et les températures de surface estimées dans la carotte GeoB 1712-4 (droite). La détermination de la position du front ABF est issue de travaux sur les assemblages de foraminifères et de SST dans des carottes situées dans le bassin d'Angola et sur la Ride de Walvis (Jansen et al., 1996 ; Schneider et al., 1995). Les stades isotopiques sont indiqués à droite (Imbrie et al., 1994).

VII- Source-Rock Potential Index

Le SPI (« Source-Rock Potential Index ») a été défini en premier lieu dans des séries anciennes par Tissot et al. (1980), puis à été de nouveau décrit dans les travaux de Bordenave et al. (1993) et de Demaison (1993).

Ce paramètre, dans les sédiments anciens, donne une estimation du potentiel pétrolier d'une roche mère, correspondant à la quantité d'hydrocarbures présente (hydrocarbures libres et hydrocarbures pouvant être générés) après une transformation de 100% du sédiment. Ce paramètre ne tient pas compte de la quantité de pétrole produite par la roche mère et ayant migré dans le réservoir (fig. III-17). Il est donc défini comme l'intégration sur une colonne de roche de la somme des paramètres Rock Eval S_1 et S_2 , corrigée de la densité :

$$SPI_i = 10^{-3} \rho \sum_i (S_{1i} + S_{2i}) \Delta h_i$$

Le SPI est exprimé en tonnes d'hydrocarbures par mètre carré.

Dans notre cas, les sédiments étant immatures, la quantité d'hydrocarbures libres (S_1) est nulle :

$$SPI_i = (h_i S_{2i} \rho_i) / 1000$$

où:

SPI : quantité maximum d'hydrocarbures ($t.m^{-2}$), qui peut être générée au sein d'une colonne de roche-mère ayant une base de surface $1m^2$.

h : hauteur considérée (m)

S_2 : potentiel pétrolier ($mg\ HC.g^{-1}$)

ρ : densité du sédiment ($mg.cm^{-3}$)

Dans le cas de sédiments récent, il est indispensable de considérer la compaction des sédiments lors de l'enfouissement. La compaction entraînant une augmentation proportionnelle de la densité du sédiment avec la diminution de la hauteur, le produit $h_i \cdot \rho_i$ est considéré comme un paramètre constant.

La figure III-18 présente la répartition du SPI le long de la marge, en considérant une colonne de roche mère allant du DMG à l'actuel. La répartition du SPI met en évidence le potentiel pétrolier majeur du système Lüderitz, dont une colonne de sédiment de haut de pente (carotte 87, 1028m) de volume $6m^3$ peut produire plus de 200kg d'hydrocarbure. Ce potentiel décroît vers le Nord et vers le Sud, ainsi que vers les profondeurs plus importantes. Toutefois, le même volume de sédiment pris à 3600m de profondeur au large de Lüderitz, pourra générer

environ 40kg d'hydrocarbures. Enfin, le système Nord Walvis (91, 92 et 93), pour un même volume de sédiment, peut produire jusqu'à 47kg d'hydrocarbures (carotte 93, 2682 m). Cette zone est pourtant caractérisée par une faible activité des cellules d'upwelling, ainsi que par des teneurs importantes en débris ligneux. Le potentiel pétrolier de cette zone est lié à la fois à la sédimentation organique in situ, ainsi qu'aux apports terrigènes liés à la rivière Kunene.

Carotte	Profondeur (m)	Densité (g.cm ⁻³)	S2 (mgHC.g ⁻¹)	Hauteur (m)	SPI' (kg.m ⁻²)	SPI (t.m ⁻²)
MD962083	954	1,74	1,27	2	4,41	4,41.10 ⁻³
MD962084	1408	1,63	2,11	2,49	8,60	8,6.10 ⁻³
MD962085	3001	1,60	0,46	1,95	1,43	1,43.10 ⁻³
MD962086	3606	1,49	4,67	2,48	17,24	0,01724
MD962087	1028	1,39	25,76	5,9	211,69	0,21169
MD962091	3569	1,53	1,53	1,92	4,49	4,49.10 ⁻³
MD962092	1837	1,50	3,82	4,35	24,84	0,02482
MD962093	2682	1,46	5,38	2,95	23,19	0,02319
MD962094	2280	1,56	3,09	2,3	11,09	0,01109
MD962095	1038	1,43	16,36	2,2	51,65	0,05165
MD962096	3500	1,56	1,39	2	4,34	4,34.10 ⁻³
MD962098	2910	1,48	9,14	2,99	40,45	0,04045
MD962099	1005	1,68	3,38	1,45	8,20	8,2.10 ⁻³

Le site 1084A du leg ODP 175 (Wefer et al., 1998) situé au large de Lüderitz, à 2000m de profondeur, daté du Miocène à la base, présente des teneurs importantes en COT sur 600m d'épaisseur. Nous avons pu déterminer une densité moyenne, une valeur de S₂ moyenne, et calculer le SPI :

Carotte	Profondeur (m)	Densité (g.cm ⁻³)	S2 (mgHC.g ⁻¹)	Hauteur (m)	SPI (t.m ⁻²)
1084a leg 175	2000	1,5	26,25	600	23,63

Cette valeur de SPI est du même ordre que celle associée au bassin Eastern Venezuela (Venezuela), daté du Crétacé moyen à supérieur, bassin productif associé à des champs pétroliers et gazeux géants, caractérisé par des kérogènes de type II (SPI de 27t.m⁻², Demaison & Huizinga, 1991).

Bassin (pays)	Age	Type de kérogène	SPI moyen ($t.m^{-2}$)
Jungga (Chine)	Permien supérieur	I	65
Santa Barbara (USA)	Miocène	II	39
Sumatra (Indonésie)	Eocène-Oligocène	I	34
Venezuela	Crétacé moyen-supérieur	II	27
Mer du Nord	Jurassique supérieur	II	15
Arabie Saoudite	Jurassique supérieur	II	14
Sibérie occidentale	Jurassique supérieur	II	8
Paris (France)	Jurassique inférieur	II	7

L'évolution géologique et thermique des sédiments riches en MO du système Lüderitz pourrait donc conduire à la formation de roches-mères parmi les plus productives au monde, dans le cas d'une transformation totale du sédiment lors de son enfouissement. Certaines roches-mères très productrices peuvent avoir été formées dans un environnement d'upwelling côtier en domaine profond.

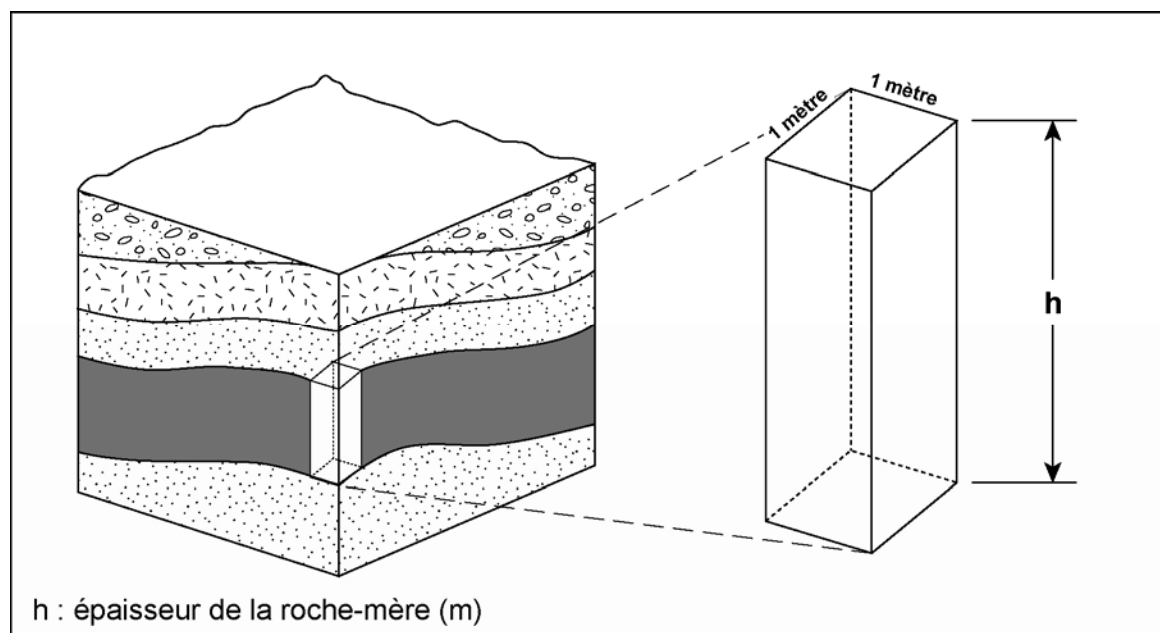


Figure III-17 : définition du "Source-Rock Potential Index", d'après Demaison & Huizinga, 1991.

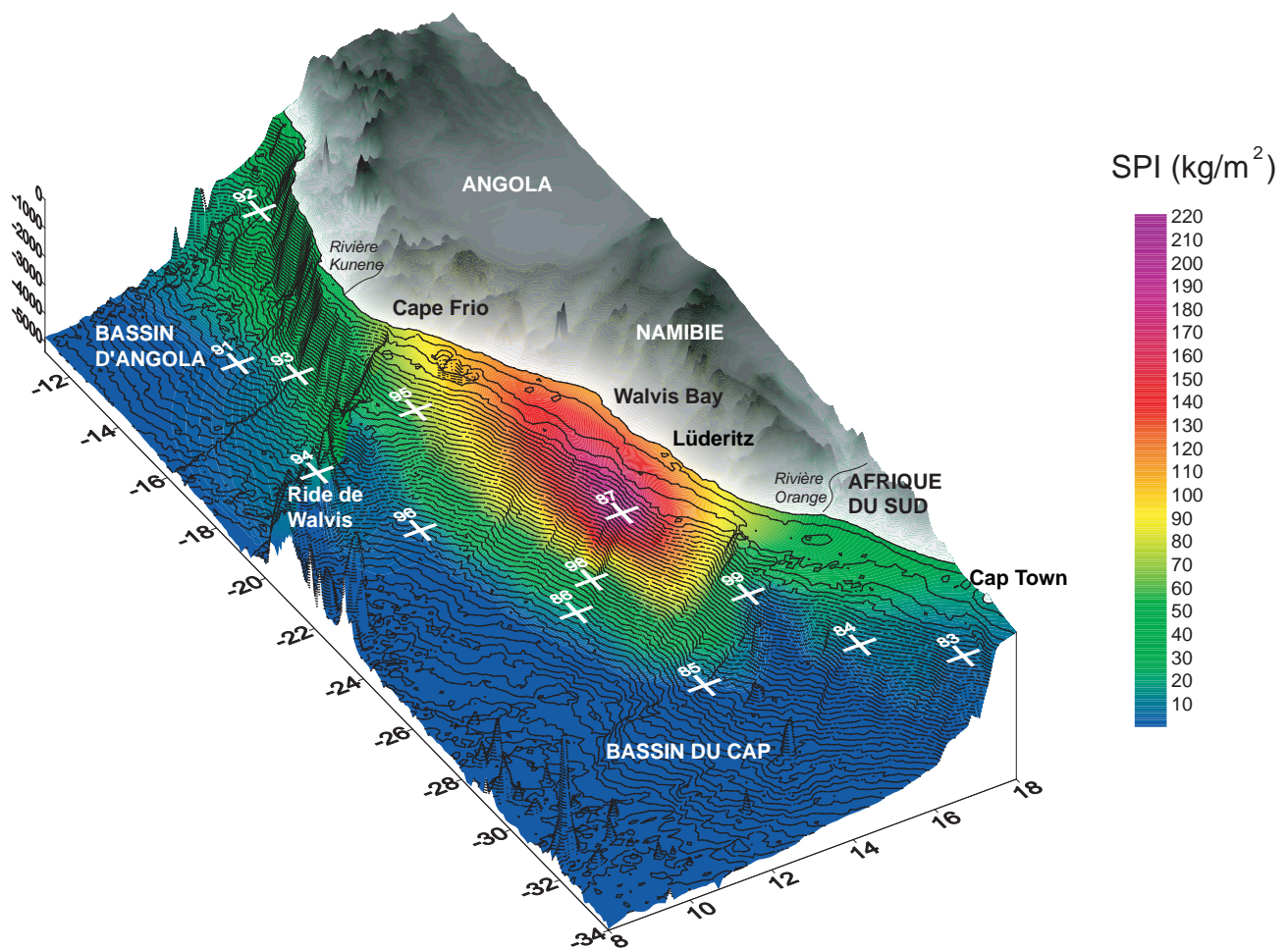


Figure III-18 : représentation tridimensionnelle du "Source Rock Potential Index" le long de la marge. Le SPI est généralement en t/m , dans le cas de cette étude associée à des sédiments récents sur des épaisseurs relativement faibles, il est exprimé en kg/m . Les SPI les plus importants sont localisés à l'aplomb de la cellule d'upwelling de Lüderitz.

VIII- Cartes de répartition des différents marqueurs

8.1 MAR COT

8.1.1 Holocène (fig. III-19)

La distribution des taux d'accumulation massique le long de la marge durant l'Optimum Climatique Holocène est caractérisée par : un maximum centré sur Lüderitz ($3,5 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) et par une diminution de cette valeur le long de la marge (vers le Nord et vers le Sud), et orthogonalement à la marge. Les MAR COT sont plus importants en domaine proximal qu'en domaine plus distal. Les MAR COT ont des valeurs équivalentes au Nord de la Ride de Walvis et au Sud du système.

8.2.2 DMG (fig. III-19)

La distribution des MAR COT au DMG est très similaire à celle à l'OCH : le site de Lüderitz est toujours le site de plus haute productivité organique, et on observe la même décroissance des MAR dans le sens longitudinal et latitudinal. Toutefois, la zone où les MAR sont les plus importants est située en position plus distale, par rapport à sa position durant l'OCH, et les valeurs absolues sont plus importantes au DMG qu'à l'OCH (respectivement $5 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ et $3,5 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$). Les MAR COT sont plus importants au Nord de la Ride de Walvis qu'au Sud du système.

8.3 Index d'hydrogène

8.2.1 IH surface (fig. III-20)

Les IH des sédiments de surface sont beaucoup plus élevés au Sud de la Ride de Walvis, et en domaine proximal (plate-forme et pente, jusqu'à 500 mgHC/gCOT). Le Sud du système (au large de Cape Town) est associé à des valeurs plus faibles (350 mgHC/gCOT), et le Nord de la Ride de Walvis à des valeurs très faibles (200 mgHC/gCOT).

8.2.2 IH OCH (fig. III-20)

Par rapport aux sédiments de surface, les sédiments de l'OCH sont caractérisés par des valeurs d'IH plus faibles, en particulier au Sud de la Ride de Walvis. Les valeurs les plus importantes sont localisées au large de Lüderitz (400 mgHC/gCOT) et décroissent vers le Nord, le Sud et les plus grandes profondeurs. Le Nord de la Ride de Walvis est toujours associé aux IH les plus faibles (200 mgHC/gCOT).

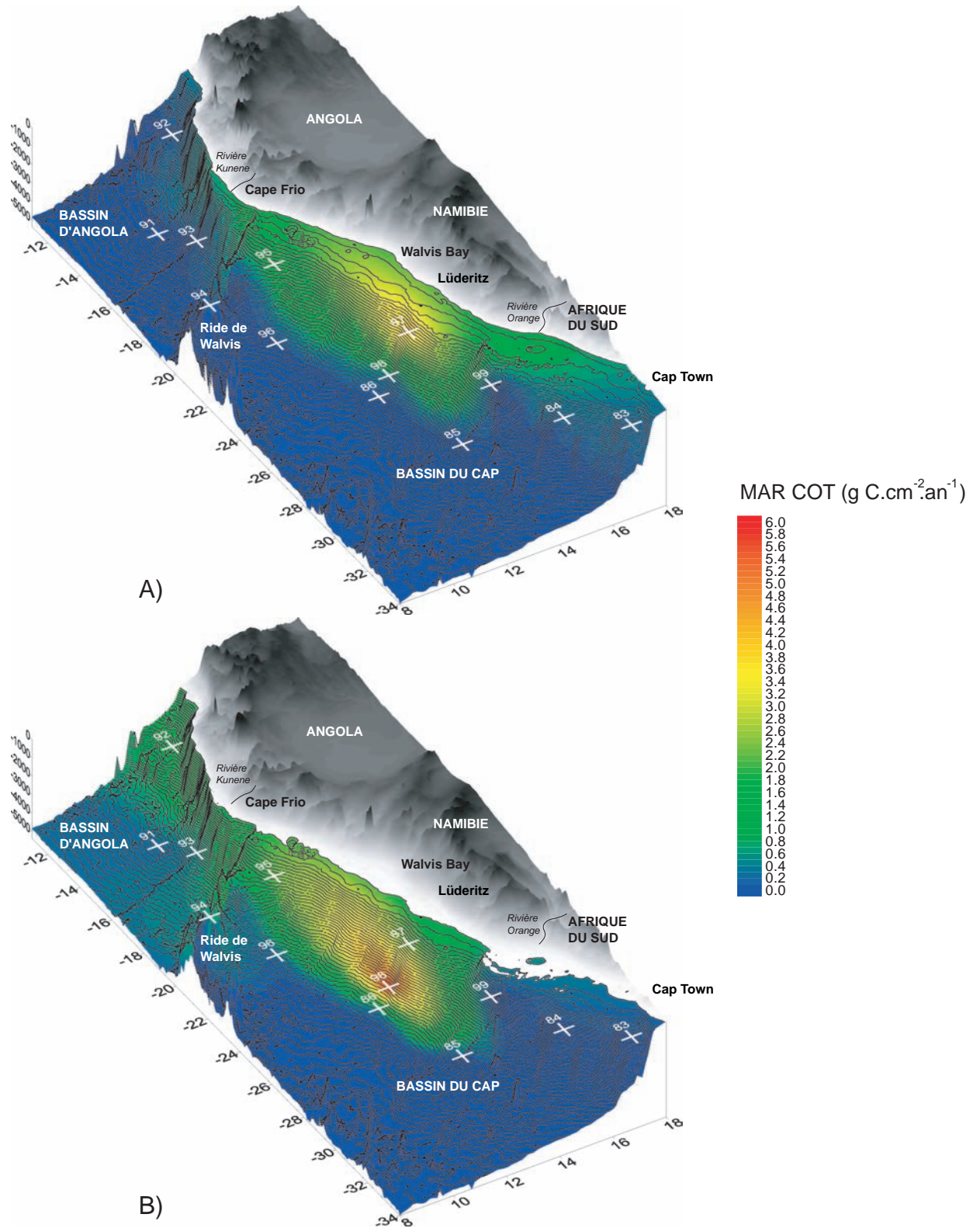


Figure III-19 : repartition tridimensionnelle des valeurs des taux d'accumulation massiques en carbone organique total le long de la marge Sud-Est Atlantique pour les deux situations : A) Optimum Climatique Holocène et B) Dernier Maximum Glaciaire. Les données sont issues de cette étude, l'interpolation entre des points à été réalisée par une méthode géostatistique de krigeage associé à une anisotropie de facteur 3 orientée parallèlement à la marge.

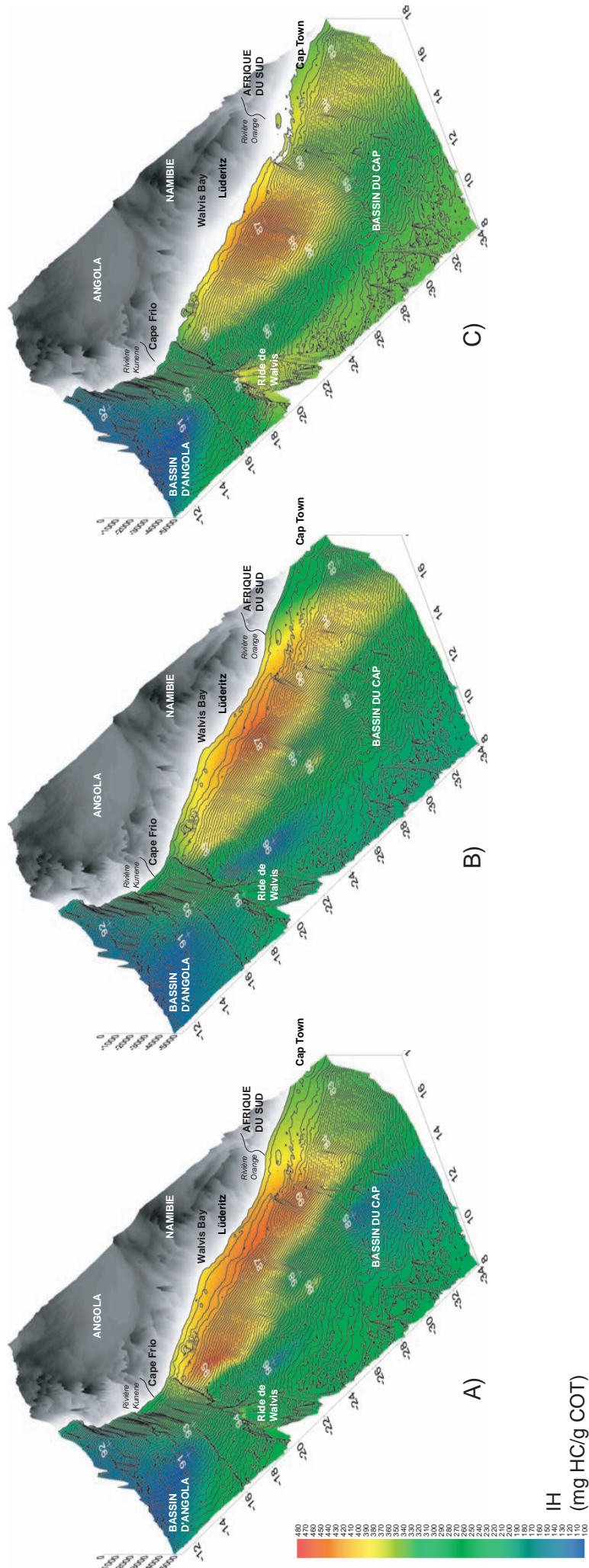


Figure III-20 : repartition tridimensionnelle des valeurs d'Index d'Hydrogène le long de la marge Sud-Est Atlantique pour les trois situations : A) sédiments de surface (subactuel), B) Optimum Climatique Holocène et C) Dernier Maximum Glaciaire. Les données sont issues de cette étude, l'interpolation entre des points a été réalisée par une méthode géostatistique de krigeage associé à une anisotropie de facteur 3 orientée parallèlement à la marge.

Les différences majeures avec les sédiments actuels sont donc des valeurs absolues plus faibles, et une distinction nette du site de Lüderitz comme site de sédimentation de la matière organique de meilleure qualité pétrologène.

8.2.3 IH DMG (fig. III-20)

La carte de distribution des IH au DMG est peu différente de celle à l'OCH. La répartition spatiale est la même, en particulier au large de Lüderitz et Walvis Bay où les valeurs sont les plus élevées, et au Nord de la Ride de Walvis où les IH sont les plus faibles. La différence majeure avec l'OCH est que les IH sont légèrement plus importants sur l'ensemble de la marge, quelle que soit la zone de sédimentation considérée.

8.3 Carbonates

8.3.1 Surface (fig. III-21)

La distribution des carbonates dans les sédiments du surface peut se décrire en définissant deux compartiments : le Nord et le Sud de la Ride de Walvis. Le Nord de la Ride est associé à des valeurs relativement basses (entre 5 et 10% de CaCO_3), les maxima se trouvent dans la partie la partie profonde du site. Le domaine de la marge situé au Sud de la Ride de Walvis est plus complexe, il existe une zone où les concentrations en carbonates sont comprises entre 30 et 50%, située en domaine proximal et distal au Sud de la Ride de Walvis et uniquement en domaine proximal au large de Walvis Bay et de Lüderitz. Le domaine complémentaire, associé à des valeurs de l'ordre de 50 à 85% représentée par le domaine distal au large de Lüderitz et de Walvis Bay, et par les domaines proximaux et distaux au large de Cape Town et du Sud de Lüderitz.

8.3.2 OCH (fig. III-21)

Par rapport aux concentrations dans les sédiments de surface, les sédiments holocènes présentent une distribution en carbonates sensiblement identique, la différence majeure étant une incursion vers le Nord des concentrations importantes en carbonates, dans le domaine distal (de l'ordre de 80% de CaCO_3). Une partie importante de la marge, située au Sud de la Ride de Walvis est donc enrichie en carbonates à l'Holocène par rapport aux sédiments de surface. Le Nord de la Ride de Walvis reste caractérisé par des concentrations relativement faibles.

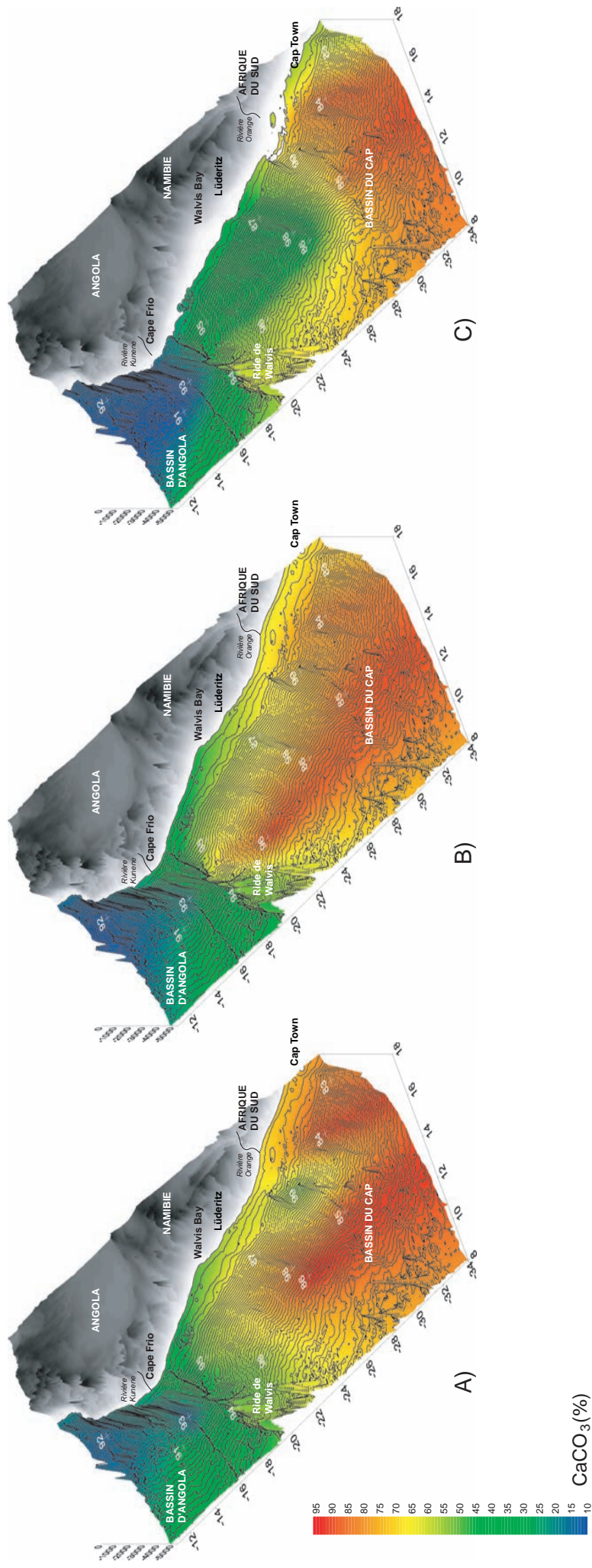


Figure III-21 : repartition tridimensionnelle du pourcentage de carbonates le long de la marge Sud-Est Atlantique pour les trois situations : A) sédiments de surface (subactuel), B) Optimum Climatique Holocène et C) Dernier Maximum Glaciaire. Les données sont issues de cette étude, l'interpolation entre des points a été réalisée par une méthode géostatistique de krigeage associée à une anisotropie de facteur 3 orientée parallèlement à la marge.

8.3.3 DMG (fig. III-21)

La distribution des carbonates dans les sédiments du Dernier Maximum Glaciaire est caractérisée par un gradient latitudinal où l'on peut identifier trois zones de sédimentation : un domaine localisé au large de Cape Town, associé aux teneurs les plus importantes de la marge (entre 60% et 90% de CaCO_3) ; un domaine qui s'étend ensuite jusqu'à la ride de Walvis, associé à des teneurs intermédiaires (entre 30% et 50% de CaCO_3) et enfin une zone située au Nord de la Ride de Walvis, et associé aux teneurs les plus faibles (entre 5% et 10% de CaCO_3).

8.4 MAR Carbonates

8.4.1 OCH (fig. III-22)

La distribution des taux d'accumulation en carbonates durant l'Optimum Climatique Holocène peut être définie en trois zones de sédimentation : le Nord de la Ride de Walvis où sont enregistrés les MAR les plus faibles (compris entre 0 et $5 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), le site de Lüderitz, où sont enregistré les MAR les plus élevés (entre 30 et $45 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), et le reste de la marge, associé à des valeurs constantes de l'ordre de $20\text{-}25 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

8.4.2 DMG (fig. III-22)

Les taux d'accumulation de carbonates au Dernier Maximum Glaciaire (entre 0 et $14 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) sont beaucoup plus faibles que durant l'Optimum Climatique Holocène (entre 0 et $45 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$). Le Nord de la Ride de Walvis est toujours associé aux MAR les plus faibles (entre 0 et $2 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), le site proximal de Lüderitz est associé à des valeurs plus importantes par rapport au reste de la marge (respectivement $10,5 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ et environ $7 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$). D'un point de vue général, les domaines les plus profonds présentent toujours des MAR plus importants que dans les domaines plus proximaux.

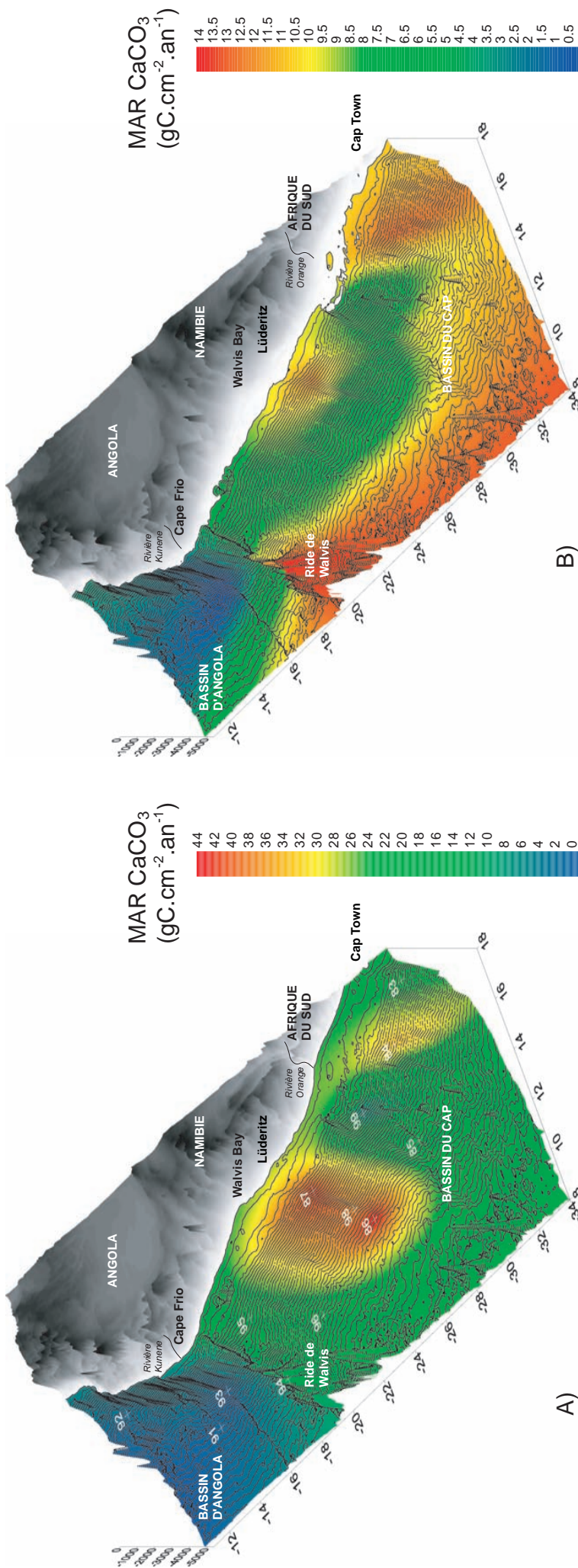


Figure III-22 : répartition tridimensionnelle des valeurs des taux d'accumulation massiques en carbonates le long de la marge Sud-Est Atlantique pour les deux situations : A) Optimum Climatique Holocène et B) Dernier Maximum Glaciaire. Les données sont issues de cette étude, l'interpolation entre des points a été réalisée par une méthode géostatistique de krigeage associée à une anisotropie de facteur 3 orientée parallèlement à la marge.

CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATIONS DES DONNEES DE PALYNOFACIES

I- Observations palynologiques	p. 139
II- Répartition des palynofaciès	p. 141
III- Confrontation des données RE-palynofaciès	p. 144
IV- Discussion palynofaciès	p. 148
V- Cartes de répartition de la matière organique amorphe gélifiée	p. 152
5.1 Surface	p. 152
5.2 OCH	p. 153
5.3 DMG	p. 153

CHAPITRE IV : RESULTATS ET INTERPRETATIONS DES DONNEES DE PALYNOFACIES

I- Observations palynologiques

Les méthodes d'étude optique des matières organiques s'adressent principalement à leur fraction insoluble, c'est-à-dire au *kérogène*. Les trois principales méthodes utilisées sont la microscopie en lumière transmise (méthode palynologique), celle en lumière réfléchie (pétrographie des charbons et bitumes) et en fluorescence.

Les lames palynologiques totales ont été réalisées après dissolution des fractions carbonatées et siliceuses aux acides chlorhydrique et fluorhydrique. Ces lames permettent de caractériser et de quantifier par comptage trois constituants majeurs du sédiment :

- la matière organique marine (algues, dinoflagellés, matière organique amorphe) (cf. planches),
- la matière organique terrestre (spores, grains de pollen, débris ligneux plus ou moins oxydés...) (cf. planches)
- les framboïdes pyrite (minéral associé au processus de sulfato-réduction bactérienne).

164 lames totales ont été analysées (cf. Annexe 4).

D'un point de vue général, nous avons pu identifier, au microscope optique, deux types majeurs de matière organique amorphe (MOA) :

- Une MOA « grumeleuse/floconneuse » (MOAGF) brune, qui a un aspect très dispersé, formant ainsi de larges plages aux bords diffus et à l'aspect très hétérogène (planche 1 bas).
- Une MOA « gélifiée » (MOAGel) orangée ayant un aspect uniforme, homogène presque translucide, avec des contours bien marqués et un relief important (planche 1 haut).

Les palynofaciès des échantillons étudiés présentent également des constituants organiques figurés comme des spores/pollens, des débris ligneux, des parois d'algues, des membranes de dinoflagellés et des cuticules... Parmi eux, les constituants organiques d'origine terrestre constituent une fraction mineure du sédiment, excepté au Nord de la ride de Walvis, où ces derniers peuvent atteindre 25% du palynofaciès. Les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ réalisées sur le transect de Lüderitz sont de l'ordre de -20% (Philippe Martinez, données non publiées), confirment d'une part l'origine marine de la MOA et d'autre part la faible teneur en constituants terrigènes. La pyrite framboïdale (jusqu'à 5% en surface des palynofaciès) est principalement présente dans les sédiments riches en MOAGF. Elle est indicatrice de conditions réductrices locales.

Des études parallèles menées sur les mêmes carottes (Pichevin et al., 2004) précisent la nature géochimique ainsi que le mode de préservation des deux types principaux de matière organique amorphe rencontrés :

- MOAGF : cette matière organique amorphe optiquement présente au MET des feuillets argileux insérés au sein d'une matière organique nanoscopiquement amorphe (Pichevin et al., 2004). La MO serait préservée par adsorption sur les feuillets argileux (planche 5).
- MOAGel : cette matière organique est optiquement et nanoscopiquement amorphe. Elle présente parfois au MET des restes de membranes cellulaires (planche 5). Des analyses EDS de cette MO mettent en évidence des teneurs en soufre non négligeables. Le mode de préservation par sulfuration est donc privilégié pour cette MO, et cohérent avec les résultats de Lückge et al. (1996) sur le système d'upwelling du Pérou, et sur les upwellings d'Oman et de Mauritanie (Lallier-Vergès et al., 1993, 1998). Des processus similaires ont été

mis en évidence dans les roches-mères de la formation de Kimmeridge Clay (Boussafir et al., 1995) et d'Orbagnoux (Montgenot et al., 1999).

II- Répartition des palynofaciès

Les comptages des deux types de MOA dans l'ensemble des échantillons nous ont permis de réaliser une carte de leur répartition temporelle et spatiale sur l'ensemble de la marge. Ces cartes de répartition permettent de déterminer trois zones de sédimentation (fig. IV-1).

Le système représenté par les carottes situées le plus au Sud (83, 84, 85 et 99) entre Cape Town et la rivière Orange, est associé à une sédimentation de particules organiques de type « grumeleux/floconneux », excepté le sommet de la carotte 99. Cette organisation s'observe quelle que soit la période considérée et quelle que soit la profondeur de sédimentation et donc de la proximité des cellules d'upwelling.

Le système situé au Nord de la ride de Walvis, représenté par les carottes 91, 92 et 93 est, de la même façon, uniquement associé à une sédimentation organique de type « grumeleux/floconneux », excepté l'extrême base de la carotte 93. Par ailleurs, cette zone est également caractérisée par l'abondance de débris ligneux oxydés, qui représentent parfois plusieurs dizaines de pour-cent des constituants organiques. Cette abondance est sans doute liée à la proximité de la rivière Kunene qui apporte une grande quantité de restes de végétaux supérieurs. De la même façon dans la zone précédente, la sédimentation organique semble indépendante de la profondeur de sédimentation et de la période climatique.

La troisième zone sédimentaire, située entre la ride de Walvis et la rivière Orange (où sont localisées les carottes 94, 95, 96, 86, 87 et 98) est caractérisée par une sédimentation organique très différente. La MO des carottes situées en haut de pente (87 et 95) est entièrement constituée de MOAGel, du DMG à l'actuel. La carotte située en milieu de pente (98) est constituée par de la MOAGel dans les deux tiers inférieurs, et par de la MOAGF dans le tiers supérieur. Les carottes situées en bas de pente (86 et 96) présentent de la MOAGel dans le quart inférieur et de la MOAGF dans toute la partie supérieure. La carotte 94 située sur la ride de Walvis, à une profondeur comparable à la carotte 98 de milieu de pente, est également constituée de MOAGel dans sa moitié inférieure, et de MOAGF dans sa moitié supérieure.

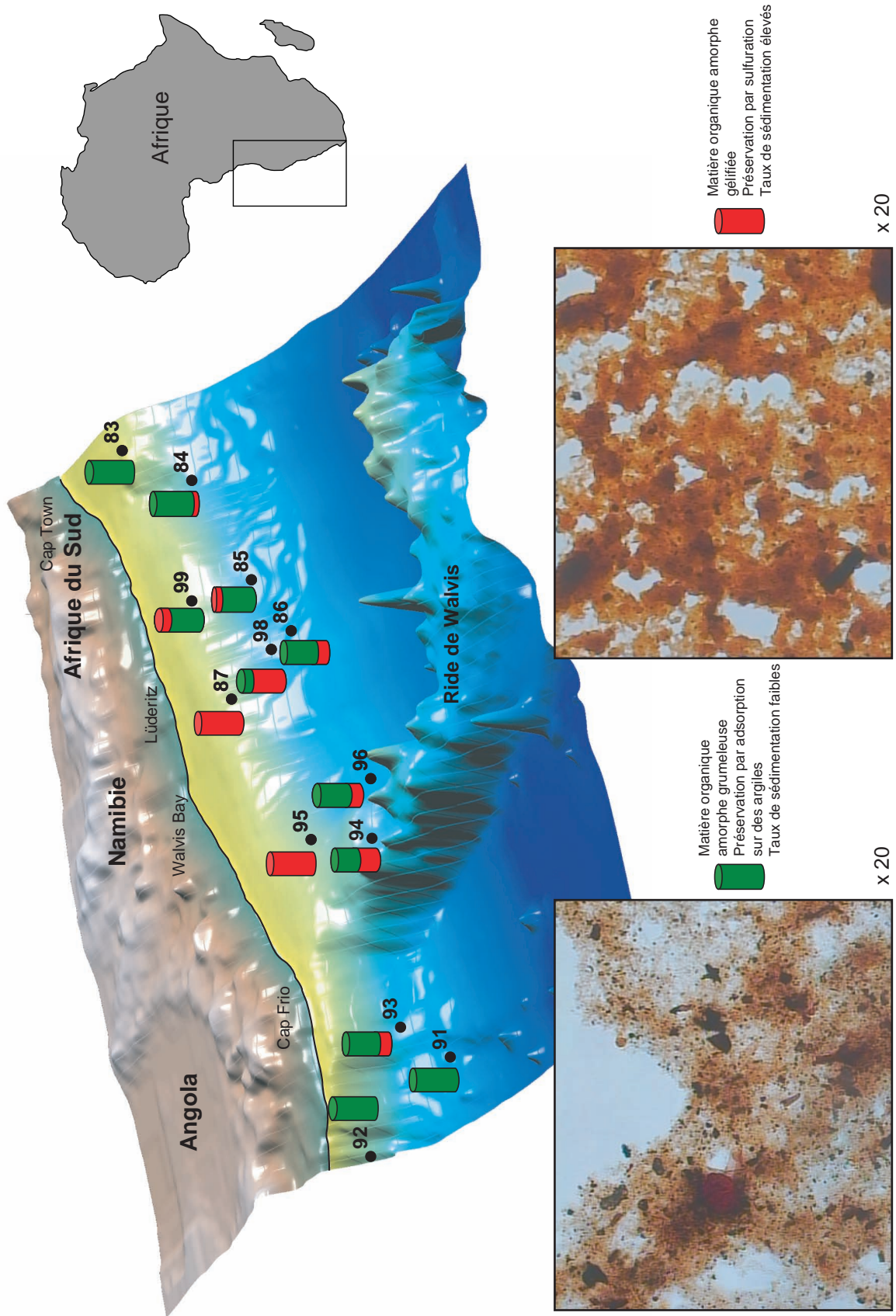


Figure IV-1 : distribution le long de la marge des deux types de matière organique amorphe.

En terme de préservation de la MO marine (Pichevin et al., 2004), il semble qu'il y ait une prédominance de la préservation par sulfuration naturelle dans les sédiments situés en haut de pente, et par adsorption sur des minéraux argileux dans les sédiments situés en bas de pente.

La figure IV-2 présente les teneurs en COT et en MOAGel de l'ensemble des données, sur une échelle verticale logarithmique, et une échelle horizontale arbitraire. Il existe une corrélation directe entre les valeurs de ces deux proxies : plus une MO est riche en MOAGel, plus sa teneur en COT est importante (Lallier-Vergès et al., 1993). Le type de MO peut résulter de deux processus :

- Le type de MO préservée est directement lié au type de MO produite en surface, la MOAGel serait associée à des « blooms » planctoniques, la MOAGF à une productivité plus réduite. Ces deux types de MO seraient donc liés aux contextes océaniques, et donc climatiques, de l'époque considérée.
- Le type de MO résulte de modes de préservation différentiels, selon la localisation du site de sédimentation (haut de pente/bas de pente), de la proximité de cellules de haute productivité, donc du contexte climatique glaciaire/interglaciaire. Le mode de préservation par sulfuration naturelle serait privilégié : en haut de pente et/ou près des cellules de haute productivité et/ou durant les périodes glaciaires.

Ces deux MO étant amorphes aux microscopes optique et électronique, il est difficile de savoir si le type de MO préservée est directement lié à la MO produite en surface, ou s'il s'agit de processus de préservations différentielles. Nous considérons que les deux phénomènes coexistent, dans des proportions non quantifiables.

En résumé, nous avons la répartition temporelle et spatiale de la MO suivante :

- Lors du Dernier Maximum Glaciaire, nous avons une sédimentation organique dominée par de la MOAGel dans les domaines Sud-Walvis et Lüderitz, tout le long du transect plate-forme/bassin (de 1000 à 3500 m de profondeur). Le reste de la marge est caractérisé par une sédimentation de MOAGF.
- Entre le DMG et l'optimum climatique holocène (OCH), nous avons une sédimentation sur les mêmes sites définis au Glaciaire, mais en domaine de plate-forme, et de pente. Le bassin est associé à une sédimentation de MOAGF.

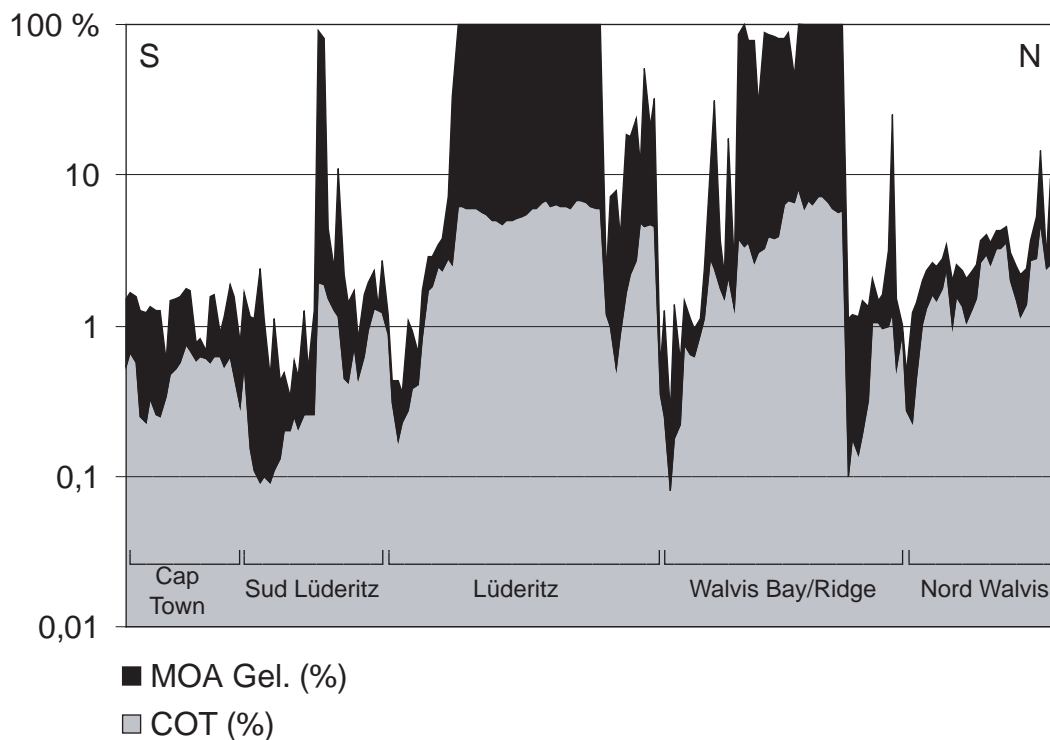


Figure IV-2 : Pourcentages de carbone organique total et de matière organique amorphe gélifiée pour l'ensemble des carottes, l'échelle verticale est logarithmique, l'échelle horizontale est arbitraire.

A l'OCH, nous avons une sédimentation de MOAGel, toujours aux mêmes sites, mais uniquement en domaine de plate forme. Ce type de MO se retrouve également à cette période, au niveau du site Sud-Lüderitz.

III- Confrontation des données RE-palynofaciès

L'index d'hydrogène est, dans notre cas, marqueur de l'état de préservation de la matière organique marine pétrolière. Plus cet index est important, plus la MO a vu son potentiel pétrolière préservé par sulfuration.

On remarque que la répartition de l'IH de ces sédiments est fonction :

- de la profondeur du site de sédimentation : plus la tranche d'eau est importante, moins l'IH est important. La qualité pétrolière de la MO est directement fonction de la profondeur de sédimentation, et donc du temps d'action des processus de biodégradation, d'altération et d'oxydation de la MO se déroulant dans la colonne d'eau.

- de la proximité des cellules d'upwelling les plus actives : la MO caractérisée par une qualité pétrologène est localisée dans les zones où les taux d'accumulation en carbone sont les plus importants. Les IH sont élevés pour deux raisons majeures :
 - o d'une part par le type de MO sédimentée : le type de MO (MOAGF ou MOAGel) est associé à des valeurs d'IH différentes. La MOAGel est caractérisée par des COT et des IH élevés, la MOAGF est caractérisée par des valeurs de COT et d'IH faibles. Ces différences sont en partie dues à la nature de la MO produite en surface, et à ses conditions de préservation et de dégradation.
 - o d'autre part par une diminution des temps d'action des processus d'altération : la MO associée aux cellules les plus productives est souvent liée à une sédimentation d'agrégats ou de pellets, et donc à des transferts plus rapides de particules bio-résistantes et de particules métabolisables, exposées moins longtemps à l'altération dans la colonne d'eau. Les processus d'oxydation de la MO résistante sont minimisés, et une proportion importante de MO métabolisable est dégradée par les organismes benthiques. Par ailleurs, la MO est également préservée par une diminution du temps d'action des processus de biodégradation et d'oxydation à l'interface eau/sédiment causée par un enfouissement plus rapide de la MO.

De la même façon que pour les MAR COT, et pour les raisons vues ci-dessus, la répartition des IH le long de la marge est fonction de processus autochtones et allochtones, comme l'eustatisme, la topographie de la marge, les conditions trophiques de surface, les distances horizontales et verticales de sédimentation. La répartition des valeurs d'IH est donc directement fonction du contexte glaciaire/interglaciaire, avec des maxima durant les stades glaciaires et actuels, et une répartition le long de la marge en position proximale.

Nous observons également d'autres corrélations entre composition pétrographique et composition géochimique :

:

- une corrélation positive entre le COT et les teneurs en pyrite (également observée dans les sédiments de la Formation de Kimmeridge Clay (Berner & Raiswell, 1983 ; Lallier-Vergès et al., 1997) (fig. IV-3). En effet, plus la quantité de MOA métabolisable par les bactéries sulfo-réductrices augmente, plus l'intensité de la sulfato-réduction, et donc la quantité de sulfures augmentent (Lallier-Vergès et al., 1997),
- une corrélation négative entre le pourcentage de débris ligneux (LCO) et l'IH (fig. IV-4), et une corrélation négative entre le pourcentage LCO et le COT (fig. IV-5). Des analyses MET ont montré que les échantillons avec des valeurs faibles d'IH et de COT sont caractérisés par la présence de MO bio-résistante composée d'ultra-lamines et de LCO (Lallier-Vergès et al., 1995, 1997),
- une corrélation positive entre les teneurs en pyrite et le pourcentage de MOA gélifiée,
- une corrélation positive entre le COT et l'IH.

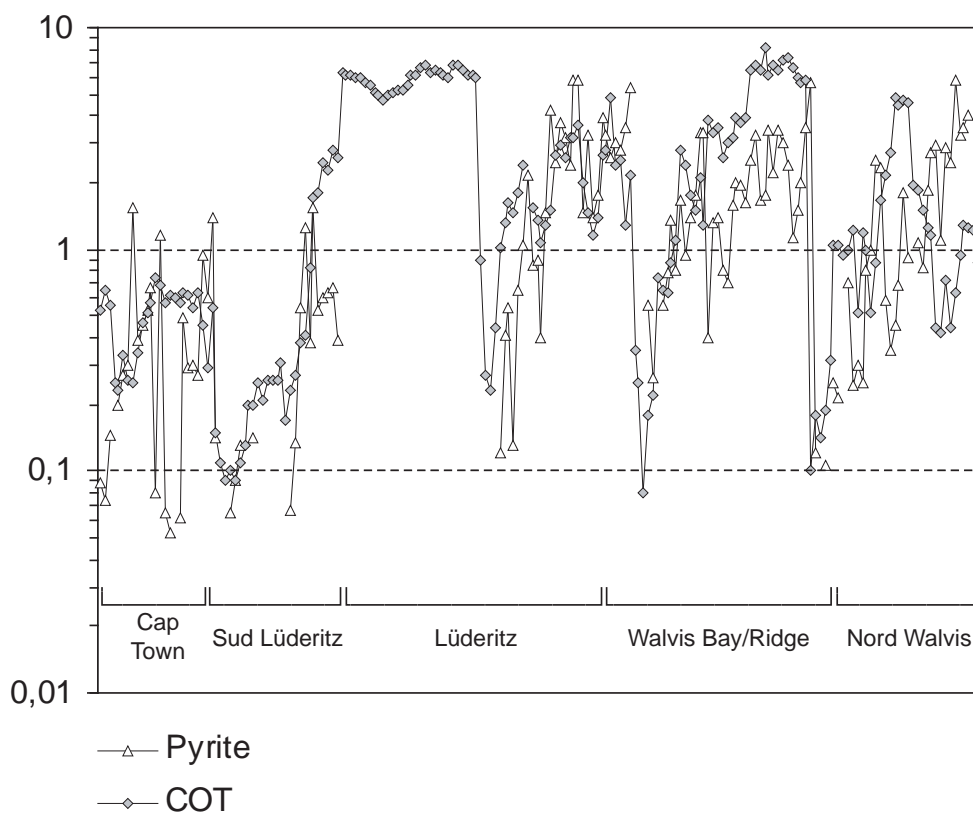


Figure IV-3 : Pourcentages de carbone organique total et de pyrite pour l'ensemble des carottes, l'échelle verticale est logarithmique, l'échelle horizontale est arbitraire.

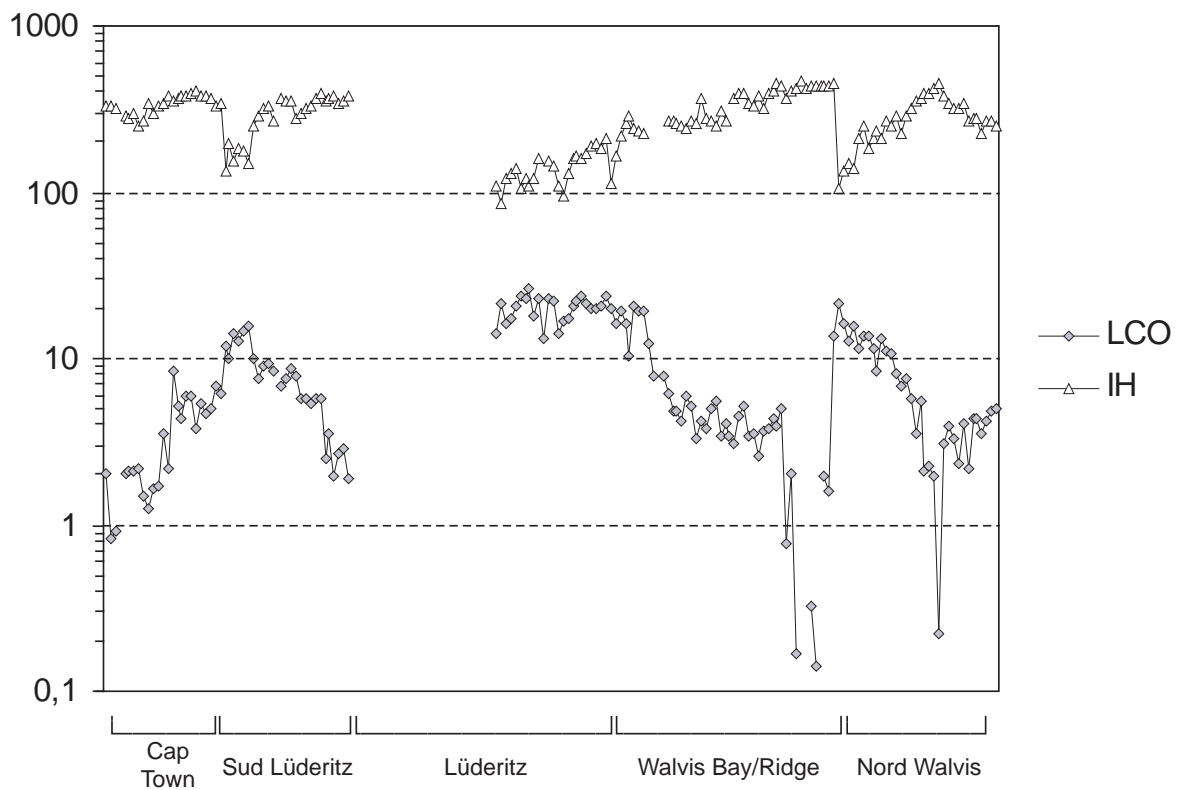


Figure IV-4 : Pourcentage de débris ligno-cellulosiques et valeurs d'IH pour l'ensemble des carottes, l'échelle verticale est logarithmique, l'échelle horizontale est arbitraire.

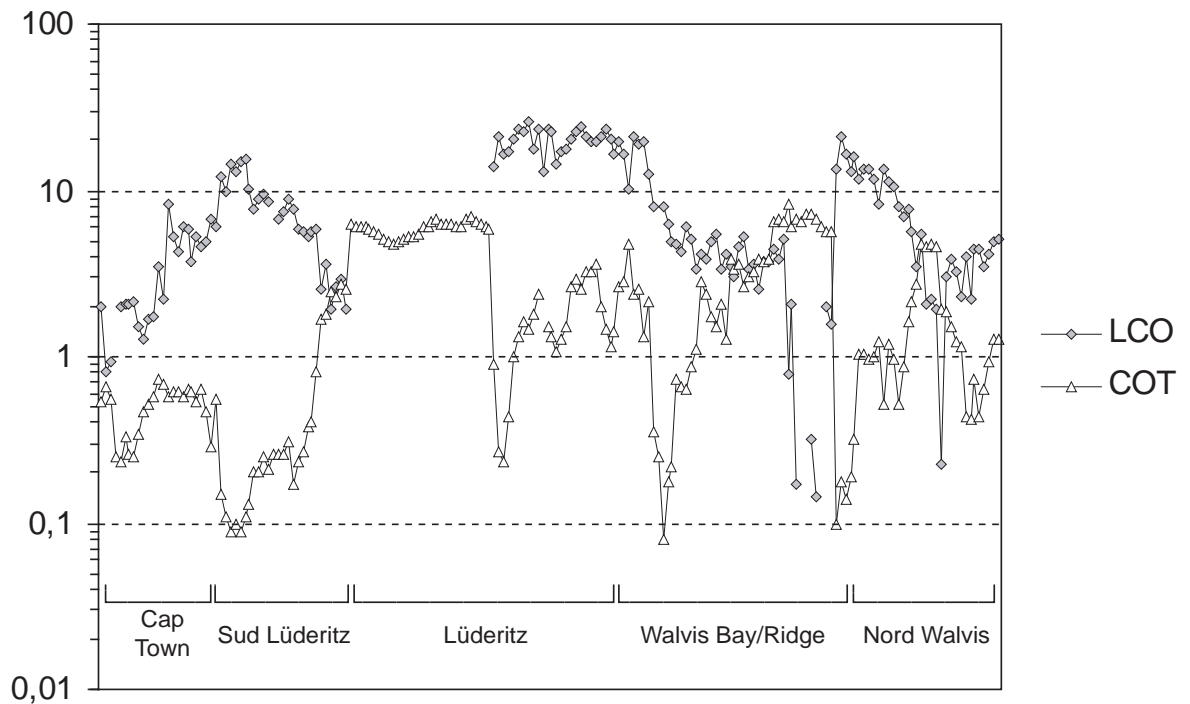


Figure IV-5 : Pourcentage de débris ligno-cellulosiques et de COT pour l'ensemble des carottes, l'échelle verticale est logarithmique, l'échelle horizontale est arbitraire.

IV- Discussion palynofaciès

Cette répartition spatiale et temporelle des caractéristiques de la MO illustre plusieurs processus.

- rôle de l'**eustatisme** : La répartition spatiale et temporelle de la MO pétrologène bien préservée au niveau des sites Sud-Walvis et Lüderitz caractérise un déplacement de la sédimentation en position plus proximale, du DMG à l'OCH. Ce déplacement pourrait être associé, entre autre, à la migration des cellules d'upwelling vers le continent, lors de la remontée du niveau marin caractérisant la transition Glaciaire/Interglaciaire (Mollenhauer et al., 2002). Cette remontée de l'ordre de 120m est associée à un déplacement horizontal d'une centaine de kilomètres.

Par ailleurs, la zone associée aux teneurs en MOAGel les plus fortes, durant le DMG et durant l'OCH (Walvis Bay et Lüderitz), est située à la verticale du domaine océanique défini par Berger & Wefer (2002) qui délimite le maximum d'activité des cellules d'upwellings le long de la marge. La matière organique sédimentée est directement liée à la productivité de surface, et ne serait pas issue de processus de re-sédimentation gravitaire vers un pôle plus distal comme le montre, la description sédimentologique des carottes qui ne révèle aucun processus de re-sédimentation.

- rôle du **climat/productivité** : la MOAGel est dérivée de la dégradation de la MO issue du phytoplancton, dans la colonne d'eau et à l'interface eau/sédiment. Les valeurs de productivité primaire actuelle de surface sont de l'ordre de $300 \text{ g(C).m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à 150/200 km de la côte, et de l'ordre de $200 \text{ g(C).m}^{-2}.\text{an}^{-1}$ au-delà de 200 km de la côte (Berhenfeld & Falkowski, 1997). Ces valeurs, comparées aux taux d'accumulation massique en COT dans le sédiment, montrent que 90 à 99% du carbone organique produit est reminéralisé. Les différences de répartition de la MOAGel pourraient s'expliquer par des productivités initiales différentes. En effet, dans le cas d'une

productivité faible, la plus grande partie du phytoplancton est recyclée dans la zone photique. Le rapport entre la production exportée et totale diminue quand la production totale diminue (Aksnes & Wassman, 1993). Une faible partie de la MO atteint le sédiment. A l'opposé, dans le cas d'une productivité primaire importante (bloom planctonique), tout le phytoplancton n'est pas recyclé et une partie importante de la MO atteint le sédiment, sous forme de flocons (Wefer, 1989 ; Jackson, 1990). Par ailleurs, une forte augmentation du flux de MO labile conduit à une augmentation des processus de sulfato-réduction de cette MO (Bertrand & Lallier-Vergès, 1993). Ces processus liés aux variations de productivité primaire influent sur le contenu organique final ainsi que sur le potentiel pétrologène du sédiment. Les variations de productivités primaires sont liées aux variations des conditions trophiques de surface, et donc des caractéristiques océanographiques et atmosphériques de la zone d'étude.

- rôle de la **préservation** : On observe différents modes de préservation selon la période considérée et selon la localisation. En règle générale, on observe des processus de sulfuration naturelle dans des sédiments associés à un fort taux d'exportation en MOAGel (Lallier-Vergès et al., 1995 ; Boussafir et al., 1995 ; Lückge et al., 1996), donc durant les périodes glaciaires sur le transect plate-forme/bassin, et pendant toute la durée de la période étudiée, sur les sites les plus proximaux, plus proches des zones de haute productivité. Ces remarques s'appliquent uniquement aux zones de Walvis Bay et de Lüderitz. On observe des processus de préservation par adsorption sur des particules minérales durant les périodes interglaciaires et sur les sites de plus faible productivité (Lallier-Vergès et al., 2003), donc après le stade glaciaire dans le domaine distal pour les sites de Walvis-Bay et Lüderitz, et durant toute la période étudiée sur les autres sites.

- rôle des **apports terrigènes** : des études de pièges à sédiments (Wefer and Fisher, 1993 ; Giraudeau et al., 2000), montrent que ces apports peuvent être considérés comme négligeables dans la zone située entre le Cap et la Ride de Walvis, ce qui est confirmé par les valeurs en $\delta^{13}C$ de la matière organique de surface, essentiellement marine (Fisher et al., 1998). Ils sont relativement nombreux au nord de la ride de Walvis (jusqu'à 25%), et rares le long du reste de la marge (excepté pour la carotte MD962096 et 85 où les teneurs en LCO peuvent atteindre exceptionnellement 20%). Ces valeurs pourraient s'expliquer par la présence et la nature de la végétation le long des côtes namibiennes et angolaises au DMG et à l'Holocène (fig. IV-6). Au DMG, l'ensemble de la marge est bordé par un désert, large de plusieurs centaines de kilomètres, du Nord de Cape Town, jusqu'au Congo (Partridge et al., 1999). A l'Holocène, ce désert s'est considérablement réduit, pour ne représenter que quelques dizaines de kilomètres de large, son extension s'est également réduite au Nord et au Sud. Par ailleurs, le domaine continental Nord-Walvis est caractérisé par une bande désertique côtière, qui avoisine une végétation de type bois, arbustes et prairies, mais aussi des forêts tropicales sèches et humides (Partridge et al., 1999). Cette végétation expliquerait les teneurs importantes en débris ligneux oxydés des carottes MD962091-92 et 93, qui sont en moyenne plus importantes à l'Holocène qu'au DMG.

- rôle de la **diagenèse précoce** : les processus de diagenèse dans la MO sont faiblement exprimés. Seule la présence de pyrite (jusqu'à 5,7% pour la carotte MD962092, située au nord de la ride de Walvis, à 1837m de profondeur) met en évidence l'action de bactéries sulfato-réductrices. Par ailleurs, on observe une corrélation positive entre les teneurs en pyrite et la concentration en MOAGel, pour les carottes MD962084-86-94 et 99. Cette corrélation confirme l'augmentation des processus de sulfato-réduction avec la teneur en MOAGel dans les sédiments.

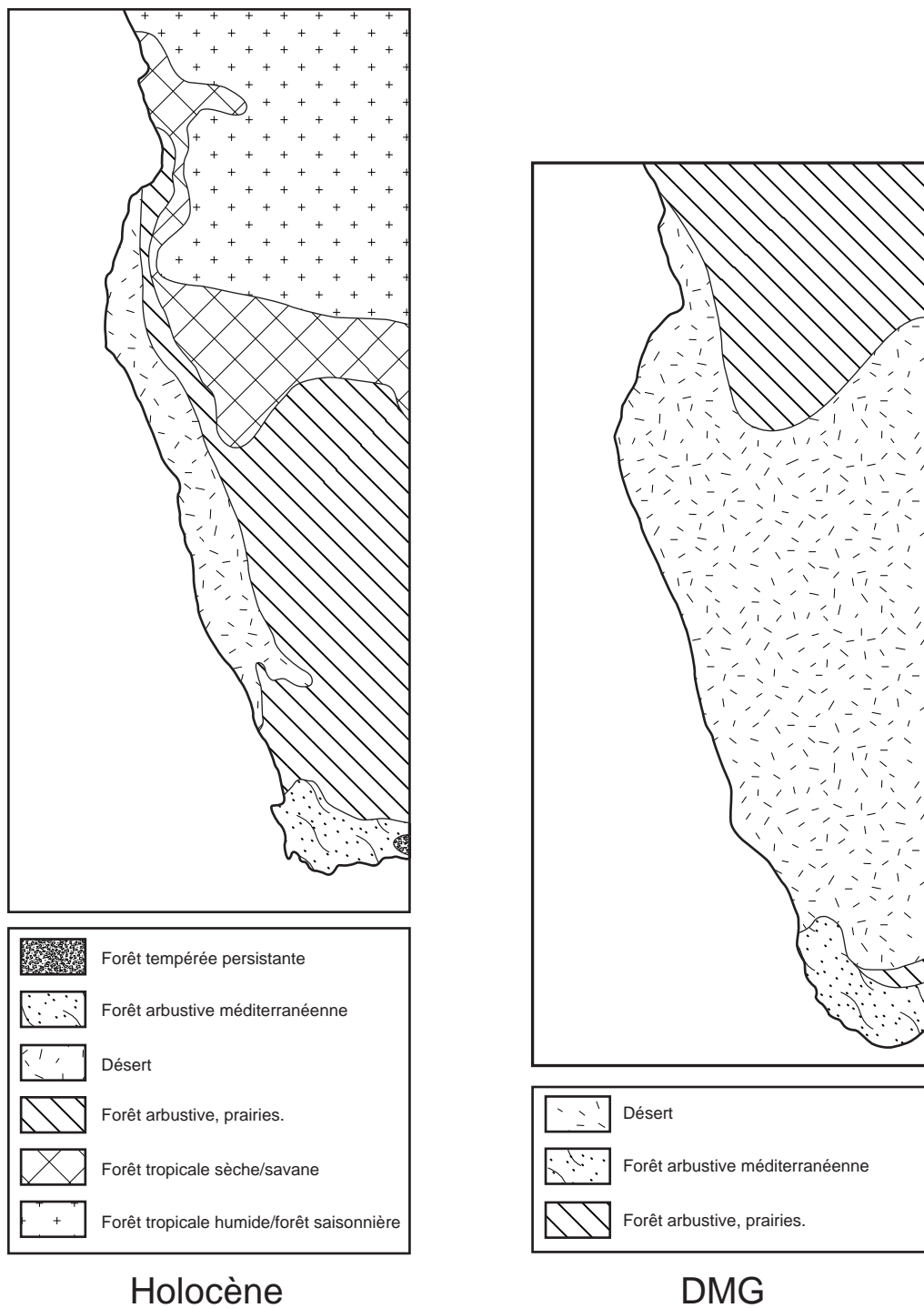


Figure IV-6 : reconstruction des différents types de végétations en Afrique du Sud, Namibie et Angola, au Dernier Maximum Glaciaire et à l'Holocène (d'après Partridge et al., 1999).

- rôle de la **topographie** : le rôle de la topographie est clairement défini le long des transects orthogonaux à la marge (Walvis Bay et Lüderitz). En revanche, les différences de répartition des matières organiques associées aux différences de morphologie de la plate-forme sont peu visibles dans cette étude.

- rôle des **flux** : la concentration en MOA est plus forte au DMG, quand les flux organiques sont augmentés par la productivité et le contexte de bas niveau marin (Mollenhauer et al., 2002). Les taux d'exportation importants de MO induisent une biodégradation forte, un taux d'utilisation d'oxygène élevé et donc des processus de sulfato-réduction plus intenses. En effet, les enregistrements du rapport Mo/Al (Bertrand et al., 2000) de la carotte MD962086 montrent que les premiers centimètres de la carotte étaient appauvris en oxygène, durant les périodes glaciaires (Crusius et al., 1996).

V- Cartes de répartition de la matière organique amorphe gélifiée (fig. IV-7)

5.1 Surface

La distribution de la matière organique amorphe gélifiée le long de la marge, dans les sédiments actuels, est très similaire à la distribution des MAR COT et IH, à savoir une zone située au Sud de la ride de Walvis, le long de la plate forme continentale et de la pente, jusqu'au Sud de Lüderitz, qui est enrichie en MOA gélifiée (de 50% à 100% des palynofaciès). Les sédiments plus profonds, situés au Nord de la Ride de Walvis ou au large de Cape Town sont constitués par moins de 20% de cette MO, et par conséquent par plus de 70% de matière organique grumeleuse, si le type III de MO est pris en compte.

5.2 OCH

Durant l'HCO, la distribution de la MOA Gélifiée est centrée sur la carotte proximale du site de Lüderitz (100%) et sur la carotte proximale située au Sud de Lüderitz (80%), les pourcentages décroissent vers le Nord et vers le Sud, et avec la profondeur. Les sites situés au Nord de la ride de Walvis et au large de Cape Town ne sont pas associés à ce type de matière organique. Le site proximal de Walvis Bay présente également des teneurs importantes (carotte 95, 40%).

D'un point de vue général, la MOA gélifiée se retrouve dans les sédiments de haut de pente, au large de Walvis Bay, Lüderitz et au Sud de Lüderitz.

5.3 DMG

La distribution de la MOA gélifiée au DMG diffère de celle à l'OCH de plusieurs façons : d'une part le domaine de sédimentation de cette MO est plus étendue vers les plus grandes profondeurs (pied de pente), sur les site de Walvis Bay et de Lüderitz, d'autre part le ce domaine est situé en position plus septentrionale que durant l'HCO : il est limité par les carottes 87 et 99 à l'OCH, et les carottes 95 et 87 au DMG.

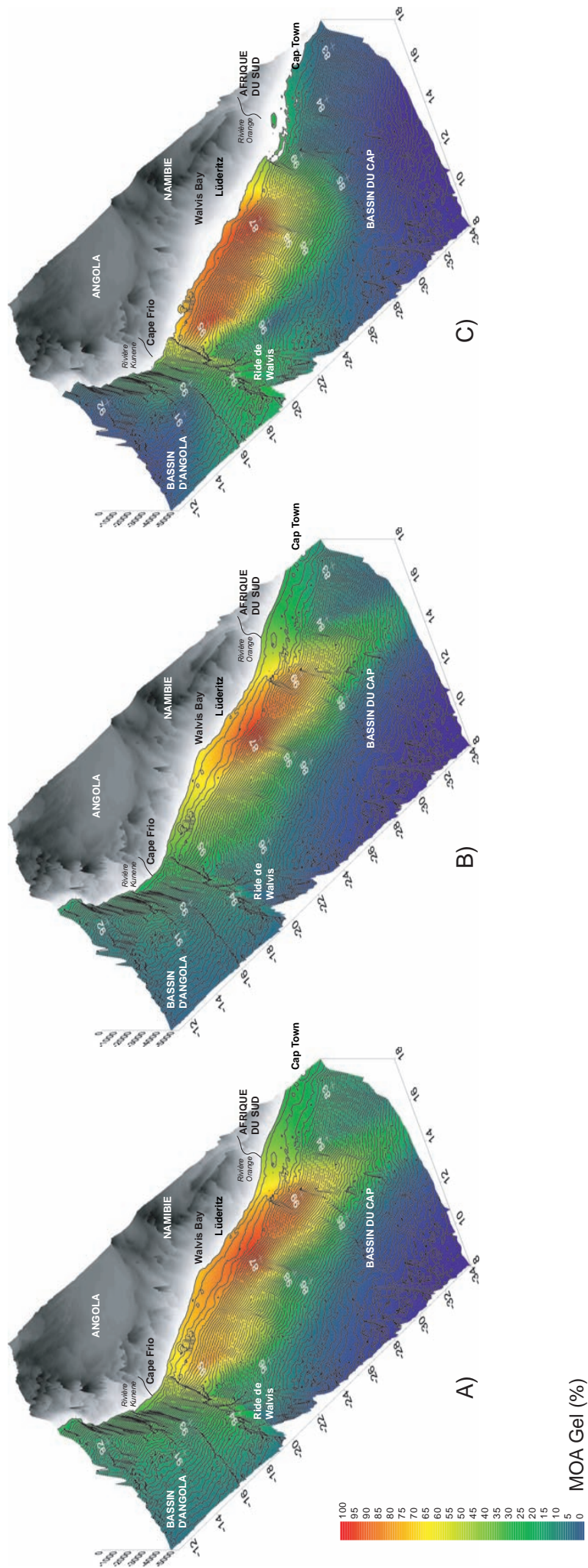


Figure IV-7 : répartition tridimensionnelle des pourcentages de matière organique amorphe géifiée (%) le long de la marge Sud-Est Atlantique pour les trois situations : A) sédiments de surface (subactuel), B) Optimum Climatique Holocène et C) Dernier Maximum Glaciaire. Les données sont issues de cette étude, l'interpolation entre des points a été réalisée par une méthode géostatistique de krigeage associé à une anisotropie de facteur 3 orientée parallèlement à la marge.

CHAPITRE V : RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS DES DONNÉES INFRA-ROUGE A TRANSFORMÉE DE FOURIER

I- Résultats	p. 157
1.1 <i>Silice amorphe/COT</i>	<i>p. 157</i>
1.2 <i>Distribution temporelle de la silice amorphe par zone de sédimentation</i>	<i>p. 159</i>
1.3 <i>Taux d'accumulation massique en silice amorphe par zone de sédimentation</i>	<i>p. 162</i>
II- Observations sur frottis	p. 166
III- Comptages de diatomées sur la carotte 98	p. 167
IV- Comptages de diatomées sur la carotte 87	p. 168
V- Discussion par sites de sédimentation	p. 169
VI- Discussion générale	p. 174
VII- Cartes de répartition de la silice amorphe	p. 177
7.1 <i>Surface</i>	<i>p. 177</i>
7.2 <i>OCH</i>	<i>p. 177</i>
7.3 <i>DMG</i>	<i>p. 177</i>

CHAPITRE V : RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS DES DONNÉES INFRA-ROUGE A TRANSFORMÉE DE FOURIER

I- Résultats

1.1 Silice amorphe/COT (fig. V-1)

La plupart des carottes sont caractérisées par une corrélation positive entre les teneurs en COT et en silice amorphe (86, 98, 96, 95, 94, 91, 93, 84 et 85).

La corrélation entre les deux marqueurs est d'autant mieux exprimée qu'on se trouve à proximité des cellules d'upwelling les plus productives, quelles que soient les concentrations en silice amorphe et en carbone organique. C'est le cas de sites de Lüderitz (86, 98) et Walvis Bay (95 et 96) / Walvis Ridge (94), où les courbes de COT et silice amorphe sont superposables, excepté pour la carotte 87 où la corrélation est moins évidente.

Le domaine de Cape Town (83 et 84) est caractérisé par une corrélation moins marquée entre les deux marqueurs. La carotte 84 ne présente aucune corrélation entre le COT et la silice amorphe.

Le domaine sud Lüderitz (85 et 99) montre une bonne corrélation positive dans la partie inférieure de la carotte profonde (85) et une corrélation dans la partie supérieure, à partir de 10000 ans. On observe une excellente corrélation dans la carotte peu profonde (99), relativement plus proche du système Lüderitz.

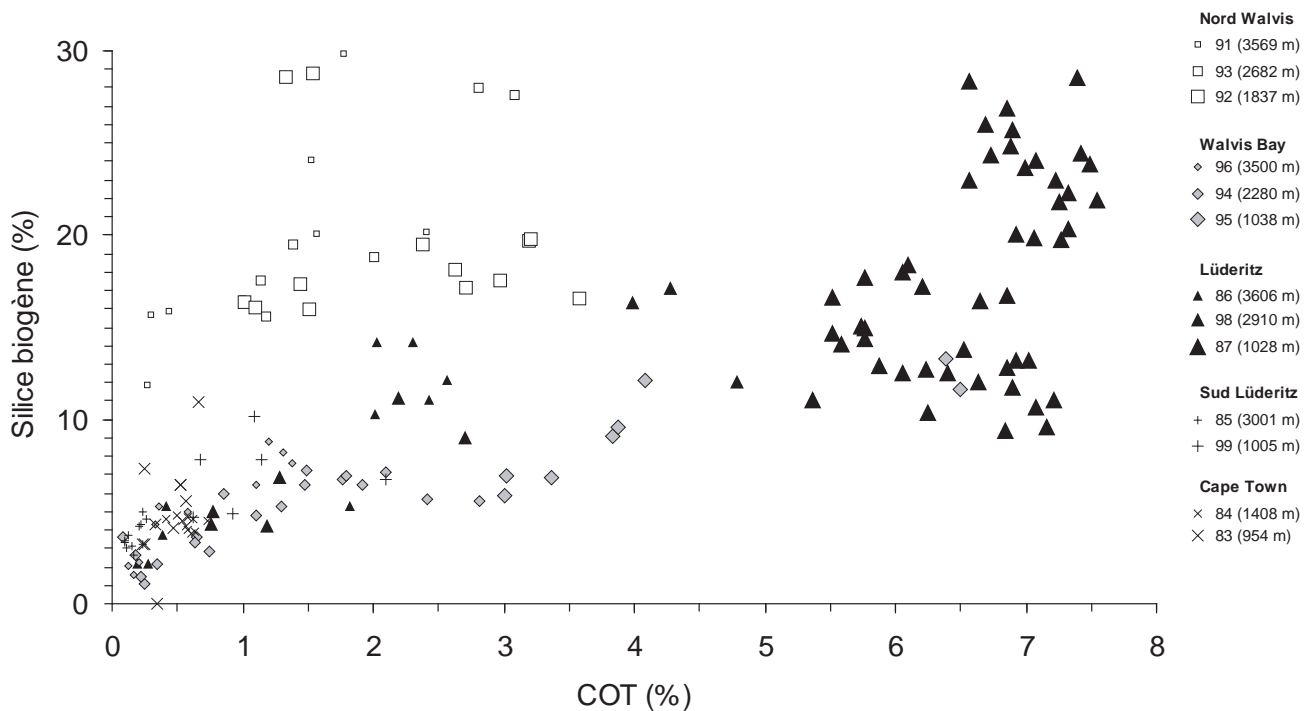


Figure V-1 : distribution carbone organique total / silice biogène pour l'ensemble des carottes, par site de sédimentation.

Le domaine Lüderitz présente une bonne corrélation entre les deux signaux, pour les carottes profondes et intermédiaires (86 et 98), avec un maximum au DMG, une diminution des teneurs vers l'Optimum Climatique Holocène, et une augmentation de faible amplitude dans la partie la plus récente de la carotte. C'est très différent pour la carotte de haut de pente (87), où les deux signaux ne sont pas corrélables.

Le domaine Walvis Bay/Ridge présente une excellente corrélation COT/silice amorphe pour les trois carottes (94, 95 et 96), avec dans tout les cas un pic positif au DMG, un pic négatif à l'Holocène et une remontée des teneurs dans la partie superficielle de la carotte, et avec des valeurs plus importantes dans la carotte de haut de pente.

Enfin le domaine nord Walvis (91, 92 et 93) présente les mêmes caractéristiques que le domaine Cape Town, c'est-à-dire une corrélation peu marquée entre les enregistrements de COT et de silice amorphe.

1.2 Distribution temporelle de la silice amorphe par zone de sédimentation (fig. V-2)

- Cape Town : la carotte peu profonde (83) est caractérisée par une chute de la concentration en silice amorphe depuis le DMG (6%) jusqu'à 17000 ans (0%), puis par une remontée jusque dans les sédiments les plus récents (pic à 11% à l'OCH). La carotte profonde (84) est caractérisée par des variations de la concentration entre 4 et 5%.
- Sud Lüderitz : la carotte profonde (85) présente une évolution de la concentration en silice amorphe très similaire au COT : une augmentation jusqu'au DMG de 3 à 5%, une chute du DMG à l'OCH, jusqu'à 2,5%, puis une légère augmentation dans les sédiments les plus récents. La carotte peu profonde (99) présente également une évolution très similaire à celle du COT : une diminution de 40000 ans au DMG (de 10 à 5%), puis une augmentation vers l'OCH (jusqu'à 7% de silice biogène).
- Lüderitz : les carottes profondes (86) et intermédiaires (98) sont caractérisées par une forte diminution de la concentration en silice amorphe, de 12% au DMG jusqu'à 2% (86) et 4% (98) à l'OCH. Ces évolutions sont superposables à l'évolution du pourcentage de COT, avec le même ralentissement dans la décroissance entre 12000 et 14000 ans, marquée par un pic positif. La carotte peu profonde (87) présente une évolution de la concentration en silice amorphe moins évidente. Les données sur cette carotte ont été acquises et traitées par L. Pichevin (Pichevin, 2004). Au premier ordre, on observe une diminution de la silice, de 17000 ans à l'actuel, avec un pic positif au DMG (26%), qui n'est pas le maximum observé.
- Walvis Bay : les trois carottes du site de Walvis Bay (94, 95 et 96) sont toutes caractérisées par la même évolution : un pic des pourcentages en silice amorphe au DMG, une diminution du DMG à l'OCH, et une augmentation dans les sédiments les plus récents. La carotte située sur la ride (94) et la carotte profonde (96) ont des concentrations sensiblement identiques (entre 1 et 8%), contrairement à la carotte peu profonde (95), associée à des pourcentages plus élevés (entre 6 et 14%). Par ailleurs, il existe un diachronisme du maximum de silice amorphe : 23000 pour la carotte située sur la ride (94), 19000 pour la carotte profonde (96) et 15000 ans pour la carotte peu profonde (95).
- Nord Walvis : le site localisé au Nord de la Ride de Walvis est caractérisé par les concentrations les plus importantes en silice amorphe de toute la marge (jusqu'à

33% pour la carotte intermédiaire). La carotte peu profonde (92) présente des concentrations comprises entre 15 et 30%, caractérisées par une chute relative du DMG jusqu'à l'OCH (de 20% à 16%), puis par une augmentation jusqu'aux sédiments les plus récents (29%). La carotte profonde (91) présente une évolution des concentrations en silice en trois phases : une augmentation de 35000 ans à 32000 ans (de 20 à 30%), puis une chute jusqu'à l'OCH (12%), et enfin une augmentation dans les sédiments les plus récents (16%). Enfin la carotte intermédiaire, la plus riche en silice amorphe sur l'ensemble de la marge, présente le même type d'évolution : une augmentation avant le DMG (de 30 à 34%), une diminution jusqu'à l'OCH (15%), et une augmentation dans les sédiments les plus récents (19%). On remarque que les carottes 91 et 93 présentent un pic de silice amorphe peu marqué à 15000 ans. Cet événement se retrouve à la même période dans l'évolution verticale de la concentration en COT. On remarque enfin la grande similitude entre l'évolution des concentrations en COT et silice amorphe pour la carotte 93, les mêmes événements ayant lieu à la même période : forte augmentation vers 25000 ans, pic positif majeur au DMG, pics positifs mineurs à 15000 et 10000 ans, augmentation des concentrations vers 10000 ans.

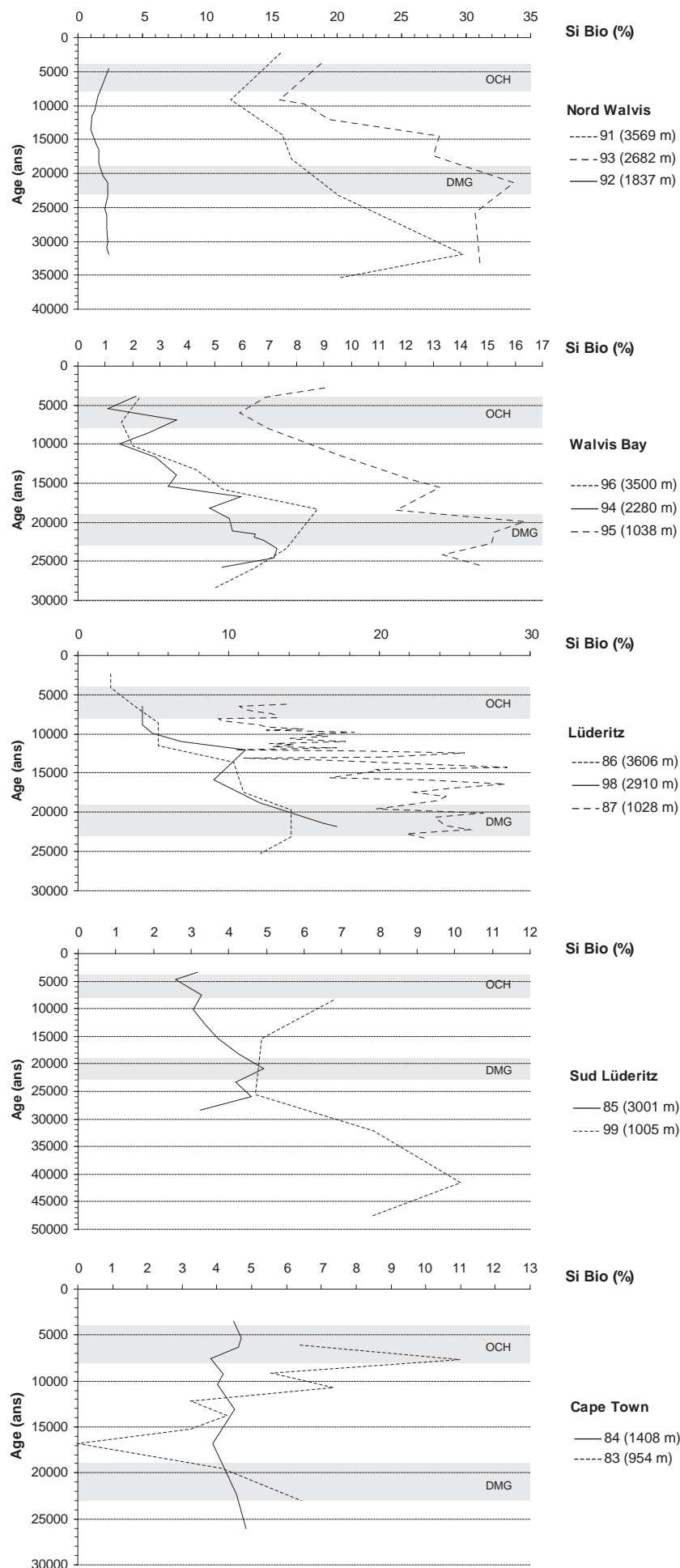


Figure V-2 : pourcentages de silice biogène pour l'ensemble des carottes étudiées, par site de sédimentation.

1.3 Taux d'accumulation massique en silice amorphe par zone de sédimentation (fig. V-3)

- Cape Town : la carotte profonde (84) est caractérisée par une évolution des MAR Si Bio similaire et synchrones à celle des MAR COT : des valeurs constantes autour de $0,5 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ jusqu'à 13000 ans, une forte augmentation des MAR jusqu'à $2 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à l'OCH, puis par une très légère diminution. La carotte peu profonde (83) présente moins de similitude entre MAR Si bio et MAR COT. Elle est caractérisée par une forte augmentation des MAR Si Bio de 17000 ans ($0 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) à l'OCH ($4 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), puis par une chute vers les sédiments les plus récents.
- Sud Lüderitz : l'évolution des MAR Si Bio de la carotte peu profonde (99) sont identiques à celle des MAR COT : un pic positif vers 40000 ans ($1 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), une diminution jusqu'au DMG ($0,4 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) et une augmentation jusqu'à l'OCH ($0,5 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$). La carotte profonde (85) est caractérisée par une décroissance des MAR, du DMG ($0,9 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) à l'Actuel ($0 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$).
- Lüderitz : ce site est caractérisé par un fort parallélisme entre les MAR COT et les MAR Si Bio. La carotte peu profonde (87) est associée à des valeurs relativement faibles des MAR Si Bio au DMG (autour de $8 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), une augmentation majeure vers 17000 ans (jusqu'à $26 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), puis une décroissance régulière jusqu'à l'OCH ($7 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$). Le pic majeur de silice a lieu vers 15000 ans. La carotte intermédiaire (98) est, de la même façon, caractérisée par des MAR Si Bio et MAR COT très similaires : un pic positif majeur au DMG ($22 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) suivi d'une décroissance brutale jusqu'à 15000 ans ($3 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), puis d'un pic positif à 12000 ans ($7 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$) et enfin d'une décroissance jusqu'à l'OCH. Enfin la carotte profonde (86) présente des valeurs de MAR relativement élevées au DMG ($2 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), une diminution jusqu'à 12000 ans ($1 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$), et un pic positif à l'OCH ($2 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$).
- Walvis Bay : l'évolution temporelle des MAR Si Bio est comparable à l'évolution des pourcentages. Les valeurs des MAR sont comprises entre 0 et $2 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour les carottes 94 et 96, et entre 1,5 et $7 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour la carotte peu profonde (95). Le pic majeur à $7 \text{ g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ pour la carotte 95 est du à la fois à un pic de MAR, de valeur plus faible, et à un artefact du aux calculs de MAR via le modèle d'âge pour cette carotte. Ce pic est synchrone d'un autre pic, moins marqué, présent dans la carotte profonde.

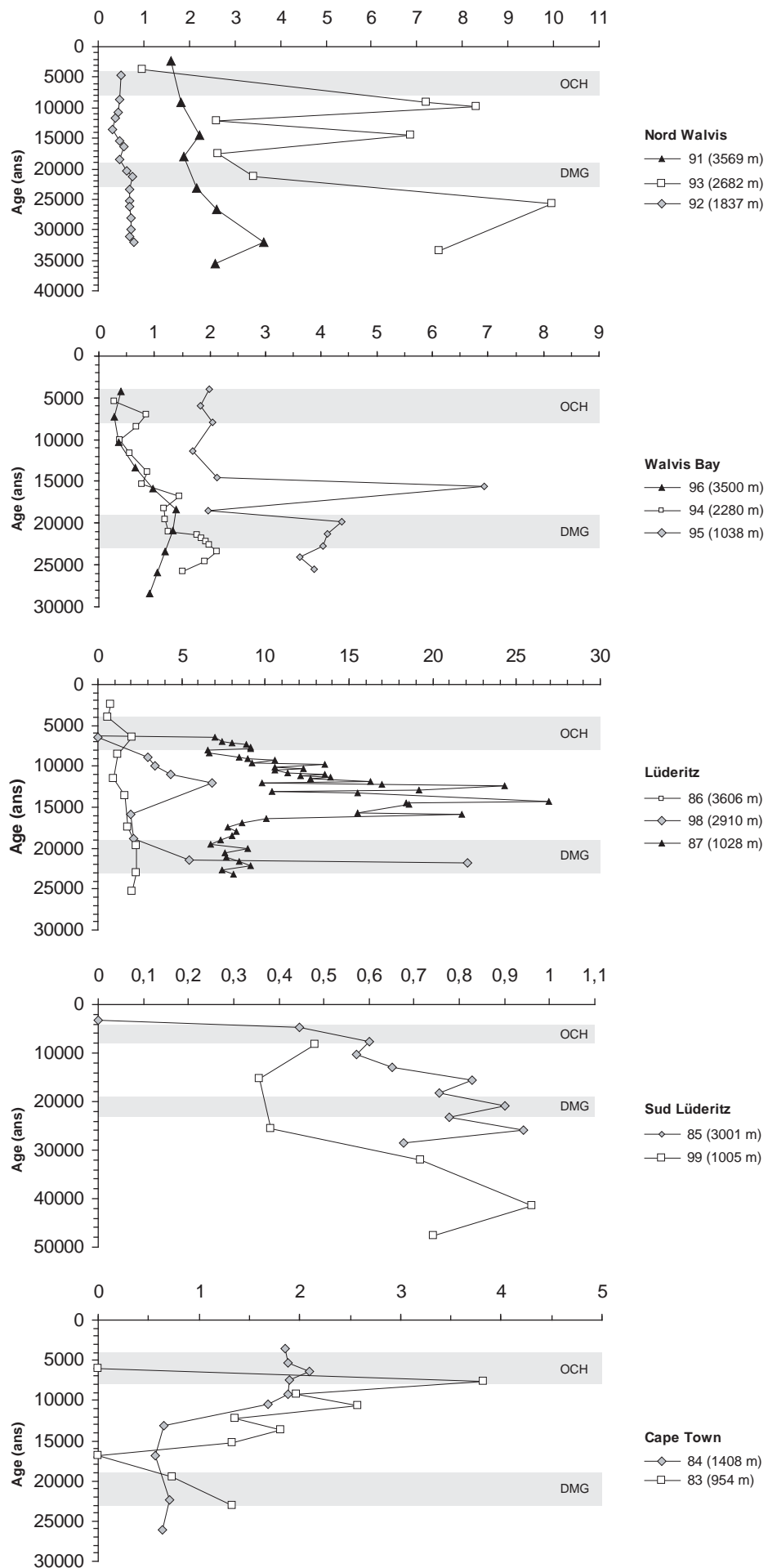


Figure V-3 taux d'accumulation massique de silice biogénique pour l'ensemble des carottes étudiées, par site de sédimentation.

- Nord Ride Walvis : la carotte peu profonde (92) est associée aux MAR Si Bio compris entre 2 et 6 g.cm⁻².an⁻¹. Elle est caractérisée par des valeurs plus fortes au DMG (6,3 g.cm⁻².an⁻¹), une diminution jusqu'à l'OCH (1,6 g.cm⁻².an⁻¹), et une augmentation, très marquée, jusqu'aux sédiments les plus récents. La carotte profonde (91), qui était caractérisée par les MAR COT les plus faibles, est associée à des MAR Si Bio compris entre 1 et 4 g.cm⁻².an⁻¹. Elle présente un pic positif vers 32000 ans, suivi d'une diminution jusqu'à l'OCH, avec un pic positif peu marqué vers 15000 ans. La carotte intermédiaire présente des valeurs de MAR Si Bio très contrastées sans évolution bien définie.

Les taux d'accumulation massique en silice biogénique déterminés pour la carotte intermédiaire du site de Lüderitz (98) sont en accord avec les travaux de Crespin (2001) lequel propose des taux d'accumulation (en 10⁶ valves.cm⁻².an⁻¹) intenses au stade 2, caractérisés par une accumulation forte de frustules siliceux de spores de *Chaetoceros*, témoins de conditions d'upwelling actif (fig. V-4).

Les spores de *Chaetoceros* dominent les assemblages jusqu'à 18000 ans (>80%). La fin du stade 2 et l'Holocène sont caractérisés par la participation croissante (jusqu'à 50%) des diatomées pennées et centriques. L'abondance de ces dernières est maximale vers 12000 ans, la proportion de diatomées pennées augmente régulièrement de 18000 ans à 6000 ans, où elle atteint sa valeur maximale.

L. Pichevin (2004) a réalisé une étude plus détaillée sur les assemblages de diatomées sur le site de Lüderitz : les diatomées centriques sont principalement constituées du genre *Coscinodiscus* et, dans une moindre mesure, des genres *Thalassiosira* et *Actinoptychus*. Les diatomées pennées apparaissent majoritairement sous la forme du genre *Thalassionema*. Les genres *Coscinodiscus* et *Actinoptychus* se développent généralement en conditions oligotrophiques et sont, par conséquent, marqueurs de conditions faiblement productives (Romero & Hebbeln, 2003). Les genres *Thalassiosira* et *Thalassionema* abondent dans les eaux chaudes tropicales (Romero & Hebbeln, 2003). Leur abondance dans les sédiments de la pente namibienne peut être due, soit à l'influence d'eaux chaudes tropicales, probablement en provenance du dôme angolais, soit à l'augmentation des températures de surface en relation avec les déglaciations. L'espèce *Fragiliaropsis kerguelensis*, endémique de l'océan Austral, est présente en faible proportion de 80000 à 6000 ans et témoigne de l'influence des eaux antarctiques (intermédiaires ou profondes) à la latitude de Lüderitz.

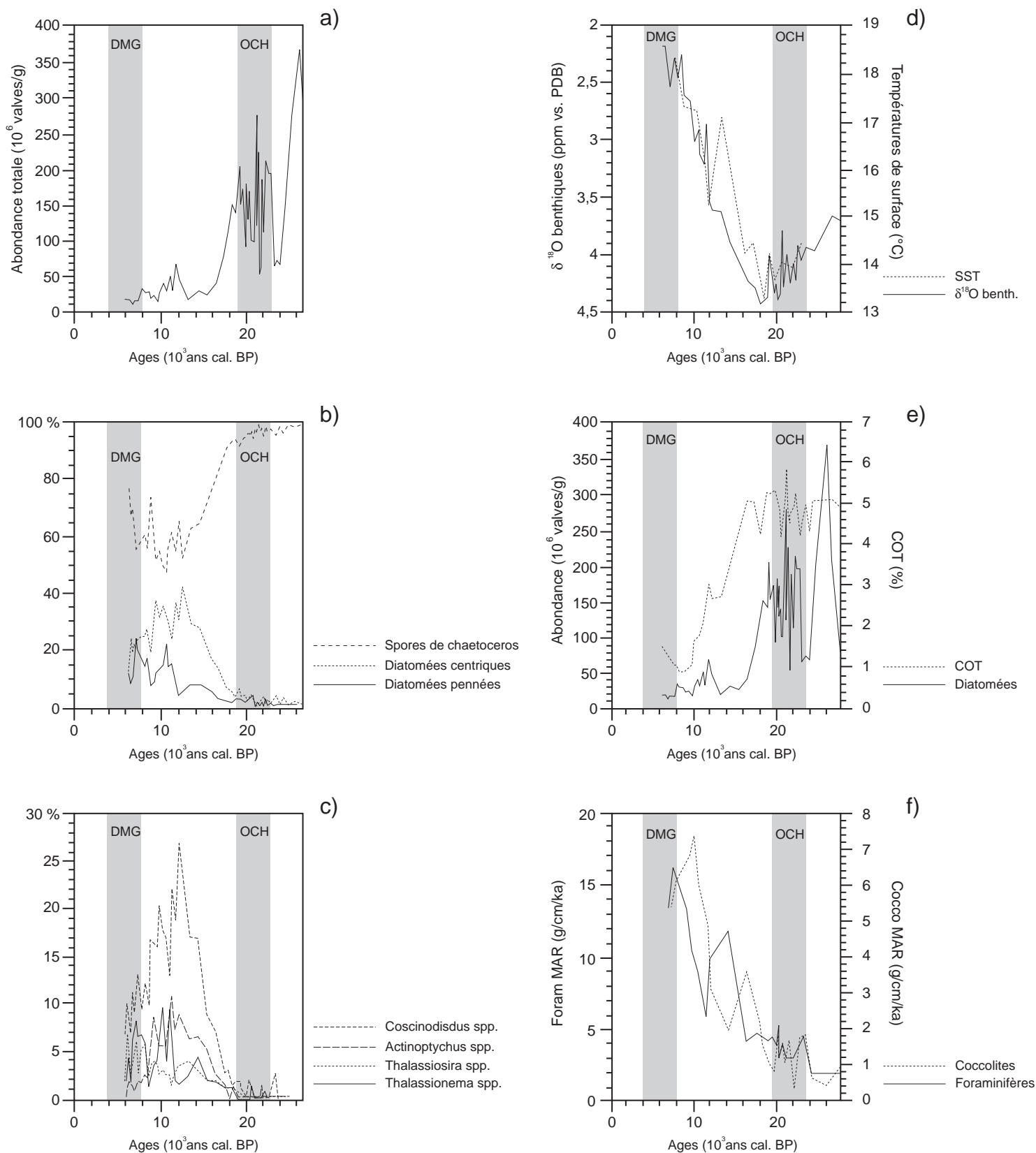


Figure V-4 : (a, b, c) abondances absolues et relatives de diatomées, (d) températures de surface et $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques, (e) COT et abondance absolue de diatomées, (f) taux d'accumulation massique des foraminifères et coccolithes. Carotte 98, d'après Crespin, 2001.

N.B. Observation

La forte corrélation existant souvent entre les taux d'accumulation des différents marqueurs (COT, carbonates, silice biogénique) est liée à plusieurs facteurs. D'une part au fait que les pics de productivité pourraient être associés à des blooms carbonatés et siliceux (le carbone organique exporté provenant de ces producteurs), en particulier dans les zones où les cellules d'upwelling sont les plus actives (Lüderitz, Walvis Bay). Par ailleurs, les taux d'accumulation massique pourraient être fortement influencés par les valeurs des taux de sédimentation. Ces derniers sont calculés à partir de modèles d'âges basés sur des datations absolues et relatives, et donc ayant un pourcentage d'erreur plus ou moins important. De plus, les taux d'accumulation sont toujours surestimés dans la partie supérieure de la carotte du fait de l'expansion des sédiments lors du carottage.

II- Observations sur frottis

Des observations sur frottis ont été réalisées afin de contrôler le contenu siliceux des sédiments. Les carottes les plus riches en éléments siliceux sont les carottes situées au Nord de la Ride de Walvis (91, 92 et 93). Elles présentent en grande quantité des fragments de diatomées et de radiolaires, ainsi que des spicules de spongiaires. On y trouve également en grande quantité des fragments de verres volcaniques (93). Les diatomées ne représentent donc qu'une partie de la silice biogène totale.

Les sites de Walvis Bay et Ride de Walvis (94, 95 et 96) sont caractérisés par des quantités moindres de silice biogène, sous forme de fragments dissous de radiolaires et de diatomées, des spicules de spongiaires et du verre volcanique. Ce site est moins riche en silice biogénique que le Nord de la ride de Walvis, et les éléments siliceux montrent des traces plus nombreuses de dissolution.

Le site de Lüderitz (87, 98 et 86), comme le site Nord Walvis, est caractérisé par de nombreux éléments siliceux. L'état de préservation est très différent selon la profondeur : les éléments (radiolaires, diatomées et spongiaires) sont dissous et altérés dans la carotte profonde (86) et mieux préservés dans la carotte intermédiaire (98, diatomées et spongiaires). La carotte peu profonde (87) présente peu d'éléments siliceux, malgré une concentration en silice biogénique forte. Cette différence pourrait s'expliquer par la méthode de calcul utilisée sur cette carotte

(Pichevin, 2004), différente de la méthode utilisée dans notre étude, ainsi que la présence en quantité relativement importante de quartz éoliens, de spongiaires et de verres volcaniques.

Le site Sud Lüderitz (85 et 99) est relativement pauvre en éléments siliceux, la carotte profonde (85) est riche en spicules de spongiaires. Dans ces deux carottes, les taux de dissolution sont importants.

Le site de Cape Town (83 et 84) est également relativement pauvre en éléments siliceux. La carotte profonde (84) est riche en spicules de spongiaires.

Les sites situés au Sud de Lüderitz ne présentent pas de verre volcanique, ce qui n'est pas le cas des sites de Lüderitz, Walvis Bay et Nord Walvis.

III- Comptages de diatomées sur la carotte 98

Les résultats suivants ont été obtenus par Julien Crespin (2001) et Xavier Crosta (UMR 5805 « EPOC », Université Bordeaux 1), et concernent une période de 70000 ans.

Le Dernier Maximum Glaciaire est caractérisé par une abondance très marquée de diatomées (jusqu'à 280 millions de valves par gramme de sédiment sec). Les abondances chutent fortement) à partir de 18000 ans jusqu'à $20 \cdot 10^6$ v/g à 13000 ans. Les abondances augmentent ensuite jusqu'à $70 \cdot 10^6$ v/g à 12000 ans, et décroissent jusqu'à l'OCH. En terme de pourcentages relatifs de diatomées, le DMG est caractérisé par la dominance du genre *Chaetoceros* (jusqu'à 98% à 22000 ans). Ce pourcentage diminue jusqu'à 12000 ans, parallèlement à une augmentation des espèces pennées, centriques, ainsi que des genres *Coscinodiscus*, *Actinoptychus*, *Thalassionema* et *Thalassiosira*.

Les diatomées centriques sont caractérisées par un pic d'abondance vers 12000 ans (40%), leur abondance chute jusqu'à 6000 ans (15%). Les diatomées pennées sont de plus en plus présentes à partir de 18000 ans, et présentent des pics à 6000 et 10000 ans.

Le genre *Coscinodiscus*, pratiquement inexistant au DMG, voit son abondance augmenter fortement à partir de 18000 ans, jusqu'à un pic majeur à 12000 ans (27%). De 12000 à 6000 ans ce genre est de moins en moins présent (7% à 6000 ans).

Le genre *Actinoptychus* présente exactement la même évolution, mais avec des abondances relatives plus faibles (pic de 11% à 12000 ans).

Les genres *Thalassionema* et *Thalassiosira* sont caractérisés par une augmentation irrégulière de leur abondance relative à partir de 18000 ans jusqu'à 6000 ans. Les deux genres présentent un pic positif d'environ 10% vers 12000 ans.

L'espèce *F. kerguelensis*, endémique de l'océan Austral, ne représente que quelques pourcents de l'assemblage total.

Des travaux actualistes (Pokras et Molfino, 1986 ; Abrantes, 1988, 1991, 2000 ; Treppke et al., 1999) ont montré que certains genres sont spécifiques de conditions environnementales particulières. En effet, les spores de *Chaetoceros* sont des marqueurs de conditions d'upwellings intenses et persistants, associés à des eaux riches en nutriments. Ces spores sont classiquement utilisées comme marqueurs de paléoprodutivité et d'intensité des upwellings (Abrantes, 2000). Les genres *Coscinodiscus* et *Actinoptychus* sont représentatifs de conditions plus oligotrophiques, associées à des productivités plus faibles (Romero & Hebbeln, 2003). Les genres *Thalassionema* et *Thalassiosira* sont associés à des océans ouverts et productifs, abondants dans les eaux tropicales (Romero & Hebbeln, 2003). Leur présence pourrait être due aux arrivées d'eaux chaudes tropicales via le courant Angola, ou bien être la conséquence d'un réchauffement des masses d'eaux durant la transition Glaciaire/Interglaciaire.

La détermination des taux d'accumulation par Crespin (2001) sur la base de comptages de diatomées est en accord avec notre étude basée sur les concentrations en silice : un pic positif au DMG suivi d'une diminution jusqu'à 14000 ans puis d'une augmentation associée à un pic positif vers 12000 ans et enfin d'une diminution jusqu'à l'OCH.

IV- Comptages de diatomées sur la carotte 87

Les comptages de diatomées sur la carotte 87 (site de Lüderitz, carotte peu profonde) ont été réalisés par Magniette, 1999. Pichevin (2004) a montré une bonne corrélation entre les taux d'accumulation (10^6 valves.cm⁻².an⁻¹) et les concentrations en silice biogénique (%) depuis 300000 ans. En revanche, les taux d'accumulation nuls correspondent à des teneurs en silice biogène de l'ordre de 10-20%. En effet, les observations sur frottis montrent l'existence de restes de radiolaires et de spongiaires, et relativement peu de diatomées. Par ailleurs, les calculs de concentrations en silice biogénique par IRTF semblent induire une surestimation

pour les valeurs faibles, comme cela serait le cas au DMG (Pichevin, 2004). Ces remarques ne sont pas en accord avec la détermination des MAR Si Bio de notre étude où les taux d'accumulation en silice biogénique pour la carotte 87 présentent un pic positif majeur vers 15000 ans.

De la même façon que pour la carotte intermédiaire (98), les spores de *Chaetoceros* sont dominantes de 300000 ans jusqu'au DMG, leur abondance diminue ensuite de façon irrégulière jusqu'à l'OCH.

Selon Pichevin (2004), la cellule d'upwelling se développant sur le plateau continental a été caractérisée par une productivité importante au Dernier Maximum Glaciaire, des vents forts et très peu de diatomées. La production primaire a pu être assurée par le phytoplancton carbonaté.

Cette évolution des taux d'accumulation associée aux abondances relatives des différentes espèces de diatomées nous permet de proposer différents contextes océanographiques pour ce site.

V- Discussion par sites de sédimentation

- Cape Town : ce site est caractérisé par des taux d'accumulation relativement faibles pour les deux carottes, avec un minimum au DMG et un maximum à l'OCH. La carotte peu profonde présente les espèces de diatomées suivantes :
 - o Echantillon à 17000 ans : *Fragilariopsis kerguelensis* et *Thalassiosira antarctica* qui sont deux espèces endémiques de l'océan Austral, *Thalassiothrix antarctica*, espèce cosmopolite mais aussi présente dans l'Austral surtout au niveau du Front Polaire. Il existe donc une influence certaine de l'océan Austral (Xavier Crosta, comm. pers.).
 - o Echantillon à 7000 ans : *Fragilariopsis curta* et *Fragilariopsis rhombica* qui sont deux espèces que l'on rencontre plutôt dans la zone influencée par la banquise (Xavier Crosta, comm. pers.).

La productivité siliceuse de cette zone semble donc être faiblement contrôlée par les cellules d'upwelling sus-jacentes, peu actives, mais plutôt par des apports plus ou moins marqués de masses d'eaux antarctiques, qui seraient plus sensiblement marquées à l'Holocène qu'au Dernier Maximum Glaciaire. Par ailleurs, les observations sur frottis illustrent la faible proportion de diatomées dans le sédiment, contrairement aux spongiaires, plus nombreux dans la carotte profonde. Les spongiaires ne sont pas considérés comme marqueurs de condition paléoenvironnementales spécifiques. Les propriétés thermiques, halines et la fertilité des eaux résurgentes ont également pu être modifiées par des intrusions provenant du courant des Aiguilles (Hagen et al., 2001).

- Sud Lüderitz : les deux carottes de ce site (85 et 99) sont principalement constituées de foraminifères et nannofossiles calcaires. La carotte profonde (85) contient une grande quantité de spicules de spongiaires. Les taux d'accumulation massique en silice amorphe sont les plus faibles de la marge (entre 0 et 1 g.cm⁻².an⁻¹). Nous ne disposons pas de comptages de diatomées sur cette zone. Les résultats d'IRTF sont en accord avec les observations sur frottis. Les résultats sur la carotte profonde (85) illustrent un maximum de productivité siliceuse au DMG suivi d'une diminution vers l'OCH, directement en rapport avec l'activité des cellules d'upwelling et leur migration durant la transition Glaciaire/Interglaciaire. Les résultats sur la carotte peu profonde (99) sont inverses, avec un minimum d'exportation siliceuse au DMG et maximum à l'OCH. Une telle corrélation négative pourrait s'expliquer par la présence d'une cellule de relativement faible dimension et activité (en comparaison avec les sites de Lüderitz et Walvis Bay), localisée en position distale durant le DMG, favorisant l'exportation siliceuse vers le site 85 et appauvrissant le site 99. La remontée du niveau marin, associée à une migration des cellules vers le pôle proximal, pourrait inverser les tendances. Par ailleurs la morphologie particulière de la marge à cette latitude (caractérisée par une émergence maximale de la plate forme au DMG, cf. fig. III-5) favoriserait cette organisation. En effet, en contexte de bas niveau marin, la ligne de rivage est très proche du site 99, localisé sur la rupture de pente. Les cellules d'upwelling ont pu se développer plus au large, à la verticale du site 85. En contexte de haut niveau marin, toute la plate-forme est immergée, les cellules sont déplacées de plusieurs centaines de kilomètres vers le continent, leur position serait plus favorable à

alimenter le site peu profond et à appauvrir le site profond. Cette hypothèse est en accord avec les résultats obtenus sur le COT.

- Lüderitz : cf. § précédents. Les résultats obtenus sur Lüderitz ainsi que les travaux précédents (Pichevin, 2004 ; Crespin, 2001) mettent en évidence plusieurs aspects. Tout d'abord le DMG est caractérisé par une exportation siliceuse importante, qui s'enregistre dans les trois carottes, et l'OCH par un minimum relatif. Cette exportation est associée à des blooms de diatomées, de radiolaires et de spongiaires. De plus, pour la carotte 87, le pic de productivité siliceuse n'a pas lieu au DMG mais à 15000 ans, la carotte intermédiaire (98) enregistre également cet événement majeur bien que le maximum de productivité ait lieu au DMG, tout comme les pourcentages de la carotte profonde (86).

Toutefois cet événement est associé, pour la carotte intermédiaire à un bloom de diatomées représentatives de milieux oligotrophes et de températures plus élevées qu'au DMG, ce dernier étant associé à la présence de diatomées représentatives de milieux eutrophes et plus froids. Par ailleurs, les travaux de Pichevin (2004) sur la carotte peu profonde (87) mettent en évidence l'absence de diatomées depuis 40000 ans malgré des valeurs de silice importantes. Ces résultats sont en accord avec les observations sur frottis (présence de spongiaires, verre volcaniques et de quartz éoliens).

Le site de Lüderitz est donc caractérisé, entre autres, par une différence majeure entre les accumulations et abondances de diatomées entre le site peu profond (87) et le site intermédiaire (98). La carotte 98 présente des taux d'accumulation en silice biogène importants, associés à des assemblages de diatomées spécifiques, alors que la carotte 87 est caractérisée par une absence quasi-totale de diatomées, voire totale, depuis 40000 ans (Pichevin, 2004). Des études sur le site ODP 1084 du leg 175 (Romero et al., 2003) arrivent aux mêmes résultats, qui pourraient être interprétés par des arrivées locales d'eaux angolaises durant les événements Benguela-niño (Shannon et al., 1986), plus chaudes, salées, pauvres en oxygène en nitrates et en silice (Chapmann & Shannon, 1987), qui perturberaient la productivité des systèmes d'upwelling. Ces arrivées ne concerneraient que le domaine de plate-forme, et non la pente et le bassin, alimentés par les eaux centrales (ESACW), plus favorables au développement d'organismes siliceux. A cet effet se surimposent les effets de l'activité physique de l'upwelling, conduite par l'intensité des alizés.

- Walvis Bay/Ridge : l'accumulation de particules siliceuses du site de haute productivité de Walvis Bay semble directement liée à l'activité des cellules d'upwelling, l'évolution des MAR SiBio étant parallèle à celle des MAR COT. Les carottes 94 (ride de Walvis) et 86 (profonde) présentent des MAR et pourcentages de silice amorphe similaires, et relativement plus faible que pour la carotte peu profonde (95). Ces différences pourraient s'expliquer par une productivité et exportation différentielle selon la distance à la côte, avec un maximum de production siliceuse en domaine proximal, et un minimum en domaine distal. La carotte 94, située sur la ride de Walvis (2280 m) enregistre la sédimentation pélagique mais est affranchie des écoulements gravitaires qui peuvent diluer le sédiment par des apports clastiques provenant de la pente, ainsi que des courants de fonds, comme cela pourrait être le cas pour les carottes profondes (96, 86, 85...). Ce site enregistre également les apports détritiques éoliens. Les résultats de silice amorphe s'expliqueraient donc par une activité biologique siliceuse plus importante au DMG qu'à l'OCH, liée à une activité des cellules d'upwelling plus intenses au DMG. Par ailleurs, les observations de frottis mettent en évidence la présence de verre volcanique et de quartz éoliens. Des études sur la fraction terrigène par Stuut et al. (2002) ont mis en évidence, sur cette même carotte, un pic d'aridité climatique et de stress éolien au DMG, suivi progressivement de l'installation d'un climat de plus en plus humide associé à un stress éolien de moins en moins intense. Les apports de verre volcanique et de quartz via les vents ont donc été plus importants au DMG qu'à l'OCH, ce qui expliquerait une partie des résultats IRTF obtenus sur ce site. Les résultats obtenus par Stuut et al. (2002) sur la fraction terrigène sont également en accord avec une intensification de l'activité des cellules d'upwelling au DMG, suivi d'une baisse de cette activité à l'OCH.
- Nord Walvis : le contexte paléocéanographique de ce site est relativement plus complexe que les sites situés plus au sud car il est localisé à la verticale de la convergence du courant froid du Benguela, et du courant chaud, descendant, d'Angola. La zone de convergence étant appelée Front Angola Benguela (ABF). Ce front migre de façon saisonnière entre 14°S et 17°S (Meeuwis & Lutjeharms, 1990). Les carottes profondes (91) et intermédiaires (93) sont donc toujours situées sous ce front. La carotte peu profonde (92) est située au Nord de ce front. La position du front, proposée et modélisée par West et al. (2004), associe le DMG à

une position intermédiaire entre une position maximale méridionale (10000 ans) et une position maximale septentrionale (50000 ans). La transition Glaciaire/Interglaciaire étant donc caractérisée par une migration vers le Sud du Front, et donc par une sédimentation de plus en plus contrôlée par le courant Angola, associé à des eaux plus chaudes et moins riches en nutriments (West et al., 2004). Au DMG, au contraire, la sédimentation se fait sous l'influence du Courant du Benguela, associé à des eaux plus froides et plus riches en nutriments.

Les études de frottis ont montré que les sédiments situés dans cette zone sont les plus riches en silice biogène, ce qui est en accord avec les résultats d'IRTF. Par ailleurs, les comptages et identification de diatomées réalisés par Xavier Crosta sont les suivants :

Ech. 91 (32000 ans) : environ 7.538.000 valves par gramme de sédiment sec (43 spécimens pour 500 champs) sur les 43 spécimens 30 sont des spores de résistance de *Chaetoceros*, 8 sont diverses espèces reliées à l'upwelling, 3 sont des espèces non identifiables, 1 est une espèce d'eau douce. Beaucoup de morceaux de spicules d'éponge et quelques phytolithes et radiolaires existent.

Ech. 92 (27000 ans) : environ 304.000 valves par gramme de sédiment sec (2 spécimens en 400 champs) les 2 spécimens sont cosmopolites des zones d'upwellings.

Ech. 93 (21300 ans) : environ 22.792.000 valves par gramme de sédiment sec (133 spécimens en 500 champs) 5 espèces dominent : spores de *Chaetoceros* (29 spécimens), *Coscinodiscus radiatus* (20 spécimens), *Actinoptychus senarius* (16 spécimens), espèces non identifiables (14 spécimens) et *Paralia sulcata* (12 spécimens). Ces espèces ainsi que les espèces accompagnatrices (*Thalassionema nitzschioides*, *Rhizosolenia bergonii*, *Thalassiosira oestrupii*...) sont toutes cosmopolites des zones d'upwelling. Quelques spécimens (3) de *Cyclotella* indiquent cependant une relative influence des apports de rivière. Il existe beaucoup de morceaux de spicules d'éponge ainsi que quelques phytolithes et radiolaires.

Le DMG est donc marqué par une productivité siliceuse plus importante, bien que les maxima d'exportation et d'enfouissement aient lieu avant le maximum Glaciaire. Ces résultats semblent donc à la fois liés à une dynamique d'affaiblissement des cellules d'upwelling, lors de la transition Glaciaire/Interglaciaire, mais également à la migration vers le Sud du Front Angola Benguela, à l'origine d'un réchauffement des eaux et d'une diminution des apports de nutriments et donc de la productivité. Par ailleurs, la présence de diatomées spécifiques de milieux lacustres dans la carotte intermédiaire (93), met en évidence le rôle non négligeable des apports sédimentaires associés à la rivière Kunene.

Les sédiments présentent également une quantité non négligeable de silice amorphe non biogénique éolienne, provenant du continent, ainsi qu'une grande quantité de verre volcanique. Ce dernier n'est pas discernable de la silice biogénique par la méthode IRTF, sa présence en quantité relativement importante représente un facteur d'erreur à prendre en compte dans l'interprétation et la compréhension des résultats.

VI- Discussion générale

D'après les données acquises sur la carotte intermédiaire de Lüderitz, il existe un affaiblissement progressif de l'upwelling à partir de 20000 ans. Ceci est confirmé par l'abondance croissante des genres *Coscinodiscus* et *Actinopterychus* (Crespin, 2001). Pendant l'Holocène, les températures de surface (SST) augmentent (Pichevin, 2004), et permettent le développement des genres adaptés aux eaux plus chaudes comme *Azpeita*, *Thalassiosira* et *Thalassionema*.

Par ailleurs, durant le DMG, des intrusions réduites d'eaux angolaises ont été mises en évidence (Kirst et al., 1999 ; Pichevin et al., 2004). Les cellules d'upwelling sont donc à la fois soumises aux variations d'intensité des alizés, qui modifient l'activité des cellules, ainsi qu'aux variations des apports de nutriments et de température via le courant Angola. Ces intrusions d'eaux plus chaudes et plus riches en nitrates sont à l'origine d'une réduction de la productivité siliceuse.

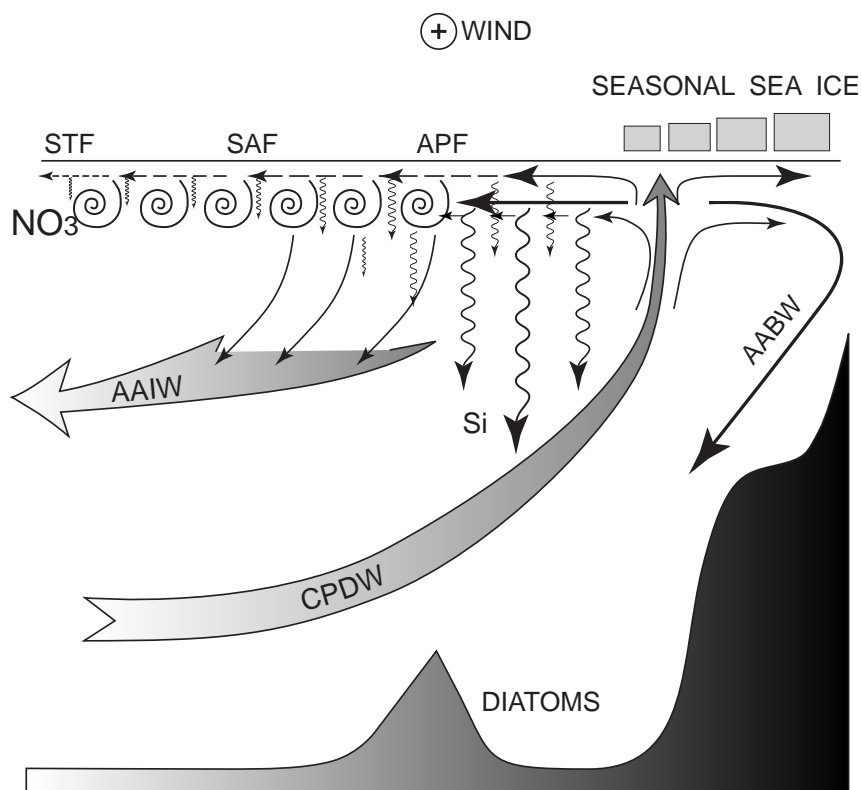
Depuis la mise en place des glaciations quaternaires, l'accumulation de silice biogénique n'est pas en phase avec les variations glaciaires/interglaciaires de la productivité et de l'activité des cellules d'upwelling (Opal Paradox, Berger et al., 2002). Les auteurs expliquent ce paradoxe en proposant une origine tropicale de la silice, via le courant descendant Angola, durant l'affaiblissement du courant du Benguela pendant les phases climatiques chaudes. Cette hypothèse est toutefois en contradiction avec l'intensification des cellules d'upwelling du courant du Benguela, les SST froides et les concentrations en silice biogène importantes durant le Dernier Maximum Glaciaire.

De plus, une diminution de l'utilisation de la silice au Sud du Front Polaire durant les périodes glaciaires a été mise en évidence (De la Rocha et al., 1998 ; Brzezinski et al., 2002 ; Anderson et al., 2002 ; Matsumoto et al., 2002), suite au développement plus ou moins important de la calotte polaire. La silice dissoute non utilisée pourrait enrichir le courant AAIW, enrichir les eaux de surface sub-antarctiques (Anderson et al. ; 2002) et stimuler la production siliceuse des upwellings du Benguela (fig. V-5).

Les travaux de Pichevin (2004) sur la carotte intermédiaire (MD962098) et de Brzezinski et al. (2002) montrent l'existence d'un lien étroit entre la production siliceuse au large de Lüderitz et la signature isotopique de la silice, et donc de l'utilisation relative de la silice, dans l'océan Austral. Par ailleurs, le flux de poussières éoliennes apportées à l'Antarctique semble jouer un rôle important vis-à-vis de l'exportation de la silice dissoute (Anderson et al., 2002), et donc moduler la concentration en silice biogénique des eaux des marges namibiennes et sud-africaines. Au Dernier Maximum Glaciaire, l'utilisation de Si est très faible dans l'océan Antarctique et les apports de fer éolien sont importants, la production siliceuse sur la marge namibienne est relativement importante (Anderson et al., 2002).

Enfin, une stratification potentielle des masses d'eaux antarctiques durant les périodes glaciaires a pu augmenter le stockage de nutriments en sub-surface (Romero et al., 2003). Ces eaux riches ont pu alimenter et enrichir le système du courant du Benguela en silice durant les périodes froides.

MODERN SOUTHERN OCEAN



GLACIAL SOUTHERN OCEAN

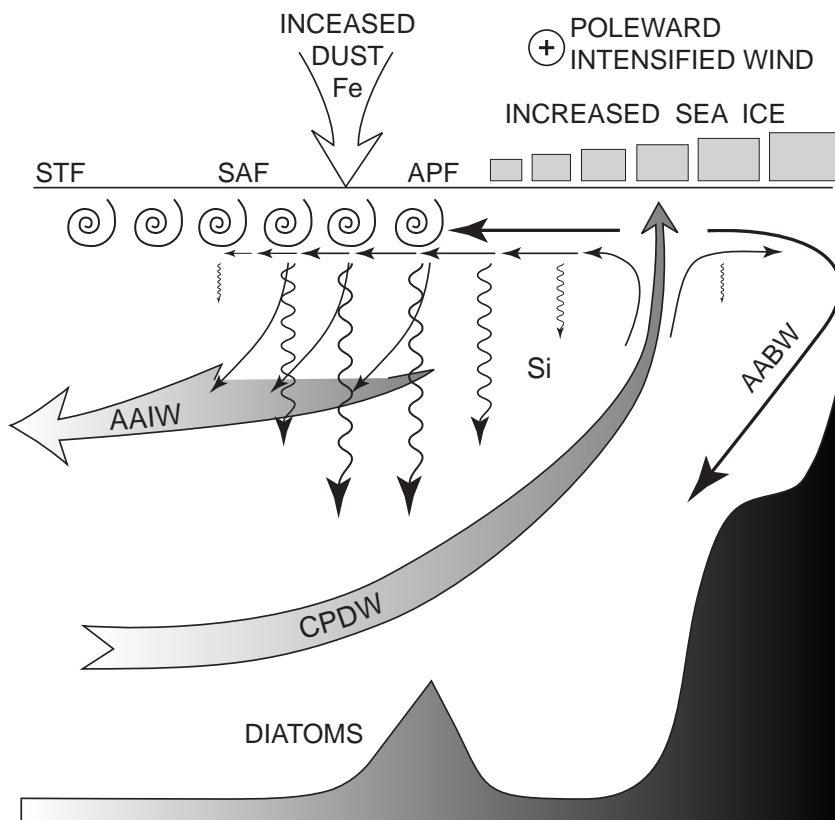


Figure V-5 : utilisation de la silice au front polaire et exportation vers les basses latitudes, actuellement (en haut) et au DMG (en bas), d'après Anderson et al., 2002. STF : Subtropical Front, SAF : Subantarctic Front, APF : Antarctic Polar Front, AAIW : Antarctic Intermediate Water, CPDW : Circumpolar Deep Water, AABW : Antarctic Bottom Water.

VII- Cartes de répartition de la silice amorphe (fig. V-6)

7.1 Surface

La distribution de la silice amorphe dans les sédiments les plus récents le long de la marge se caractérise par une accumulation siliceuse très marquée au Nord de la Ride de Walvis (entre 15% pour les sites profonds, et 34% pour les sites plus proximaux), par rapport à l'ensemble du reste de la marge (de quelques pourcents à 12% pour le site proximal de Lüderitz).

7.2 OCH

La distribution spatiale de la silice amorphe à l'OCH est la même que dans les sédiments les plus récents, mais est d'intensité beaucoup plus réduite. Les concentrations les plus importantes (Nord de la Ride de Walvis) sont de l'ordre de 15%. Le reste de la marge est associé à des valeurs de l'ordre de 8%. Il n'existe pas d'accumulation siliceuse plus marquée au niveau des sites de haute productivité organique (Lüderitz et Walvis Bay).

7.3 DMG

L'accumulation siliceuse au DMG est beaucoup plus importante qu'à l'OCH. Le Nord de la Ride de Walvis est, comme dans les sédiments les plus récents, associé à des très fortes concentrations siliceuses (entre 20 et 30% selon la profondeur du site). Par ailleurs, le reste de la marge est caractérisé par une accumulation siliceuse très prononcée au niveau des cellules d'upwelling les plus actives : entre 14 et 23% sur le site de Lüderitz, entre 10 et 20% sur le site de Walvis Bay, les concentrations les plus importantes étant localisées en position plus proximale. La partie Sud de la marge est associée à des sédiments relativement pauvres en silice amorphe (autour de 5%).

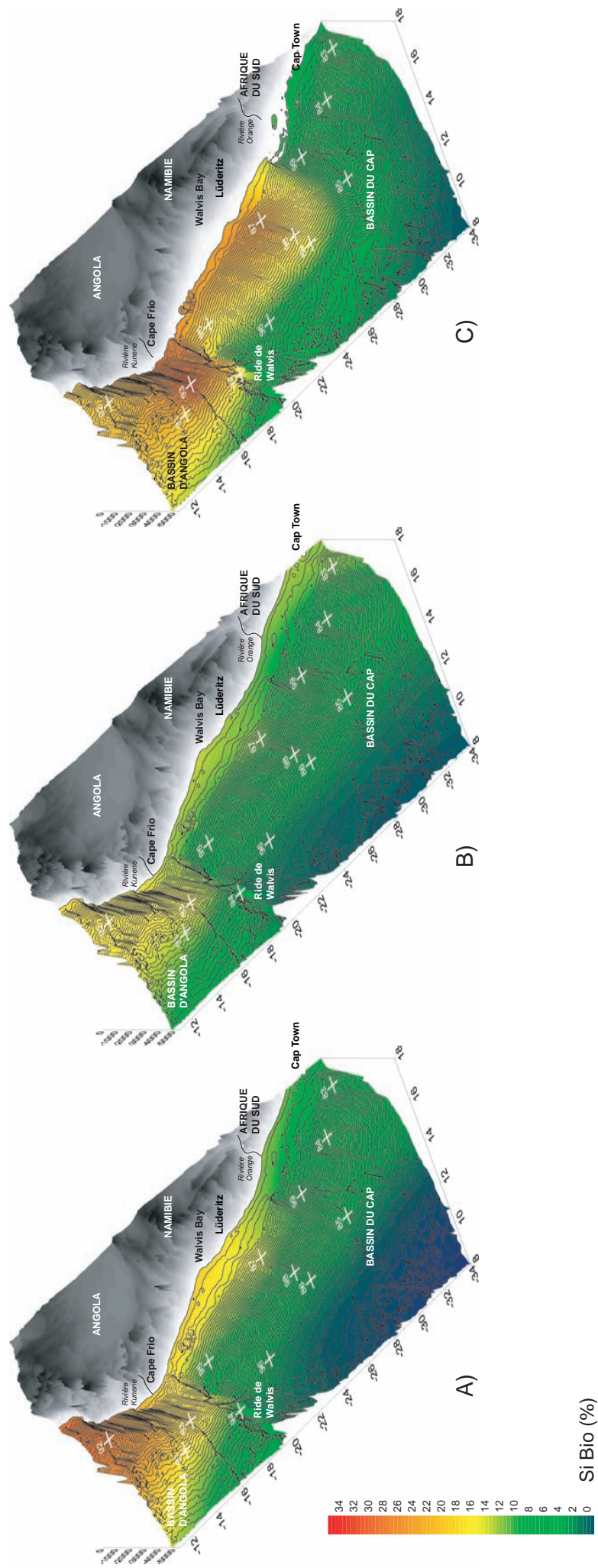


Figure V-6 : répartition tridimensionnelle des pourcentages de silice biogénique (%) le long de la marge Sud-Est Atlantique pour les trois situations : A) sédiments de surface (subactuel), B) Optimum Climatique Holocène et C) Dernier Maximum Glaciaire. Les données sont issues de cette étude, l'interpolation entre des points à été réalisée par une méthode géostatistique de krigeage associé à une anisotropie de facteur 3 orientée parallèlement à la marge.

Annexe : Analyse des assemblages de quelques diatomées (Xavier Crosta, comm. pers.) :

Ech. 83-140 : environ 574000 valves de diatomées par gramme de sédiment sec (5 spécimens pour 400 champs au microscope) sur les 5 spécimens, 3 sont des *Fragilariopsis kerguelensis* et 1 une *Thalassiosira antarctica*. Les deux espèces étant endémiques à l'Océan Austral. L'autre spécimen est une *Thalassiothrix antarctica*, espèce cosmopolite mais aussi présente dans l'Austral surtout au niveau du Front Polaire. Il existe donc une influence de l'océan Austral certaine. Pas de trace de pyritisation.

Ech. 83-10 : environ 329000 valves par gramme de sédiment sec (2 spécimens pour 400 champs). Les deux spécimens sont antarctiques : *Fragilariopsis curta* et *Fragilariopsis rhombica*, et plutôt de la zone influencée par la banquise. Peu ou pas de spicules de spongiaires et de radiolaires. Pas de trace de pyritisation.

Ech. 91-162 : environ 7.538.000 valves par gramme de sédiment sec (43 spécimens pour 500 champs) sur les 43 spécimens 30 sont des spores de résistance de *Chaetoceros*, 8 sont diverses espèces reliées à l'upwelling, 3 sont des espèces non identifiables, 1 est une espèce d'eau douce, et 1 est *Fragilariopsis curta* provenant de la zone sous banquise saisonnière. A priori l'influence de l'océan Austral est faible, comme celle des rivières. Les spores de *Chaetoceros* indiquent généralement de fortes productivités mais qui ne se reflète pas ici dans les abondances absolues. Beaucoup de morceaux de spicules d'éponge et quelques phytolithes et radiolaires existent. Des traces de pyritisation sont observées.

Ech. 92-360 : environ 304.000 valves par gramme de sédiment sec (2 spécimens en 400 champs) les 2 spécimens sont cosmopolites des zones d'upwellings, les influences de l'océan Austral sont faibles. On observe peu de spicules et de phytolithes, ainsi que des traces de pyritisation.

Ech. 93-130 : environ 22.792.000 valves par gramme de sédiment sec (133 spécimens en 500 champs) 5 espèces dominent : spores de *Chaetoceros* (29 spécimens), *Coscinodiscus radiatus* (20 spécimens), *Actinoptychus senarius* (16 spécimens), espèces non identifiables (14 spécimens) et *Paralia sulcata* (12 spécimens). Ces espèces ainsi que les espèces accompagnatrices (*Thalassionema nitzschioides*, *Rhizosolenia bergonii*, *Thalassiosira oestrupii*...) sont toutes cosmopolites des zones d'upwelling, les influences de l'océan Austral sont donc faibles. Quelques spécimens (3) de *Cyclotella* indiquent cependant une relative influence des apports de rivière. Il existe beaucoup de morceaux de spicules d'éponge ainsi que quelques phytolithes et radiolaires. Des traces de pyritisation sont observées.

CHAPITRE VI : SITE PLEISTOCENE ODP 175-1084A

I- Généralités	p. 184
II- Résultats	p. 188
2.1 Description lithologique	p. 188
2.2 Résultats relatifs à la paléoproduktivité	p. 188
2.2.1 Carbonates	p. 188
2.2.2 Carbone Organique Total	p. 188
2.2.3 Silice Biogène	p. 190
2.2.4 MAR	p. 190
2.2.5 Discussion	p. 191
2.3 Résultats concernant les apports terrigènes	p. 194
2.3.1 Données IRTF	p. 195
2.3.2 Données Robinson et al., 2002	p. 196
2.3.3 Discussions	p. 191
2.4 Résultats relatifs à la caractérisation de la MO	p. 198
2.4.1 Palynofaciès	p. 198
2.4.2 IH/COT	p. 198
2.4.3 Discussion	p. 199
2.5 Résultats relatifs à la diagenèse	p. 199
2.5.1 Pyrite/Soufre	p. 199
2.5.2 Eléments traces	p. 201
2.5.3 Discussions préliminaires	p. 203
III- Discussions générales – apport des biomarqueurs	p. 204

CHAPITRE VI : SITE PLEISTOCENE ODP 175-1084A

Le système d'upwelling du courant du Benguela au Quaternaire Terminal, caractérisé par un fonctionnement physique et biologique spécifique, a été étudié en concentrant nos efforts sur deux périodes climatiques clés : le dernier maximum glaciaire et l'optimum climatique holocène. L'objectif de ce chapitre est de comparer ce système quaternaire terminal avec le fonctionnement du site de haute productivité de Lüderitz durant le Pléistocène (autour de 1,1 Ma). La période étudiée correspond à un stade où le courant du Benguela est passé d'un système frontalier à un système d'upwelling côtier intense, tel qu'il existe aujourd'hui (Wefer et al., 1998 ; Berger et al., 2002). Le site de Lüderitz a été choisi car il est associé aux taux d'accumulation organiques les plus importants, et permet donc une étude globale des processus sédimentaires associés aux différents contextes atmosphériques et océanographiques existant à cette époque. Il permet de plus une comparaison directe avec les résultats obtenus sur la carotte MD962087 et 98.

I- Généralités (fig. VI-1)

Le site 1084 du leg ODP 175 (Wefer et al., 1998) a été choisi dans le but de mieux contraindre l'évolution du système du courant du Benguela ainsi que les migrations latitudinales et longitudinales des cellules d'upwelling du Miocène jusqu'au Quaternaire. Ce site, de par sa position à proximité du site de Lüderitz, est caractérisé par des forts taux de sédimentation, et permet de ce fait des études à haute résolution. Des changements océanographiques très rapides ont été mis en évidence dans cette région durant les derniers 160000 ans par l'étude des fluctuations et abondances des foraminifères planctoniques (Little et al., 1997b). Par ailleurs, la coïncidence entre les variations d'intensité de l'upwelling avec les mouvements du front Angola/Benguela a été principalement interprétée comme résultant des variations de l'intensité et de la saisonnalité des alizés (Wefer et al., 1998).

Les concentrations en carbone organique sont très variables sur ce site : elles sont comprises entre 2 et 10%, et peuvent parfois atteindre 20% (Wefer et al., 1998). Par ailleurs, ces variations de COT sont associées à des alternances de lits sombres et de lits clairs (Berger et al., 2002 ; Gardner et al., 1984), leur cyclicité suggérant des modifications périodiques majeures du milieu. Ces variations pourraient être dues à des modifications climatiques et à leurs répercussions sur la productivité de surface, elles peuvent également refléter des changements dans la structuration des masses d'eau intermédiaires et profondes, ou bien être la conséquence d'autres processus périodiques comme des variations eustatiques.

Le site ODP 175-1084 est associé aux taux de sédimentation les plus importants de tous les sites localisés entre la Ride de Walvis et le Bassin du Cap, avec des valeurs comprises entre 8 cm.an⁻¹ au Pliocène et jusqu'à 15 cm.an⁻¹ durant le Quaternaire terminal (Berger et al., 2002).

Un pic d'accumulation de silice biogène existe vers 2-2,6 Ma, uniquement dans la partie Nord du courant du Benguela (entre 20°S et 28°S). Pour l'expliquer, Lange et al. (1999) ont fait intervenir un modèle sédimentaire prenant en compte les incursions marines antarctiques vers le Nord ainsi qu'un enrichissement en silicates des eaux de sub-surface durant l'intensification des glaciations dans l'hémisphère Nord. Le régionalisme du système du courant du Benguela, caractérisé par une distinction Nord/Sud du régime des alizés, des apports des masses d'eaux et de la production primaire, s'est réellement mis en place au Pliocène terminal, suite à l'intensification des glaciations dans l'Hémisphère Nord. Ce changement climatique majeur, associé à des modifications de la fertilité des eaux ainsi que du mouvement vers l'équateur de la cellule de haute pression située sur l'Atlantique Sud,

serait le mécanisme principal des enregistrements des taux d'accumulation faibles de carbone dans le Sud du système du courant du Benguela, par rapport au Nord du système.

Les sédiments provenant du site ODP 532 sur la Ride de Walvis montrent également une alternance de lits sombres et de lits clairs, associés à des variations à haute fréquence de la concentration en carbonates et en carbone organique (Diester-Haass et al., 1986 ; Gardner et al., 1984 ; Meyers, 1984). Gardner et al. (1984) ont montré que la dilution par les composants non carbonatés contrôlait ces alternances plutôt que la dissolution des carbonates, les variations en carbonates et carbone organique n'étant pas corrélées. Cependant, Diester-Haass et al. (1986) montrent que les maxima de COT correspondent aux minima d'opale et de carbonates. En utilisant l'opale comme marqueur principal de productivité, ils ont mis en évidence l'importance de la dissolution des carbonates dans les lits sombres, ils ont proposé que les alternances de lits sombres et de lits clairs étaient dues aux variations glacio-eustatiques : les stades glaciaires sont caractérisés par des processus de redéposition gravitaire de carbone organique provenant de la plate-forme et à l'origine d'une augmentation de la dissolution des carbonates sur la pente. En effet, Diester-Haass et al. (1986) et Diester-Haass & Rothe (1987) proposent un dépôt des lits carbonatés durant les stades chauds, quand la préservation des carbonates est favorable et quand la dilution par les apports terrigènes est faible. Les sédiments riches en COT se déposeraient durant les stades froids, quand le niveau marin est bas, ce qui favorise le transport de matière organique par les courants de fond, celle-ci provenant de l'activité de l'upwelling, situé en position plus proximale. La décomposition biologique de cette matière organique induit une intensification de la dissolution des carbonates.

Les stades interglaciaires seraient associés à des périodes de plus haute productivité dans les eaux de surface. Toutefois, les dépôts organiques du stade 3 ne présentent aucune trace de remobilisation (Summerhayes et al., 1995). Par ailleurs, ces couches sombres sont associées à des augmentations d'abondance de l'espèce de foraminifère benthique *Uvigerina peregrina* ; or cette espèce est associée à des taux d'exportation de carbone organique depuis la surface très importants, et donc à une productivité organique intensifiée.

Enfin, Robinson et al., (2002) ont montré, via des études de géochimie et d'isotopie organique, que les alternances de lits sombres et clairs seraient dues à des variations de productivité de l'upwelling. Les intervalles sombres représentant des épisodes d'augmentation de la productivité et d'exportation de matière organique oxydable à l'interface eau/sédiment, conduisant à un enrichissement de métaux et à une dissolution des carbonates plus intense.

Les lits plus clairs, relativement plus riches en carbonates, sont générés quand le taux d'exportation en carbone organique est plus faible.

Nous nous sommes donc concentrés sur l'étude à haute résolution d'un cycle lit sombre/lit clair daté du Pléistocène (1,15-1,09 Ma, Robinson et al., 2002) dont la position dans la carotte est la suivante :

Leg	Site	Puit	Section	Intervalle	Age (Ma)	Profondeur (m)	Profondeur composite (m)
175	1084	A	25X	1W-7W	1,09-1,15	210,6-219,6	240-248

Le puit 1084A est localisé sur la pente continentale, à une profondeur de 1992 m. Bien que la distance à la côte soit relativement grande, ce site enregistre aujourd'hui les effets de l'upwelling via les filaments productifs qui atteignent cette région (Wefer et al., 1998). La profondeur composite est basée sur la continuité des différentes profondeurs des différents forages du site (Wefer et al., 1998). Les âges ont été déterminés à partir de données biostratigraphiques obtenues à bord du navire océanographique (Wefer et al., 1998), vérifiées ensuite par des mesures d'isotopie de l'oxygène (L. Vidal, comm. pers.).

Nous avons réalisé cette étude en déterminant, entre autres, les concentrations en COT, carbonates et silice biogène, dans le but d'estimer les variations de paléoproduktivité, les concentrations en quartz, kaolinite et smectite pour estimer les variations des flux détritiques éoliens. Les carbonates et le COT ont été mesurés à l'aide d'un Rock Eval 6 à l'Université d'Orléans (cf. chap. II). La silice biogénique, le quartz et les argiles ont été déterminés par spectrométrie infra-rouge à transformée de Fourier (cf. chap. II). Enfin des observations de palynofaciès ont été réalisées sur une partie des échantillons. 33 échantillons ont ainsi été analysés.

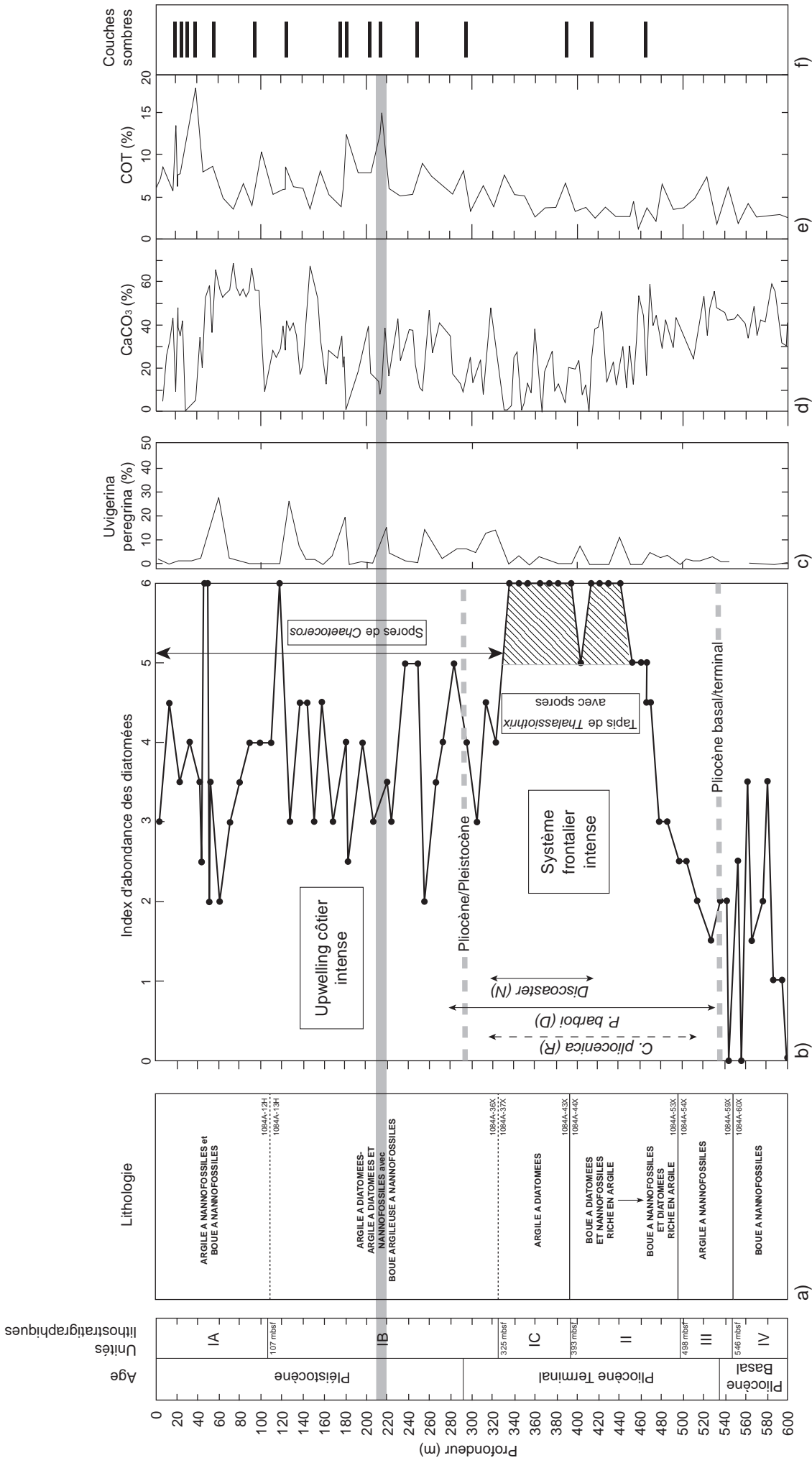


Figure VI-1 : synthèse concernant le puit 175-1084A : a) description des différentes unités lithostratigraphiques ; b) abondance totale de diatomées en fonction de la profondeur, mise en évidence du "Namibian Opal Paradox" : le maximum d'intensité de l'upwelling au Quaternaire n'est pas associé avec le maximum d'abondance des diatomées. Les genres *Proboscia barboi*, *Cycladophora pliconica* et *Discoaster* indiquent l'influence d'eaux froides, antarctiques et subantarctiques. Les spores de *Chaetoceros* indiquent un fonctionnement de type upwelling côtier, contrairement au genre *Thalassiothrix*, associé à un fonctionnement de type "système frontalier" (dont le "Benguela Coastal Current", le "Benguela Oceanic Current" et les filaments) ; c) abondance relative de l'espèce *Uvigerina peregriana*, associée à des taux d'accumulation organique importants ; d) pourcentage de carbonates ; e) pourcentage de carbone organique total ; f) localisation des couches sombres. Modifié d'après Wefer et al., 1997, 1998. Le rectangle gris localise la portion étudiée.

II- Résultats

2.1 Description lithologique

La section 25X du site 1084A du leg ODP 175 est caractérisée par une lithologie de type « argile à diatomées, évoluant vers une argile à diatomées riche en nannofossiles » (Wefer et al., 1998). Elle est caractérisée par une alternance de lits sombres et de lits plus clairs. Les lits plus sombres sont concentrés dans la partie centrale de la section. Robinson et al. (2002) situe ces lits entre 245,4 m et 244,9 m, et entre 244,5 m et 243,8 m. Les lits clairs sont enrichis en carbonates, alors que les lits plus foncés sont enrichis relativement en carbone organique.

2.2 Résultats relatifs à la paléoproduktivité (fig. VI-2)

2.2.1 Carbonates

Au premier ordre, l'évolution de la teneur en carbonates dans la section (entre 249 et 239 m) se traduit par une chute des concentrations, de 249 m à 243 m (de 25% à 5%, avec un pic positif de 33%), puis une augmentation jusqu'à 239 m. Cette évolution n'est pas régulière, mais présente une série de pics positifs (à 247,2 m, 244,8 m, 242,4 m, 241,6 m et 240m).

2.2.2 Carbone Organique Total

L'évolution des concentrations en COT est corrélée négativement avec celle des carbonates. Les valeurs sont relativement faibles en base de cycle (entre 249 m et 247 m), autour de 5% de COT, puis augmentent jusqu'à atteindre un maximum de 15% vers 245 m, et enfin diminuent jusque dans la partie supérieure du cycle (239 m) vers des valeurs de l'ordre de 5%. Cette évolution n'est pas régulière mais interrompue par des pics négatifs et positifs de COT. D'un point de vue général, les pics positifs de COT sont corrélés aux pics négatifs de carbonates et réciproquement, cela pour l'ensemble des pics. On observe toutefois une corrélation positive entre les deux paramètres dans la partie la plus inférieure du cycle (entre 249 m et 247,5 m). On notera que les données obtenues dans cette étude sont superposables aux données obtenues par Robinson et al. (2002).

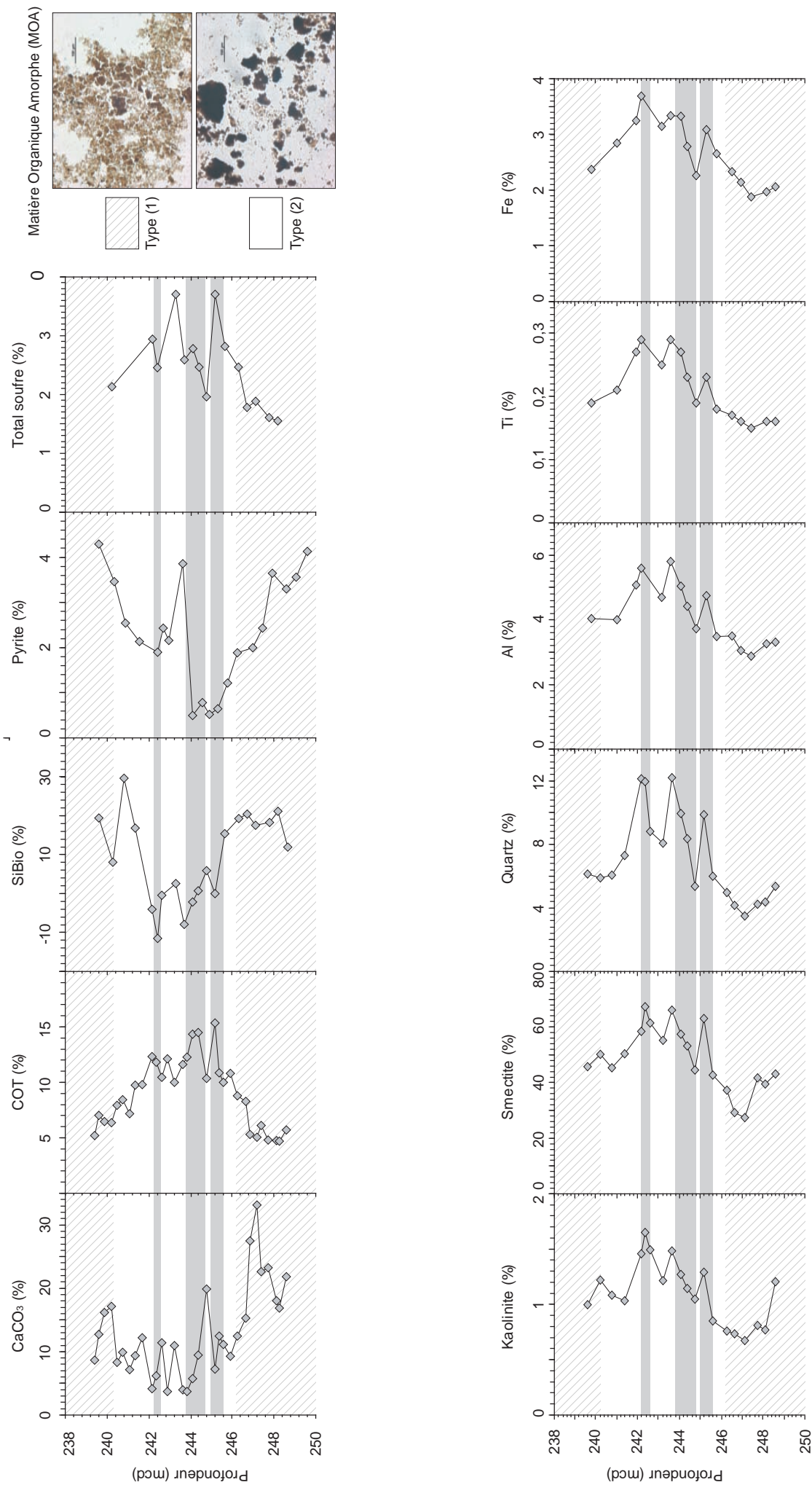


Figure VI-2 : distribution du pourcentage des composants détritiques (kaolinite, smectite et quartz, mesurés par IRTF). Les pourcentages en éléments détritiques (Al, Ti et Fe) sont tirés de Robinson et al. (2002). Il existe une bonne corrélation positive entre le COT et les apports terrigène. Les deux types de matière organique amorphe sont représentés en haut à droite.

MOA de type (1)
 MOA de type (2)
 Couche sombre

2.2.3 Silice Biogène

Les limites de la méthode par IRTF résident dans le calcul des valeurs absolues à partir des spectres, alors que les variations relatives sont correctes et peuvent être interprétées. Dans cette étude, des valeurs négatives de silice biogène ont été déterminées. Ces valeurs n'ont pas été supprimées ni mises à zéro. Nous considérons juste que l'ensemble des données est significatif, même s'il peut être décalé de plusieurs pourcents ; les valeurs négatives étant alors considérées comme les pourcentages les plus faibles de la série étudiée.

L'évolution des concentrations en silice biogène est corrélée négativement pic à pic avec le COT, et donc positivement avec les carbonates. Cette évolution est caractérisée par des valeurs relativement hautes dans la partie inférieure du cycle, autour de 15% de silice biogène (entre 249 et 246 m), puis par une diminution des concentrations jusqu'à -10% (242 m), et enfin une augmentation dans la partie supérieure du cycle (jusqu'à 30% de silice biogène). De la même façon que pour les carbonates et le COT, cette évolution est ponctuée variations, qui se corrélerent avec les deux autres paramètres. On note toutefois une corrélation négative entre la silice biogène et les carbonates dans les parties inférieures (entre 249 et 247,6 m) et supérieures (entre 240,8 et 239 m) du cycle, contrairement à la partie centrale où la corrélation est positive.

2.2.4 MAR (fig. VI-3)

De la même façon que pour les calculs de concentration, des taux d'accumulation massique négatifs ont été déterminés pour la silice biogène.

La détermination des taux d'accumulation massique est présentée chapitre I. Elle a été déterminée, dans le cadre de cette étude, pour les deux marqueurs de paléoproduktivité que sont la silice biogène et le carbone organique total. Les deux signaux sont corrélés négativement : les MAR COT sont caractérisés par une augmentation des valeurs de $1,2 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à $3,3 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (entre 248 et environ 244 m), puis par une diminution des valeurs, jusqu'à $1,8 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à environ 241 m. Les MAR SiBio sont caractérisés par une diminution des valeurs de $6 \text{ gSi.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à $-2 \text{ gSi.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ sur l'intervalle inférieur, et une augmentation jusqu'à plus de $6 \text{ gSi.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ sur l'intervalle supérieur. Enfin les MAR CaCO_3 sont, de la même façon que pour la silice biogène, caractérisés par une chute des valeurs sur le même intervalle, de $5 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$ à $1 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$, puis par une augmentation des valeurs jusqu'à $4 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$, la partie supérieure de la section présente toutefois une diminution des valeurs de $2 \text{ gC.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

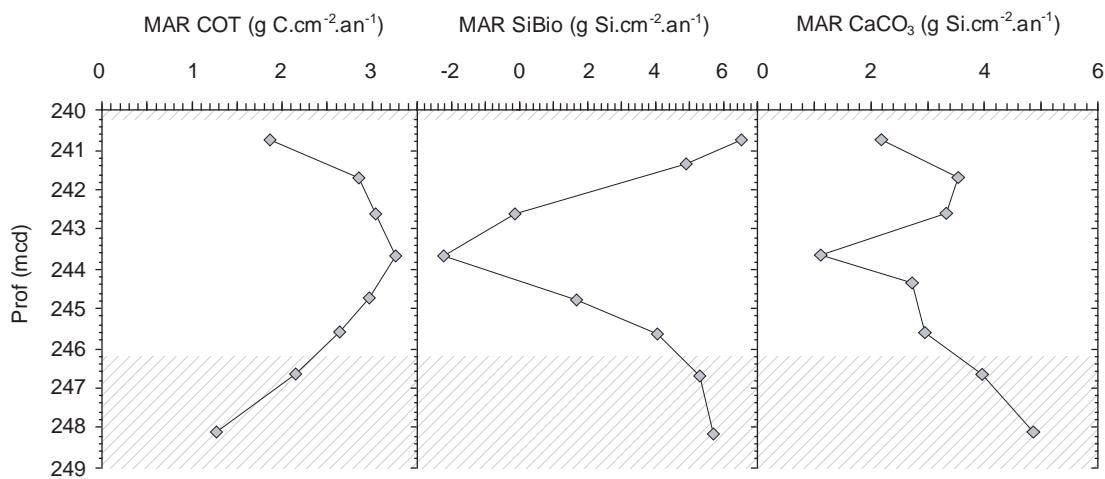


Figure VI-3 : évolution spatiale des taux d'accumulation massiques en carbone organique total, silice biogène et carbonates, en $\text{g.cm}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

2.2.5 Discussion

Les relations existant entre le COT, les carbonates et la silice biogène sont en accord avec les travaux de Giraudeau et al. (2002) sur l'accumulation du carbone organique et inorganique dans les sédiments Pliocène-Pleistocène, le long de la marge (fig.VI-4).

Plusieurs points peuvent être remarqués des résultats de notre étude. D'une part, les carbonates et le carbone organique total sont corrélés négativement pic à pic, il en est de même pour la silice biogène et le carbone organique total. La silice biogène évolue dans le même sens que les carbonates. L'exportation et la sédimentation organique semblent donc à la fois contrôlée par une productivité siliceuse et une productivité carbonatée, les données acquises ne permettent pas de considérer qu'il y a eu une orientation de la productivité vers un pôle carbonaté ou un pôle siliceux. Toutefois la corrélation négative entre le COT et la silice biogène indique soit un effet de dilution, soit une productivité principalement carbonatée, les carbonates et le COT étant également liés par des effets de dilution et de dissolution.

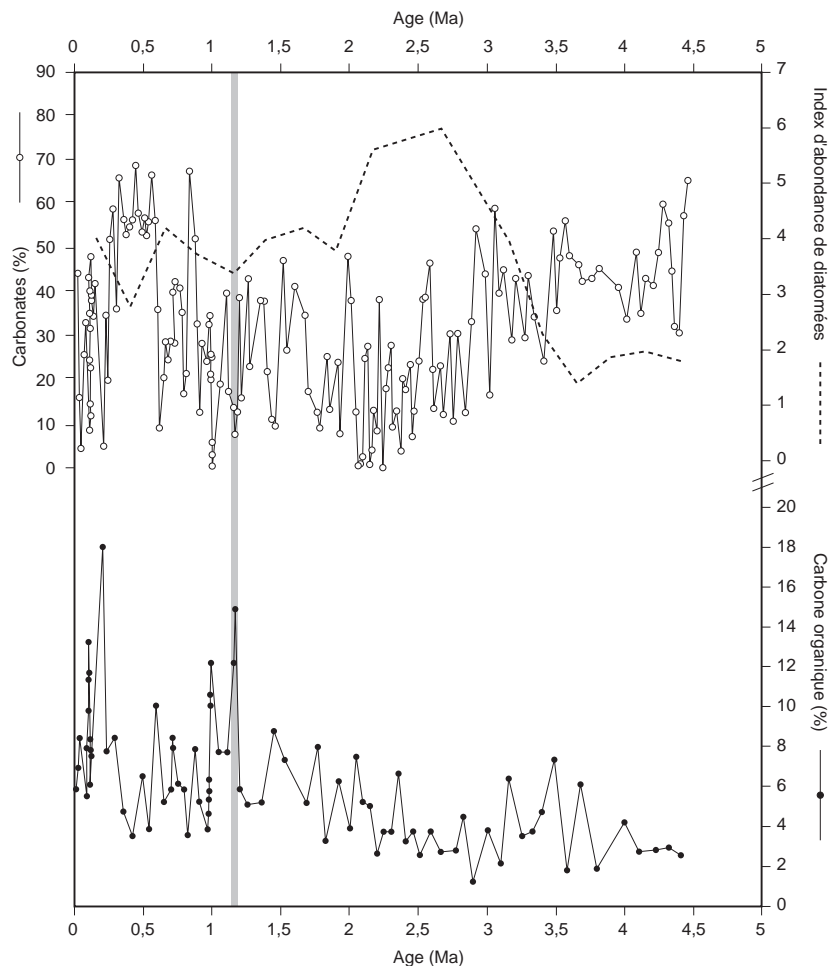
La partie de la carotte étudiée semble divisée en trois portions :

- une partie inférieure caractérisée par des valeurs faibles de COT et relativement fortes de silice biogène et de carbonates,
- une partie intermédiaire caractérisée par des valeurs faibles de carbonates et de silice biogène, et des valeurs fortes de COT,
- une partie supérieure caractérisée par des valeurs plus fortes de carbonates et de silice biogène, et des valeurs relativement plus faibles de COT.

L'exportation organique a donc été accrue dans la partie intermédiaire du cycle. Cette exportation est associée à une productivité organique accrue dans la zone photique. Le bloom de productivité ne semble pas lié aux organismes siliceux, contrairement à la transition DMG/OCH où il existe, au premier ordre, une corrélation positive entre les taux d'accumulation de COT et de silice biogène sur le site de Lüderitz.

La corrélation négative entre les carbonates et le COT (fig. VI-5), également existante dans les sédiments quaternaires, est due à deux processus majeurs : la dilution du COT par les carbonates, dont la concentration est plus importante, et par la dissolution des carbonates lors de l'émission de CO₂ dans les eaux interstitielles suite à la biodégradation de la matière organique par les organismes benthiques.

Figure VI-4 : évolution temporelle des carbonates et du carbone organique total sur le site ODP 1084A (Giraudeau et al., 2002) ; le trait pointillé indique l'index d'abondance de diatomées (Lange et al., 1999). Le trait gris souligne la section étudiée dans cette étude, ainsi que les différents pics : négatif pour les carbonates et l'abondance de diatomées, et positif pour le carbone organique.



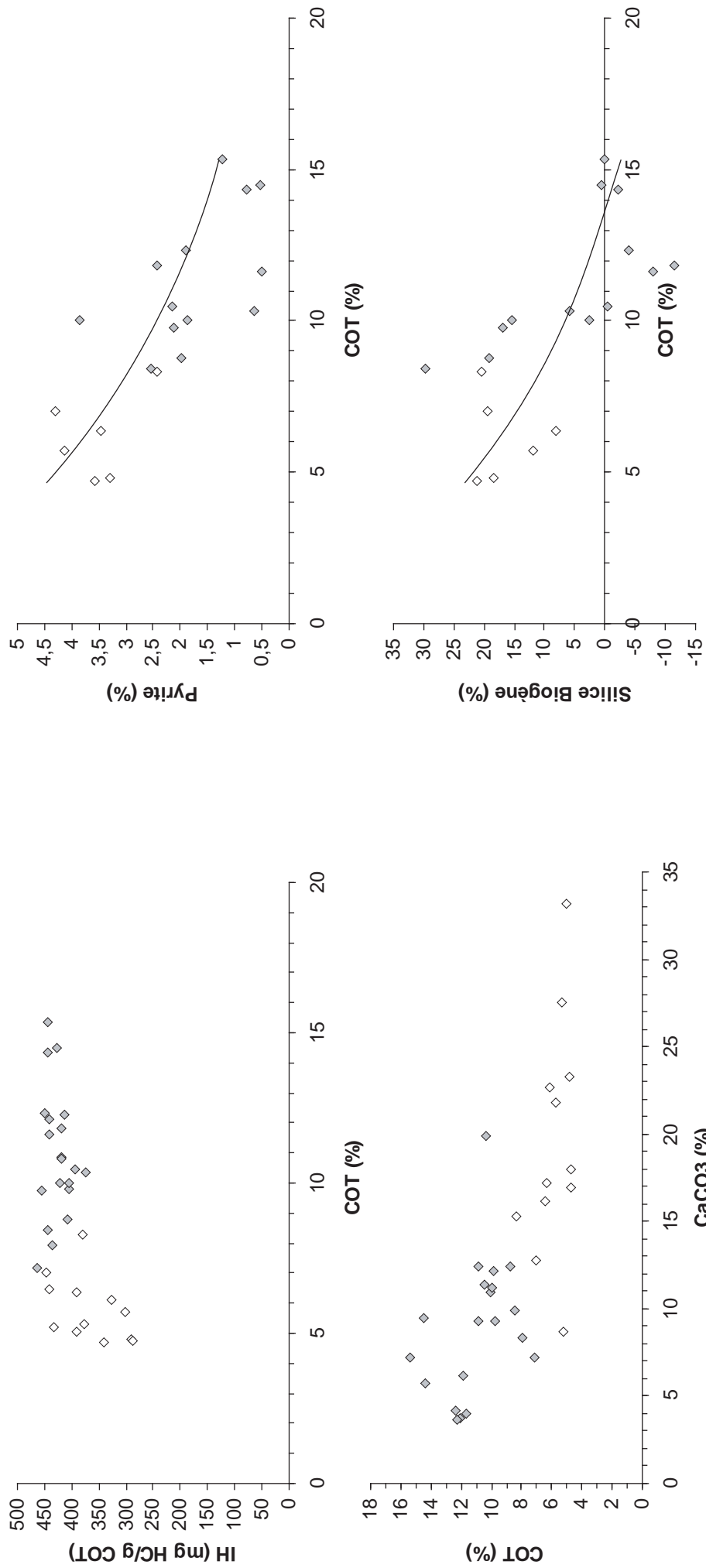


Figure VI-5 : distributions IH/COT, COT/carbonates, pyrite/COT et Silice/COT. Les losanges blancs caractérisent les échantillons associés à la MOA de type (1), les losanges grisés à la MOA de type (2). Les deux types de MOA ont des concentrations spécifiques en COT et pyrite.

La dissolution des carbonates dans la colonne n'affecte pas l'enregistrement en CaCO_3 , le site de sédimentation (1992 m) est moins profond que la lysocline (3750 m le long de la marge namibienne, Dittert et al., 1999).

La description des sédiments faite à bord (Pufahl et al., 1998) ne révèle pas de laminations, les sédiments ont donc été déposés sous des conditions oxygènes à sub-oxygènes, ce qui ne devrait pas favoriser la préservation de la matière organique. De plus, les valeurs des taux de sédimentation sont telles qu'il semble improbable que des changements mineurs dans la concentration de la teneur en oxygène des eaux de fond influencent les taux d'accumulation de COT (Jahnke et Shimmield, 1995).

Il semble toutefois que malgré les processus de dilution et de dissolution des carbonates, les variations sédimentaires enregistrées soient dues à l'influence des producteurs siliceux (diatomées) vs carbonatés (coccolithophoridés et foraminifères planctoniques). Une série de travaux mettent en évidence une corrélation positive entre le COT et les concentrations en opale :

- Etude de trappes à sédiments au dessus de la Ride de Walvis (Wefer & Fisher, 1993),
- Détermination des taux d'accumulation massique en opale, leg ODP 175 (Lange et al., 1999), entre 1,25 et 0,5 Ma sur le site 1084,
- Etude géochimique des sédiments de surface au large de la Namibie (Bremner, 1981).

Les résultats de notre étude sur le Quaternaire Terminal le long de la marge sont en accord avec les travaux de Wefer & Fisher, 1993 et de Bremner, 1981 sur l'actuel. Par contre, les résultats de Lange et al., 1999 sont opposés à nos résultats sur le Pléistocène.

2.3 Résultats concernant les apports terrigènes (fig. VI-2)

Une des hypothèses quant à l'origine des alternances de lits sombres et de lits clairs du site de Walvis Bay (site 532, Gardner et al., 1984), est la variation pulsée d'apports terrigènes. L'étude de ces apports est fondamentale dans la compréhension du système d'upwelling du Benguela à cette époque.

2.3.1 Données IRTF

Les concentrations en smectite, kaolinite et quartz ont été déterminées par IRTF (cf. chap. II), sur trois bandes d'absorbances différentes, les résultats sont présentés figure VI-2. Les argiles sont supposées être détritiques, nous considérons la néoformation de smectite et de kaolinite dans la colonne d'eau comme négligeable.

a) Kaolinite

L'évolution de la concentration en kaolinite ainsi déterminée peut se décomposer en trois portions : une chute rapide puis des concentrations basses dans la partie inférieure (entre 249 et 245,5m). Des concentrations relativement plus élevées dans la partie intermédiaire (entre 245,5 m et 242 m), caractérisée par trois pics positifs, et de nouveau des valeurs relativement plus faibles dans la partie supérieure de la section (entre 242 m et 240 m). Les valeurs absolues sont comprises entre 0,7% et 1,7% de kaolinite. Malgré le faible écart des concentrations minimales et maximales, nous considérons, de la même façon que pour la silice biogène, que les variations des concentrations sont significatives, même si les valeurs absolues doivent être regardées avec circonspection. Par ailleurs, les concentrations en kaolinite sont corrélées négativement, pic à pic, avec la silice biogène. Enfin, la kaolinite est corrélée négativement avec les carbonates dans la partie centrale de la section, et positivement aux extrémités supérieures et inférieures.

b) Smectite

L'évolution des concentrations en smectite est complètement superposable à l'évolution des concentrations en kaolinite. Toutefois, le sédiment étudié est beaucoup plus riche en smectite, les valeurs absolues étant comprises entre 24 et 70%. Cette corrélation positive n'est pas un artefact des calculs à partir du spectre, les concentrations de ces deux composants du sédiment étant déterminées à partir de deux bandes d'absorbance distinctes.

c) Quartz

Le pourcentage en quartz correspond à la silice cristalline, déterminée à partir d'une bande d'absorbance spécifique, différente de la bande correspondant à la somme de la silice biogène et de la silice cristalline, et également différente des deux bandes correspondant à la smectite et à la kaolinite. Une fois encore, l'évolution de la concentration en quartz est complètement superposable aux évolutions des concentrations en argiles. Les valeurs absolues sont comprises entre 4% et 12% de quartz.

2.3.2 Données Robinson et al., 2002 (fig. VI-2)

a) Aluminium

La détermination des concentrations en aluminium est couramment utilisée comme marqueur des minéraux argileux (Piper & Isaacs, 1995 ; Schroeder et al., 1997). Les données suivantes proviennent des travaux de Robinson et al. (2002), sur la même section.

L'évolution des pourcentages en aluminium déterminés par Robinson et al., 2002, sont complètement superposables aux concentrations de kaolinite, smectite et quartz, obtenus par spectrométrie infrarouge. Cette évolution présente bien une partie inférieure, associée à des valeurs relativement faibles (autour de 3%), une partie intermédiaire présentant des valeurs plus fortes ainsi que les trois pics positifs majeurs (jusqu'à 6%), et une partie supérieure caractérisés par des pourcentages relativement plus faibles (autour de 4%). Les limites spatiales de ces trois parties sont les mêmes quels que soient les marqueurs considérés.

b) Autres éléments

La contribution des apports continentaux peut également être approchée grâce aux teneurs en Titane et en Fer (Ti, Fe). Les concentrations de ces deux métaux, déterminées par Robinson et al. (2002) montrent une évolution tout à fait similaire à celle des minéraux argileux et à l'aluminium, avec des pourcentages compris entre 0,15% et 0,3% pour le Ti et entre 2% et 4% pour le Fe.

2.3.3 Discussions

Les résultats obtenus sur les marqueurs terrigènes montrent une corrélation négative très marquée entre ces marqueurs, les carbonates et la silice biogénique, ainsi qu'une corrélation positive avec le COT. Tous les marqueurs terrigènes montrent la même évolution, quelles que soient les méthodes utilisées, à savoir des concentrations faibles dans la partie inférieure du cycle, des concentrations relativement plus importantes dans la partie supérieure, caractérisée par trois pics positifs majeurs, et des valeurs plus faibles dans la partie supérieure du cycle. Ces trois pics sont donc associés à des valeurs relativement faibles en carbonates et en silice biogène, et à des valeurs importantes en COT. Ces trois excursions pourraient s'expliquer comme résultant d'épisodes associés à des contextes atmosphériques favorisant l'apport de particules détritiques. Ces apports, riches en éléments nutritifs, ont pu favoriser la productivité de surface des organismes carbonatés et des organismes siliceux. Ces blooms planctoniques seraient à l'origine d'une exportation organique plus importante. La productivité siliceuse peut, dans ce schéma, être un paramètre dont l'enregistrement serait dilué par le constituant

principal du sédiment, qui est la smectite. Par ailleurs, la distribution silice biogène/smectite est quasi linéaire, et rappelle la distribution COT/carbonates du Quaternaire Terminal caractérisant le processus de dilution.

L'index d'abondance des diatomées (DAI), défini par Wefer et al. (1998), est un marqueur de productivité siliceuse, ayant des caractéristiques similaires au logarithme du pourcentage de d'opale. La portion de carotte étudiée présente des valeurs de DAI comprises entre 3,2 et 3,5, soit des valeurs relativement faibles comparées aux valeurs du Pliocène Terminal (DAI de 6). La portion étudiée est caractérisée par une chute de cet indice, et donc par une chute de la concentration en opale. Cette diminution est en accord avec la baisse de la concentration en silice biogénique observée dans les deux tiers inférieurs de la portion.

La corrélation négative entre le COT et la silice biogénique a également été observée par Diester-Haass (1985) sur la ride de Walvis, dans des sédiments quaternaires. La teneur en opale est plus importante durant les stades interglaciaires, et moins importante durant les stades glaciaires. La productivité associée à l'activité de l'upwelling étant considérée comme plus importante durant les stades glaciaires, il semble que l'intensité de l'upwelling est découplée de la sédimentation siliceuse (Diester-Haass, 1985). Ce paradoxe (le « Walvis Paradox ») met en évidence des changements fondamentaux de la géochimie des nutriments entre les stades glaciaires et interglaciaires, en particulier une diminution de la fertilité de la thermocline durant les périodes glaciaires vis-à-vis des silicates (Wefer et al., 1998).

Ces relations s'appliqueraient également durant le Pléistocène au large de Lüderitz. Wefer et al. (1998) ont montré l'existence d'un refroidissement de la zone à partir de 2Ma, associé à une diminution de l'abondance des diatomées, malgré la présence d'indices allant dans le sens de l'intensification de l'upwelling, les apports d'eau froide pouvant être alors appauvris en silice dissoute, nécessaire à la fabrication des tests de diatomées.

Par ailleurs, le système d'upwelling tel qu'il existe aujourd'hui étant installé (Wefer et al., 1998), les épisodes atmosphériques décrits plus haut ont pu intensifier l'activité des cellules et favoriser la productivité organique.

2.4 Résultats relatifs à la caractérisation de la MO (fig. VI- 2)

2.4.1 Palynofaciès

Le protocole d'extraction de la matière est décrit chapitre II. Deux types distincts de matière organique amorphe ont pu être identifiés :

- type (1) : il est caractérisé par des particules organiques amorphes de tailles variables mais relativement petites, de couleur orangée, et claires. Les particules sont de faible épaisseur, ne sont pas associées à des débris détritiques, et ne fluorescent pas.

- type (2) : il est caractérisé par des particules organiques amorphes de taille variable, de couleur sombre, leur épaisseur relativement importante les rendant opaques. Les particules sont bien différenciées, il n'existe pas de débris détritiques. La matière organique ne fluoresce pas.

Il existe de la pyrite framboïdale associée aux deux types de matière organique amorphe.

Ces deux types ne sont pas répartis de façon aléatoire dans la section. Le type (1) est présent dans la partie supérieure et dans la partie inférieure de la section : de 250 m à 246,2 m et de 240,2 m à 238 m. Le type (2) est présent dans la partie intermédiaire de la section : entre 246,2 m et 240,2 m.

2.4.2 IH/COT

La distribution IH/COT est représentée figure VI-5. Elle est caractérisée par des valeurs d'IH relativement constantes (entre 375 et 450) quelles que soient les valeurs de COT (entre 4% et 15%), sauf pour quelques échantillons, caractérisés par des COT faibles et des IH plus faibles (entre 275 et 350).

Les deux types de matière organiques décrits précédemment se répartissent spécifiquement dans cette distribution IH/COT : le type (1) est caractérisé par des valeurs de COT et d'IH relativement faibles (COT entre 5 et 9%, IH entre 250 et 450) ; le type (2) par des valeurs relativement plus importantes (COT entre 7 et 11%, IH entre 400 et 450).

Le type (1) présente une corrélation sensiblement positive entre le COT et l'IH, contrairement au type (2), qui présente des valeurs d'IH constantes, quels que soient les pourcentages, plus élevés, de COT.

2.4.3 Discussion

Les données d'IH et de COT nous confirment l'origine marine de cette matière organique, qui est amorphe optiquement, et qui ne présente aucune particule organique terrigène associée. Les deux types optiques différenciés sont associés à des sédiments ayant des concentrations spécifiques en carbonates, COT, silice biogène et pyrite. Par ailleurs, les deux types de MO sont associés à des rapports COT/IH différents, en effet, le type (2) est caractérisé par des IH et COT importants, et le type (1) par des IH et COT généralement plus faibles. D'un point de vue général, les sédiments associés au type de MOA (1) sont caractérisés par des valeurs de COT faibles, de CaCO₃, de pyrite et de SiBio importantes. Les sédiments associés au type de MOA (2) sont, à l'inverse, caractérisés par des COT importants, et des concentrations faibles en CaCO₃, pyrite et SiBio. Pour conclure, ces deux types de MOA sont associés à des taux d'accumulation massiques en COT différents : le type (1) à des MAR COT faibles (entre 1 et 2 gC.cm⁻².an⁻¹) et le type (2) à des MAR COT relativement plus importants (entre 2 et 4 gC.cm⁻².an⁻¹).

La distribution IH/COT des deux types de matière organique rappelle la distribution des deux types de matière organique (granulaire et gélifiée) observée dans les sédiments du Quaternaire Terminal, sur le site de Lüderitz (carottes MD962086 et MD962087). La carotte 86, associée à une MOA granulaire, présente une corrélation positive entre le COT et l'IH, avec des valeurs relativement plus faibles que pour la carotte 87, associée à une MOA gélifiée, qui présente des valeurs d'IH constantes, quelles que soient les valeurs de COT (jusqu'à plus de 8%). Par ailleurs, la distribution de la pyrite est la même que ce soit au DMG ou au Pléistocène : la MOA présentant une corrélation positive IH/COT est appauvrie en pyrite, par rapport à l'autre type de MOA. Il est donc possible de faire l'hypothèse d'une préservation différentielle de la matière organique : la MOA de type (1) serait associée à un mode de préservation par adsorption sur des argiles, et la MOA de type (2) à un mode de préservation par sulfuration naturelle.

2.5 Résultats relatifs à la diagenèse (fig. VI-2)

2.5.1 Pyrite/Soufre

Les concentrations en pyrite et les teneurs en soufre total (mesurées par LECO) sont représentées figure VI-2. Il existe une corrélation négative très nette entre les concentrations en pyrite, mesurées à partir des palynofaciès, et les teneurs en soufre total. La concentration en pyrite chute de la base de la section jusque dans les niveaux sombres, de plus de 4% à

moins de 1%, entre 250 m et 244 m, puis augmente dans la partie supérieure de la section, vers les niveaux plus clairs, jusqu'à plus de 4% vers 240m. Les teneurs en soufre total montrent une évolution inverse, avec des valeurs maximales dans la partie centrale de la section, au niveau des couches les plus sombres (autour de 3-4 %), et des valeurs minimales dans les parties supérieures et inférieures de la section (autour de 2 %). Ces teneurs sont corrélées positivement au COT. Une telle corrélation positive a déjà été observée (Lallier-Vergès et al., 1997, 1993 ; Bertrand & Lallier-Vergès, 1993 ; Tribovillard et al., 2001), elle a été définie la première fois par Berner & Raiswell (1983), et liée au processus bactérien de sulfato-réduction : plus la quantité de matière organique métabolisable par les bactéries sulfato-réductrices est importante, plus l'intensité du processus de sulfato-réduction augmentent, ainsi que la quantité de sulfures et de matière organique résistante.

La pyrite apparaît sous forme de framboïde en lumière réfléchie, elle est présente en plus grande quantité dans les sédiments qui sont les moins riches en COT (base et sommet de la section), et en moins grande quantité dans la partie intermédiaire du cycle, où le COT est plus important. Cette relation a déjà été observée par Bertrand & Lallier-Vergès (1993) dans la formation Kimmeridge Clay.

L'interprétation des relations entre COT, pyrite et soufre total ont été proposées par Lallier-Vergès et al. (1993) : dans les sédiments riches en matière organique, les apports organiques sont tels que la proportion de MO métabolisable épuise les sulfates dissous dans les eaux interstitielles. L'excès de matière organique non dégradé par sulfato-réduction a pu être dégradé par une autre voie (méthanogenèse...). Cet épuisement des sulfates dissous limite la formation de pyrite et favorise les processus de sulfuration naturelle de la matière organique, l'intensité des processus de sulfato-réduction génère des teneurs en soufre total importantes.

Dans les sédiments moins riches en matière organique, les apports de MO ne sont pas suffisants pour compenser les processus de dégradation bactérienne. Ces sédiments sont généralement associés à des types différents de MO (correspondant à des MO métabolisables par différentes voies). La sulfato-réduction peu intense est à l'origine de sulfates en excès dans les eaux interstitielles, à une incorporation de soufre relativement faible dans la MO, et à une association préférentielle avec le fer dissous. Le fer dissous est d'autant plus disponible que les flux organiques sont moins importants.

Les conclusions des auteurs s'appliquent à notre étude, à savoir que le milieu de dépôt était caractérisé par une colonne d'eau oxygénée, ainsi qu'un front redox dans le sédiment, dont la position varie selon l'intensité des apports organiques liés aux variations de productivité. Ces conclusions sont en accord avec les résultats des travaux de Brüchert et al. (2000), sur d'autres sections du même forage, et de Robinson et al. (2002) sur la même section.

2.5.2 Eléments traces (fig. VI-6)

Les données présentées dans ce chapitre sont issues des travaux de Robinson et al., 2002. Les abondances relatives en éléments P, Ba, Ni, Zn, Mn et Mo sont reportées sous forme de rapport El/Al . Cette normalisation par l'aluminium permet de minimiser les effets des apports terrigènes sur les variations de ces éléments. Le Zn, Ni et Cu sont enrichis dans le plancton, et délivrés vers l'interface eau/sédiment via la matière organique (Brumsack, 1986 ; Calvert & Price, 1970 ; Collier & Edmond, 1984). La corrélation positive forte entre les rapports Zn/Al, Ni/Al, Cu/Al et le rapport COT/Al illustre bien cette relation, l'évolution verticale de ces différents rapports reflète directement des changements du taux d'exportation de matière organique. Par ailleurs, cette corrélation positive illustre la proportion mineure des apports de zinc, nickel et cuivre terrigène. Toutefois, le Ni et le Cu sont plus susceptibles d'être enrichis sous des conditions suboxiques à anoxiques que le Zn (François, 1988), cette relation n'est pas observable dans cet intervalle.

Sous des conditions oxiques, le sédiment est enrichi en Mn (Calvert & Pedersen, 1994). Par rapport à un standard, un mudstone archéen (Taylor & McLennan, 1985) représentant une approximation de la contribution terrigène, les sédiments du Benguela présentent un appauvrissement en Mn (Robinson et al., 2002). Il serait probablement lié à baisse de la concentration en Mn^{2+} associé à la réduction d'oxygène dans les eaux interstitielles des sédiments de surface (Crusius et al., 1996 ; Dickens & Owen, 1994 ; Morford & Emerson, 1999 ; Thamdrup et al., 1994 ; Yarincik et al., 2000b).

Le Mo est très enrichi dans les sédiments du Benguela, par rapport au standard. Les conclusions de Robinson et al. (2002) sur le rapport Mo/Al et sa corrélation avec le rapport COT/Al ainsi qu'avec les autres métaux, associées au fait que le Mo est présent en faibles proportions dans les exportations planctoniques et terrigènes (Brumsack et al., 1986 ; Collier & Edmond, 1984), sont que l'enrichissement en Mo provient d'une autre source que d'une source océanique.

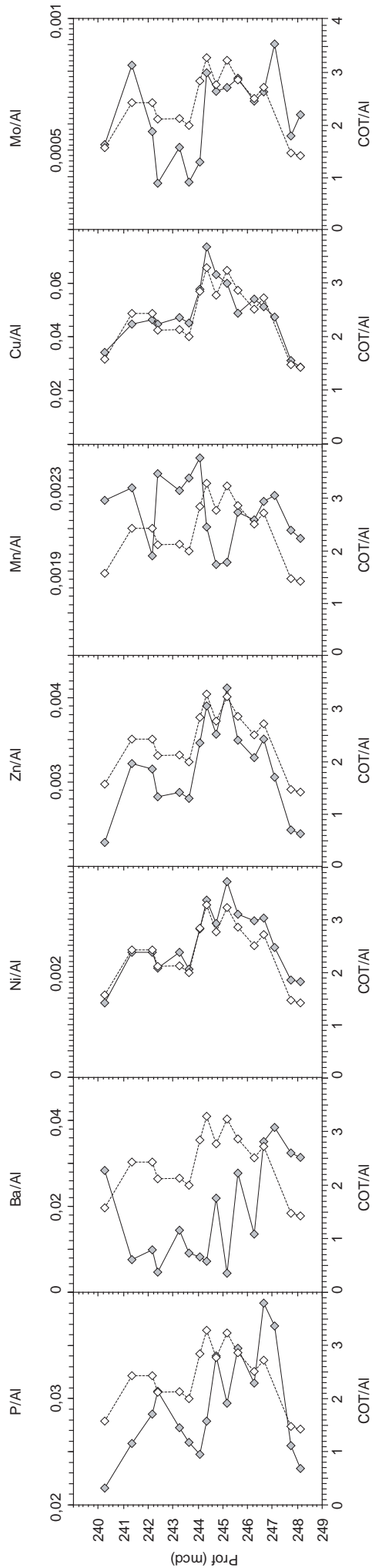


Figure VI-6 : évolution spatiale du rapport des éléments P, Ba, Ni, Zn, Mn, Cu et Mo, normalisés par rapport à l'aluminium. Ces évolutions (losanges gris) sont comparées à l'évolution du COT, également normalisé par rapport à l'aluminium (losanges blancs). Les données sont issues des travaux de Robinson et al., 2002.

Par ailleurs, l'enrichissement en Mo est associé à des conditions fortement réductrices dans la colonne d'eau et dans l'eau interstitielle (Crusius et al., 1996 ; Morford & Emerson, 1999 ; Yarincik et al., 2000b), et est indicateur de conditions sulfato-réductrices. Toutefois, les eaux de fonds du site 1084 n'étaient pas anoxiques, le sédiment est bioturbé (Brüchert et al., 2000 ; Wefer et al., 1998). Les pics positifs du rapport Mo/Al, parallèles aux pics COT/Al pourraient s'interpréter comme les conséquences de périodes de forte accumulation organique, associée à une intensification des processus de sulfato-réduction.

Le rapport Ba/Al est caractérisé par une corrélation négative avec le rapport COT/Al, ainsi qu'avec les autres rapports El/Al. Les apports de Ba dans les sédiments peuvent se faire de plusieurs façons : à l'intérieur des feuillets silicatés d'origine terrigènes ou en s'associant à la matière organique sous forme de baryte (BaSO_4). Par rapport au standard archéen, la baryte est toujours en excès (Robinson et al., 2002), ce qui n'est pas le cas du rapport Ba/Al des sédiments riches en matière organique. Ainsi, dans les eaux profondes et oxygénées, la baryte peut être un meilleur marqueur de productivité organique que le COT (Dymond et al., 1992 ; Schroeder et al., 1997 ; Tribovillard et al., 1996). Les conclusions de Robinson et al., (2002), sur ce rapport sont que les taux d'oxydation très importants de la matière organique ainsi que les conditions de sulfato-réduction, correspondant aux pics de COT, peuvent conduire à un déficit de baryum. Cette hypothèse est renforcée par la corrélation négative entre les rapports Ba/Al et Mo/Al, indicateur de conditions sulfato-réductrices. La corrélation positive des rapports Ba/Al et COT/Al met en évidence un déficit plus important en baryum dans les intervalles riches en matière organique.

Le rapport P/Al avec le rapport COT/Al. Le phosphore est délivré dans les sédiments via la matière organique, la calcite et l'apatite. Il est relargué dans le sédiment lors de l'oxydation de la matière organique. Les variations du rapport P/Al sont corrélées positivement aux variations du rapport COT/Al.

2.5.3 Discussions préliminaires

Dans leurs conclusions, Brüchert et al. (2000) suggèrent que les variations des concentrations en COT sont liées à des variations d'intensité de l'upwelling, et donc à des variations d'apport des nutriments. Les données isotopiques de Robinson et al. (2002) sur le $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ et le $\delta^{15}\text{N}$ suggèrent que l'utilisation relative des nutriments était peu différenciée, en dépit du contenu organique très variable. La production exportée a dû donc changer pour maintenir un degré d'utilisation des nutriments constant. Les travaux de Brüchert et al. (2000) sur les

foraminifères benthiques indiquent que les niveaux riches en matière organique contiennent principalement des foraminifères considérés comme tolérant aux milieux faiblement oxygénés.

Par ailleurs, l'évolution des concentrations en Fe, Al et Ti en fonction de la concentration en carbonates (fig. VI-7), similaire à l'évolution du COT avec les carbonates, est telle que la pente de la droite d'interpolation linéaire intercepte l'axe des abscisses vers 100% de CaCO₃. Cette relation, également décrite par Bertrand et al. (2003) sur les sites de Lüderitz et Walvis Bay, signifie que la variabilité des taux d'accumulation en carbonates, associée aux apports sédimentaires et aux processus de dissolution, est le principal facteur influençant la composition du sédiment total.

Quand le front redox est peu profond, la diffusion vers le bas du Mo de l'eau de mer est plus efficace, et donc une quantité plus importante de Mo précipite dans les dépôts situés juste sous la limite oxic/anoxique où les processus de sulfato-réduction ont lieu.

III- Discussions générales – apport des biomarqueurs

Les résultats obtenus sur la section 25X du leg ODP 175-1084A suggèrent un fonctionnement très différent du Système d'Upwelling du Courant du Benguela tel qu'il existe au Quaternaire Terminal, malgré un certain nombre de similitudes faciologiques. Les différences majeures sont : 1) une productivité siliceuse fonctionnant avec un régime opposé, caractérisé par une corrélation négative avec le COT au Pléistocène, et positive au Quaternaire Terminal, et 2) un système qui semble fortement lié aux contraintes atmosphériques et aux apports terrigène au Pléistocène, alors qu'il serait uniquement lié à la variabilité de productivité planctonique existant au Quaternaire Terminal.

Les données acquises dans cette étude ont été complétées par des données de biomarqueurs (Ioanna Bouloubassi, comm. pers.) qui sont : les stérols (C27, C28 et C29), ainsi que deux type spécifiques de C28 : le C28 Brassicastérol (spécifique des diatomées et probablement de quelques espèces de coccolithes) et de C28 MéthylénCholest-5-enol (spécifique des diatomées) ; les alcénones (37 et 38), spécifique de la productivité de coccolithes ; les n-alcane 29, 30 et 31, spécifiques de la présence de végétaux supérieurs. La distribution des ces biomarqueurs est représentée figure VI-8.

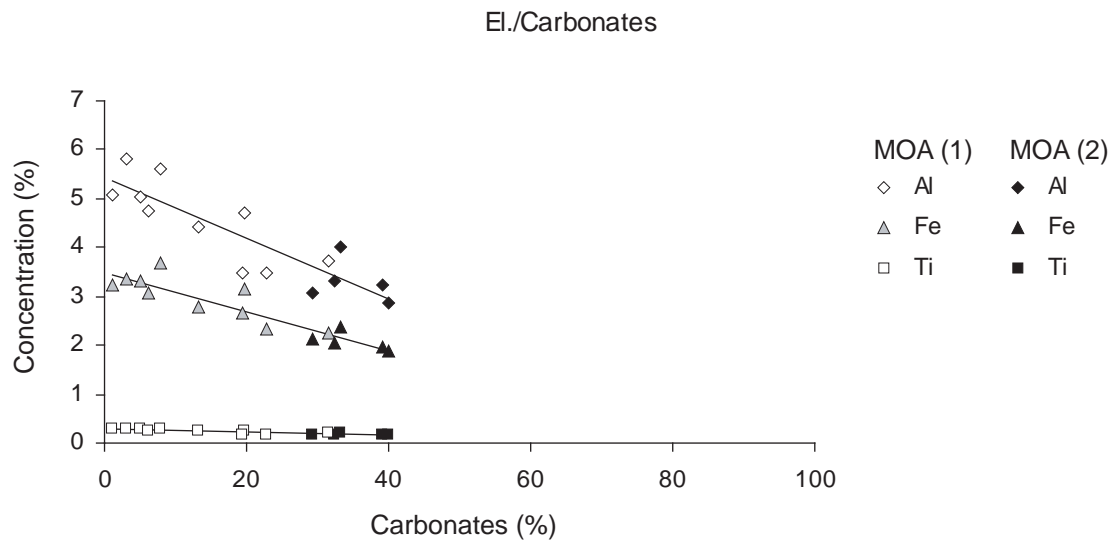


Figure VI-7 : distribution de la concentration des éléments Al, Fe et Ti en fonction de la teneur en carbonates. Les losanges blancs et gris sont associés aux sédiments caractérisés par la MOA de type (1), les losanges noirs aux sédiments caractérisés par la MOA de type (2). Il existe une corrélation positive nette entre ces éléments et les carbonates, illustrant le rôle majeur de la dilution par les carbonates des différents éléments. Les données sont issues des travaux de Robinson et al., 2002.

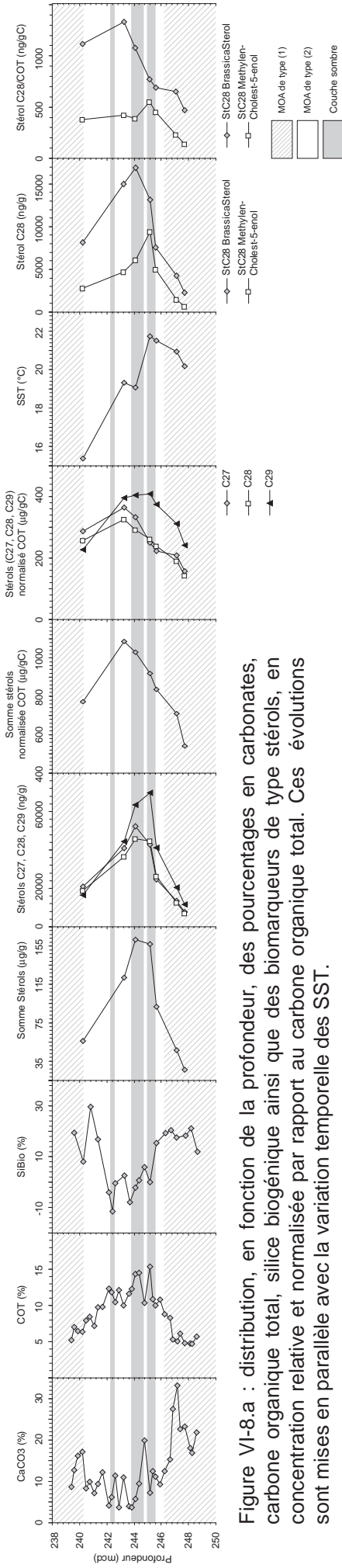


Figure VI-8.a : distribution, en fonction de la profondeur, des pourcentages en carbonates, carbone organique total, silice biogénique ainsi que des biomarqueurs de type stéroïdes, en concentration relative et normalisée par rapport au carbone organique total. Ces évolutions sont mises en parallèle avec la variation temporelle des SST.

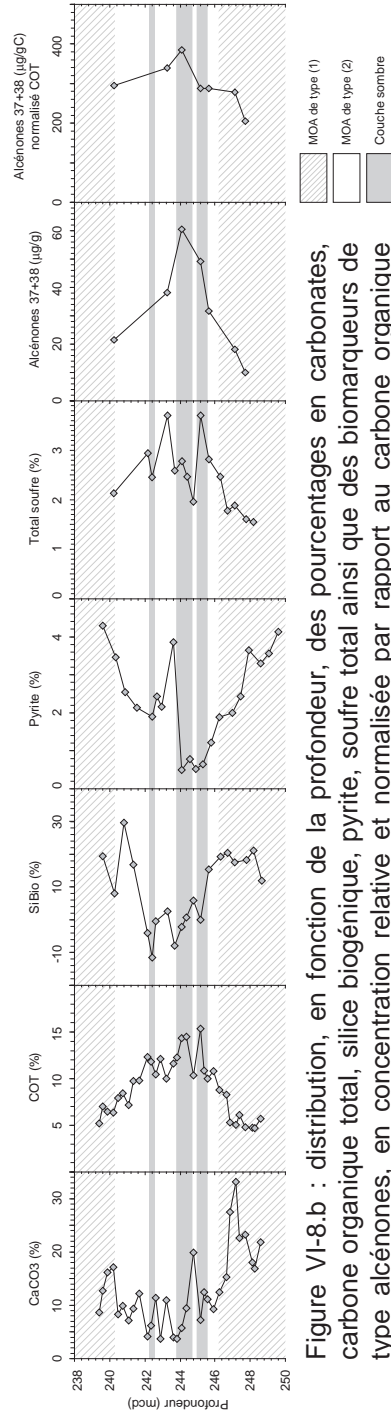


Figure VI-8.b : distribution, en fonction de la profondeur, des pourcentages en carbonates, carbone organique total, silice biogénique, pyrite, soufre total ainsi que des biomarqueurs de type alcénones, en concentration relative et normalisée par rapport au carbone organique total.

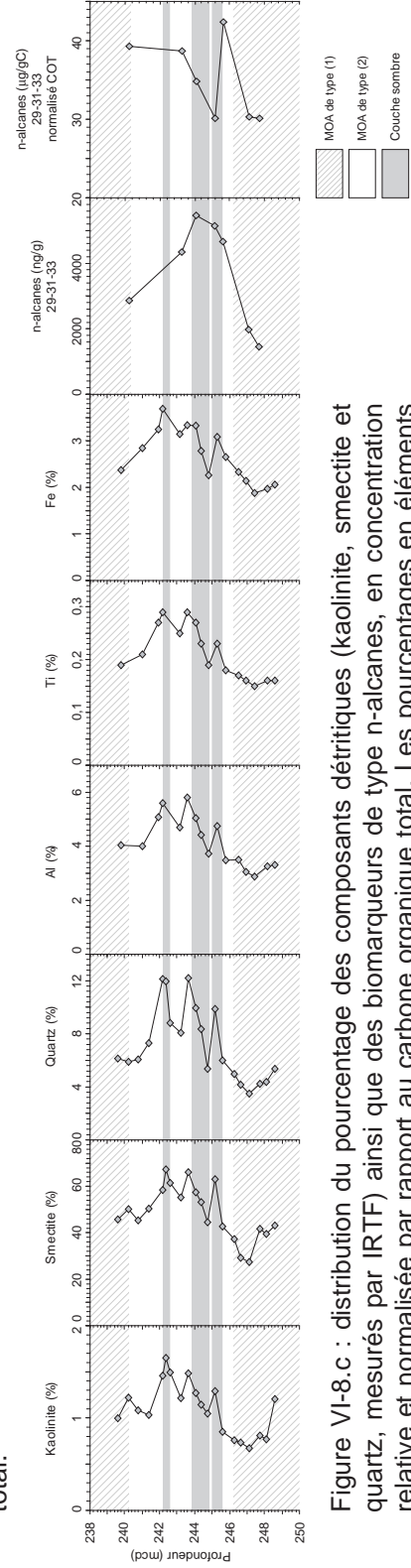


Figure VI-8.c : distribution du pourcentage des composants détritiques (kaolinite, smectite et quartz, mesurés par IRTF) ainsi que des biomarqueurs de type n-alcanes, en concentration relative et normalisée par rapport au carbone organique total. Les pourcentages en éléments détritiques (Al, Ti et Fe) sont tirés de Robinson et al. (2002). Il existe une bonne corrélation positive entre le COT et les apports terrigène.

Les données acquises dans cette étude, associées aux données de Robinson et al. (2002) montrent que la série sédimentaire a enregistré trois phases principales :

- une première phase localisée à la base de la section ; elle est associée à des teneurs faibles en COT et éléments terrigènes, et des teneurs élevées en carbonates et silice amorphe. La productivité organique est faible. Les données de biomarqueurs montrent toutes des concentrations faibles, mais croissantes vers la partie intermédiaire du cycle, ainsi que des valeurs normalisées par rapport au COT également faibles. Cette phase est associée à la sédimentation d'un type de MO, caractérisant des taux d'exportation relativement faibles.
- une phase intermédiaire complexe ; elle est caractérisée par
 - o des valeurs faibles en carbonates et silice amorphe,
 - o des valeurs importantes en COT,
 - o des valeurs importantes en argiles et éléments terrigènes, présentant trois pics majeurs, ces pics sont corrélés négativement aux carbonates et à la silice, et positivement au COT,
 - o des valeurs importantes pour tous les biomarqueurs, ainsi que pour leur abondance normalisée par rapport au COT. Leur évolution n'est toutefois pas synchrone : il existe un premier épisode associé à des pics de stéroïdes caractéristiques de diatomées (synchrone d'un pic positif de SST), puis un deuxième épisode, caractérisé par des pics de biomarqueurs caractéristiques de coccolithes. Le premier épisode (diatomées) est synchrone du premier pic important d'apport terrigène. Faisant suite à cet épisode, les biomarqueurs spécifiques de diatomées décroissent, le pic majeur de biomarqueurs spécifiques de coccolithes est plus ou moins synchrone (la résolution des différents marqueurs n'est pas la même) du deuxième épisode détritique.
- une dernière phase localisée au sommet de la section dans laquelle l'ensemble des biomarqueurs décroissent, le COT est également faible, contrairement aux données de carbonates et silice biogénique qui sont relativement élevées. Les apports détritiques sont peu marqués.

La corrélation entre le COT et les différents biomarqueurs (fig. VI-9) met en évidence le fait que dans le cas de bloom de productivité, il n'est pas ou peu possible d'attribuer tel ou tel producteur à l'enregistrement organique. Bien que le COT présente une corrélation positive avec tous les biomarqueurs, cette corrélation est plus ou moins bien exprimée : le coefficient de corrélation est le plus bas avec le stérol C30 (Dinostérol), C27 et C28 Brassicastérol, il est le plus important avec le C28 MéthylénCholes-5-enol (diatomées), le stérol C29. Ce coefficient est également élevé avec les alcénones et les n-alcanes.

De l'ensemble de ces données, il semblerait qu'il ait existé un changement climatique majeur vers 246 mcd. Il est associé à une brusque augmentation des apports détritiques, synchrone d'un maximum de SST à environ 22°C, d'une productivité siliceuse maximale, associée à une exportation organique majeure. L'enregistrement sédimentaire est cependant caractérisé par des valeurs en carbonates et silice biogène relativement faibles, contrairement aux concentrations en smectite, qui est le composant principal du sédiment. L'épisode détritique suivant est synchrone d'un pic de productivité de coccolithes, et d'un pic mineur de SST, inscrit dans une phase de refroidissement. L'ensemble du système semble associé ensuite à une diminution générale de la productivité, qu'elle soit d'origine carbonatée ou siliceuse, ainsi que des apports terrigènes.

Il est alors possible de considérer que la sédimentation organique associée au système d'upwelling du courant du Benguela durant cette période du Pléistocène est alors contrôlée par les apports terrigènes. Le changement climatique majeur observé à 246 mcd serait associé à 1) une intensification du régime atmosphérique lié à une augmentation des apports éoliens de nutriments, ainsi qu'à 2) une augmentation de la dynamique de l'upwelling. Le bloom de productivité conséquent serait lié à la présence de diatomées, qui sont les premiers colonisateurs dans le cas d'oligotrophisation rapide du milieu. Ce pic de productivité exporte une grande quantité de carbone organique. Ce bloom de diatomées est remplacé ensuite par une productivité importante liée aux coccolithes, colonisateurs suivants, lors d'une autre phase d'intensification du régime atmosphérique. L'ensemble du système (atmosphérique et biologique) semble diminuer dans la partie supérieure de la section. Ces épisodes atmosphériques semblent donc être à l'origine de l'activité du système d'upwelling, et sont associés à des SST relativement chaudes.

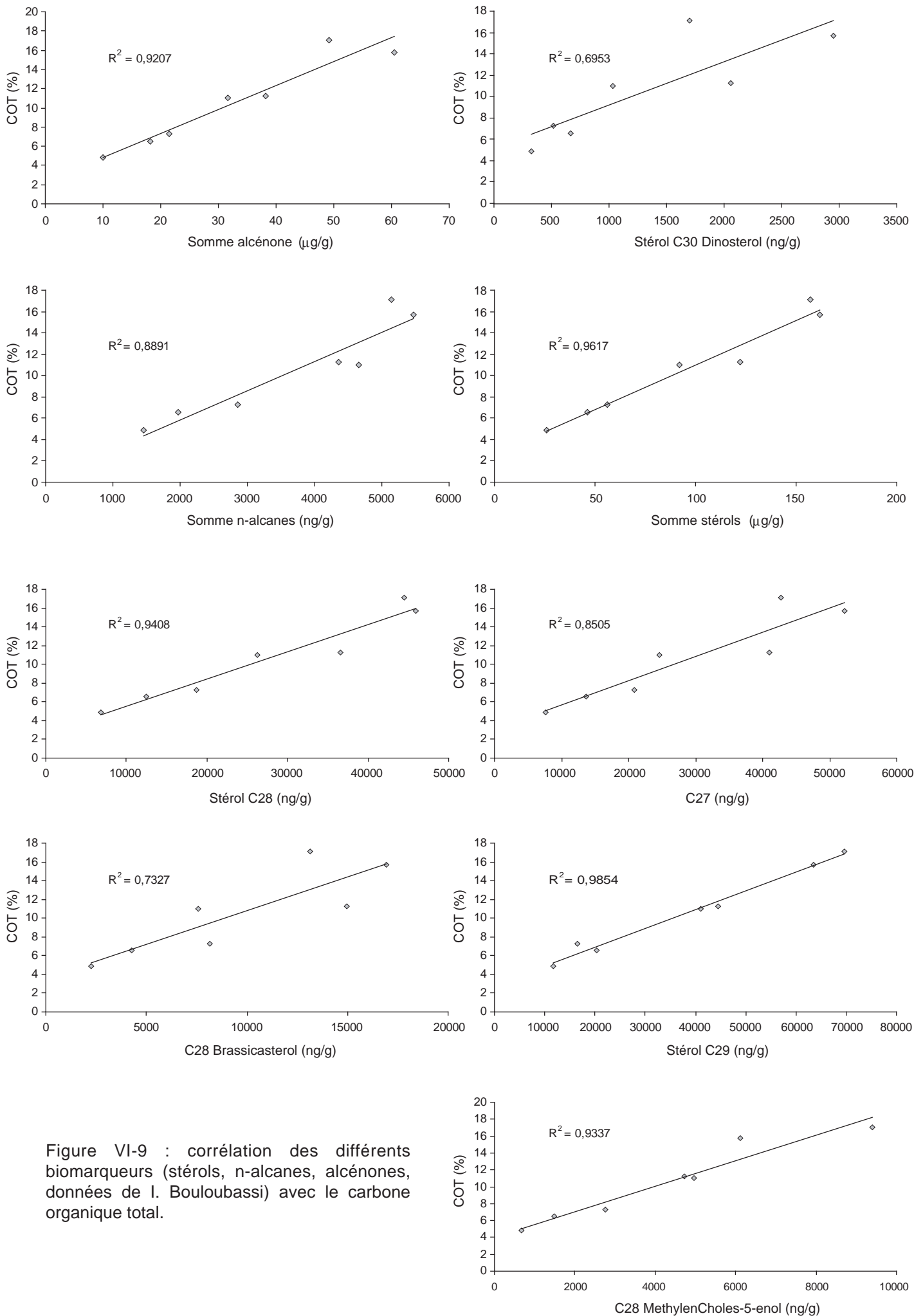


Figure VI-9 : corrélation des différents biomarqueurs (stérols, n-alcanes, alcénones, données de I. Bouloubassi) avec le carbone organique total.

Les enregistrements en silice amorphe n'évoluent pas dans le sens des biomarqueurs spécifiques des diatomées, les carbonates n'évoluent pas dans le sens des biomarqueurs spécifiques des coccolithes. Il semble donc que les carbonates et la silice biogène enregistre plutôt des processus de dilution et de dissolution, que des processus de productivité. Ces remarques sont confirmées par :

- la corrélation linéaire négative existant entre la silice amorphe et la smectite, composant principal du sédiment : cette corrélation illustrerait le processus de dilution de la silice biogène par les argiles,
- la corrélation linéaire négative existant entre le COT et les carbonates : cette corrélation illustrerait le processus de dissolution des carbonates lors de biodégradation de la matière organique.

Le système d'upwelling du courant du Benguela semble associé à des fonctionnements très différents entre les deux époques étudiées : au Pléistocène, la productivité organique associée aux cellules d'upwelling est contrôlée par l'intensification du régime atmosphérique qui, d'une part, augmentent les apports de nutriments favorables au développement de producteurs siliceux, puis de producteurs carbonatés, et, d'autre part, en induisant une dynamique de l'upwelling plus importante. Ce régime est différent de celui du Quaternaire Terminal, caractérisé par une série de facteurs internes et externes, associé à une sédimentation beaucoup plus carbonatée et moins argileuse, comme le montre la corrélation positive entre la silice amorphe et le COT. Les apports détritiques ne sont pas, au Quaternaire Terminal, le moteur de la productivité, mais plutôt un contexte océanique modulé par des facteurs externes, entre autres les apports de masses d'eaux via le Nord ou le Sud. Le moteur de la productivité reste la dynamique des cellules d'upwelling, mais la contrainte exercée par le contexte atmosphérique est beaucoup moins marquée au Quaternaire Terminal qu'au Pléistocène.

Toutefois, malgré ces différences de fonctionnement, les types de préservation de la matière organique, en particulier la sulfuration naturelle, sont présents dans les deux études avec les mêmes caractéristiques faciologiques. Les deux types de matières organiques associés chacun à un mode de préservation spécifique ne sont pas totalement identiques dans les deux périodes considérées. Ces différences pourraient refléter un aspect de l'évolution temporelle de la MOA dans le sédiment.

CHAPITRE VII : DISCUSSIONS GENERALES

I- Facteurs de variabilité spatiale de la sédimentation organique. Hiérarchisation des processus.	p. 214
II- La transition Glaciaire/Interglaciaire facteurs de variabilité temporelle	p. 217
III- Variabilité Climatologique – facteurs externes	p. 219
IV- Comparaison avec le Pléistocène	p. 224

CHAPITRE VII : DISCUSSIONS GENERALES

Au vu de l'ensemble des données acquises et des différentes discussions proposées le long de ce travail de thèse, confrontées aux résultats de la bibliographie, ce chapitre a pour objectif général de discuter un certain nombre de questions, concernant : 1) la hiérarchisation des différents facteurs et processus intervenant dans la sédimentation organique profonde le long de la marge Sud-Est Atlantique, associée au système d'upwelling du courant du Benguela, 2) l'évolution de ces différents facteurs et processus lors de la dernière transition climatique majeure.

La spécificité de ce travail par rapport aux précédentes études (Pichevin et al., 2004 ; Mollenhauer et al., 2002 ; Stuut et al., 2002 ; Little et al., 1997 a,b ; Romero et al., 2003 ; Kirst et al., 1999...) se situe à trois niveaux : 1) la complémentarité des approches en vue de déterminer les processus responsables de la distribution spatiale et des différents constituants, organiques et inorganiques, du sédiment, et cela sur l'ensemble de la marge, 2) l'étude de cette distribution spatiale au cours de périodes clés du Quaternaire : le dernier maximum glaciaire et l'optimum climatique médiéval, 3) l'étude comparative de séries pléistocènes sous-jacentes afin d'étudier la pérennité de ces processus au cours du temps.

I- Variabilité spatiale de la sédimentation organique. Hiérarchisation des processus

A une période donnée, le facteur prépondérant intervenant dans le type de matière organique préservée, ainsi que dans la distribution et l'évolution de la sédimentation organique est la productivité de surface. Qu'elle soit associée à des organismes carbonatés (coccolithes, foraminifères...) ou à des organismes siliceux (diatomées, radiolaires...), la productivité exporte du matériel organique depuis la zone photique vers les plus grandes profondeurs, où ce dernier subit une série de transformations dans la colonne d'eau, à l'interface eau/sédiment et dans le sédiment. Malgré ces transformations, les variations enregistrées, à une période donnée, sont essentiellement dues aux variations de productivité et d'exportation.

Les enregistrements organiques et inorganiques liés à cette productivité sont ensuite modulés par une série de facteurs internes ou externes au système, ainsi que des modifications environnementales caractérisant la transition Glaciaire/Interglaciaire.

La **productivité organique** se développant dans la zone photique détermine au premier ordre la distribution et la répartition des sédiments riches en matière organique. Elle est directement contrôlée par l'activité des cellules d'upwellings. Ces dernières sont liées au contexte atmosphérique (alizés) et océanique.

Les données acquises ne nous permettent pas de définir avec précision le rôle de la **topographie** (fig. VII-1), qui semble toutefois mineur ; seules les variations bathymétriques normales à la marge modulent l'enregistrement sédimentaire. Plus la profondeur de sédimentation est importante, moins l'accumulation de matière organique sera importante, c'est l'inverse pour les carbonates. Ces remarques sont en accord avec les travaux de Bertrand et al. (2002, 2003), Huc et al. (2001) et Lallier-Vergès et al. (1998, 2003). Les variations latitudinales de topographie ne sont pas des facteurs influençant la distribution organique, malgré la variabilité morphologique latitudinale importante de la marge.

Les modulations de l'enregistrement sédimentaire sont donc *in fine* uniquement contrôlées par les variations de productivité et de préservation de la matière organique.

Les variations de productivité le long de la marge, à une époque donnée, sont contrôlées par l'activité dynamique et biologique plus ou moins importante des cellules d'upwelling, avec une activité maximale au large de Lüderitz et de Walvis Bay, et une activité décroissante vers le Nord et vers le Sud.

L'intensité de l'activité des cellules est à l'origine d'une sédimentation d'un type particulier de **matière organique amorphe** (MOA) : la matière organique amorphe gélifiée, associée à des taux d'exportation relativement importants (cellules d'upwelling de Lüderitz et de Walvis Bay). La distribution de cette MOA le long de la marge illustre bien cette spécificité des cellules les plus actives à exporter ce type de MOA. Cette spécificité induit une variabilité de la distribution de la qualité pétrologène de la matière organique, qui est la plus importante si elle est associée aux cellules les plus actives, depuis des profondeurs de l'ordre de 1000 m jusqu'à plus de 2500 m.

Les processus de **préservation** de la MO dans ces sédiments récents sont identiques à ceux observés dans des formations plus anciennes (Boussafir et al., 1995 ; Lallier-Vergès et al., 1995, 1997 ; Montgenot et al., 1999 ; Tribovillard et al., 2001) : sulfuration naturelle, adsorption sur des argiles et préservation sélective. Nous avons pu montrer, en complémentarité des travaux de Pichevin et al. (2004), que la préservation de la MO était fonction de l'intensité de l'exportation organique et de la profondeur de sédimentation, et était comparables à d'autres systèmes d'upwelling (Lallier-Vergès et al., 1998 ; Lückge et al., 1996), bien que la spécificité de ce système soit de présenter des caractéristiques similaires à des formation anciennes, (Formation Monterey ; Isaacs, 2001) mais à des profondeurs beaucoup plus importantes et en domaine ouvert et oxygéné.

La concentration de la MO est également liée aux processus de **dissolution des carbonates** lors de la biodégradation de la MO (par exemple Bertrand et al., 2002) ont pu montrer sur d'autres exemples que la reminéralisation de la MO par les organismes benthiques déplace l'équation d'équilibre des carbonates vers le pôle bicarbonates, et donc vers une dissolution plus grande des carbonates. Ces remarques se vérifient dans les carottes associées aux taux d'exportation les plus importants (87, 98 et 86 pour le site de Lüderitz, 95 et 96 pour le site de Walvis Bay), où les teneurs en foraminifères sont relativement faibles, ces derniers étant très altérés (Stuut et al., 2002a, b). Volbers & Henrich (2002) invoquent également ce mécanisme pour interpréter les relations COT/carbonates des sédiments quaternaire profonds situés au Sud de la Ride de Walvis.

La productivité, à une période donnée, est le facteur principal contrôlant la sédimentation organique et inorganique le long de la marge. **Les apports organiques terrigènes** sont négligeables, sauf au Nord de la Ride de Walvis, où l'on observe de nombreux débris ligneux altérés dans les palynofaciès, ainsi que la présence d'argile, dominante par rapport aux carbonates. Ces apports terrigènes sont liés à la rivière Kunene ainsi qu'à la végétation spécifique existant sur le continent, très différente de celle existant au Sud de la Ride (Partridge et al., 1999).

Les facteurs modulant la productivité sont principalement d'ordre climatique. Les données COT/carbonates/silice amorphe acquises sur l'ensemble de la marge nous montrent que le système d'upwelling du courant du Benguela est extrêmement sensible aux **apports océanologiques externes**, via le Nord (Courant d'Angola), le Sud (Courant des Aiguilles, South Atlantic Current, Antarctic Intermediate Water), d'eaux froides ou chaudes, plus ou moins chargées de nutriments, et d'éléments dissous. Cette sensibilité module la productivité, et donc directement l'enregistrement organique et inorganique.

Les enregistrements en COT/carbonates/silice amorphe sont le résultat de trois processus qui interagissent : la productivité dans la zone photique, la dissolution des carbonates lors de la biodégradation de la MO et l'effet de dilution de la MO par la fraction minérale notamment par les carbonates préservés. Les données acquises le long de la marge, en particulier sur les sites de Walvis Bay et Lüderitz, ainsi que les travaux de Bertrand et al. (2002, 2003) nous permettent d'affirmer que la dilution de la MO par les carbonates est un paramètre majeur à considérer dans l'interprétation de l'évolution de la teneur en COT des sédiments. La détermination des valeurs de COT recalculées pour un sédiment sans carbonates (carb. free basis) nous affranchit de cet effet de dilution, mais montre que les teneurs restent fonction de la productivité et de la dissolution des carbonates. L'étude du COT « carb. free basis » des sites de Walvis Bay et Lüderitz pourrait suggérer des processus de productivité et dissolution différentiels pour les deux sites, sans qu'il soit actuellement possible de conclure sur l'origine de ces différences.

Le processus de **dissolution des carbonates** lors de la biodégradation de MO, en relation avec la corrélation négative entre le COT et les carbonates, obtenue sur l'ensemble de la marge, entre le dernier maximum glaciaire (DMG) et l'optimum climatique holocène (OCH), a également été mise en évidence par Stuut et al. (2002a, b) sur la carotte 94 située sur la Ride

de Walvis, en étudiant la fragmentation des tests de des foraminifères. Ces auteurs montrent une relation directe entre la fragmentation et l'intensité des vents, liée à l'activité des cellules d'upwelling, et donc au taux d'exportation de MO.

II- La transition Glaciaire/Interglaciaire – facteurs de variabilité temporelle

Les variations sédimentaires enregistrées lors de la dernière transition Glaciaire/Interglaciaire sont essentiellement dues à deux paramètres : un déplacement vers le pôle proximal lors de la transgression marine associé à cette transition, et un affaiblissement de la productivité de surface lié à une baisse de l'activité des cellules d'upwelling, parallèlement à la diminution de l'intensité du régime atmosphérique.

La migration des dépôts vers le pôle proximal est particulièrement bien mise en évidence par le déplacement du contenu en matière organique amorphe gélifiée sur les sites de Walvis Bay et de Lüderitz : au DMG, l'ensemble du transect plate-forme/bassin présente ce type de MOA. Lors de la transition DMG/OCH, ce domaine se restreint de plus en plus vers le pôle continental.

Ce déplacement est également confirmé par la localisation du site où les taux d'accumulation en COT sont les plus importants, en position distale durant le DMG, et en position plus proximale durant l'OCH. Ces résultats ont également été mis en évidence par Mollenhauer et al. (2002) sur l'étude de la distribution du COT le long de la marge.

L'eustatisme est ici le facteur principal associé aux variations de localisation des dépôts riches en matière organique lors de la transition climatique Glaciaire/Interglaciaire.

Les variations de productivité associées à la diminution de l'activité de l'upwelling ne semblent pas être un facteur prépondérant de variabilité sédimentaire des sites de haute productivité. En effet, les sites de Lüderitz et Walvis Bay enregistrent bien un passage d'un type de MOA à un autre, à la base des carottes les plus distales et au milieu des carottes intermédiaires, mais cette transition n'existe pas dans les carottes proximales (95 et 87). Ces dernières sont uniquement constituées d'un type de MOA, et n'enregistrent pas de variations parallèles aux variations de productivité. Ces variations de productivité sont pourtant marquées par une diminution du contenu organique (COT et silice amorphe). Ces remarques sont en accord avec les travaux de Pichevin et al. (2004) sur le $\delta^{15}\text{N}$ mesuré dans les

sédiments de la carotte peu profonde du site de Lüderitz, qui tend à montrer que **la productivité de la cellule côtière n'a pas drastiquement varié entre les phases glaciaires et interglaciaires. La cellule de rupture de pente semble au contraire avoir oscillé entre des conditions plutôt oligotrophes pendant les phases interglaciaires, à mésotrophes voire eutrophes, pendant les stades glaciaires (Pichevin et al., 2004).**

Par ailleurs, la distribution temporelle de l'espèce benthique *Uvigerina peregrina* observé au Nord de la Ride de Walvis confirme l'exportation plus importante de matière organique vers l'interface eau/sédiment durant le DMG par rapport à l'OCH. Cette espèce se développant préférentiellement dans des zones où les taux d'accumulation organique sont relativement importants (De Rijk et al., 1999, 2000 ; Jorissen et al., 1998).

Les variations eustatiques sont le facteur prépondérant de variabilité organique lors de la transition Glaciaire/Interglaciaire, la variabilité de la productivité dans la couche photique module la quantité et la qualité de matériel organique préservé. Le rôle majeur de l'eustatisme a également été mis en avant par Mollenhauer et al. (2002) et Pichevin et al. (2004).

Le site localisé au Sud de Lüderitz est associé à une productivité beaucoup plus faible. Toutefois, les données de palynofaciès sont caractérisées par une sédimentation uniquement constituée de MOA Gélifiée dans la partie superficielle de la carotte de haute de pente, associée à un pic de COT et des valeurs relativement importantes en silice biogénique. L'Holocène terminal peut donc être également caractérisé par une forte productivité organique localisée.

La chute du niveau de base associée au DMG est normalement à l'origine d'une augmentation du pouvoir érosif des cours d'eau (rivière Orange, rivière Kunene).

Toutefois, l'observation des carottes, associée aux travaux de Bertrand et al. (1997, 2003) nous permet d'affirmer que les processus de **sédimentation gravitaires** associés à des courants de turbidité et/ou à des écoulements de débris sont pratiquement inexistantes. Les transferts de matière proposés par Mollenhauer et al. (2002) comme facteur d'enrichissement des domaines distaux en matière organique sont considérés dans notre étude comme un paramètre mineur, bien que des études complémentaires sur ce type de sédimentation, ainsi qu'une étude de l'effet des courants de fond seraient indispensables pour quantifier réellement la part même minimale de sédiment remobilisé.

Cette absence de faciès gravitaire nous amène donc à considérer les extensions filamentaires des cellules d'upwelling (Lutjeharms & Meeuwis, 1987 ; Hagen et al., 2001) comme un facteur majeur permettant la sédimentation des domaines les plus distaux en particules organique.

III- Variabilité Climatologique – facteurs externes

Les modifications de la productivité de surface lors de la transition Glaciaire/Interglaciaire sont les conséquences des variations de facteurs internes et externes au système (fig. VII-2).

Les facteurs internes à ce système sont : la topographie de la marge, les variations de productivité, la variation des flux organiques et inorganiques, les processus de diagenèse et de biodégradation, les différents mécanismes de préservation, La plupart de ces facteurs sont dépendants les uns des autres, et les facteurs liés à la productivité sont directement liés aux facteurs externes régionaux et aux facteurs globaux.

Les facteurs externes sont :

- coté Est : des apports continentaux via les courants atmosphériques ou via les cours d'eau (fleuve Orange, rivière Kunene), ainsi que des modifications de l'intensité des alizés, conduisant à des modulations de l'activité physique et biologique de l'upwelling,
- coté Ouest : ce coté représente le bord libre du système,
- coté Sud : des modifications des apports de masses d'eaux chaudes et riches en nutriment via le Courant des Aiguilles (issu de l'Océan Indien), et de masses d'eaux froides et corrosives via le courant Antarctique Intermédiaire (AAIW),
- coté Nord : les mouvement du Front Angola/Benguela, associé à des apports plus ou moins prononcés de masses d'eaux relativement chaudes et chargées de nutriments via le Courant d'Angola, et les apports d'eaux froides via le courant Atlantique profond (NADW).

Enfin les facteurs globaux, qui sont les conditions climatiques (atmosphériques, océanographiques) et les variations du niveau marin.

Les données de **silice amorphe** au **Nord de la Ride de Walvis** nous ont permis de caractériser les variations environnementales de ce domaine lors de la transition Glaciaire/Interglaciaire. En effet, cette zone présente, avec le site de productivité de Lüderitz, les teneurs les plus importantes de la marge en silice amorphe. Les observations sur frottis confirment que cette silice amorphe est en partie de la silice biogénique associée à la sédimentation de diatomées et radiolaires, les verres volcaniques sont relativement peu abondants. Cette région est donc le siège d'une productivité siliceuse de surface majeure. Ces résultats confirment les travaux de Berger et al. (2002) qui démontrent l'existence d'apports majeurs de silice dissoute d'origine tropicale via le courant descendant chaud d'Angola.

L'activité des cellules d'upwelling n'est donc pas le facteur prépondérant dans la sédimentation siliceuse du domaine Nord Walvis. Ceci est confirmé par l'absence de corrélation entre le COT et la silice amorphe, ainsi qu'entre la silice amorphe et la profondeur de sédimentation, contrairement à l'ensemble des sites localisés au Sud de la Ride de Walvis.

Cette zone est également le siège d'un mécanisme paradoxal : durant la transition Glaciaire/Interglaciaire, le front ABF migrant vers le Sud, les apports de silice dissoute devraient être plus importants. Or on observe dans les carottes 91, 92 et 93 une diminution de la teneur en silice amorphe (assimilée ici à la silice biogène) lors de cette transition. Il semble donc que les apports en silice dissoute soient prépondérants, mais que l'utilisation de cette silice par les organismes contrôle l'enregistrement sédimentaire, le développement des organismes étant directement lié aux conditions trophiques du milieu, et donc à l'activité des cellules d'upwelling.

Les données acquises sur la silice amorphe au Nord de la Ride de Walvis nous permettent donc de hiérarchiser les facteurs limitants au développement des organismes siliceux : 1) les apports de nutriments (P, Fe...) nécessaires à leur développement, 2) les apports de silice nécessaire à la construction de leur tests.

Ces résultats sont en désaccord avec les travaux de Diester-Haass et al. (1987) sur la ride de Walvis, qui, sur la base d'étude des rapports relatifs entre diatomées, radiolaires et foraminifères planctoniques, déterminent des minima d'opale au DMG et des maxima à l'OCH. Les conclusions des auteurs s'orientent vers une différence d'exportation de la silice,

liée à la circulation du Courant du Benguela, déplacée plus au Nord (17°S) durant le DMG par rapport à l'OCH. Les éléments siliceux sont alors déposés en position plus septentrionale au DMG et plus méridionale, à l'aplomb de la ride de Walvis, à l'OCH.

Toutefois, l'étude de Diester-Haass et al. (1987) ne tient pas compte des apports de silice par le courant d'Angola ni du déplacement du front Angola/Benguela, et ne considère dans ses interprétations, que la partie Sud du contexte océanique.

Les données de **silice amorphe** obtenues sur le site de **Lüderitz** sont également très importantes. Toutefois, sur la base de nos résultats, il est difficile d'aller dans le sens de Pichevin et al. (2004), c'est-à-dire vers une productivité siliceuse importante. En effet, les observations sur frottis de la carotte 87 (Fröhlich, comm. pers.) présentent relativement peu d'organismes siliceux, et une quantité importante de verres volcanique. Il est difficile d'associer la silice amorphe à de la silice biogénique, et donc de conclure quant à une variation de productivité. Toutefois, les taux d'accumulation massiques en silice amorphe déterminés sur l'ensemble du site sont en accord avec les résultats obtenus par Romero et al. (2003) sur le site ODP 175-1084, et interprétés comme associés à des arrivées locales et massives d'eaux angolaises durant les événements Benguela-Niño (Shannon et al., 1996).

Les données de COT obtenues dans la partie Nord du système du Courant du Benguela (**Nord Walvis et Walvis Bay**), comparées aux données de température d'eaux de surface, ou SST, acquises par d'autres auteurs (Müller et al., 1994 ; Schneider et al., 1993) sur des carottes ODP, nous permettent de mettre en évidence une corrélation négative nette entre les valeurs de COT et les valeurs de SST. Le DMG est toujours caractérisé par des températures plus faibles qu'à l'OCH. La productivité organique est donc bien directement liée à l'activité des cellules d'upwelling sus-jacentes, caractérisées par des SST faibles. Par ailleurs, Jansen et al. (1996) ont montré que l'augmentation des SST dans cette région, caractérisant la transition Glaciaire/Interglaciaire corrélée positivement avec les mouvements latitudinaux du Front Angola/Benguela. Ce dernier s'est déplacé vers le Sud entre le DMG (7°S) et le l'OCH (17°S). Les températures de surfaces sont donc directement liées aux apports d'eaux relativement plus chaudes via le courant d'Angola. Ce mouvement du Front est associé à une diminution de l'intensité de l'upwelling, et donc à une baisse de la production et de l'exportation organique lors de la transition DMG/OCH.

Nos résultats acquis au **Nord de la Ride de Walvis** ne sont pas en accord avec les travaux de Kim et al. (2002) sur la détermination des températures de surface dans cette zone. Le modèle stratigraphique proposé par les auteurs ne semble pas réaliste avec les taux de sédimentation proposés dans notre étude. Il semble donc que le système d'upwelling du courant du Benguela n'enregistre pas les épisodes climatiques froids et rapides existant dans l'Atlantique Nord (Younger-Dryas...Mangerud et al., 1974 ; Wohlfarth, 1996 ; Björck et al., 1998). Les travaux de Shi et al. (2000) et de Dupont et al. (2004) sur des pollens, et utilisant la même donnée radiocarbone de la même carotte, caractérisent également le Younger-Dryas dans la région Sud-Est Atlantique. De la même façon que pour Kim et al. (2002), leurs résultats sont à considérer avec beaucoup de précautions. La lithologie de la carotte est argileuse, et ne peut en aucun cas être associée à des taux de sédimentation moyens de 50 cm.an^{-1} , voire 130 cm.an^{-1} .

L'augmentation des températures d'eaux de surface durant la transition Glaciaire/Interglaciaire a également été mise en évidence par Chen et al. (2002), sur le site **Sud Lüderitz**, d'après une étude des assemblages des foraminifères benthiques.

Les travaux de Kirst et al. (1999) sur les SST au large de Walvis Bay indiquent, de la même façon qu'au Nord de la Ride de Walvis, un réchauffement de la température de surface de l'océan entre le DMG et l'OCH, corrélé avec une diminution du COT. Shi et al. (2001) ont travaillé sur la même carotte, et utilisé la nature et la distribution des pollens comme marqueur d'intensification des alizés durant le DMG. La nature de certains foraminifères planctoniques montre également un minimum de SST au DMG, associé, après analyse spectrale, à un minimum d'insolation. Les auteurs considèrent les alizés comme moteur principal de la variabilité de l'activité des cellules d'upwelling.

Les données de **silice amorphe et de COT** acquises à l'extrémité **Sud** du système varient dans le sens opposé, entre le DMG et l'OCH, par rapport à l'ensemble des autres sites de sédimentation. Les observations sur frottis (Fröhlich, comm. pers.), ainsi que les assemblages de diatomées (Crosta, comm.pers.) nous permettent d'affirmer que le facteur prépondérant n'est pas l'activité plus ou moins importante des cellules d'upwelling, mais les apports océaniques externes, en particulier via le courant Intermédiaire Antarctique (AAIW). Par ailleurs, des perturbations de cette zone par des arrivées de masses d'eaux relativement plus chaudes via le Courant des Aiguilles ont été mises en évidence par Hagen et al. (2001).

Les données de **silice amorphe** obtenues sur le site de Lüderitz associées aux **comptages de diatomées** réalisés par Crepin (2001) et Pichevin (2004) nous permettent de proposer une origine mixte de la silice dissoute vers les cellules d'upwelling, via le courant d'Angola pour les sites situés au Nord, le courant AAIW pour les sites du Sud, et via les deux courants pour les sites intermédiaires. Les apports de silice dissoute via le courant AAIW ont été mis en évidence par Brzezinski et al. (2002) et seraient liés au développement plus ou moins important de la calotte polaire, associée à utilisation de la silice in situ plus ou moins intense.

Les calculs de « **Source Rock Potential Index** » le long de la marge, ainsi que l'extrapolation réalisée sur le site de Lüderitz, jusqu'au Miocène, nous autorise à penser que le système du courant du Benguela, en particulier la zone de haute productivité de Lüderitz, peut potentiellement être à l'origine du dépôt roches mères parmi les plus productives au monde (cf. compilation du SPI de différentes formations, Demaison & Huizinga, 1991). Ces résultats montrent que la probabilité que les roches mères les plus productives actuellement soient associées à des systèmes d'upwelling du type Benguela avec des eaux de fond oxygénées devrait être prise en compte dans les études d'exploration pétrolières en domaine océanique profond.

D'un point de vue général, les principales conclusions de cette étude ont été tirées des résultats concernant les concentrations des différents constituants. Bien que les calculs des taux d'accumulation soient indispensables, il semble que les concentrations fournissent des résultats plus fiables que les MAR (Berger et al., 1989 ; Schneider et al., 1996). Schneider et al. (1996) montrent qu'il existe une meilleure corrélation entre les variations de $\delta^{13}\text{C}$ des foraminifères planctoniques avec les pourcentages de COT, qu'avec les MAR en COT. Les calculs de MAR sont en effet très sensibles aux erreurs commises lors de la détermination du calage stratigraphique, basé sur quelques points de données et une interpolation linéaire entre ces points. Ainsi les taux de sédimentation peuvent différer de 60% si les sous-étages isotopiques ne correspondent pas exactement (Lyle, 1988). De plus, au niveau des marges continentales où les apports terrigènes sont le constituant majeur du sédiment, les calculs de MAR COT fournissent des résultats surestimés, l'enfouissement accru des sédiments augmentant la préservation de la MO n'est pas pris en compte. A l'inverse, les zones de sédimentation hémipélagique où la majeure partie du sédiment est constituée de carbonates (carotte GeoB 1105, Schneider et al., 1996), les processus de productivité carbonatée et de dissolution des carbonates gouvernent l'accumulation des constituants mineurs du sédiment.

Ainsi, en accord avec les remarques de Schneider et al. (1996), il semble que dans un système aussi complexe que le système d'upwelling du Benguela, les enregistrements des concentrations reflètent de façon plus fiable les variations de productivité du Quaternaire terminal que les MAR COT.

IV- Comparaison avec le Pléistocène

Les données acquises sur la section étudiée du leg ODP 175-1084A, associées aux données de Robinson et al. (2002) concernant les apports détritiques, et de Ioanna Bouloubassi (comm. pers.) concernant les biomarqueurs, nous ont permis de mettre en évidence un fonctionnement du système d'upwelling du courant du Benguela relativement différent de celui qui existe au Quaternaire Terminal.

La corrélation positive entre le COT et les éléments détritiques (en particulier le fer) a également été mise en évidence par Jahn et al. (2003). Le désert du Namib est la source principale d'apport en Fer (Lancaster, 1981). Stuut et al. (2002) mettent également en évidence le rôle majeur de la sédimentation d'éléments détritiques sur la Ride de Walvis durant les stades glaciaires. Les conclusions de Jahn et al. (2003) montrent que le régime atmosphérique était plus important entre 1,5 et 0,58 Ma, par rapport aux périodes plus récentes, et que cette variabilité climatique est caractérisée par une périodicité de 100000 ans.

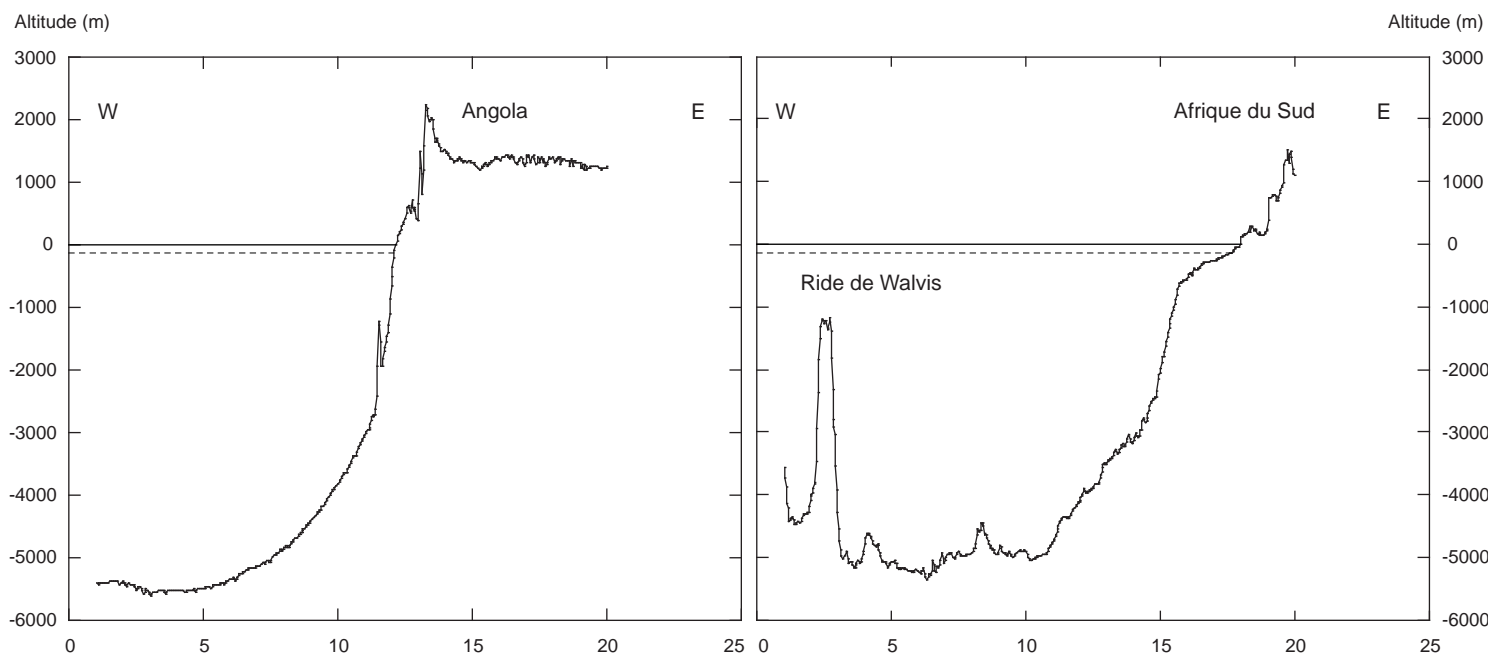


Figure VII-1a : profils topographiques de la marge Sud-Est Atlantique à 15°S (Nord Ride de Walvis, gauche) et 32°S (Cap Town, droite) et localisation du niveau marin actuel (trait plein) et du niveau marin au Dernier Maximum Glaciaire (trait pointillé)

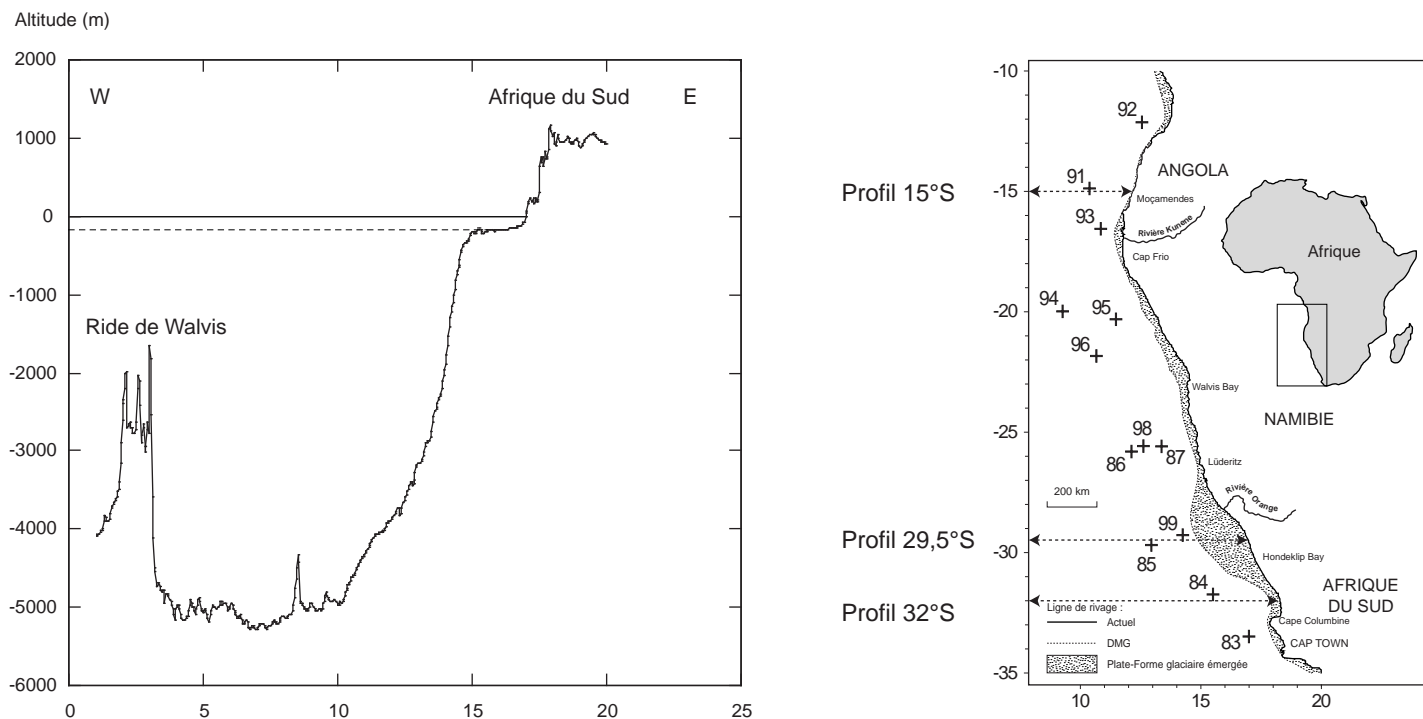


Figure VII-1b : (gauche) profil topographique de la marge Sud-Est Atlantique à 29,5°S, localisation du niveau marin actuel (trait plein) et du niveau marin au Dernier Maximum Glaciaire (trait pointillé) ; (droite) localisation des différents profils le long de la marge.

Figure VII-2a : situation schématique des principaux facteurs climatiques et eustatiques modulant la sédimentation organique et inorganique le long de la marge Sud-Est Atlantique durant l'Optimum Climatique Holocène.

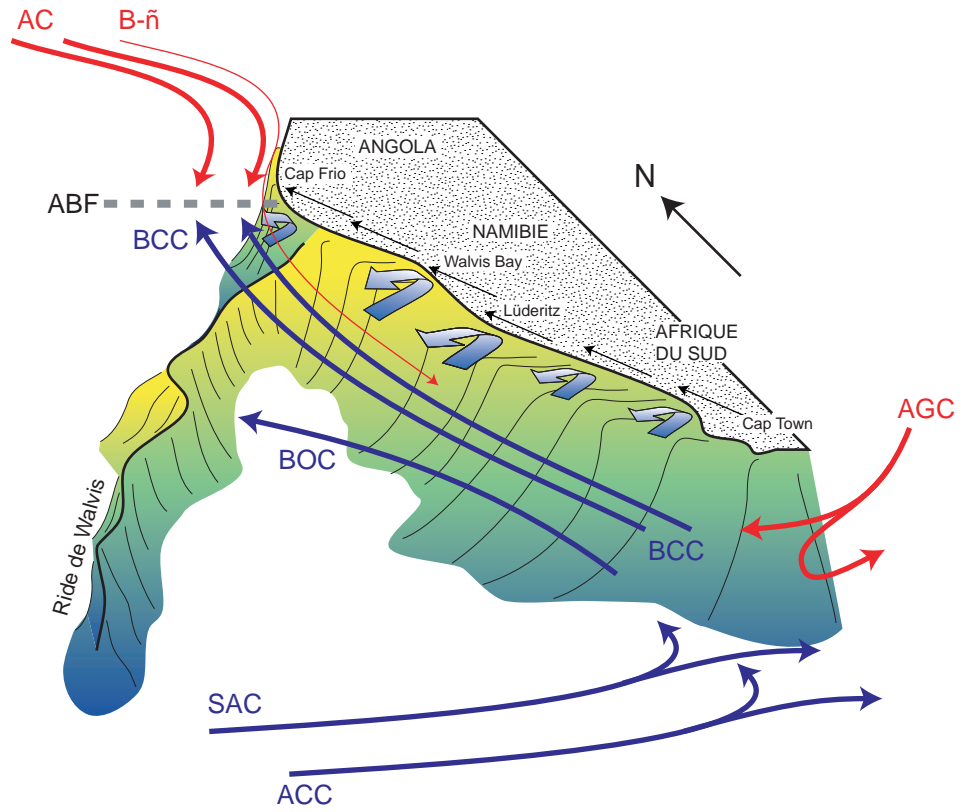
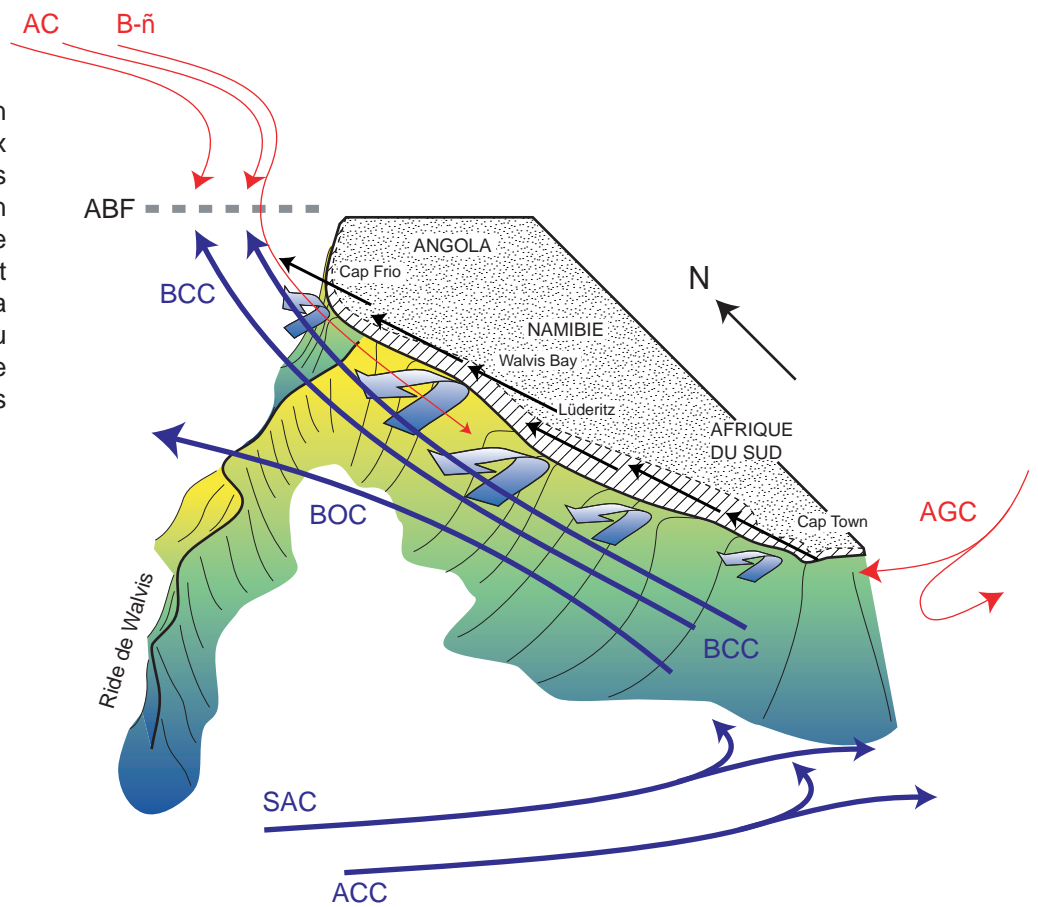


Figure VII-2b : situation schématique des principaux facteurs climatiques et eustatiques modulant la sédimentation organique et inorganique le long de la marge Sud-Est Atlantique durant le Dernier Maximum Glaciaire. La zone en hachuré correspond au domaine de plate-forme exondée associée au contexte de bas niveau marin (-120 m).



	Courant Chaud	ABF : Angola/Benguela Front
	Courant Froid	AC : Angola Current
	Alizés	BCC : Benguela Coastal Current
	Cellule d'upwelling	BOC : Benguela Oceanic Current
	L'épaisseur des flèches est fonction de l'intensité du processus	SAC : South Atlantic Current
		ACC : Antarctic Circumpolar Current
		AGC : Agulhas Current
		B-ñ : Événement Benguela-niño

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

CONCLUSION GENERALE ET PERSPECTIVES

La marge Sud-Est Atlantique a été le siège d'une accumulation très importante de carbone organique durant les derniers cycles Glaciaire/Interglaciaire : les teneurs y sont parmi les plus élevées du monde pour des sédiments océaniques (de 5 à 18-20% à 1000 m de profondeur, de 0,5% à 8% à 3500 m). Ces accumulations sont liées à l'intense activité des cellules d'upwelling associées au système du Courant du Benguela, elles mêmes fonctions de la force des alizés circulant le long de la côte.

Les résultats obtenus par différentes approches sédimentologiques et géochimiques nous ont permis de montrer que :

- il est possible d'accumuler des quantités importantes de carbone organique en domaine océanique profond sans que le milieu soit anoxique, ni faire intervenir des resédimentations en masse de sédiments riches en matière organique provenant de domaines plus proximaux. Cette accumulation est directement liée aux importants taux d'exportation en carbone organique depuis la zone photique, en relation avec l'activité dynamique et biologique des cellules d'upwelling,

- à une époque donnée (Dernier Maximum Glaciaire ou Optimum Climatique Holocène), le facteur principal de la variabilité de la quantité et de la qualité de la matière organique sédimentée le long de la marge est la productivité de surface, qu'elle soit associée à des producteurs carbonatés ou siliceux. La profondeur de sédimentation module ensuite la quantité de la matière organique préservée,

- la production et l'exportation de matière organique n'est pas identique le long de la marge : la partie centrale (Walvis Bay et Lüderitz) est la plus productive, les teneurs en carbone organique y sont les plus importantes, à moyenne et grande profondeur. L'intensité des processus biologiques décroissent vers le Sud et vers le Nord, bien que le site de sédimentation localisé au Nord de la Ride de Walvis soit sensiblement différent des autres sites car associé à une sédimentation beaucoup moins carbonatées, plus argileuse, et relativement enrichie en éléments détritiques,

- deux types de matière organique amorphe ont été identifiés : un type granulaire, floconneux, et un type gélifié. Ces deux types de MOA sont directement liés à l'intensité de l'activité biologique des cellules d'upwelling. Le type gélifié est associé aux cellules les plus actives (Lüderitz et Walvis Bay), le type granulaire aux cellules relativement moins actives. Par ailleurs, le type gélifié est associé à un processus de préservation par sulfuration naturelle, et le type granulaire à un processus d'adsorption sur des particules argileuse. La distribution de ces deux types de MOA conditionne étroitement la qualité pétrologène de la matière organique, laquelle est maximale à l'aplomb des cellules de Lüderitz et de Walvis Bay, et meilleure en haut de pente qu'en domaine plus distal,

- les apports terrigènes sont relativement peu exprimés le long de la marge, à l'exception du site localisé au Nord de la Ride de Walvis, relativement enrichi en éléments organiques terrigènes altérés,

- les relations entre carbonates et carbone organique total sont le résultat de trois processus qui interagissent : la productivité de surface, la dilution de la MO par les carbonates et la dissolution des carbonates lors de la biodégradation de la MO. Ces processus sont à l'origine de la corrélation négative observée entre les deux marqueurs. La dissolution des carbonates est d'autant plus marquée que la productivité organique est importante. La dilution de la MO est un paramètre majeur à prendre en compte dans l'interprétation de l'évolution du contenu organique,

- le rôle de la topographie est relativement mineur dans les variations de distribution de la matière organique le long de la marge. Seules les variations bathymétriques orthogonales à la marge modulent l'enregistrement sédimentaire : plus la profondeur de sédimentation est importante, moins l'enfouissement de matière organique sera importante, cette relation est inversée pour les carbonates,

- les variations sédimentaires enregistrées lors de la dernière transition Glaciaire/Interglaciaire sont essentiellement dues à deux paramètres : un déplacement vers le pôle proximal des dépôts riches en matière organique lors de la transgression marine associée

à cette transition, et un affaiblissement de la productivité de surface lié à une baisse de l'activité des cellules d'upwelling, parallèlement à la diminution de l'intensité du régime atmosphérique. Toutefois, la productivité des cellules les plus actives (Lüderitz et Walvis Bay) ne semble pas diminuer drastiquement lors de cette transition, contrairement aux autres cellules. Les variations eustatiques sont le facteur prépondérant de variabilité organique lors de la transition Glaciaire/Interglaciaire, la variabilité de la productivité dans la couche photique module la quantité et la qualité de matériel organique préservé,

- l'enregistrement sédimentaire est modulé par une série de facteurs externes lors de la transition DMG/OCH. Ces facteurs sont d'origine océaniques et atmosphériques :

o coté Est : des apports continentaux via les courants atmosphériques ou via les cours d'eau (fleuve Orange, rivière Kunene), ainsi que des modifications de l'intensité des alizés, conduisant à des modulations de l'activité physique et biologique de l'upwelling,

o coté Sud : des modifications des apports de masses d'eaux chaudes et riches en nutriments via le Courant des Aiguilles (issu de l'Océan Indien), et de masses d'eaux froides et corrosives via le courant Antarctique Intermédiaire (AAIW),

o coté Nord : les mouvements du Front Angola/Benguela, associé à des apports plus ou moins prononcés de masses d'eaux relativement chaudes et chargées de nutriments via le Courant d'Angola, et les apports d'eaux froides via le courant Atlantique profond (NADW),

- l'étude d'une séquence dans le site ODP 175-1084A nous a permis de mettre en évidence le rôle prépondérant des apports détritiques dans la sédimentation organique et inorganique sur le site de Lüderitz au Pléistocène basal. Ces apports augmentent la productivité organique de deux façons : en enrichissant la zone photique en nutriments (Fe, Al...) et en intensifiant la dynamique de l'upwelling. Il existe un changement climatique majeur vers 1,13 Ma, caractérisé par un pic de productivité associé à des organismes siliceux (diatomées) puis carbonaté (coccolithes). Ce changement climatique est la conséquence d'une intensification du régime atmosphérique. Ce type de fonctionnement est très différent de celui mis en évidence au Quaternaire terminal,

- enfin, le système d'upwelling de Lüderitz, par ses caractéristiques organiques, peut être considéré comme à l'origine de la formation de roches mères les plus productives au monde, et ce dans un milieu de dépôt radicalement différents des milieux classiques d'accumulation organiques, liés à une anoxie de la colonne d'eau ou à des transports en masse de sédiments riches en matière organique depuis un pôle plus proximal. Une telle

configuration de dépôt (milieu oxygéné et profond) doit donc être prise en compte dans l'exploration pétrolière en domaine océanique profond.

Perspectives

A l'issue de ces trois années de recherche, il apparaît qu'un certain nombre de points pourraient être approfondis dans le but de mieux contraindre nos hypothèses, sans pour autant utiliser de nouveaux marqueurs. Le principal point serait d'obtenir une meilleure résolution des données : autant d'un point de vue spatial (davantage de carottes étudiées le long de la marge) que temporel (davantage d'analyses par carotte étudiée). Les travaux à haute résolution sont indispensables à la bonne compréhension d'une zone aussi complexe que le système d'upwelling du courant du Benguela. Le second point à contraindre de façon plus homogène est le modèle stratigraphique. Il serait en effet idéal de disposer de calages radiocarbone pour chaque carotte, avec un pas d'échantillonnage relativement serré.

Ce travail de thèse nous a permis de répondre à un certain nombre de questions, mais en a également soulevé plusieurs autres :

- une étude de biomarqueurs intégrée à l'échelle de la marge serait indispensable afin de déterminer les rôles respectifs des organismes carbonatés (coccolithes, quantification des alcénones) et siliceux (diatomées, quantification des stérols) dans la sédimentation organique et inorganique, ainsi que des apports de débris ligneux (quantification des n-alcanes),
- cette étude des biomarqueurs pourrait également s'accompagner d'une détermination des SST via les alcénones, sur l'ensemble de la marge. Cette étude nous permettrait de mieux comprendre les contributions des différentes masses d'eaux, au Nord et au Sud du système, et de vérifier les relations SST/COT,
- les caractéristiques trophiques de la zone photique et de l'interface eau/sédiment pourraient être mieux contraintes en réalisant une identification précise des différents assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques, ainsi que des diatomées. La quantification de la fragmentation des foraminifères carbonatés pourrait nous aider dans la compréhension des processus liés à la dissolution des

carbonates, en relation avec la corrosivité des eaux et la biodégradation de la matière organique,

- d'un point de vue plus global, il serait intéressant d'étudier les autres systèmes d'upwelling d'intensité équivalente (Pérou, Californie, Mauritanie, Oman) par la même approche, et ainsi mettre en évidence la spécificité organique de ces différents systèmes.

ANNEXES

Annexe 1 : analyses globales

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	OI (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
1	0,53	331	532	0	1,76	2,82	422	6108,40		1,61	63,77		72,67	1,94		
10	0,82	254	435	0	2,1	3,59	420	6871,16	11,80	1,64	61,96	0,25	70,33	2,76	0,85	21,65
20	0,66	326	521	0	2,15	3,44	422	7633,92	13,11	1,66	61,16	0,23	73,08	2,45	0,86	25,52
30	0,65	329	515	0	2,13	3,34	425	8396,68	13,11	1,66	60,99	0,23	72,75	2,39	0,84	25,52
40	0,56	318	538	0	1,78	3,01	423	9159,44	13,11	1,66	60,58	0,20	75,25	2,26	0,80	26,67
52	0,23	250	679	0	0,58	1,57	425	10074,75	13,11	1,71	57,89	0,09	78,00	1,05	0,40	29,67
60	0,25	304	746	0	0,75	1,84	427	10684,96	13,11	1,66	61,06	0,09	83,67	1,53	0,54	29,29
70	0,23	282	770	0	0,65	1,76	427	11447,72	13,11	1,69	59,10	0,08	78,58	1,07	0,40	28,95
80	0,23	289	799	0	0,66	1,82	425	12210,48	13,11	1,76	54,47	0,10	75,67	0,95	0,39	31,56
90	0,30	292	674	0	0,87	2,01	423	12973,24	13,11	1,79	52,83	0,13	69,50	0,98	0,43	30,32
100	0,33	273	623	0	0,9	2,04	424	13736,00	13,11	1,77	54,08	0,14	71,25	1,15	0,48	30,03
110	0,26	296	703	0	0,78	1,85	422	14498,76	13,11	1,77	53,94	0,11	73,83	0,99	0,42	31,23
120	0,25	253	657	0	0,64	1,67	424	15261,52	13,11	1,76	54,90	0,10	75,25	1,01	0,42	31,02
130	0,28	272	685	0	0,77	1,94	428	16024,28	13,11	1,74	56,14	0,11	69,17	0,91	0,36	27,56
140	0,34	268	510	0	0,91	1,72	427	16787,04	13,11	1,81	51,40	0,15	59,17	0,83	0,38	26,86
149	0,37	262	488	0	0,98	1,82	430	17396,68	14,76	1,82	51,22	0,19	57,08	0,86	0,44	29,33
160	0,47	345	520	0	1,63	2,45	429	19499,20	5,23	1,80	52,16	0,08	65,08	1,35	0,24	11,54
170	0,48	323	497	0	1,54	2,38	429	21251,30	5,71	1,79	53,14	0,09	57,50	1,13	0,21	10,83
180	0,52	301	475	0	1,57	2,48	431	23003,40	5,71	1,84	49,56	0,11	68,83	1,67	0,35	14,33
190	0,51	322	483	0	1,65	2,48	429	24755,50	5,71	1,78	53,79	0,09	68,17	1,60	0,30	12,61
200	0,57	330	496	0	1,88	2,82	428	26507,60	5,71	1,77	54,34	0,10	70,42	1,93	0,35	12,83

Carotte MD962083

Analyses globales, carotte MD 962083

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	IO (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
0	0,74	344	658	0,01	2,55	4,87	422	2927,5	17,21	1,53	68,86		81,25	3,95		30,63
10	0,73	359	652	0	2,62	4,76	423	3508,7	17,21	1,59	65,25	0,30	81,92	4,04	1,67	33,81
20	0,69	382	648	0,01	2,65	4,49	423	4089,9	17,21	1,53	68,75	0,26	82,50	3,94	1,49	31,18
30	0,7	383	649	0	2,68	4,54	421	4671,1	17,21	1,59	65,07	0,29	82,17	3,93	1,63	34,07
40	0,58	356	700	0	2,07	4,07	423	5252,3	17,21	1,57	66,45	0,23	82,75	3,36	1,35	33,13
50	0,6	366	689	0	2,19	4,12	425	5833,5	17,21	1,56	67,09	0,24	82,58	3,44	1,36	32,54
59	0,62	365	656	0	2,25	4,04	424	6356,58	17,21	1,65	61,40	0,28	83,00	3,65	1,66	37,80
69	0,55	364	707	0	2,01	3,89	424	6937,78	17,21	1,67	60,29	0,26	83,67	3,37	1,58	39,21
79	0,61	375	663	0	2,28	4,03	426	7518,98	17,21	1,70	58,15	0,30	83,00	3,59	1,78	41,15
89	0,6	374	638	0	2,25	3,84	428	8100,18	17,21	1,67	60,36	0,28	83,58	3,65	1,71	39,11
99	0,57	379	677	0,01	2,15	3,84	425	8681,38	17,21	1,65	61,39	0,26	83,58	3,47	1,58	38,07
109	0,56	391	657	0	2,18	3,65	424	9262,58	17,21	1,64	61,85	0,25	83,75	3,45	1,55	37,70
119	0,63	386	638	0	2,43	4,02	421	9843,78	17,21	1,65	61,63	0,29	83,50	3,82	1,73	37,80
129	0,58	397	623	0	2,31	3,63	422	10424,98	17,21	1,60	64,43	0,24	84,17	3,66	1,54	35,46
141	0,62	400	552	0	2,49	3,43	426	11122,42	17,21	1,59	65,07	0,26	85,42	4,25	1,76	35,41
152	0,62	395	580	0	2,44	3,58	426	11762,16	5,34	1,65	61,20	0,09	84,83	4,09	0,58	12,05
159	0,54	376	614	0	2,02	3,31	431	13064,72	5,34	1,67	60,32	0,08	85,83	3,81	0,55	12,47
169	0,48	353	677	0	1,69	3,24	425	14925,52	5,34	1,69	59,32	0,07	86,33	3,51	0,52	12,88
179	0,63	377	542	0	2,4	3,44	426	16786,32	5,34	1,67	60,08	0,09	86,17	4,55	0,67	12,60
189	0,58	370	541	0	2,16	3,16	425	18647,12	5,34	1,71	58,01	0,09	85,42	3,98	0,61	13,19
199	0,46	364	630	0	1,67	2,89	422	20507,92	5,34	1,68	59,76	0,07	86,67	3,45	0,51	12,78
209	0,42	375	655	0	1,57	2,74	423	22368,72	5,34	1,71	57,89	0,07	86,83	3,19	0,49	13,45
219	0,29	329	770	0	0,95	2,23	422	24229,52	5,34	1,63	62,46	0,04	87,25	2,27	0,31	11,99
229	0,49	356	671	0	1,75	3,3	425	26090,32	5,34	1,60	64,28	0,06	84,67	3,20	0,42	11,11
239	0,39	325	698	0	1,25	2,69	424	27951,12	5,34	1,64	62,03	0,05	86,75	2,94	0,41	12,06
249	0,55	346	613	0	1,92	3,4	423	29811,92	5,34	1,62	63,46	0,07	84,42	3,53	0,47	11,31

Carotte MD962084

Analyses globales, carotte MD 962084

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	OI (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
1	0,15	135	1806	0,02	0,2	2,7	286	3341,3	6,45	1,53	69,14	0,026	79,2	0,7	0,378	13,99
5	0,17	255	2152	0	0,44	3,73	450	3961,9	7,25	1,57	66,43	0,028	93,3	2,5	0,209	14,94
10	0,16	188	1959	0	0,29	3,06	372	4651,7	7,27	1,58	65,67	0,019	86,8	1,2	0,139	14,64
15	0,11	194	2475	0	0,22	2,84	297	5339,7	7,29	1,59	66,46	0,017	87,0	0,8	0,134	15,11
21	0,1	196	2812	0	0,19	2,7	295	6163,0	7,31	1,62	63,62	0,020	87,4	0,9	0,160	15,97
25	0,11	190	2390	0	0,21	2,65	362	6710,4	7,33	1,62	63,56	0,017	86,5	0,7	0,122	15,87
31	0,09	152	2928	0	0,14	2,7	294	7529,3	7,35	1,60	64,46	0,018	86,9	0,8	0,137	15,62
35	0,1	191	2794	0	0,19	2,71	295	8073,8	7,37	1,61	63,76	0,018	87,1	0,8	0,142	15,98
41	0,1	148	2853	0	0,14	2,76	293	8888,5	7,38	1,62	63,47	0,019	87,0	0,8	0,143	16,12
45	0,1	185	2824	0	0,18	2,72	295	9430,1	7,40	1,62	63,14	0,021	87,2	0,9	0,161	16,33
51	0,11	186	2250	0	0,21	2,51	361	10240,5	7,42	1,62	63,21	0,019	86,7	0,8	0,141	16,25
55	0,1	180	2808	0	0,17	2,7	294	10779,3	7,44	1,62	63,45	0,017	86,6	0,7	0,125	16,18
61	0,09	175	2850	0	0,16	2,62	360	11585,3	7,46	1,63	62,43	0,019	87,4	0,8	0,153	16,82
65	0,1	189	2562	0	0,2	2,65	296	12121,2	7,48	1,63	62,60	0,019	81,2	0,5	0,102	15,59
71	0,1	179	2634	0	0,19	2,74	355	12923,0	7,50	1,63	62,99	0,021	86,0	0,8	0,150	16,40
75	0,11	149	2292	0	0,17	2,55	314	13456,0	7,52	1,58	65,78	0,018	84,8	0,7	0,117	15,10
81	0,1	219	2572	0	0,22	2,56	361	14253,5	7,54	1,58	65,72	0,021	83,6	0,7	0,131	14,95
85	0,12	227	2261	0	0,27	2,69	363	14783,6	7,54	1,58	64,29	0,029	83,9	0,8	0,180	18,72
91	0,13	254	1992	0	0,34	2,66	369	15444,8	8,08	1,60	64,39	0,022	83,7	0,9	0,137	12,44
95	0,15	262	1895	0	0,38	2,75	381	16104,1	7,61	1,60	64,57	0,033	83,0	1,1	0,197	15,41
101	0,18	234	1649	0	0,41	2,91	378	16892,9	7,63	1,61	64,05	0,038	83,7	1,2	0,231	15,78
105	0,2	291	1353	0	0,59	2,74	419	17417,4	7,65	1,57	66,56	0,039	84,5	1,4	0,252	14,99
111	0,22	313	1192	0	0,7	2,67	423	18201,9	7,67	1,58	65,70	0,044	83,5	1,5	0,265	15,19
115	0,24	306	1127	0	0,74	2,72	419	18723,5	7,69	1,59	65,31	0,037	83,4	1,2	0,222	15,36
121	0,2	321	1354	0	0,66	2,77	406	19503,7	7,71	1,57	66,63	0,036	83,8	1,2	0,220	14,96
125	0,2	247	1359	0	0,5	2,75	402	20022,4	7,71	1,58	65,93	0,044	83,2	1,4	0,260	15,16
131	0,24	295	1275	0	0,7	3,03	417	20798,3	7,73	1,56	66,74	0,045	82,3	1,4	0,254	14,75
135	0,25	325	1207	0	0,82	3,05	422	21314,1	7,75	1,60	64,51	0,057	82,3	1,4	0,323	18,77
141	0,25	320	1172	0	0,81	2,95	421	21957,3	7,82	1,60	64,36	0,029	82,6	1,2	0,225	15,38
145	0,19	269	1431	0	0,5	2,66	394	22598,7	7,84	1,58	65,85	0,041	83,3	1,3	0,243	15,42
151	0,21	267	1369	0	0,57	2,91	404	23366,0	7,86	1,58	65,69	0,045	84,6	1,6	0,290	15,78
155	0,22	291	1245	0	0,65	2,77	415	23876,1	7,89	1,60	64,29	0,050	85,8	1,8	0,354	16,62
161	0,24	302	1158	0	0,72	2,75	418	24639,2	7,91	1,64	62,20	0,053	83,3	1,6	0,318	17,07
165	0,26	340	1023	0	0,9	2,69	420	25146,4	7,93	1,64	62,30	0,055	86,3	2,0	0,403	17,69
171	0,26	341	1081	0	0,88	2,8	418	25905,1	7,95	1,62	63,31	0,052	86,5	1,9	0,386	17,34
175	0,27	355	1013	0	0,96	2,74	419	26409,5	7,98	1,65	61,41	0,051	87,3	1,9	0,397	18,42
181	0,26	362	974	0	0,96	2,58	421	27163,9	7,98	1,64	62,03	0,050	86,8	1,8	0,377	18,07
185	0,24	379	1065	0	0,89	2,51	419	27665,4	8,00	1,63	62,61	0,054	84,4	1,7	0,343	17,37
191	0,24	359	1063	0	0,87	2,58	421	28415,5	8,02	1,63	62,61	0,054	84,4	1,7	0,343	17,37
195	0,26	350	1072	0	0,9	2,76	421	28914,1	8,02	1,63	62,61	0,054	84,4	1,7	0,343	17,37

Carotte MD962086

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	OI (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
1	0,31	354	1022	0	1,09	3,15	454	472,50	15,23	1,50	70,68	0,085	84,58	2,01	0,56	30,03
8	0,24	298	1251	0	0,71	2,99	421	932,20	14,17	1,57	66,41	0,052	84,67	1,57	0,36	26,36
18	0,17	275	1636	0	0,48	2,83	406	1638,07	13,13	1,53	69,16	0,064	85,58	1,18	0,46	29,09
28	0,19	278	1531	0	0,52	2,87	419	2399,62	12,27	1,64	62,41	0,070	85,92	1,35	0,48	25,95
38	0,23	297	1277	0	0,68	2,9	414	3214,45	11,55	1,61	64,05	0,078	85,50	1,59	0,52	23,77
48	0,28	313	1061	0	0,88	2,99	421	4080,16	10,94	1,60	64,81	0,074	84,83	1,85	0,45	22,95
58	0,27	318	1107	0	0,87	3,02	422	4994,36	10,41	1,62	63,35	0,102	83,33	1,62	0,53	20,68
68	0,4	340	859	0	1,37	3,46	423	5954,63	10,41	1,61	64,26	0,208	80,75	2,08	0,53	20,68
78	0,38	331	809	0	1,26	3,09	421	6379,68	23,53	1,57	66,44	0,089	81,00	2,00	1,10	44,35
88	0,4	349	841	0	1,39	3,34	420	7464,88	9,21	1,60	64,78	0,094	79,75	1,98	0,44	17,84
98	0,41	367	855	0	1,52	3,54	419	8554,08	9,18	1,62	63,63	0,239	78,50	1,91	0,44	18,01
108	0,7	376	533	0	2,62	3,72	421	9227,90	14,84	1,56	66,97	0,153	75,33	2,84	0,97	25,68
118	0,82	398	537	0	3,27	4,41	421	10334,90	9,03	1,49	71,24	0,311	71,00	2,83	0,53	13,24
128	1,82	396	352	0	7,2	6,41	426	11441,90	9,03	1,43	74,74	0,275	58,75	4,41	0,75	10,05
138	1,69	354	375	0	5,97	6,31	423	12548,90	9,03	1,40	76,86	0,324	58,50	4,07	0,66	9,50
148	2,02	389	352	0	7,87	7,13	424	13655,90	9,03	1,39	77,43	0,298	51,92	4,20	0,67	8,32
158	1,8	369	376	0	6,65	6,77	422	14762,90	9,03	1,41	76,10	0,228	50,42	3,63	0,60	8,34
168	1,97	383	357	0	7,54	7,03	422	16290,48	6,55	1,39	77,49	0,378	49,25	3,88	0,45	5,71
178	2,43	374	316	0	9,07	7,67	422	17411,68	8,92	1,38	78,11	0,350	44,08	4,35	0,68	6,86
188	2,24	372	319	0	8,33	7,14	422	18536,88	8,89	1,39	77,74	0,376	41,00	3,80	0,59	6,41
198	2,3	347	319	0	7,98	7,33	422	19666,08	8,86	1,42	75,83	0,430	39,83	3,82	0,62	6,51
208	2,37	348	313	0	8,27	7,44	422	20799,28	8,82	1,40	77,15	0,326	37,17	3,77	0,59	5,86
218	2,77	358	291	0,01	9,91	8,06	422	21936,48	8,79	1,39	77,65	0,359	39,75	4,60	0,71	6,17
228	2,03	367	364	0	7,45	7,41	422	23077,68	8,76	1,41	76,11	0,430	42,83	3,55	0,57	6,87
238	2,27	387	341	0	8,77	7,73	422	24222,88	8,73	1,40	76,61	0,326	44,42	4,08	0,65	7,02
248	2,56	380	321	0	9,72	8,2	422	25291,00	9,36	1,40	76,98	0,430	46,83	4,82	0,81	7,86

Carotte MD962086

Analyses globales, carotte MD 962086

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	OI (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
5	6,27	442	192	0,01	27,67	12,06	421	6297,6		1,32	81,88	4,14	60,83	16,01		
21	6,15	443	201	0,01	27,22	12,38	421	6684,2	41,39	1,33	81,02	4,14	61,25	15,87	10,67	41,18
40	6,06	440	200	0,01	26,64	12,11	421	7143,3	41,39	1,35	80,09	4,17	61,92	15,91	10,95	42,59
60	5,99	445	195	0	26,67	11,66	423	7626,5	41,39	1,35	79,89	4,14	62,83	16,12	11,14	43,43
80	5,91	446	197	0,01	26,36	11,63	420	8109,8	41,39	1,36	79,49	4,13	62,25	15,66	10,93	43,45
99	5,71	448	195	0,01	25,59	11,1	420	8568,8	41,39	1,37	78,99	4,03	62,25	15,13	10,69	43,98
119	5,49	448	194	0,01	24,62	10,66	419	9052,1	41,39	1,37	78,53	3,92	62,58	14,67	10,48	44,72
140	5,04	446	196	0,01	22,48	9,9	418	9559,5	41,39	1,39	77,52	3,69	63,00	13,62	9,98	46,15
161	4,91	445	197	0,01	21,86	9,68	417	10066,9	41,39	1,36	79,32	3,44	63,08	13,30	9,32	44,22
180	4,76	447	194	0,01	21,26	9,24	418	10526,0	41,39	1,41	76,38	3,58	62,42	12,67	9,54	47,00
202	4,97	449	188	0,01	22,35	9,35	417	11047,9	42,15	1,42	75,71	3,88	59,58	12,30	9,59	46,46
220	5,04	442	189	0	22,24	9,54	418	11395,9	51,71	1,42	75,34	4,86	58,58	12,17	11,75	56,55
240	5,19	451	188	0,01	23,4	9,75	415	11782,7	51,71	1,41	76,00	4,91	56,67	11,98	11,34	53,66
260	5,27	432	193	0,01	22,79	10,2	419	12169,4	51,71	1,41	76,00	4,99	55,25	11,78	11,15	52,32
270	5,47	438	187	0,01	23,98	10,24	419	12362,8	51,71	1,41	76,00	5,18	54,33	11,98	11,34	51,45
298	6,07	447	180	0,01	27,1	10,94	419	12904,2	51,71	1,41	76,00	5,75	49,83	12,10	11,46	47,19
320	6,08	428	188	0,01	26,01	11,43	416	13329,6	51,71	1,41	76,00	5,76	49,83	12,12	11,48	47,19
326	6,57	425	187	0,01	27,96	12,31	415	13445,7	51,71	1,41	76,00	6,22	45,67	12,09	11,45	43,25
364	6,69	427	177	0,01	28,58	11,85	414	14180,5	51,71	1,41	76,00	6,34	41,83	11,50	10,89	39,62
380	6,2	429	184	0,01	26,59	11,4	415	14489,9	51,71	1,41	76,00	5,87	44,42	11,15	10,56	42,06
392	6,36	435	178	0,01	27,64	11,32	415	14721,9	51,71	1,41	76,00	6,02	43,58	11,27	10,68	41,27
415	6,2	430	190	0,01	26,66	11,75	416	15166,7	51,71	1,41	76,00	5,87	46,17	11,52	10,91	43,72
449	6,1	430	180	0,01	26,22	10,95	416	15843,3	51,73	1,41	76,09	5,78	48,00	11,73	11,12	45,50
469	5,97	434	182	0,01	25,88	10,86	415	16902,8	18,88	1,42	75,93	2,07	48,58	11,61	4,03	16,87
490	6,76	442	167	0	29,91	11,26	414	17962,4	18,88	1,40	77,04	2,28	40,83	11,43	3,86	13,80
510	6,86	443	161	0,01	30,36	11,03	413	19022,0	18,88	1,39	77,47	2,29	37,67	11,01	3,68	12,60
530	6,47	433	167	0,01	28,02	10,83	416	20081,6	18,88	1,38	77,81	2,15	36,50	10,19	3,38	12,10
552	6,17	426	174	0,01	26,25	10,73	414	21194,1	18,88	1,39	77,28	2,07	35,83	9,62	3,23	12,04
569	6,06	424	167	0,01	25,71	10,14	413	22200,7	18,88	1,42	75,65	2,12	35,58	9,41	3,29	12,44
590	5,92	419	176	0,01	24,79	10,44	414	23260,3	18,88	1,42	75,51	2,08	35,67	9,20	3,23	12,51

Carotte MD962087

Analyses globales, carotte MD 962087

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	OI (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
3	0,89	108	519	0	0,96	4,61	383	210		1,60	64,41		19,58	1,11		
12	0,3	141	1420	0	0,42	4,24	373	2320	4,27	1,59	65,26	0,03	31,83	0,44	0,05	3,26
22	0,27	87	1300	0	0,24	3,51	346	7384,94	1,97	1,65	61,61	0,01	25,33	0,36	0,02	1,32
32	0,28	112	1382	0	0,32	3,93	373	9139,64	5,70	1,66	60,84	0,04	40,92	0,47	0,07	6,26
42	0,23	119	1721	0	0,28	4,01	377	10894,34	5,70	1,59	65,43	0,03	32,33	0,34	0,05	4,40
52	0,31	124	1318	0	0,39	4,13	382	12649,04	5,70	1,58	65,74	0,04	27,83	0,43	0,06	3,76
62	0,44	130	869	0	0,57	3,8	373	14403,74	5,70	1,61	64,18	0,06	32,50	0,65	0,09	4,56
72	1,52	101	301	0	1,53	4,57	395	16158,44	5,70	1,55	67,88	0,19	12,75	1,74	0,22	1,63
82	1,01	140	449	0	1,42	4,55	388	17913,14	5,70	1,47	72,59	0,11	20,08	1,26	0,14	2,29
92	1,77	123	224	0	2,18	3,96	415	19667,84	5,70	1,53	68,60	0,22	7,17	1,91	0,24	0,90
102	1,31	107	286	0	1,4	3,77	390	21422,54	5,70	1,55	67,75	0,17	8,08	1,43	0,18	1,04
112	1,57	115	276	0	1,81	4,33	369	23177,24	5,70	1,44	74,63	0,17	4,83	1,65	0,18	0,52
122	1,63	120	274	0	1,96	4,48	376	24931,94	5,70	1,42	75,68	0,17	4,25	1,70	0,18	0,45
132	1,53	120	240	0	1,83	3,66	374	26686,64	5,70	1,43	74,77	0,17	4,58	1,60	0,17	0,49
142	1,45	109	296	0	1,58	4,28	396	28441,34	5,70	1,45	73,85	0,16	9,42	1,60	0,18	1,04
152	1,39	106	284	0	1,47	3,94	396	30196,04	5,70	1,49	71,60	0,16	8,33	1,52	0,18	0,97
162	1,78	119	193	0	2,12	3,43	419	31950,74	5,70	1,52	69,61	0,22	6,00	1,89	0,23	0,74
172	1,99	141	183	0	2,8	3,63	418	33705,44	5,70	1,56	67,06	0,26	6,17	2,12	0,28	0,81
182	2,41	160	228	0	3,86	5,5	430	35460,14	5,70	1,54	68,10	0,31	7,17	2,60	0,33	0,91
192	2,23	151	221	0	3,37	4,91	422	37214,84	5,70	1,41	76,24	0,23	7,08	2,40	0,25	0,74

Carotte MD962091

Analyses globales, carotte MD 962091

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	OI (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
5	1,54	153	201	0	2,35	3,1	386	581,9	9,92	1,44	74,38	0,28	4,58	1,61	0,29	0,82
15	1,44	135	215	0	1,95	3,1	354	1589,7	9,92	1,48	71,91	0,26	5,33	1,52	0,28	0,97
30	1,34	142	239	0	1,9	3,2	386	3101,4	9,92	1,51	70,31	0,26	5,83	1,42	0,27	1,11
45	0,92	127	337	0	1,17	3,1	363	4613,1	9,92	1,48	71,69	0,17	12,17	1,05	0,20	2,31
60	1,02	113	314	0	1,15	3,2	363	7781,2	4,73	1,50	70,63	0,10	10,67	1,14	0,11	1,04
75	1,06	108	292	0	1,15	3,1	358	8748,7	15,50	1,48	71,93	0,33	12,08	1,21	0,38	3,77
90	1,1	102	291	0	1,12	3,2	369	9716,2	15,50	1,49	71,60	0,31	11,17	1,24	0,35	3,12
105	0,8	130	388	0	1,04	3,1	366	10683,7	15,50	1,54	68,46	0,25	14,25	0,93	0,29	4,49
120	1,29	96	248	0	1,24	3,2	368	11651,2	15,50	1,54	68,45	0,41	12,58	1,48	0,46	3,96
135	1,45	117	221	0	1,7	3,2	388	12618,7	15,50	1,49	71,56	0,48	11,33	1,64	0,54	3,73
150	1,58	176	209	0	2,78	3,3	403	13586,3	15,50	1,50	70,50	0,50	14,42	1,85	0,59	4,61
165	1,52	131	230	0	1,99	3,5	388	14553,8	15,50	1,52	69,58	0,48	11,08	1,71	0,54	3,49
180	1,94	108	186	0	2,1	3,6	395	15521,3	15,50	1,52	69,51	0,57	11,83	2,20	0,65	3,48
195	2,42	145	145	0	3,51	3,5	415	16488,8	15,50	1,56	66,88	0,75	11	2,72	0,84	3,40
210	2,63	158	141	0	4,15	3,7	415	17456,3	15,50	1,54	68,09	0,81	10,17	2,93	0,90	3,14
225	2,82	173	142	0	4,89	4	411	18423,8	15,50	1,44	74,23	0,92	9,42	3,11	1,02	3,09
240	2,72	173	143	0	4,7	3,9	413	19391,3	15,50	1,45	73,85	0,91	9,17	2,99	1,00	3,07
255	2,97	168	135	0	4,98	4	412	20358,9	15,50	1,52	69,52	0,96	9,17	3,27	1,05	2,95
270	2,74	163	142	0	4,46	3,9	409	21326,4	15,50	1,51	70,20	0,90	8,5	2,99	0,98	2,79
285	2,38	158	147	0	3,77	3,5	409	22293,9	15,50	1,50	70,73	0,77	8,42	2,60	0,84	2,72
301	2,56	161	156	0,01	4,13	4	413	23325,9	15,50	1,46	73,39	0,81	9,17	2,82	0,90	2,91
315	3,11	167	138	0	5,2	4,3	405	24228,9	15,50	1,49	71,34	1,00	9,33	3,43	1,10	2,99
330	2,98	160	131	0	4,78	3,9	404	25196,4	15,50	1,50	70,70	0,88	8,83	3,27	0,97	2,62
345	3,22	171	118	0	5,51	3,8	409	26163,9	15,50	1,49	71,64	1,02	8,33	3,51	1,11	2,64
360	3,2	196	125	0	6,26	4	415	27131,5	15,50	1,48	71,70	1,04	7,25	3,45	1,12	2,36
375	3,32	176	120	0,01	5,83	4	417	28099,0	15,50	1,50	70,89	1,09	8,5	3,63	1,19	2,79
390	3,22	193	124	0,01	6,22	4	415	29066,5	15,50	1,51	70,33	1,10	7,67	3,49	1,19	2,62
405	4,18	212	108	0,01	8,86	4,5	413	30034,0	15,50	1,49	71,37	1,37	7,75	4,53	1,48	2,53
420	3,9	218	113	0,01	8,52	4,4	414	31001,5	15,50	1,49	71,63	1,28	8	4,24	1,39	2,63
435	3,59	197	114	0,01	7,07	4,1	413	31969,0	15,50	1,50	70,84	1,18	7,17	3,87	1,27	2,36

Carotte MD962092

Analyses globales, carotte MD 962092

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	OI (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
0	2,14	250	42	0,02	5,36	0,9	439	0	2,59	1,41	76,12	0,10	4,42	2,24	0,11	0,21
10	2,02	185	178	0	3,74	3,6	418	3857,25	2,59	1,47	72,58	0,10	10,83	2,27	0,12	0,56
20	1,46	212	226	0	3,1	3,3	407	8748,68	2,04	1,50	70,54	0,06	18,75	1,80	0,08	0,81
30	1,19	139	269	0	1,66	3,2	379	9232,43	20,67	1,54	68,09	0,55	19,5	1,48	0,68	9,00
40	1,15	111	235	0	1,28	2,7	369	9716,19	20,67	1,56	66,94	0,55	18	1,40	0,67	8,55
50	1,35	115	193	0	1,55	2,6	385	10683,71	10,34	1,54	68,36	0,31	17,5	1,64	0,38	4,01
60	1,39	164	209	0	2,28	2,9	403	12134,98	6,89	1,45	73,55	0,19	13,25	1,60	0,22	1,78
70	2,14	170	150	0	3,64	3,2	406	13102,49	10,34	1,46	73,10	0,44	11,25	2,41	0,49	2,29
80	2,67	220	131	0	5,87	3,5	410	13828,13	13,78	1,41	76,45	0,67	10,67	2,99	0,75	2,67
90	2,81	268	125	0	7,54	3,5	421	14553,77	13,78	1,39	77,20	0,69	9,42	3,10	0,76	2,32
100	2,78	255	133	0	7,09	3,7	413	15521,28	10,34	1,41	76,46	0,52	10	3,09	0,58	1,88
110	3,09	270	146	0,01	8,35	4,5	417	17456,31	5,17	1,42	75,58	0,30	8,75	3,39	0,32	0,84
120	4,83	285	141	0,01	13,76	6,8	409	19391,34	5,17	1,42	75,74	0,46	13,42	5,58	0,53	1,28
130	2,76	240	145	0	6,63	4	408	21326,37	5,17	1,46	73,48	0,28	8,67	3,02	0,31	0,88
140	2,4	238	146	0	5,7	3,5	408	22809,89	6,74	1,48	72,00	0,33	7,33	2,59	0,35	1,00
170	1,8	318	167	0	5,73	3	418	25196,43	12,57	1,48	71,00	0,47	7,92	1,95	0,51	2,05
180	2,53	236	142	0	5,97	3,6	406	25841,44	15,50	1,50	70,70	0,82	8,42	2,76	0,90	2,73
210	2,52	213	135	0	5,36	3,4	414	28098,98	13,29	1,46	72,92	0,66	8,5	2,75	0,72	2,24
220	1,3	225	154	0	2,93	2	403	29066,49	10,34	1,48	72,24	0,27	5,17	1,37	0,29	1,08
275	2,6	247	127	0	6,43	3,3	405	33362,00	12,80	1,43	74,93	0,63	9,58	2,88	0,69	2,31
285	2,53	209	142	0	5,3	3,6	403	34156,00	12,59	1,44	74,22	0,61	10,83	2,84	0,69	2,62
295	1,7	537	172	0	17,13	3,7	449	34950,00	12,59	1,42	75,41	0,40	10,58	1,76	0,41	2,48

Carotte MD962093

Analyses globales, carotte MD 962093

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	OI (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR.TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
0	0,35	346	143	0,01	1,21	0,5	438	3904,8	-	1,60	64,67	0	37,42	0,96	-	0
5	0,24	421	167	0,02	1,01	0,4	432	4411,80	9,86	1,61	64,19	0,06	46,42	0,45	0,11	11,28
15	0,25	292	160	0,01	0,73	0,4	433	5425,80	9,86	1,62	63,04	0,06	43,17	0,44	0,11	10,80
25	0,16	369	250	0,02	0,59	0,4	408	6439,80	9,86	1,60	64,42	0,04	45,5	0,29	0,07	10,99
30	0,08	438	375	0,01	0,35	0,3	383	6946,80	9,86	1,59	64,95	0,02	39,5	0,13	0,03	9,42
34	0,2	305	200	0,01	0,61	0,4	402	7352,40	9,86	1,64	62,25	0,05	37,33	0,08	0,08	9,53
40	0,11	200	273	0,01	0,22	0,3	368	7980,80	9,86	1,65	61,44	0,03	53	0,23	0,06	13,82
45	0,1	150	300	0,01	0,15	0,3	373	8467,80	9,86	1,64	62,19	0,03	56,58	0,23	0,06	14,47
50	0,08	612	500	0	0,49	0,4	388	8974,80	9,86	1,64	62,12	0,02	32,75	0,12	0,03	8,39
54	0,11	509	364	0	0,56	0,4	389	9380,40	9,86	1,60	64,75	0,03	36,5	0,17	0,04	8,74
60	0,22	268	955	0,01	0,59	2,1	367	9988,80	9,86	1,62	63,15	0,05	89,42	2,08	0,52	22,31
64	0,25	200	840	0	0,5	2,1	366	10394,40	9,86	1,64	62,29	0,06	89,83	2,46	0,63	22,92
70	0,43	219	512	0	0,94	2,2	407	11002,80	9,86	1,61	63,80	0,11	87,67	3,49	0,86	21,52
75	0,74	255	392	0,01	1,89	2,9	408	11620,80	8,09	1,59	65,03	0,14	82,08	4,13	0,81	16,02
80	0,53	302	453	0	1,6	2,4	404	12973,30	3,70	1,58	65,77	0,05	84,42	3,40	0,30	7,39
86	0,68	240	412	0	1,63	2,8	402	13544,50	10,50	1,57	66,32	0,17	78,33	3,14	0,77	19,21
90	0,65	249	369	0	1,62	2,4	410	13925,30	10,50	1,56	67,19	0,16	83,75	4,00	0,96	20,09
94	0,55	271	418	0	1,49	2,3	407	14306,10	10,50	1,55	67,80	0,13	84,08	3,45	0,82	19,86
100	0,88	277	330	0	2,44	2,9	406	14877,30	10,50	1,53	68,75	0,20	78,67	4,13	0,95	18,15
105	0,63	238	429	0	1,5	2,7	413	15353,30	10,50	1,54	68,10	0,15	84,75	4,13	0,97	19,87
110	0,67	213	433	0	1,43	2,9	403	15829,30	10,50	1,55	67,81	0,16	76,42	2,84	0,67	18,05
115	0,74	203	365	0	1,5	2,7	405	16305,30	10,50	1,57	66,43	0,18	75,08	2,97	0,73	18,36
120	0,86	265	407	0,03	2,28	3,5	402	16781,3	10,50	1,56	66,81	0,21	71,33	3,00	0,73	17,28
125	1,08	226	259	0	2,44	2,8	416	17257,3	10,50	1,53	68,58	0,25	74,42	4,22	0,98	17,25
130	0,92	252	315	0	2,32	2,9	404	17733,3	10,50	1,55	67,93	0,22	80,33	4,68	1,10	18,92
135	1,1	257	282	0	2,83	3,1	404	18209,3	10,50	1,56	66,78	0,27	76,08	4,60	1,11	18,44
140	2	252	200	0	5,04	4	406	18685,3	10,50	1,51	70,34	0,44	67,33	6,12	1,36	14,93
145	1,89	328	206	0	6,2	3,9	406	19161,3	10,50	1,49	71,47	0,41	63,5	5,18	1,12	13,69
149	1,95	401	41	0,01	7,82	0,8	438	19542,1	10,50	1,49	71,44	0,42	53,75	4,22	0,91	11,60
150	2,82	372	156	0	10,48	4,4	439	19637,3	10,50	1,49	71,57	0,61	63,5	7,73	1,66	13,66
155	2	310	220	0	6,2	4,4	408	20113,3	10,50	1,49	71,63	0,43	65,42	5,78	1,24	14,05
160	1,96	338	235	0	6,63	4,6	405	20589,3	10,50	1,49	71,25	0,43	64,42	5,51	1,19	13,97
165	2,41	275	170	0	6,63	4,1	410	21065,3	10,50	1,51	70,14	0,54	66,33	7,16	1,60	14,79
170	1,92	295	177	0,1	5,66	3,4	412	21459,0	12,70	1,52	69,77	0,52	69,5	6,30	1,71	18,90
175	1,48	226	169	0	3,35	2,5	436	21850,5	12,77	1,55	67,78	0,43	69,17	4,80	1,38	19,88
180	1,76	266	188	0,02	4,68	3,3	406	22242,0	12,77	1,54	68,03	0,43	82,17	4,65	1,33	17,74
185	1,79	292	134	0	5,22	2,4	440	22633,5	12,77	1,54	68,23	0,51	61,58	4,66	1,32	17,50
190	1,79	279	134	0	5	2,4	435	23025,0	12,77	1,56	67,15	0,52	63,17	4,86	1,42	18,45
195	1,49	250	154	0,01	3,72	2,3	442	23416,5	12,77	1,56	67,00	0,44	66,25	4,41	1,29	19,42
200	1,18	360	68	0,01	4,25	0,8	428	23908,0	12,77	1,56	66,95	0,35	65,83	1,93	0,57	19,32
205	1,85	314	141	0	5,8	2,6	438	24199,5	12,77	1,53	68,98	0,52	62,5	4,93	1,38	17,43
210	2,1	308	114	0	6,46	2,4	443	24591	12,77	1,50	70,82	0,56	65,17	6,03	1,61	17,36
215	1,66	304	133	0	5,04	2,2	442	24982,5	12,77	1,55	67,45	0,48	71	5,72	1,66	20,58
220	1,51	275	132	0	4,15	2	438	25374	12,77	1,54	68,35	0,43	67,67	4,67	1,33	19,27
225	1,29	268	155	0	3,46	2	443	25765,5	12,77	1,55	67,76	0,37	67,58	3,98	1,14	19,43
230	1,13	293	168	0	3,31	1,9	421	26157	12,77	1,56	67,10	0,33	75,17	4,55	1,33	21,98

Carotte MD962094

Analyses globales, carotte MD 962094

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	OI (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
1	3,84	472	36	0,03	18,11	1,4	442	2756		1,44	74,33		42,75	6,71		
10	3,65	380	153	0	13,86	5,6	413	3352,22	15,10	1,44	74,33	1,05	55,92	8,28	2,39	16,15
20	3,37	368	169	0	12,4	5,7	412	4014,64	15,10	1,44	74,33	0,97	56,58	7,76	2,24	16,35
30	3,55	366	180	0	12,99	6,4	403	4677,06	15,10	1,44	74,33	1,03	56,25	8,11	2,34	16,25
40	3,58	396	134	0	14,18	4,8	411	5339,48	15,10	1,44	74,33	1,03	59,17	8,77	2,53	17,09
50	3	367	170	0	11	5,1	414	6001,9	15,10	1,46	71,74	0,92	58,33	7,20	2,22	17,96
60	2,62	396	195	0	10,37	5,1	414	6664,32	15,10	1,46	73,26	0,78	57,58	6,18	1,83	17,08
70	3,29	319	143	0	10,48	4,7	408	7326,74	15,10	1,46	73,35	0,97	54,25	7,19	2,13	16,05
80	3,02	347	162	0	10,48	4,9	410	7989,16	15,10	1,46	73,40	0,89	57	7,02	2,08	16,84
90	3	363	167	0	10,88	5	409	8651,58	15,10	1,44	74,69	0,86	54,92	6,65	1,91	15,72
100	3,21	329	150	0	10,55	4,8	411	9314	15,10	1,45	73,68	0,94	50,92	6,54	1,92	14,95
110	2,82	368	156	0	10,37	4,4	404	10357	9,59	1,44	74,15	0,52	57,83	6,69	1,23	10,66
120	3,88	374	139	0	14,5	5,4	415	11400	9,59	1,42	75,67	0,69	47,92	7,45	1,32	8,51
130	3,63	332	138	0	12,06	5	406	12443	9,59	1,42	75,74	0,64	53,58	7,82	1,39	9,50
140	3,75	323	147	0	12,13	5,5	404	13486	9,59	1,41	76,29	0,66	45,5	6,88	1,20	7,96
150	4,08	387	135	0	15,8	5,5	405	14529	9,59	1,41	76,33	0,71	42,75	7,13	1,24	7,47
160	3,9	393	138	0	15,32	5,4	408	14884,4	28,14	1,43	74,91	2,07	43,25	6,87	3,65	22,95
170	4,89	389	108	0	19,03	5,3	410	15239,8	28,14	1,45	73,83	2,67	44,25	8,77	4,78	24,12
180	6,39	409	108	0	26,11	6,9	406	15595,2	28,14	1,42	75,51	3,34	35,42	9,89	5,18	18,53
190	6,94	404	94	0	28,04	6,5	409	15950,6	28,14	1,42	75,68	3,61	33,83	10,49	5,46	17,62
200	6,77	444	95	0,03	30,04	6,4	412	16306	28,14	1,41	76,26	3,48	25,92	9,14	4,69	13,31
210	6,62	439	94	0,03	29,04	6,2	412	17382,5	9,29	1,41	76,38	1,12	29,5	9,22	1,59	4,99
220	6,5	438	95	0,03	28,45	6,2	411	18459	9,29	1,41	76,23	1,10	29,5	9,22	1,56	5,00
230	7,24	419	98	0,02	27,84	6,6	407	19165,18	14,16	1,43	75,22	1,92	29,58	10,28	2,73	7,84
240	8,21	362	105	0,05	26,24	6,7	407	19871,44	14,16	1,43	74,83	2,20	33,83	12,41	3,32	9,05
250	7,02	411	102	0,05	27,42	6,8	408	20577,7	14,16	1,43	74,87	1,88	30	10,03	2,68	8,02
260	6,03	406	107	0,04	22,67	6,1	408	21283,96	14,16	1,44	74,63	1,62	38,83	9,86	2,65	10,44
270	6,64	416	104	0,05	25,64	6,5	408	21990,22	14,16	1,44	74,47	1,79	32,67	9,86	2,66	8,82
280	6,77	420	107	0,05	24,73	6,7	412	22696,48	14,16	1,43	75,03	1,80	34,67	10,36	2,76	9,23
290	6,81	416	109	0,06	24,84	6,8	405	23402,74	14,16	1,43	75,21	1,81	35,25	10,52	2,79	9,35
300	6,42	469	112	0,06	24,27	6,4	445	24109	14,16	1,44	74,36	1,74	38,75	10,48	2,84	10,49
310	5,78	418	117	0,06	20,36	5,9	408	24815,26	14,16	1,45	73,88	1,58	38,75	9,44	2,59	10,62
320	7,11	419	102	0,05	27,92	6,5	408	25521,52	14,16	1,43	75,32	1,88	38,42	11,55	3,05	10,16
330	7,19	436	106	0,07	29,3	6,9	408	26227,78	14,16	1,40	76,59	1,84	40,5	12,08	3,10	10,38
340	7,25	431	107	0,06	28,43	7,1	408	26934,04	14,16	1,40	77,06	1,84	38,17	11,73	2,97	9,67
350	7,38	406	121	0,1	25,81	7,4	406	27640,3	14,16	1,40	76,84	1,88	34,33	11,24	2,86	8,75
360	6,63	442	119	0,08	25,34	7,4	410	28346,56	14,16	1,39	77,70	1,65	37,5	10,61	2,65	9,35
370	6,03	437	126	0,07	22,89	6,7	407	29052,82	14,16	1,39	77,33	1,52	41,25	10,26	2,58	10,38
380	5,97	431	115	0,11	22,31	5,9	405	29759,08	14,16	1,33	81,31	1,36	32,83	8,89	2,03	7,50
390	5,83	436	111	0,05	21,21	5,9	407	30465,34	14,16	1,34	80,89	1,35	34,83	8,95	2,07	8,08
400	5,71	429	121	0,05	20,23	6	407	31171,6	14,16	1,36	79,51	1,36	32,83	8,50	2,03	7,84
410	5,53	431	128	0,06	19,31	6,5	412	31877,86	14,16	1,37	78,65	1,35	35,67	8,60	2,10	8,69
420	5,74	434	120	0,04	21,06	6,3	408	32584,28	14,16	1,42	75,82	1,50	39,5	9,49	2,48	10,31

Carotte MD962095

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	OI (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
1	0,1	-	300	0,01	0,45	0,3	381	2801	-	1,74	55,79	-	46,5	0,19	-	-
10	0,2	145	1000	0	0,29	2	348	4174,3	6,55	1,66	61,04	0,04	86,5	1,48	0,26	15,15
20	0,18	106	944	0	0,19	1,7	321	5700,2	6,55	1,71	57,71	0,03	91,17	2,04	0,39	17,42
30	0,17	76	941	0	0,13	1,6	293	7226,1	6,55	1,68	59,72	0,03	91,08	1,91	0,35	16,50
40	0,14	136	1286	0	0,19	1,8	354	8752	6,55	1,63	62,61	0,02	84,5	0,90	0,15	14,21
50	0,13	231	1308	0	0,3	1,7	369	10277,9	6,55	1,65	61,35	0,02	91,75	1,58	0,27	15,94
60	0,19	147	1158	0	0,28	2,2	353	11803,8	6,55	1,63	62,53	0,03	82,58	1,09	0,18	13,91
70	0,33	161	667	0	0,53	2,2	371	13330	6,55	1,57	66,54	0,05	81,75	1,81	0,28	12,44
80	0,32	141	625	0	0,45	2	353	14591,4	7,93	1,58	65,54	0,06	78,58	1,49	0,28	14,83
90	0,36	172	611	0	0,62	2,2	381	15853	7,93	1,57	66,48	0,07	72,25	1,30	0,24	13,31
100	1,04	214	288	0	2,23	3	410	17114,6	7,93	1,49	71,35	0,17	66,75	3,13	0,51	10,89
110	1,2	192	250	0	2,3	3	404	18376,2	7,93	1,47	72,72	0,19	58,17	2,87	0,45	9,18
120	1,04	247	279	0	2,57	2,9	406	19637,8	7,93	1,49	71,21	0,17	60,75	2,65	0,43	9,95
130	1,31	211	237	0	2,76	3,1	403	20899,4	7,93	1,49	71,65	0,21	53,75	2,83	0,46	8,71
140	0,95	184	284	0	1,75	2,7	404	22161	7,93	1,50	70,73	0,16	57,42	2,23	0,37	9,52
150	1,38	259	232	0	3,58	3,2	408	23423	7,92	1,46	73,28	0,21	56,42	3,17	0,49	8,78
160	0,99	211	273	0	2,09	2,7	404	24684,2	7,93	1,51	70,31	0,17	63,33	2,70	0,45	10,61
170	1,1	231	227	0	2,54	2,5	416	25945,8	7,93	1,50	70,99	0,18	66,67	3,30	0,54	10,98
180	1,21	233	240	0	2,82	2,9	409	27207,4	7,93	1,53	69,18	0,21	67,33	3,70	0,64	11,60
190	0,58	186	397	0	1,08	2,3	401	28469	7,93	1,56	67,24	0,10	72,92	2,14	0,39	13,19
200	0,52	212	327	0	1,1	1,7	407	29730,6	7,93	1,57	66,46	0,10	76,33	2,20	0,41	14,08

Carotte MD962096

Analyses globales, carotte MD 962096

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	OI (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
7,5	1,18	266	271	0	3,14	3,2	415	6535,71		1,54	65		74,58	4,64		
17,5	0,97	275	330	0	2,67	3,2	409	7160,71	16,00	1,55	66	0,36	71,17	3,36	1,25	26,34
27,5	0,94	287	319	0	2,7	3	412	7607,14	22,40	1,56	66,89	0,48	71,25	3,27	1,69	36,73
35	0,98	248	286	0	2,43	2,8	412	8142,86	14,00	1,58	66,08	0,32	74,75	3,88	1,28	24,58
41	0,9	231	311	0	2,08	2,8	420	8500,00	16,80	1,60	64,68	0,37	74,08	3,47	1,42	30,28
51	0,76	276	368	0	2,1	2,8	416	8857,14	28,00	1,61	63,90	0,53	72,58	2,77	1,93	50,45
61	0,52	290	481	0	1,51	2,5	414	9214,29	28,00	1,61	63,75	0,36	77,92	2,36	1,64	54,36
71	0,9	231	300	0	2,08	2,7	406	9571,43	28,00	1,60	64,63	0,61	78,08	4,11	2,80	53,26
81	0,77	255	325	0	1,96	2,5	411	9928,57	28,00	1,60	64,83	0,52	75,5	3,14	2,13	51,25
91	0,88	225	307	0	1,98	2,7	416	10285,71	28,00	1,58	66,08	0,58	73,17	3,28	2,16	48,12
101	1	232	290	0	2,32	2,9	403	10642,86	28,00	1,58	65,86	0,66	71,75	3,54	2,34	47,44
111	1,28	283	258	0	3,62	3,3	410	11000,00	28,00	1,56	67,24	0,82	64,67	3,62	2,31	41,31
121	1,65	290	224	0	4,78	3,7	407	11357,14	28,00	1,53	68,81	1,01	61,25	4,26	2,61	37,62
131	1,79	280	196	0	5,01	3,5	408	11714,29	28,00	1,51	70,08	1,07	60,58	4,54	2,70	36,04
141	2,19	348	178	0,01	7,63	3,9	408	12050,00	29,79	1,49	71,57	1,34	53,33	4,69	2,86	32,54
151	2,17	321	184	0,01	6,97	4	410	13008,77	10,43	1,45	73,91	0,44	52,42	4,56	0,92	10,57
161	2,59	325	174	0	8,43	4,5	406	13967,55	10,43	1,45	73,73	0,52	52,83	5,49	1,11	10,70
171	2,58	320	163	0,01	8,26	4,2	407	14926,32	10,43	1,45	73,53	0,53	52,92	5,48	1,12	10,77
181	2,71	359	159	0,01	9,72	4,3	413	15885,09	10,43	1,48	71,74	0,58	55,25	6,06	1,29	11,75
191	3,23	347	155	0,01	11,21	5	408	16843,86	10,43	1,50	70,92	0,70	51,08	6,60	1,43	11,09
201	4,03	410	161	0,02	16,51	6,5	407	17800,00	10,46	1,43	75,03	0,79	47,25	7,64	1,50	9,29
211	4,78	370	132	0,01	17,68	6,3	398	18830,93	9,70	1,40	76,92	0,83	36,25	7,50	1,31	6,31
221	4	416	148	0,01	16,65	5,9	406	19346,39	19,40	1,40	76,95	1,39	39,83	6,65	2,31	13,87
231	4,36	411	154	0,01	17,94	6,7	401	20377,32	9,70	1,38	77,90	0,74	36,25	6,84	1,16	6,17
241	4,51	393	151	0,02	17,71	6,8	407	20892,78	19,40	1,38	78,07	1,53	30,17	6,46	2,19	10,22
251	3,98	409	138	0	16,28	5,5	405	21400,00	19,72	1,36	79,37	1,33	34,58	6,08	2,03	11,53
261	4,44	405	146	0	17,99	6,5	406	21530,04	76,90	1,34	80,51	5,62	26,33	6,03	7,63	33,31
271	4,71	392	140	0	18,46	6,6	409	21660,08	76,90	1,33	81,02	5,89	26,25	6,39	7,98	32,80
281	4,27	416	143	0	17,77	6,1	406	21790,12	76,90	1,35	79,76	5,50	26,75	5,83	7,51	34,47
291	4,23	397	139	0	16,81	5,9	406	21920,16	76,90	1,35	79,97	5,42	30,67	6,10	7,82	39,32
299	4,55	415	145	0	18,88	6,6	416	22050,20	61,52	1,35	79,95	4,67	26,42	6,18	6,34	27,11

Carotte MD962098

Analyses globales, carotte MD 962098

Prof. (cm)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	OI (mg.g ⁻¹)	S1	S2	S3	Tmax (°C)	Age (ans)	Taux Sed. (cm.kan ⁻¹)	Densité (g.cm ⁻³)	Porosité (%)	MAR TOC (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	COT CarbFree (%)	MAR COT CarbFree (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)	MAR CaCO ₃ (gC.cm ⁻² .an ⁻¹)
1	1,96	449	46	0,01	8,81	0,9	437	3339,9		1,62	63,15		42,25	3,39		
5	2,48	369	121	0	9,15	3	442	4788,4	2,76	1,62	63,15	0,17	85,17	16,72	1,17	5,95
10	1,87	374	134	0,03	7	2,5	439	6588,0	2,78	1,62	63,15	0,13	73,42	7,04	0,49	5,16
15	2,1	310	157	0	6,51	3,3	411	8375,3	2,80	1,62	63,15	0,15	71,50	7,37	0,52	5,06
20	1,51	344	166	0,05	5,19	2,5	440	10150,2	2,82	1,63	62,82	0,11	70,83	5,18	0,37	5,09
25	1,49	360	148	0	5,37	2,2	448	11912,9	2,84	1,65	61,43	0,11	69,67	4,91	0,37	5,23
30	1,25	324	152	0	4,05	1,9	448	13663,1	2,86	1,63	62,61	0,09	75,42	5,09	0,37	5,53
35	0,93	312	172	0	2,9	1,6	443	15401,1	2,88	1,63	62,85	0,07	78,92	4,41	0,32	5,79
40	1,16	316	147	0	3,67	1,7	447	17126,7	2,90	1,64	62,03	0,09	77,17	5,08	0,38	5,82
45	0,84	324	167	0	2,72	1,4	446	18840,0	2,92	1,65	61,42	0,06	63,83	2,32	0,18	4,93
50	0,44	336	250	0	1,48	1,1	445	20540,9	2,94	1,68	59,89	0,04	68,67	1,40	0,11	5,56
55	0,36	294	278	0	1,06	1	442	22229,5	2,96	1,69	58,79	0,03	86,67	2,70	0,23	7,27
60	0,42	269	214	0	1,13	0,9	449	23905,8	2,98	1,70	58,26	0,04	76,83	1,81	0,16	6,58
65	0,62	253	226	0	1,57	1,4	437	25569,8	3,00	1,66	60,74	0,05	83,17	3,68	0,30	6,73
70	0,72	276	194	0	1,99	1,4	438	27221,4	3,03	1,67	60,48	0,06	79,58	3,53	0,29	6,53
75	0,35	657	57	0,01	2,3	0,2	435	28860,7	3,05	1,68	59,81	0,03	83,58	0,49	0,04	7,03
80	0,44	282	273	0	1,24	1,2	438	30487,6	3,07	1,68	59,53	0,04	79,08	2,10	0,18	6,75
85	0,68	274	191	0	1,86	1,3	441	32102,3	3,10	1,72	57,26	0,06	75,33	2,76	0,25	6,88
90	0,63	224	206	0	1,41	1,3	442	33704,6	3,12	1,68	59,60	0,05	75,25	2,55	0,22	6,51
95	0,79	214	177	0	1,69	1,4	438	35294,5	3,14	1,73	56,33	0,08	72,33	2,86	0,27	6,88
100	0,94	269	181	0	2,53	1,7	434	36872,2	3,17	1,72	57,31	0,09	65,17	2,70	0,25	6,09
105	1,47	318	156	0,45	4,68	2,3	437	38437,5	3,19	1,72	57,34	0,14	56,67	3,39	0,32	5,33
110	1,29	271	147	0	3,49	1,9	438	39990,4	3,22	1,70	58,47	0,12	59,33	3,17	0,29	5,46
115	1,09	244	165	0	2,66	1,8	435	41531,1	3,25	1,71	57,74	0,10	58,58	2,63	0,25	5,54
120	1,26	248	190	0	3,13	2,4	407	43059,4	3,27	1,72	57,04	0,12	61,25	3,25	0,32	5,95
125	1,23	232	138	0	2,85	1,7	438	44575,4	3,30	1,71	57,73	0,12	62,58	3,29	0,32	6,01
130	1,22	228	148	0	2,78	1,8	439	46079,0	3,33	1,70	58,46	0,12	60,67	3,10	0,29	5,77
135	1,15	257	165	0	2,95	1,9	440	47570,3	3,35	1,69	58,77	0,11	67,17	3,50	0,33	6,38
140	0,86	240	198	0	2,06	1,7	438	49049,3	3,38	1,67	60,00	0,08	66,83	2,59	0,24	6,20
145	1,12	278	161	0	3,11	1,8	446	50516,0	3,41	1,69	59,18	0,11	68,42	3,55	0,34	6,54

Carotte MD962099

Analyses globales, carotte MD 962099

Annexe 2 : analyses optiques et IRTF

Prof. (cm)	Age (ans)	Quartz (%)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	COT (%)
10	3508,7	1,2	4,5	1,85	0,73
40	5252,3	1,3	4,7	1,88	0,58
59	6356,58	1,3	4,6	2,10	0,62
79	7518,98	1,0	3,8	1,90	0,61
109	9262,58	1,2	4,2	1,89	0,56
129	10424,98	1,3	4,0	1,69	0,58
159	13064,72	1,2	4,5	0,65	0,54
179	16786,32	1,2	3,9	0,57	0,63
209	22368,72	1,2	4,6	0,71	0,42
229	26090,32	1,3	4,8	0,63	0,49

IRTF MD962084

Prof. (cm)	Age (ans)	Quartz (%)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	COT (%)
0	6108,4	8,6	6,4	0	0,53
20	7633,92	6,4	11,0	3,8	0,66
40	9159,44	3,3	5,6	2,0	0,56
60	10684,96	3,8	7,3	2,6	0,25
80	12210,48	8,5	3,2	1,4	0,23
100	13736	9,9	4,3	1,8	0,33
120	15261,52	8,9	3,2	1,3	0,25
140	16787,04	18,5	0,0	0,0	0,34
160	19499,2	7,9	4,1	0,7	0,47
180	23003,4	6,2	6,4	1,3	0,52

IRTF MD962083

Prof. (cm)	Age (ans)	MOAGel (%)	MOA GF (%)	LCO (%)	pyrite (%)
0	2927,5	0	95,8	3,5	0,1
20	4089,9	0	95,6	2,2	1,2
40	5252,3	0,19	91,3	8,3	0,1
59	6356,58	0,21	92,2	5,2	0,1
79	7518,98	0,07	95,3	4,3	0,0
99	8681,38	0	92,2	6,0	0,1
119	9843,78	0	91,8	5,9	0,5
140	11222,42	0,29	94,4	3,8	0,3
159	13064,72	0,59	92,3	5,3	0,3
179	16786,32	1,22	93,2	4,6	0,3
199	20507,92	1,11	93,0	5,0	0,9
219	24229,52	0,47	91,8	6,7	0,6
249	29811,92	1,10	91,1	6,1	1,4

Palynofaciès MD962084

Prof. (cm)	Age (ans)	MOAGel (%)	MOA GF (%)	LCO (%)	pyrite (%)
0	6108,4	0	97,7	2,0	0,1
20	7633,92	0	98,3	0,8	0,1
40	9159,44	0	98,7	0,9	0,1
60	10684,96	0	-	-	-
80	12210,48	0	97,3	2,0	0,2
100	13736	0	97,5	2,1	0,3
110	14498,76	0	96,1	2,1	0,3
120	15261,52	0	94,4	2,2	1,5
140	16787,04	0,24	97,1	1,5	0,4
160	19499,2	0	98,0	1,3	0,5
180	23003,4	0	96,9	1,7	0,5
200	26507,6	0	96,9	1,7	0,7

Palynofaciès MD962083

Analyses palynofaciès et IRTF, carotte MD 962083 et 84

Prof. (cm)	Age (ans)	Quartz (%)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	COT (%)
28	2399,6	0,6	2,2	0,74	0,19
48	4080,2	0,8	2,2	0,61	0,28
78	6379,7	1,4	3,7	2,02	0,38
98	8554,1	1,3	5,3	1,22	0,41
128	11441,9	2,2	5,3	0,91	1,82
148	13655,9	3,1	10,3	1,65	2,02
178	17411,7	3,6	11,0	1,82	2,43
198	19666,1	3,9	14,1	2,31	2,3
228	23077,7	3,9	14,2	2,27	2,03
248	25291,0	3,1	12,1	2,03	2,56

IRTF MD962086

Prof. (cm)	Age (ans)	Quartz (%)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	COT (%)
1	3341,3	0,7	3,2	0	0,15
10	4651,7	0,6	2,6	0,45	0,16
31	7529,3	0,7	3,3	0,60	0,09
51	10240,5	0,8	3,0	0,57	0,11
71	12923,0	0,9	3,4	0,65	0,1
91	15444,8	1,0	3,7	0,83	0,13
111	18201,9	1,1	4,3	0,76	0,22
131	20798,3	1,1	4,9	0,90	0,24
151	23366,0	1,0	4,2	0,78	0,21
171	25905,1	1,0	4,6	0,94	0,26
191	28415,5	0,9	3,2	0,68	0,24

IRTF MD962086

Prof. (cm)	Age (ans)	MOAGel (%)	MOA GF (%)	LCO (%)	pyrite (%)
1	472,5	0,1	90,7	8,8	0
18	1638,1	0,3	91,4	7,7	0
38	3214,5	0,1	93,4	5,8	0,1
58	4994,4	0,8	93,3	5,7	0,1
78	6379,7	0,5	93,1	5,3	0,5
98	8554,1	0,3	92,0	5,7	1,2
118	10334,9	0,9	93,0	5,8	0,4
138	12548,9	1,1	94,8	2,5	1,5
158	14762,9	1,1	94,4	3,6	0,5
178	17411,7	1,0	96,0	1,9	0,6
198	19666,1	1,5	95,0	2,7	0,6
218	21936,5	4,3	92,1	2,9	0,7
248	25291,0	30,4	66,9	1,9	0,4

Palynofaciès MD962086

Prof. (cm)	Age (ans)	MOAGel (%)	MOA GF (%)	LCO (%)	pyrite (%)
1	3341,3	0	87,9	11,9	0,14
15	5339,7	0	89,9	10,0	0,00
31	7529,3	2,3	82,0	14,1	0,00
45	9430,1	0	86,9	12,8	0,06
61	11585,3	0,4	84,0	14,8	0,09
75	13456,0	0	82,5	15,5	0,13
91	15444,8	0,3	89,1	10,1	0,00
105	17417,4	0,3	91,2	7,7	0,00
121	19503,7	0,1	90,5	9,0	0,14
135	21314,1	0,3	88,7	9,3	0,00
151	23366,0	0,2	91,0	8,5	0,00
165	25146,4	-	-	-	-
181	27163,9	0,3	92,2	6,7	0,00
195	28914,1	0	91,8	7,5	0,00

Palynofaciès MD962086

Prof. (cm)	Age (ans)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	COT (%)	MOAGel (%)	MOA GF (%)	LCO (%)	pyrite (%)
0	6201,0	13,8	0	6,53	100	0	-	-
10	6418,4	10,7	6,96	7,08	100	0	-	-
30	6901,7	11,1	7,38	5,37	100	0	-	-
40	7143,3	11,7	8,04	6,9	100	0	-	-
50	7384,9	12,8	8,85	6,85	100	0	-	-
60	7626,5	13,2	9,14	7,02	100	0	-	-
70	7868,1	13,2	9,16	6,93	100	0	-	-
80	8109,8	9,4	6,54	6,84	100	0	-	-
90	8351,4	9,6	6,68	7,16	100	0	-	-
110	8834,6	12,0	8,43	6,63	100	0	-	-
120	9076,2	12,5	8,92	6,4	100	0	-	-
130	9317,9	14,9	10,56	5,77	100	0	-	-
140	9559,5	12,5	9,16	6,06	100	0	-	-
150	9801,1	18,3	13,59	6,09	100	0	-	-
160	10042,7	15,0	10,57	5,74	100	0	-	-
170	10284,3	16,6	12,27	5,52	100	0	-	-
180	10526,0	14,0	10,58	5,59	100	0	-	-
190	10767,6	14,7	11,32	5,52	100	0	-	-
200	11009,2	17,7	13,52	5,77	100	0	-	-
210	11202,6	12,7	12,08	6,23	100	0	-	-
220	11395,9	14,4	13,86	5,77	100	0	-	-
230	11589,3	12,9	12,66	5,88	100	0	-	-
240	11782,7	17,2	16,26	6,2	100	0	-	-
250	11976,1	10,4	9,83	6,25	100	0	-	-
260	12169,4	18,0	16,98	6,06	100	0	-	-
270	12362,8	25,7	24,25	6,9	100	0	-	-
300	12942,9	20,3	19,22	7,32	100	0	-	-
310	13136,3	11,0	10,40	7,22	100	0	-	-
320	13329,6	16,4	15,54	6,65	100	0	-	-
370	14296,5	28,5	26,94	7,39	100	0	-	-
380	14489,9	19,8	18,39	7,27	100	0	-	-
390	14683,2	20,0	18,59	6,93	100	0	-	-
440	15650,1	16,7	15,51	6,86	100	0	-	-
450	15843,3	23,0	21,72	7,23	100	0	-	-
460	16373,0	28,4	10,05	6,56	100	0	-	-
470	16902,8	24,8	8,62	6,88	100	0	-	-
480	17432,6	22,3	7,76	7,32	100	0	-	-
490	17962,4	24,4	8,26	7,42	100	0	-	-
500	18492,2	23,9	8,04	7,49	100	0	-	-
510	19022,0	21,9	7,32	7,55	100	0	-	-
520	19551,8	19,8	6,72	7,06	100	0	-	-
530	20081,6	26,9	8,93	6,86	100	0	-	-
540	20611,4	23,7	7,60	6,99	100	0	-	-
550	21141,2	24,0	7,68	7,08	100	0	-	-
560	21670,9	24,3	8,44	6,73	100	0	-	-
570	22200,7	26,0	9,10	6,69	100	0	-	-
580	22730,5	21,8	7,42	7,26	100	0	-	-
590	23260,3	23,0	8,06	6,56	100	0	-	-

MD 962087

Analyses palynofaciès et IRTF, carotte MD 962087

Prof. (cm)	Age (ans)	Quartz (%)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	Kaol. (%)
5	581,9	12,8	28,8	5,45	13,6
30	3101,4	12,7	28,5	5,98	13,2
60	7781,2	9,3	16,3	1,62	12,7
90	9716,2	9,6	16,1	5,09	11,9
135	12618,7	10,8	17,3	5,50	11,5
165	14553,8	9,7	15,9	5,31	11,1
210	17456,3	8,0	18,0	6,25	11,2
240	19391,3	9,0	17,1	5,15	11,9
285	22293,9	9,7	19,5	6,31	13,6
330	25196,4	9,3	17,5	5,68	12,1
360	27131,5	9,2	19,7	6,22	12,5
390	29066,5	9,1	19,7	6,45	12,3
435	31969,0	8,4	16,5	5,35	10,7

IRTF MD962092

Prof. (cm)	Age (ans)	MOAGel (%)	MOA GF (%)	LCO (%)	pyrite (%)
5	581,9	0	76,2	23,0	0,8
30	3101,4	0	76,7	22,4	0,9
75	8748,7	0	85,4	14,2	0,4
120	11651,2	0	81,6	17,0	1,5
165	14553,8	0	78,3	17,5	4,3
210	17456,3	0	77,2	20,4	2,5
255	20358,9	0	73,9	22,4	3,7
301	23325,9	0	72,7	24,1	3,2
345	26163,9	0	76,5	21,1	2,4
390	29066,5	0	74,4	19,8	5,7
435	31969,0	0	74,4	19,8	5,7

Palynofaciès MD962092

Prof. (cm)	Age (ans)	Quartz (%)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	Kaol. (%)
12	2320	2,8	15,7	1,60	5,5
32	9139,6	1,1	11,8	1,81	4,8
62	14403,7	3,0	15,8	2,22	5,1
82	17913,1	2,3	16,5	1,88	5,6
112	23177,2	12,3	20,1	2,17	6,6
132	26686,6	14,3	24,0	2,59	7,0
162	31950,7	12,4	29,8	3,65	4,8
182	35460,1	7,0	20,1	2,56	6,1

IRTF MD962091

Prof. (cm)	Age (ans)	MOAGel (%)	MOA GF (%)	LCO (%)	pyrite (%)
3	210	0,1	85,6	14,1	0
22	7384,94	0,2	78,1	21,3	0
42	10894,34	0	83,7	16,3	0
62	14403,74	0	82,7	17,3	0
82	17913,14	0	79,3	20,6	0,1
102	21422,54	0	76,0	23,6	0,4
122	24931,94	0	76,7	22,8	0,6
142	28441,34	0	73,9	26,0	0,1
162	31950,74	0	81,6	17,7	0,7
182	35460,14	0	75,9	23,1	1,1
230	-	0	84,7	13,1	2,2

Palynofaciès MD962091

Analyses palynofaciès et IRTF, carotte MD 9620891 et 92

Prof. (cm)	Age (ans)	MOAGel (%)	MOAGF (%)	LCO (%)	pyrite (%)
0	0	0	77,7	20,8	1,4
20	8748,7	0	73,0	23,7	3,3
40	9716,2	0	78,5	20,1	1,4
60	12135,0	0	81,7	16,5	1,8
80	13828,1	0	76,6	19,5	3,9
100	15521,3	2,5	77,8	16,4	3,3
120	19391,3	9,8	77,3	10,2	2,6
140	22809,9	0,5	75,4	21,0	3,1
180	25841,4	7,0	70,9	19,3	2,8
220	29066,5	0	76,8	19,6	3,6
295	34950,0	2,4	79,7	12,5	5,4

Palynofaciès MD962093

Prof. (cm)	Age (ans)	Quartz (%)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	Kaol. (%)
10	3857,3	10,6	18,8	0,97	5,2
30	9232,4	10,1	15,6	7,19	5,2
40	9716,2	10,6	17,5	8,31	4,8
60	12135,0	10,4	19,4	2,61	4,5
90	14553,8	9,0	27,9	6,86	2,9
110	17456,3	10,6	27,5	2,64	3,0
130	21326,4	13,0	33,7	3,40	3,0
180	25841,4	12,4	30,7	9,95	2,8
275	33362,0	11,2	31,0	7,50	1,9

IRTF MD962093

Prof. (cm)	Age (ans)	MOAGel (%)	MOAGF (%)	LCO (%)	pyrite (%)
0	3904,8	0,2	91,5	7,9	0
15	5425,8	-	-	-	-
30	6946,8	0,2	91,3	7,9	0
45	8467,8	1,2	91,2	6,2	0,6
60	9988,8	0,4	94,0	4,9	0,3
75	11620,8	0,7	94,2	4,8	0
90	13925,3	0,4	94,7	4,3	0,6
105	15353,3	0,3	92,6	6,0	0,8
120	16781,3	0,3	93,2	5,1	1,3
135	18209,3	1,3	94,4	3,3	0,8
150	19637,3	8,7	85,5	4,2	1,7
165	21065,3	28,8	66,4	3,8	1,0
180	22242	2,0	91,7	5,0	1,4
195	23416,5	0,7	92,0	5,5	1,8
210	24591	15,6	77,7	3,4	3,4
225	25765,5	1,2	91,3	4,1	3,3

Palynofaciès MD962094

Prof. (cm)	Age (ans)	Quartz (%)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	COT (%)
0	3904,8	0,4	2,1	0	0,4
15	5425,8	0,5	1,1	0,28	0,3
30	6946,8	0,7	3,6	0,86	0,1
45	8467,8	0,7	2,6	0,67	0,2
60	9988,8	0,5	1,5	0,38	0,2
75	11620,8	0,6	2,8	0,55	0,7
90	13925,3	0,8	3,6	0,87	0,7
105	15353,3	0,8	3,3	0,78	0,6
120	16781,3	1,3	5,9	1,44	0,9
135	18209,3	1,0	4,8	1,16	1,1
149	19542,1	1,4	5,5	1,20	2,8
165	21065,3	1,3	5,6	1,26	2,4
170	21459	1,3	6,5	1,76	1,9
175	21850,5	1,4	6,5	1,86	1,5
180	22242	1,5	6,8	1,93	1,8
185	22633,5	1,5	7,0	1,98	1,8
195	23416,5	1,7	7,3	2,13	1,5
210	24591	1,6	7,2	1,91	2,1
225	25765,5	1,3	5,3	1,51	1,3

IRTF MD962094

Prof. (cm)	Age (ans)	MOAGel (%)	MOA GF (%)	LOO (%)	pyrite (%)
0	2801	0	78,5	13,5	5,7
20	5700,2	0	78,7	21,2	0,1
40	8752	0	83,7	16,3	0
60	11803,8	1,3	85,7	12,9	0,1
80	14591,4	0	82,9	15,8	0
100	17114,6	0	88,2	11,6	0,2
120	19637,8	0,4	85,6	13,6	0,2
140	22161	0,7	85,6	13,6	0
160	24684,2	2,1	85,5	11,7	0,7
180	27207,4	23,7	67,8	8,3	0,2
200	29730,6	1,0	85,3	13,4	0,3

Palynofaciès MD962096

Prof. (cm)	Age (ans)	Quartz (%)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	COT (%)
10	4174,3	0,4	2,3	0,40	0,2
30	7226,1	0,3	1,6	0,29	0,17
50	10277,9	0,3	2,0	0,35	0,13
70	13330	0,5	4,3	0,66	0,33
90	15853	1,0	5,3	0,98	0,36
110	18376,2	1,6	8,8	1,38	1,2
130	20899,4	1,9	8,2	1,33	1,31
150	23423	1,7	7,6	1,19	1,38
170	25945,8	1,3	6,4	1,06	1,1
190	28469	1,1	5,0	0,91	0,58

IRTF MD962096

Prof. (cm)	Age (ans)	MOAGel (%)	MOA GF (%)	LOO (%)	pyrite (%)
0	2756	82,0	0	3,4	0,4
20	4014,64	95,6	0	3,0	1,3
40	5339,48	75,4	0	4,6	1,4
60	6664,32	76,9	0	5,2	0,8
80	7989,16	26,2	0	3,4	0,7
100	9314	84,1	0	3,5	1,6
120	11400	81,6	0	2,6	2,0
140	13486	80,0	0	3,7	2,0
160	14884,4	77,4	0	3,7	1,6
180	15595,2	75,1	0	4,4	2,5
200	16306	81,7	0	3,9	3,2
220	18459	38,7	0	5,0	1,7
240	19871,44	97,5	0	0,8	1,8
260	21283,96	94,5	0	2,1	3,5
280	22696,48	97,6	0	0,2	2,2
300	24109	96,6	0	0	3,4
320	25521,52	97,0	0	0	3,0
340	26934,04	97,3	0	0,3	2,4
360	28346,56	98,7	0	0,1	1,1
380	29759,08	98,5	0	0	1,5
400	31171,6	96,0	0	2,0	2,0
420	32584,28	94,9	0	1,6	3,5

Palynofaciès MD962096

Prof. (cm)	Age (ans)	Quartz (%)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	COT (%)
1	2756	2,3	9,0	0	3,84
20	4014,64	2,4	6,9	1,99	3,37
50	6001,9	2,1	5,9	1,82	3
80	7989,16	2,3	6,9	2,05	3,02
120	11400	2,8	9,6	1,70	3,88
150	14529	3,7	12,1	2,12	4,08
180	15595,2	6,8	13,2	6,93	6,39
220	18459	5,9	11,7	1,98	6,5
240	19871,44	7,1	16,3	4,37	8,21
260	21283,96	6,1	15,3	4,11	6,03
280	22696,48	6,6	15,2	4,04	6,77
300	24109	5,8	13,3	3,61	6,42
320	25521,52	5,8	14,7	3,88	7,11

IRTF MD962096

Prof. (cm)	Age (ans)	Quartz (%)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	COT (%)
15	8375,3	1,8	6,8	0,48	2,1
35	15401,1	1,4	4,9	0,36	0,93
65	25569,8	1,5	4,7	0,38	0,62
85	32102,3	2,2	7,8	0,72	0,68
115	41531,1	2,8	10,2	0,96	1,09
135	47570,3	2,1	7,8	0,74	1,15

IRTF MD962099

Prof. (cm)	Age (ans)	Quartz (%)	Silice Biogène (%)	MAR Si Bio (gSi.cm-2.an-1)	COT (%)
5	6535,7	0,8	4,3	0	1,2
51	8857,1	0,7	4,3	3,0	0,8
81	9928,6	0,9	5,0	3,4	0,8
111	11000,0	1,3	6,8	4,4	1,3
141	12050,0	2,0	11,1	6,8	2,2
181	15885,1	2,0	9,0	1,9	2,7
211	18830,9	2,5	12,1	2,1	4,8
251	21400,0	3,0	16,3	5,4	4,0
281	21790,1	3,1	17,1	22,1	4,3

IRTF MD962098

Prof. (cm)	Age (ans)	MOAGel (%)	MOA GF (%)	LCO (%)	pyrite (%)
0	3339,9	89,8	10,0	0,2	0
10	6588,0	77,7	18,2	3,0	1,1
20	10150,2	2,9	92,4	3,9	0,8
30	13663,1	1,2	93,7	3,2	1,9
40	17126,7	9,9	85,0	2,3	2,8
50	20540,9	1,8	91,3	4,0	3,0
60	23905,8	0,0	96,7	2,2	1,1
70	27221,4	0,0	92,8	4,4	2,8
80	30487,6	0,4	92,8	4,4	2,4
90	33704,6	0,0	90,8	3,5	5,7
100	36872,2	0,0	92,6	4,2	3,3
110	39990,4	0,0	91,5	4,9	3,6
120	43059,4	0,1	90,8	5,1	4,0
130	46079,0	1,5	91,1	3,2	4,2
140	49049,3	0,3	93,9	1,8	4,0

Palynofaciès MD962099

Prof. (cm)	Age (ans)	MOAGel (%)	MOA GF (%)	LCO (%)	pyrite (%)
5	6535,7	0	88,5	11,3	0,2
35	8142,9	6,2	82,5	10,5	0,8
61	9214,3	7,4	83,4	8,1	1,0
91	10285,7	3,0	86,9	6,9	2,5
121	11357,1	17,2	72,2	7,6	2,3
151	13008,8	15,7	77,9	5,7	0,6
181	15885,1	21,2	73,9	3,5	0,4
211	18830,9	7,0	86,1	5,5	0,5
241	20892,8	45,9	51,0	2,1	0,7
271	21660,1	16,5	79,1	2,2	1,8
299	22050,2	27,8	69,2	2,0	0,9

Palynofaciès MD962098

Annexe 3 : analyses globales site ODP 175-1084A

Section	Intervalle	Prof. Section (cm)	Prof. Carotte (m)	Prof. Composite (m)	TMAX (°C)	COT (%)	IH (mg.g ⁻¹)	IO (mg.g ⁻¹)	CaCO ₃ (%)	S1	S2	S3	Tmax
1W	5-7	5	210,45	239,4	407	5,2	434	83	8,67	0,11	22,56	4,3	407
1W	20-22	20	210,6	239,6	405	7,03	446	74	12,75	0,1	31,33	5,2	405
1W	50-52	50	210,9	239,9	406	6,48	442	82	16,17	0,1	28,64	5,3	406
1W	84-86	84	211,24	240,24	407	6,35	392	87	17,17	0,07	24,87	5,5	407
1W	110-112	110	211,5	240,5	405	7,91	435	70	8,33	0,11	34,41	5,5	405
1W	137-139	137	211,77	240,77	408	8,43	445	68	9,92	0,12	37,55	5,7	408
2W	20-22	20	212,1	241,1	406	7,15	465	69	7,17	0,12	33,25	4,9	406
2W	46-48	46	212,36	241,36	404	9,77	456	68	9,33	0,08	44,53	6,6	404
2W	80-82	80	212,7	241,7	405	9,81	406	68	12,17	0,06	39,8	6,7	405
2W	126-128	126	213,16	242,16	404	12,32	450	54	4,17	0,08	55,49	6,7	404
2W	148-150	148	213,38	242,38	405	11,84	418	57	6,17	0,05	49,52	6,8	405
3W	22-24	22	213,62	242,62	405	10,46	395	71	11,42	0,3	41,32	7,4	405
3W	50-52	50	213,9	242,9	403	12,11	441	55	3,75	0,08	53,44	6,6	403
3W	84-86	84	214,24	243,24	405	10,01	405	70	10,92	0,1	40,55	7	405
3W	125-127	125	214,65	243,65	402	11,62	440	55	4	0,09	51,15	6,4	402
3W	145-147	145	214,85	243,85	401	12,27	413	55	3,67	0,1	50,72	6,7	401
4W	20-22	20	215,1	244,1	403	14,34	444	55	5,75	0,09	63,74	7,9	403
4W	46-48	46	215,36	244,36	417	14,48	427	59	9,5	0,08	61,83	8,6	417
4W	85-87	85	215,75	244,75	404	10,35	374	71	19,92	0,15	38,68	7,3	404
4W	125-127	125	216,15	245,15	403	15,35	443	57	7,25	0,1	68,05	8,8	403
4W	145-147	145	216,35	245,35	406	10,86	419	64	12,42	0,08	45,53	6,9	406
5W	20-22	20	216,6	245,6	405	10	421	66	11,17	0,08	42,13	6,6	405
5W	50-52	50	216,9	245,9	403	10,83	418	66	9,25	0,08	45,22	7,1	403
5W	85-87	85	217,25	246,25	403	8,79	408	71	12,42	0,09	35,9	6,2	403
5W	125-127	125	217,65	246,65	406	8,3	381	71	15,25	0,08	31,59	5,9	406
5W	145-147	145	217,85	246,85	407	5,28	378	93	27,5	0,07	19,97	4,9	407
6W	20-22	20	218,1	247,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
6W	27-29	27	218,17	247,17	408	5,05	391	97	33,17	0,1	19,75	4,9	408
6W	50-52	50	218,4	247,4	406	6,13	328	78	22,67	0,07	20,11	4,8	406
6W	82-84	82	218,72	247,72	407	4,8	290	88	23,25	0,06	13,93	4,2	407
6W	122-124	122	219,12	248,12	409	4,73	289	89	18	0,05	13,67	4,2	409
6W	138-140	138	219,28	248,28	404	4,72	342	97	16,92	0,06	16,14	4,6	404
7W	20-22	20	219,6	248,6	404	5,7	303	82	21,83	0,04	17,25	4,7	404

Leg 175-1084A Données Rock-Eval

Analyses globales site ODP 175-1084A

Section	Intervalle (cm)	Prof. Carotte (m)	Prof. Composite (m)	Smect. (%)	Kaol. (%)	CaCO ₃ (%)	Quartz (%)	SiBio (%)
1W	20-22	210,6	239,6	45,7	1,0	15,1	6,1	19,5
1W	84-86	211,24	240,24	50,2	1,2	23,1	5,9	8,1
1W	137-139	211,77	240,77	45,3	1,1	5,4	6,1	29,6
2W	46-48	212,36	241,36	50,5	1,0	10,3	7,3	16,9
2W	126-128	213,16	242,16	58,5	1,5	0,0	12,1	-4,0
2W	148-150	213,38	242,38	67,3	1,7	2,5	12,0	-11,5
3W	22-24	213,62	242,62	61,5	1,5	11,9	8,8	-0,4
3W	84-86	214,24	243,24	55,3	1,2	12,9	8,1	2,5
3W	125-127	214,65	243,65	66,0	1,5	0,0	12,2	-7,9
4W	20-22	215,1	244,1	57,5	1,3	2,5	9,9	-2,2
4W	46-48	215,36	244,36	53,2	1,1	9,0	8,3	0,7
4W	85-87	215,75	244,75	44,5	1,0	24,1	5,4	5,9
4W	125-127	216,15	245,15	63,1	1,3	3,0	9,9	0,1
5W	20-22	216,6	245,6	42,8	0,9	13,2	6,0	15,4
5W	85-87	217,25	246,25	37,4	0,8	15,2	5,0	19,2
5W	125-127	217,65	246,65	29,1	0,7	21,5	4,1	20,5
6W	20-22	218,1	247,1	27,4	0,7	33,2	3,5	17,5
6W	82-84	218,72	247,72	41,6	0,8	30,8	4,2	18,3
6W	122-124	219,12	248,12	39,5	0,8	24,8	4,4	21,2
7W	20-22	219,6	248,6	43,2	1,2	28,9	5,4	11,9

Leg 175-1084A Données IRTF

Section	Intervalle (cm)	Prof. Section (cm)	Composite depth (mcd)	MAR CaCO ₃	MAR SiBio	MAR COT
1W	137-139	137	240,77	2,19	6,54	1,86
2W	46-48	46	241,7	3,54	4,90	2,85
3W	22-24	22	242,62	3,32	-0,13	3,04
3W	125-127	125	243,65	1,12	-2,22	3,26
4W	85-87	85	244,36	2,72	1,69	2,96
5W	20-22	20	245,6	2,95	4,05	2,64
5W	125-127	125	246,65	3,96	5,31	2,15
6W	122-124	122	248,12	4,85	5,70	1,27

Leg 175-1084A Données MAR

Section	Intervalle	Prof. Carotte (m)	Prof. Composite (m)	Pyrite (%)	MOA type (2) (%)	MOA type (1) (%)	LCO (%)
1W	20-22	210,6	239,6	4,3	0	95,7	0
1W	84-86	211,24	240,24	3,5	0	96,5	0
1W	137-139	211,77	240,77	2,5	97,5	0	0
2W	46-48	212,36	241,36	2,1	97,9	0	0
2W	126-128	213,16	242,16	1,9	98,0	0	0,1
2W	148-150	213,38	242,38	2,4	97,1	0	0,5
3W	22-24	213,62	242,62	2,2	97,4	0	0,5
3W	84-86	214,24	243,24	3,9	96,1	0	0
3W	125-127	214,65	243,65	0,5	99,5	0	0
4W	20-22	215,1	244,1	0,8	98,1	0	1,1
4W	46-48	215,36	244,36	0,5	99,1	0	0,4
4W	85-87	215,75	244,75	0,6	99,4	0	0
4W	125-127	216,15	245,15	1,2	98,8	0	0
5W	20-22	216,6	245,6	1,9	98,1	0	0
5W	85-87	217,25	246,25	2,0	98,0	0	0
5W	125-127	217,65	246,65	2,4	0	97,6	0
6W	20-22	218,1	247,1	3,6	0	95,9	0,4
6W	82-84	218,72	247,72	3,3	0	96,6	0,1
6W	122-124	219,12	248,12	3,6	0	96,2	0,2
7W	20-22	219,6	248,6	4,1	0	95,7	0,2

Leg 175-1084A Données Palynofaciès

Annexe 4 : planches de palynofaciès

PLANCHE 1

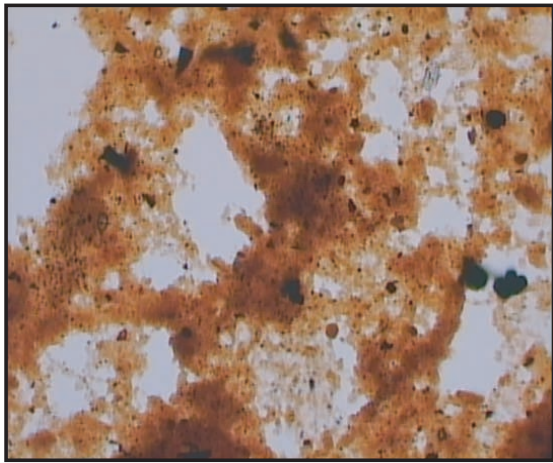
Observations en microscopie optique en lumière naturelle transmise de lames de palynofaciès.

Matière organique amorphe gélifiée

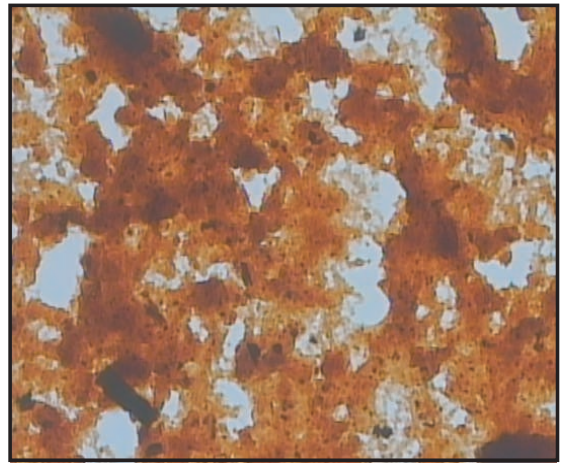
- 1) carotte 95, échantillon 60, grossissement X50-huile
- 2) carotte 87, échantillon 119, grossissement X20
- 3) carotte 99, échantillon 0, grossissement X50
- 4) carotte 99, échantillon 10, grossissement X50

Matière organique amorphe granulaire

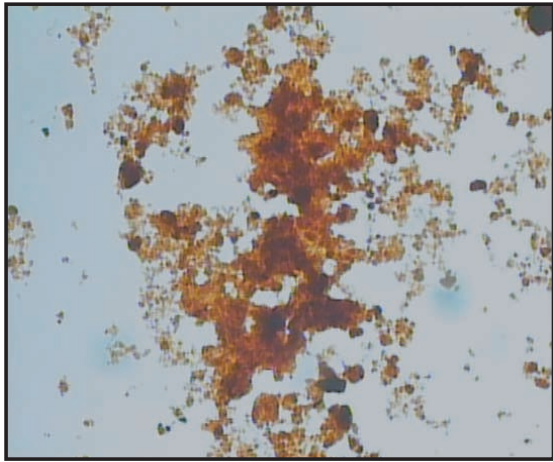
- 5) carotte 84, échantillon 79, grossissement X20-huile
- 6) carotte 96, échantillon 20, grossissement X20
- 7) carotte 86, échantillon 18, grossissement X50
- 8) carotte 99, échantillon 70, grossissement X20



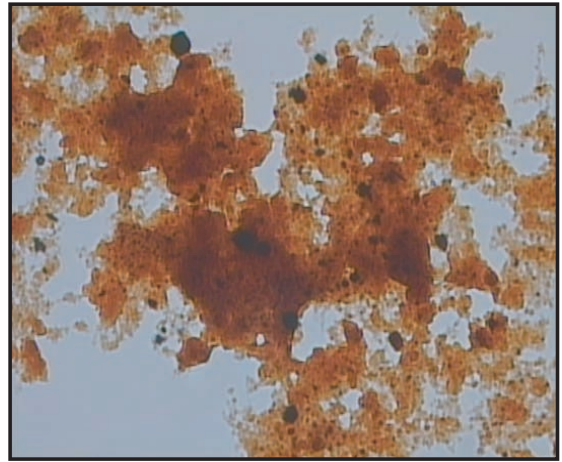
1)



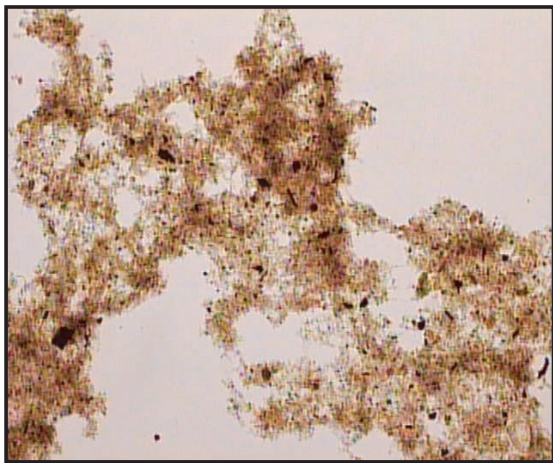
3)



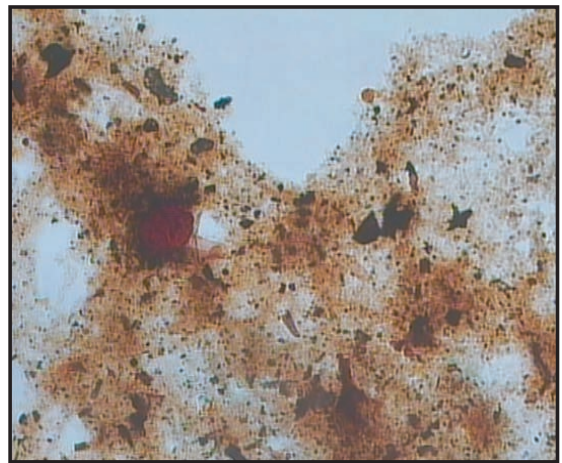
2)



4)



5)



7)



6)



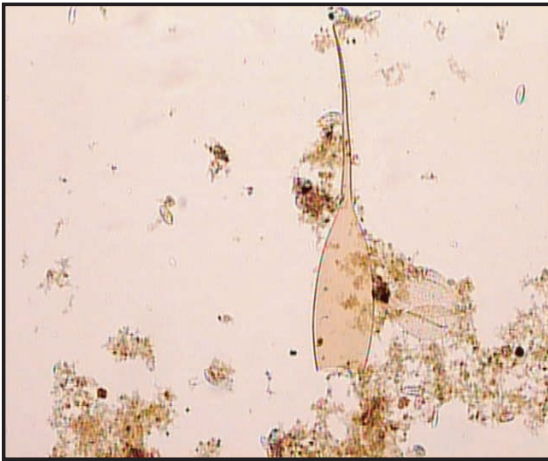
8)

PLANCHE 2

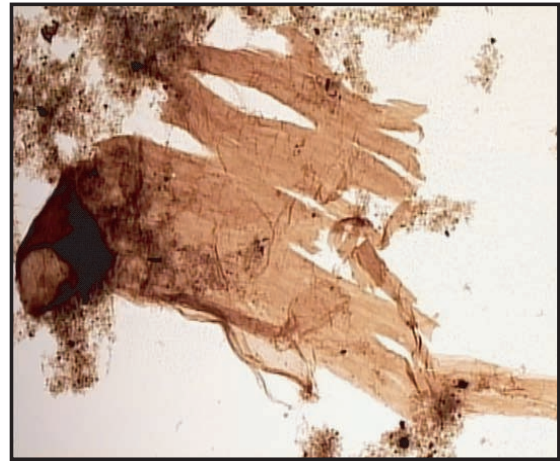
Observations en microscopie optique en lumière naturelle (ou en fluorescence) transmises de lames de palynofaciès.

Playnomorphes

- 1) Tintinomorphe, carotte 84, échantillon 140, grossissement 20X-huile,
- 2) Spore (ne provenant pas de végétal supérieur), carotte 94, échantillon 30, grossissement 20X,
- 3) Parois d'algue, carotte 84, échantillon 249, grossissement 20X,
- 4) Particule de matière organique orangée, carotte 84, échantillon 179, grossissement 50X,
- 5) Dinoflagellé *Spiniférite ssp*, carotte 84, échantillon 40, grossissement 50X-huile, fluorescence,
- 6) Pollen, carotte 84, échantillon 79, grossissement 50X-huile, fluorescence,
- 7) Dinoflagellé *Spiniférite ssp*, carotte 84, échantillon 79, grossissement 50X-huile, fluorescence,
- 8) Spore de végétal supérieur, carotte 84, échantillon 40, grossissement 50X-huile, fluorescence.



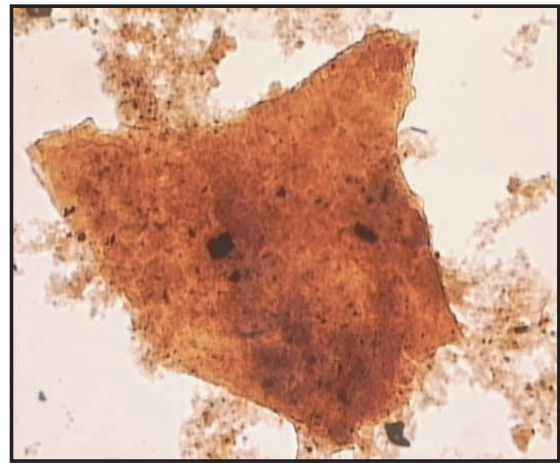
1)



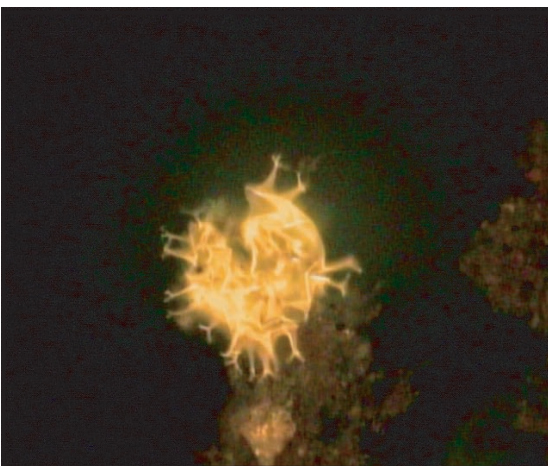
3)



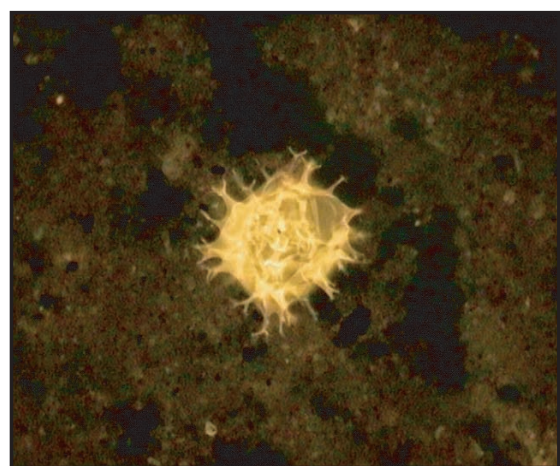
2)



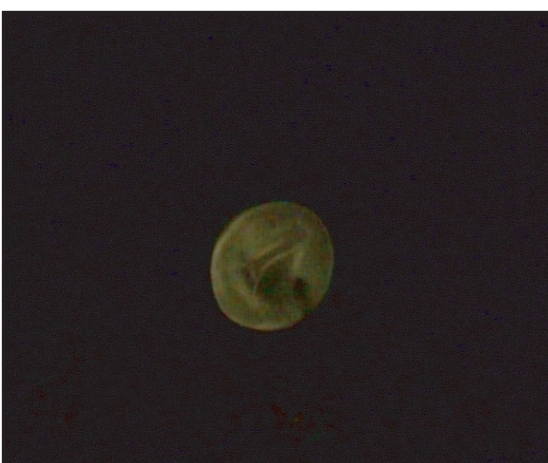
4)



5)



7)



6)



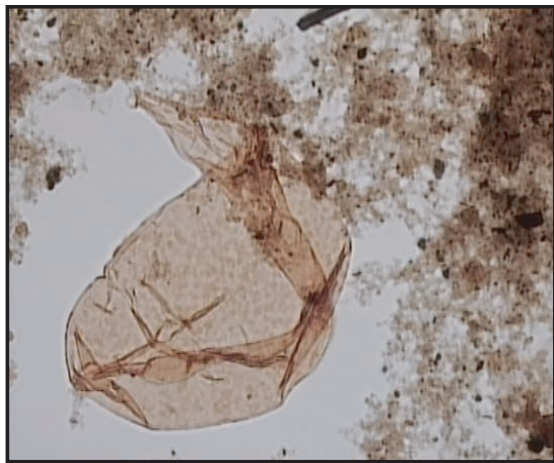
8)

PLANCHE 3

Observations en microscopie optique en lumière naturelle transmise de lames de palynofaciès.

Playnomorphes

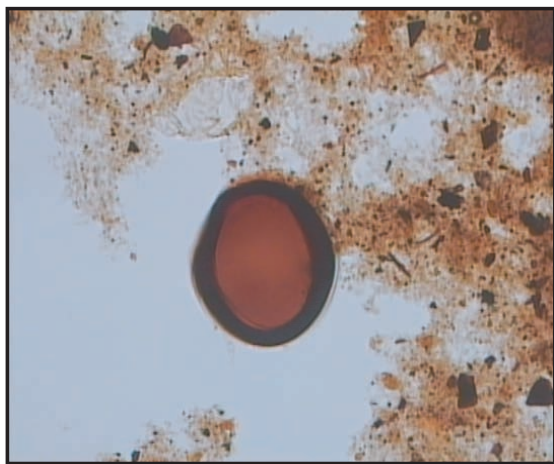
- 9) Paroi d'algue, carotte 84, échantillon 40, grossissement 50X,
- 10) Spore (champignon ?), carotte 86, échantillon 1, grossissement 50X,
- 11) Spore (champignon ?), carotte 84, échantillon 70, grossissement 50X-huile,
- 12) Spore (champignon ?), carotte 86, échantillon 38, grossissement 20X,
- 13) , carotte 92, échantillon 120, grossissement 20X,
- 14) Particule de matière organique orangée, carotte 91, échantillon 3, grossissement 20X,
- 15) Spore (champignon ?), carotte 86, échantillon 18, grossissement 20X,
- 16) débris de végétal supérieur (cuticule ou épiderme), carotte 92, échantillon 75, grossissement 50X-huile.



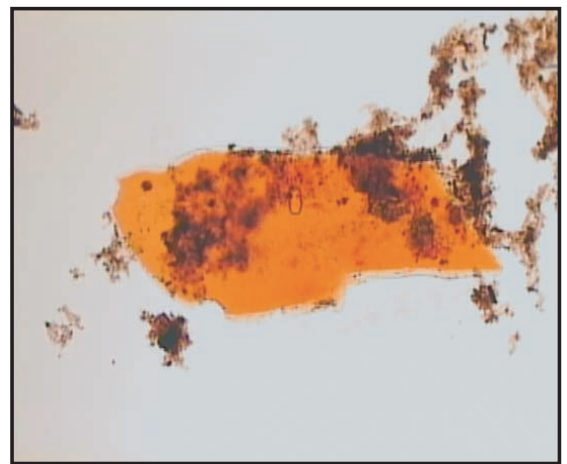
1)



5)



2)



6)



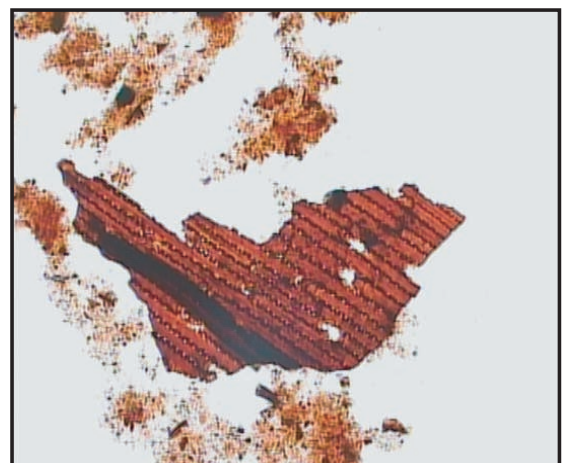
3)



7)



4)



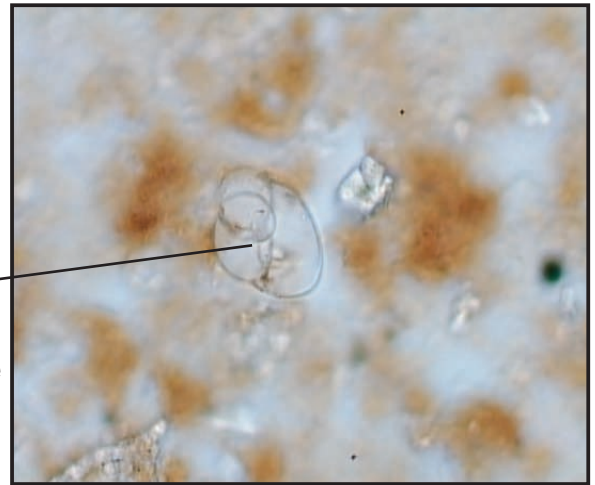
8)



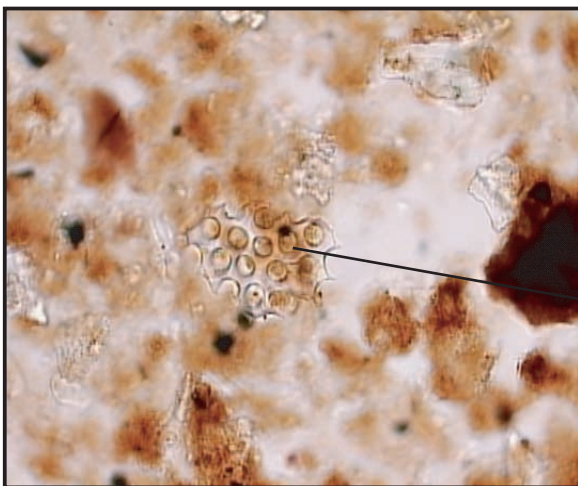
Diatomée

Foraminifère
planctonique
carbonaté

Carotte 95, échantillon 200,
grossissement X50, observation à huile



Carotte 95, échantillon 200,
grossissement X50, observation à huile



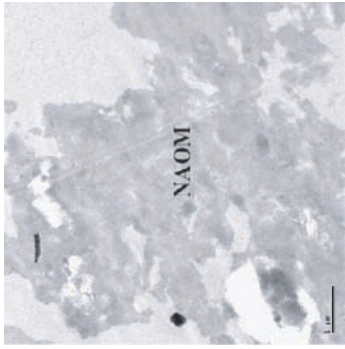
Diatomée

Radiolaire
(fragment)

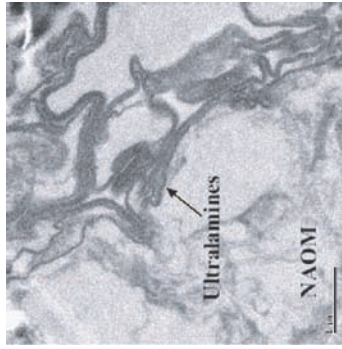
Carotte 95, échantillon 200,
grossissement X50, observation à huile



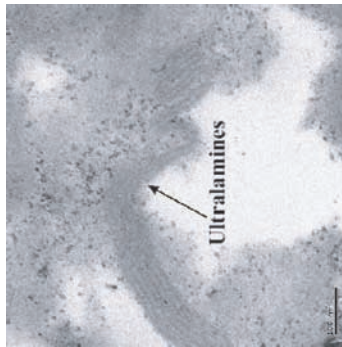
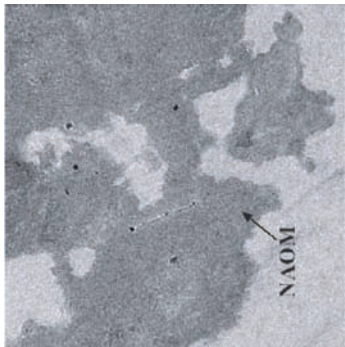
Carotte 85, échantillon 181,
grossissement X50, observation à huile



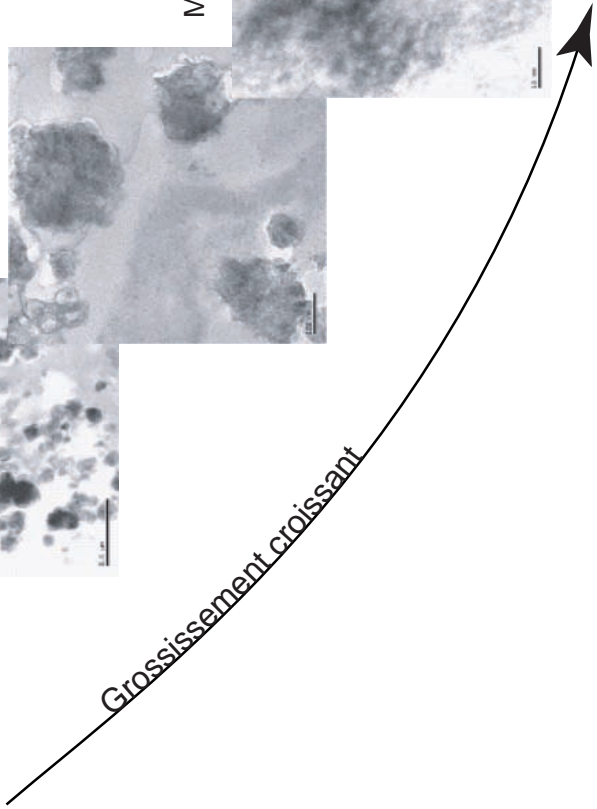
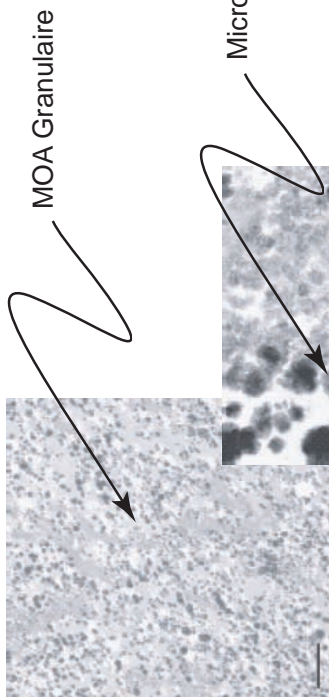
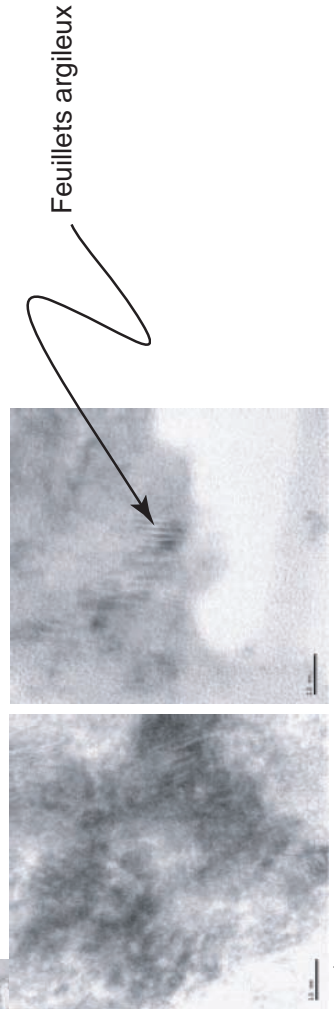
Observation au MET de MOA gélifiée (d'après Pichevin, 2004)



Ultralamines (préservation sélective) observées au MET (d'après Pichevin et al., 2004)



MOA granulaire vue en grossissement croissant au MET (d'après Pichevin, 2004)



REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abrantes, F., 1988. Diatom assemblages as upwelling indicators in surface sediment off Portugal. *Mar. Geol.*, 85, 15-39.
- Abrantes, F., 1991. Variability of upwelling off NW Africa during the latest Quaternary: diatom evidence. *Paleoceanography*, 6, 431-460.
- Abrantes, F., 2000. 200 000 years diatom record from Atlantic upwelling sites reveal maximum productivity during the LGM and a shift in phytoplankton community structure at 185 000 yr. *Earth Plan. Sci. Let.*, 176, 7-16.
- Adam, P., Schnefénburger, P., Schaeffer, P. & Albrecht, P., 2000. Clues to early diagenetic sulfurization processes from mild chemical cleavage of labile sulfure-rich geomacromolecules. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64, 3585-3503.
- Aksnes, D.L. & Wassman, P., 1993. Modeling the significance of zooplankton grazing for export production. *Limnol. Oceanogr.*, 38, 978-985.
- Alley, R.B., 1998. Icing the North Atlantic. *Nature*, 392, 335-336.
- Alley, R.B. & Clark, P., 1999. The deglaciation of the northern hemisphere: a global perspective. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 27, 149-182.
- Anderson, R.F., Chase, Z., Fleisher, M.Q. & Sachs J., 2002. The Southern Ocean's biological pump during the Last Glacial Maximum. *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography*, 49, 1909-1938.
- Andrews, W.R.H. & Hutchings, L., 1980. Upwelling in the southern Benguela Current. *Prog. Oceanogr.*, 9, 1-81.
- Antoine, D., Andre, J. M. & Morel, A., 1996. Oceanic primary production .2. Estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. *Glob. Biogeochem. Cycl.*, 10, 57-69.
- Arz, H.W., Pätzold, J. & Wefer, G., 1999. The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off northeastern Brazil. *Earth Plan. Sci. Let.*, 167, 105-117.

B

- Barange, M. & Pillar, S.C., 1992. Cross-Shelf Circulation, Zonation and Maintenance Mechanisms of *Nyctiphanes-Capensis* and *Euphausia-Hanseni* (Euphausiacea) in the Northern Benguela Upwelling System. *Continental Shelf Res.*, 12, 1027-1042.
- Bard, E., Hamelin, B. & Fairbanks, R.G., 1990b. U/Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature*, 346, 456-458.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. & Zindler, A., 1990a. Calibration of the ¹⁴C timescale over the past 130,000 years using mass spectrometry U-Th ages from Barbados corals. *Nature*, 345, 405-410.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggiono, L., Cabioch, G., Faure, G. & Rougerie, F., 1996. Deglacial sea level record from Tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. *Nature*, 345, 405-410.

- Baumann, K.H., Cepek, M. & Kinkel, H., 1999. Coccolithophores as indicators of ocean water masses, surface-water temperature, and paleoproductivity-examples from the South Atlantic. In: Fischer, G. & Wefer, G. (eds.). *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic*. Springer Verlag, Berlin, 117-144.
- Baumann, K.H. & Freitag, T., 2004. Pleistocene fluctuations in the northern Benguela Current system as revealed by coccolith assemblages. *Mar. Micropaleontol.*, 52, 195-215.
- Bayon, G., Germain, C.R., Nesbitt, R.W., Bertrand, P. & Schneider, R.R., 2003. Increased input of circumpolar deep water-borne detritus to the glacial SE Atlantic Ocean. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 1025.
- Belanger, P.E., Curry, W.B., Matthews, R.K., 1981. Core-top evaluation of benthic foraminiferal isotopic ratios for paleo-oceanographic interpretations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 33, 205-220.
- Berger, A.L., 1978. Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic change. *J. Atmos. Sci.*, 35, 2362-2367.
- Berger, W.H. & Soutar, A., 1970. Preservation of plankton shells in an anaerobic basin off California. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 275-282.
- Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G., 1989. Ocean productivity and paleoproductivity: an overview. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (eds.). *Productivity of the Ocean: Present and Past*. Wiley, J. and sons, Chichester, 429-455.
- Berger, W.H., Lange, C., Wefer G., 2002. Upwelling History of the Benguela-Namibia system: a synthesis of leg 175 results. In: Wefer, G., Berger, W.H. & Richter, C. (eds.). *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1-103.
- Berger, W.H. & Wefer, G., 2002. On the reconstruction of upwelling history: Namibia upwelling in context. *Mar. Geol.*, 180, 3-28.
- Berhenfeld, M.J. & Falkowski, P.G., 1997. Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. *Limnol. Oceanogr.*, 42, 1-20.
- Berner, R.A., 1980. *Early diagenesis: a theoretical approach*. Princetown University Press, Princetown, 241 p.
- Berner, R.A. & Raiswell, R., 1983. Burial of organic carbon and pyrite sulphur in sediments over Phanerozoic time: a new theory. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 47, 855-862.
- Bertrand, P. & Lallier-Vergès, E., 1993. Past sedimentary organic matter accumulation and degradation controlled by productivity. *Nature*, 364, 786-788.
- Bertrand, P., Balut, Y., Schneider, R., Chen, M.-T., Rogers, J., Shipboard 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. Report l'Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaire, 1-381.

- Bertrand, P., Giraudeau, J., Malaize, B., Martinez, P., Gallinari, M., Pedersen, T.F., Pierre, C., Vénec-Peyré, M.Th., 2002. Occurrence of an exceptional carbonate dissolution episode during early glacial isotope stage 6 in the Southeastern Atlantic. *Mar. Geol.*, 180, 235-248.
- Bertrand, P., Pedersen, T.F., Schneider, R., Shimmield, G., Lallier-Vergès, E., Disnar, J.R., Massias, D., Villanueva, J., Tribovillard, N., Huc, A.Y., Giraud, X., Pierre, C., & Venec-Peyre, M.T., 2003. Organic-rich sediments in ventilated deep-sea environments: Relationship to climate, sea level, and trophic changes. *J. Geophys. Res.*, 108, 1-11.
- Betzer, P.R., Showers, W.J., Laws, E.J., Winn, C.D., DiTullio, G.R. & Kroopnick, P.M., 1984. Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153°W in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Res. Part A: Oceanographic Research Papers*, 31, 1-11.
- Bickert, T. & Wefer, G., 1999. South Atlantic and benthic foraminifer $\delta^{13}\text{C}$ deviations: implications for reconstructing the Late Quaternary deep-water circulation. *Deep-Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46, 437-452.
- Birch, G.F. & Rogers, J., 1973. Nature of the sea floor between Lüderitz and Port Elizabeth. *S. Afr. Shipping News and Fish Ind. Rev.*, 28, 56-65.
- Björck, S., Walker, M.J.C., Cwynar, L.C., Johnsen, S., Knudsen, K.L., Lowe, J.J. & Wohlfarth, B., INTIMATE Members, 1998. An event Stratigraphy for the Last Termination in the North Atlantic region based on the Greenland ice-core record: a proposal by the INTIMATE group. *J. Quat. Sci.*, 13, 283-292.
- Böckel, B. & Baumann, K.H., 2004. Distribution of coccoliths in surface sediments of the south eastern South Atlantic Ocean: ecology, preservation and carbonate contribution. *Mar. Micropaleontol.*, 51, 301-320.
- Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J. & Bonani, G., 1993. Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. *Nature*, 365, 143-147.
- Bond, G. & Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scale during the last glaciation. *Science*, 267, 1005-1010.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. & Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bordenave, M.L., Espitalié, J., Leplat, P., Oudin, J.L. & Vandenbroucke, M., 1993. Screening techniques for source rock evaluation. In: Bordenave M.L. (ed.). *Applied Petroleum Geochemistry*, Technip Editions, 217-278.
- Boussafir, M., Gelin, F., Lallier-Vergès, E., Derenne, S., Bertrand, P. & Largeau, C., 1995. Electron microscopy and pyrolysis of kerogens from the Kimmeridge Clay Formation, UK: source organisms, preservation processes, and origin of microcycles. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 3731-3747.
- Boyd, A.J., 1983. Intensive study of the currents, winds and hydrology at a coastal site off central South West Africa, June/July 1978. *Investig. Rep. Sea Fisheries Res. Inst. S. Afr.*, 126, 1-47.

Bremner, J.M., 1981. Shelf morphology and surficial sediments of central and northern South West Africa (Namibia). *Geomar. Lett.*, 1, 91-96.

Bremner, J.M., 1983. Biogenic sediments on the South West African (Namibian) continental margin. In: Thiede, J., Suess, E. (eds). *Coastal Upwelling, its Sediment Record, Part B, Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling*, Plenum, New York, 73-103.

Broecker, W.S. & Peng, T.H., 1984. *Tracers in the sea*. A Publication of the Lamont- Doherty Geological Observatory, Columbia, Palisades, New York, Eldigio Press, 690 p.

Broecker, W.S., 1998. Paleocan circulation during the last deglaciation: a bipolar seesaw? *Paleoceanography*, 13, 225-244.

Brown, P.C., Painting, S.J. & Cochrane, K.L., 1991. Estimates of phytoplankton and bacterial biomass and production in the Northern and Southern Benguela ecosystems. *S. Afr. J. Mar. Sci.*, 11, 537-564.

Brüchert, V., Perez, M.E., Lange, C.B., Giraudeau, J., Hermelin, O. & Party, S.S., 2000. Coupled primary production, benthic foraminiferal assemblage, and sulfur diagenesis in organic-rich sediments of the Benguela Upwelling System. *Mar. Geol.*, 163, 27-40.

Brumsack, H.J., 1986. The inorganic geochemistry of Cretaceous black shales (DSDP leg 41) in comparison to modern upwelling sediments from the Gulf of California. In: Summerhayes, C.P. & Shackleton, N.J. (eds.). *North Atlantic Paleocanography*. Geological Society of America, 447-462.

Brzezinski, M.A., Pride, C.J., Franck, V.M., Sigman, D.M., Sarmiento, J.L., Matsumoto, K., Gruber, N., Rau, G.H. & Coale, K.H., 2002. A switch from Si(OH)_4 to NO_3^- depletion in the glacial Southern Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 1564.

C

Calvert, S.E. & Price, N.B., 1970. Minor metal contents of recent organic-rich sediments off South West Africa. *Nature*, 227, 593-595.

Calvert, S.E. & Price, N.B., 1971. Recent sediments of the South West African Shelf. In: Brognon, G. (ed.). *Atlantic Continental Margins*, Institute of Geol. Sciences, London, Her Majesty's Stationery Office, Rept. No. 070/16, 175-185.

Calvert, S.E. & Pedersen, T.F., 1992. Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: how important is anoxia? In: Whelan, J.K. & Farrington, J.W. (eds.). *Productivity, Accumulation and Preservation of Organic Matter in Recent and Ancient Sediments*. Columbia University Press, 231-263.

Calvert, S.E. & Pedersen, T.F., 1993. Geochemistry of Recent oxic and anoxic marine sediments : Implications for the geological record. *Mar. Geol.*, 113, 67-88.

Calvert, S.E. & Pedersen, T.F., 1994. Sedimentary geochemistry of manganese: Implications for the environment of formation of manganese black shales. *Econ. Geol.*, 91, 36-47.

- Canfield, D.E., 1989. Sulphate reduction and oxic respiration in marine sediments: implications for organic carbon preservation in euxinic environments. *Deep-Sea Res. Part A: Oceanographic Research Papers*, 36, 121-138.
- Canfield, D.E., 1994. Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chem. Geol.*, 114, 315-329.
- Carr, M.E., 2002. Estimation of potential productivity in Eastern Boundary Currents using remote sensing. *Deep-Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography*, 49, 59-80.
- Chapman, P. & Shannon, L.V., 1985. The Benguela ecosystem. Part II. Chemistry and related processes. In: Barnes, M. (ed.). *Oceanography and Marine Biology. Annual Review*, 23, Aberdeen, University Press, 183-251.
- Chapman, P. & Shannon, L.V., 1987. Seasonality in the oxygen minimum layers at the extremities of the Benguela system. *S. Afr. J. Mar. Sci.*, 5, 51-62.
- Chen, M.T., Chang, Y.P., Chang, C.C., Wang, L.W., Wang, C.H., Yu, E.F., 2002. Late Quaternary sea-surface temperature variations in the southeast Atlantic: a planktonic foraminifer faunal record of the past 600 000 yr (IMAGES II MD962085). *Mar. Geol.*, 180, 163-181.
- CLIMAP, 1976. The surface of the Ice-Age Earth. *Science*, 191, 1131-1137.
- Collier, R. & Edmond, J., 1984. The trace element geochemistry of marine biogenic particulate matter. *Prog. Oceanog.*, 13, 113-199.
- Combaz, A., 1964. Les Palynofaciès. *Rev. Micropaleontol.*, 7, 205-218.
- Crespin J., 2001. Etude des variations océanographiques de la cellule de Lüderitz (upwelling du Benguela, Sud-Est Atlantique) au cours des derniers 70.000 ans. DEUG Université Bordeaux I, 29 pp.
- Crusius, J., Calvert, S., Pedersen, T., Sage, D., 1996. Rhenium and molybdenum enrichments in sediments as indicators of oxic, suboxic and sulfidic conditions of deposition. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 145, 65-78.
- D**
- Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C., Hvidberg, C., Steffensen, J., Sveinbjornsdottir, A., Jouzel, J. & Bong, G., 1993. Evidence for general instability in past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218-220.
- Davis, J.C., 1986. *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley (ed.), New York, 646 p.
- Demaison, G., 1993. Contributions of geochemistry to exploration strategy. In: Bordenave M.L. (ed.). *Applied Petroleum Geochemistry*, Technip Editions, 488-504.
- De la Rocha, C.L., Brzezinski, M.A., DeNiro, M. J. & Shemesh, A., 1998. Silicon-isotope composition of diatoms as an indicator of past oceanic change. *Nature*, 395, 680-683.
- Demaison, G. & Huizinga, B.J., 1991. Genetic Classification of Petroleum Systems. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 75, 1626-1643.

- Demaison, G. & Moore, G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* 64, 1179-1209.
- De Rijk, S., Troelstra, S.R., Rohling, E.J., 1999. Benthic foraminiferal distribution in the Mediterranean sea. *J. Foramin. Res.*, 29, 93-103.
- De Rijk, S., Jorissen, F.J., Rohling, F.J., Troelstra, S.R., 2000. Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.*, 40, 151-166.
- Dickens, G.R. & Owen, R.M., 1994. Late Miocene-early Pliocene manganese redirection in the central Indian Ocean: Expansion of the intermediate water oxygen minimum zone. *Paleoceanography*, 9, 169-181.
- Diekmann, B., Petschick, R., Gingele, F.X., Fütterer, D., Abelmann, A., Brathauer, U., Gersonde, R. & Mackensen, A., 1996. Clay mineral fluctuations in late Quaternary sediments of the southeastern South Atlantic: Implications for past changes of deep water advection. In: Wefer W.H., Berger G. & Siedler W.D.J. (eds). *The South Atlantic: present and past circulation*. Springer-Verlag, New York, 621-644.
- Diester-Haass, L., 1985. Late Quaternary sedimentation on the eastern Walvis Ridge, SE Atlantic (HPC 532 and four piston cores). *Mar. Geol.*, 65, 145-189.
- Diester-Haass, L., Meyers, P.A. & Rothe, P., 1986. Light-dark cycles in opal-rich sediments near the Plio-Pleistocene boundary, DSDP Site 532, Walvis Ridge continental terrace. *Mar. Geol.*, 73, 1-23.
- Diester-Haass, L. & Rothe, P., 1987. Plio-Pleistocene sedimentation on the Walvis Ridge, Southeast Atlantic (DSDP Leg 75, Site 532) – influence of surface currents, carbonate dissolution and climate. *Mar. Geol.*, 77, 53-85.
- Dingle, R.V., Birch, G.F., Bremner, J.M., De Decker, R.H., Du Plessis, A., Engelbrecht, J.C., Fincham, M.J., Fitton, T., Flemming, B.W., Gente, R.I., Goddard, S.H., Martin, A.K., Mills, E.G., Moir, G.J., Parker, R.J., Robson, S.H., Rogers, J., Salmon, D.A., Siesser, W.G., Simpson, E.S.W., Summerhayes, C.P., Westall, F., Winter, A. & Woodborne, M.W., 1987. Deep-sea sedimentary environments around southern Africa (South-East Atlantic and South-West Indian Oceans). *Ann. S. Afr. Mus.*, 98, 1-27.
- Dittert, N., Baumann, K.H., Bickert, T., Heinrich, R., Huber, R., Kinkel, H. & Meggers, H., 1999. Carbonate dissolution in the deep-sea: methods, quantification and paleoceanographic application. In: Fisher, G. & Wefer, G. (eds.). *Use of Proxies in Paleoclimatology: Examples from the South Atlantic*. Springer Verlag, Berlin, 255-284.
- Dokken, T.M., Jansen, E., 1999. Rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period. *Nature*, 401, 458-461
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Matthews, R.K., Prell, W., Ruddiman, W.F., Caralp, M. & Hendy, C.H., 1984. ^{13}C record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implication for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quat. Res.*, 21, 225-243.

Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L., Oppo, D. & Kallel, N., 1988. Deep-water source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deep-water circulation. *Paleoceanography*, 3, 343-360.

Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Paterne, M., Hovine, S., Fichet, T., Duprat, J. & Labracherie, M., 1996. High-latitude deep water sources during the Last Glacial Maximum and the intensity of the global oceanic circulation. In: Wefer, W.H., Berger, G. & Siedler W.D.J. (eds). *The South Atlantic: present and past circulation*. Springer Verlag, New York, 445-460.

Durand, B. & Nicaise, G., 1980. Procedures for kerogen isolation. In: Durand, B. (ed.) *Kerogen*, Technip, Paris, 33-53.

Dymond, J., Suess, E. & Lyle, M., 1992. Barium in deep-sea sediment: A geochemical proxy for paleoproductivity. *Paleoceanography*, 7, 163-181.

E

Eppley, R.W. & Peterson, B.J., 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep-sea. *Nature*, 282, 677-680.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications; première partie. *Rev. I. Fr. Pétrol.*, 40, 563-579.

F

Fairbanks, R.G., 1989. A 17,000-year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, 342, 637-647.

Fisher, G., Müller, P.J., Wefer, G., 1998. Latitudinal $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ variations in sinking matter and sediments from the South Atlantic: Effects of anthropogenic CO_2 and implications for paleo- PCO_2 reconstructions. *J. Mar. Syst.*, 17, 471-495.

Fleming, K., Johnson, P., Zwart, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K. & Chappell, J., 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far-and-intermediate-field sites. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 163, 327-342.

François, R., 1988. A study on the regulation of the concentrations of some trace metals (Rb, Sr, Zn, Pb, Cu, V, Cr, Ni, Mn and Mo) in Saanicht Inlet sediments, British Columbia, Canada. *Mar. Geol.*, 83, 285-308.

Fröhlich, F., 1981. Les silicates dans l'environnement pélagique de l'océan Indien au Cénozoïque. *Mém. Mus. Nat. Hist. Nat.*, n.s., C, XLVI, 206p.

Fröhlich, F., 1989. Deep-sea biogenic silica: new structural and analytical data from infrared analysis, geological implications. *Terra Nova*, 1, 267-273.

Fröhlich, F., 1993. Principe de la détermination et de la quantification des minéraux en mélanges naturels par spectrométrie IR. Applications minéralogiques et géologiques. In : *Spectrométrie IR et analyse quantitative des roches*, Coll. 15 décembre 1993, ORSTOM, Bondy, 3-7.

G

- Ganeshram, R.S., Calvert, S.E., Pedersen, T.F. & Cowie, G.L., 1999. Factors controlling the burial of organic carbon in laminated and bioturbated sediments off NW Mexico: implications for hydrocarbon preservation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 1723-1734.
- Ganssen, G., 1983. Dokumentation von küstennahem Auftrieb anhand stabiler Isotope in rezenten Foraminiferen vor Nordwest-Afrika. *Meteor Forsch.-Ergebnisse*, 37, 1-46.
- Gardner, J.V., Dean, W.E. & Wilson, C.R., 1984. Carbonate and organic-carbon cycles and the history of upwelling at Deep Sea Drilling Project Site 532, Walvis Ridge, South Atlantic Ocean. In: Hay, W.W., Sibuet, J.C. et al. (eds.). *Initial Report DSDP*. U.S. Govt. Printing Office, Washington, DC, 905-953.
- Gargett, A.E., 1991. Physical processes and the maintenance of nutrient-rich euphotic zones. *Limnol. Oceanogr.*, 36, 1527-1545.
- Giraudeau, J., 1992. Distribution of recent nannofossil beneath the Benguela system: southwest African continental margin. *Mar. Geol.*, 108, 219-237.
- Giraudeau, J., 1993. Planktonic Foraminiferal Assemblages in Surface Sediments From the Southwest African Continental-Margin. *Mar. Geol.*, 110, 47-62.
- Giraudeau, J. & Rogers, J., 1994. Phytoplankton Biomass and Sea-Surface Temperature Estimates from Sea-Bed Distribution of Nannofossils and Planktonic-Foraminifera in the Benguela Upwelling System. *Micropaleontology*, 40, 275-285.
- Giraudeau, J., Bailey, G.W. & Pujol, C., 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 Res. Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47, 1999-2028.
- Giraudeau, J., Meyers, P.A. & Christensen, B.A., 2002. Accumulation of organic and inorganic carbon in Pliocene-Pleistocene sediments along the SW African margin. *Mar. Geol.*, 180, 49-70.
- Giraud, X., Bertrand, P., Garçon, V. & Dadou, I., 2000. Modeling $\delta^{15}\text{N}$ evolution: First palaeoceanographic applications in a coastal upwelling system. *J. Mar. Res.*, 58, 609-630.
- Graham, D.W., Corliss, B.H., Bender, M.L. & Keigwin, D., 1981. Carbon and Oxygen disequilibria of recent deep-sea benthic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.*, 6, 483-497.
- Grossman, E., 1987. Stable isotopes in modern benthic foraminifera: a study of vital effect. *J. Foramin. Res.*, 17, 48-61.
- Grootes, P.M. & Stuiver, M., 1997. Oxygen18/16 variability in Greenland snow and ice with 10^3 to 10^5 year time resolution. *J. Geophys. Res.*, 102C, 26455-26470.
- Gründlingh, L.M., 1999. Surface currents derived from satellite-tracked buoys off Namibia. *Deep-Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography*, 46, 453-473.

Guichard, S., Jorissen, F., Bertrand, P., Gervais, A., Martinez, P., Peypouquet, J.P., Pujol, C. & Vergnaud-Grazzini, C., 1997. Foraminifères benthiques et paléoproduktivité: réflexions sur une carotte de l'upwelling (NW africain). *C. R. Acad. Sci.*, 325, 65-70.

H

Hagen, E., Feistel, R., Agenbag, J.J. & Ohde, T., 2001. Seasonal and interannual changes in intense Benguela Upwelling (1982-1999). *Oceano. Acta*, 24, 557-568.

Hales, B., Emerson, S. & Dummy, A.D., 1994. Respiration and dissolution in the sediments of the western North Atlantic: Estimates from models of in situ microelectrode measurements of pore water oxygen and pH. *Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers*, 41, 695-719.

Hanebuth, T., Statterger, K. & Grootes, P.M., 2000. Rapid flooding of the Sunda Shelf: a late-glacial sea-level record. *Science*, 288, 1033-1035.

Harris, C.K. & Wiberg, P., 2002. Across-shelf sediment transport: Interactions between suspended sediment and bed sediment. *J. Geophys. Res.*, 107(C1), 3008.

Hart, T.J. & Currie, R.I., 1960. The Benguela Current. *Discovery Report*, 31, 123-298.

Hays, J.D., Lozano, J.A., Shackleton, N.J. & Irving, G., 1976. Reconstruction of the Atlantic and western Indian Ocean sectors of the 18,000 BP Antarctic Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 145, 337-372.

Henrich S.M., 1992. Early Diagenesis of Organic-Matter in Marine-Sediments, Progress and Perplexity. *Mar. Chem.*, 39, 119-149.

Hensen, C., Zabel, M. & Schulz, H.D., 2000. A comparison of benthic nutrient fluxes from deep-sea sediments off Namibia and Argentina. *Deep-Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography*, 47, 2029-2050.

Hinrichs, K.U., Schneider, R.R., Müller, P.J. & Rullkötter, J., 1999. A biomarker perspective on paleoproductivity variations in two Late Quaternary sediment sections from the Southeast Atlantic Ocean. *Org. Geochem.*, 30, 341-366.

Holmes, M.E., Müller, P.J., Schneider, R., Segl, M. & Wefer, G., 1998. Spatial variations in euphotic zone nitrate utilization based on $\delta^{15}\text{N}$ in surface sediments. *Geomar. Lett.*, 18, 58-65.

Huc, A.Y., 1988a. Sedimentology of organic matter. In: Frimmel, F.H. & Christman, R.F. (eds.). *Humic substances and their role in the environment*, Chichester: Wiley, 215-143.

Huc, A.Y., 1988b. Aspects of depositional processes of organic matter in sedimentary basins. *Org. Geochem.*, 13, 433-443.

Huc, A.Y., Bertrand, P., Stow, D.A.V., Gayet, J. & Vandenbroucke, M., 2001. Organic sedimentation in deep offshore settings: the Quaternary sediment approach. *Mar. Petrol. Geol.*, 18, 513-517.

I

Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L. & Shackleton, N.J., 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A.L. (ed.). *Milankovitch and Climate*, part 1, Reidel, D., Norwell, Mass. 269-305.

Imbrie, J., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J. & Toggweiler, J.R., 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles. 1. Linear responses to Milankovitch forcing. *Paleoceanography*, 7, 701-738.

Isaacs, C.M., 2001. Depositional Framework on the Monterey Formation, California. In: Isaacs, C.M. & Rullkötter, J. (eds.). *The Monterey Formation, from Rocks to Molecules*. Columbia University Press, New York, 1-30.

J

Jackson, G.A., 1990. A model of the formation of marine algal flocs by physical coagulation processes. *Deep-Sea Res. Part A: Oceanographic Research Papers*, 37, 1197-1211.

Jahn, B., Donner, B., Müller, P.J., Röhl, U., Schneider, R.R. & Wefer, G., 2003. Pleistocene variations in dust input and marine productivity in the northern Benguela Current: Evidence of evolution of global-interglacial cycles. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 193, 515-533.

Jahnke, R.A. & Shimmield, G.B., 1995. Particle flux and its conversion to the sediment record: coastal ocean upwelling systems. In: Summerhayes, C.P. et al. (eds.). *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*, John Wiley, New York, 83-100.

Jahnke, R.A., Craven, D.B., McCorkle, D.C., & Reimers, C.E., 1997. CaCO_3 dissolution in California continental margin sediments: The influence of organic matter remineralization. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 61, 3587-3604

Jansen, E., Bleil, U., Henrich, R., Kringstad, L. & Slettemark, B., 1988. Paleoenvironmental changes in the Norwegian sea and the northeast Atlantic during the last 2.8 m.y.: deep sea drilling project/ocean drilling program sites 610, 642, 643, 644. *Paleoceanography*, 3, 563-581.

Jansen, J.H.F., Ufkes, E. & Schneider, R.R., 1996. Late Quaternary movements of the Angola-Benguela Front, SE Atlantic, and implications for advection in the equatorial ocean. In: Wefer, W.H., Berger, G. & Siedler, W.D.J. (eds). *The South Atlantic: present and past circulation*. Springer Verlag, Berlin, 553-575.

Jorissen, F.J., Wittling, I., Peypouquet, J.P., Rabouille, C. & Relexans, J.C., 1998. Live benthic foraminiferal faunas off Cape Blanc, NW-Africa : Community structure and microhabitats. *Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers*, 45, 2157-2188.

K

Kim, J.H., Schneider, R.R., Müller, P.J. & Wefer, G., 2002. Interhemispheric comparison of deglacial sea-surface temperature patterns in Atlantic eastern boundary currents. *Earth Pla. Sci. Let.*, 194, 383-393.

Kirst, G.J., Schneider, R.R., Müller, P.J., von Storch, I. & Wefer, G., 1999. Late Quaternary Temperature Variability in the Benguela Current System Derived from Alkenones. *Quat. Res.*, 52, 92-103.

Kleijne, A., 1993. Morphology, taxonomy and distribution of extant coccolithophorids (calcareous nannoplankton). PhD dissertation, VrijeUniv. Amsterdam. 321p.

L

Lancaster, N., 1981. Paleoenvironmental implications of fixed dune systems in Southern Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 33, 327-346.

Lallier-Vergès, E., Bertrand, P. & Desprairies, A., 1993. Organic matter composition and sulfate reduction intensity in Oman Margin sediments. *Mar. Geol.*, 112, 57-69.

Lallier-Vergès, E., Bertrand, P., Tribovillard, N. & Desprairies, A., 1995. Short-term cyclicities from the Kimmeridge Clay Formation of Yorkshire (G.B.): combined accumulation and degradation of organic carbon under the control of primary production variations. In: Lallier-Vergès, E., Tribovillard, N. & Bertrand, P. (eds.). *Organic Matter Accumulation, Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer, 4-11.

Lallier-Vergès, E., Hayes, M., Boussafir, M., Zaback D.A., Tribovillard, N.P., Connan, J. & Bertrand, P., 1997. Productivity-induced sulphur enrichment of hydrocarbon-rich sediments from the Kimmeridge Clay Formation. *Chem. Geol.*, 134, 277-288.

Lallier-Vergès, E., Martinez, P., Bertrand, P., Rabouille, C., Relexans, J.C. & Keravis, D., 1998. Sedimentation, reworking and preservation of organic matter in surficial sediments of the N-W African upwelling system. *Mineral. Mag.*, 62A, 846-847.

Lallier-Vergès, E., Bertrand, P. & Rabouille, C., 2003. Composition de la matière organique de sédiments superficiels déposés sous upwelling (système nord-ouest africain). 9ème Congrès Français de Sédimentologie. Abstract book, Publ. ASF, 38, 290.

Lange, C.B., Berger, W.H., Lin, H.L. & Wefer, G., 1999. The early Matuyama diatom maximum off SW Africa, Benguela Current System (ODP Leg 175), Shipboard Scientific Party Leg 175. *Mar. Geol.*, 161, 93-114.

Langford, F.F. & Blanc-Valleron, M.M., 1990. Interpreting Rock-Eval pyrolysis data using graphs of pyrolyzable hydrocarbons vs. Total organic carbon. *AAPG Bull.*, 74, 799-804.

Lavik, G., 2001. Nitrogen isotopes of sinking matter and sediments in the South Atlantic, dissertation thesis, Univ. Bremen, Bremen, Germany, 155p.

Leroux, M., 1996. La dynamique du temps et du climat, ed. Masson, Paris, 310 p.

Little, M.G., Schneider, R.R., Kroon, D., Price, B., Summerhayes, C.P. & Segl, M., 1997a. Trade wind forcing of upwelling, seasonality, and Heinrich events as a response to sub-Milankovitch climate variability, *Paleoceanography*, 12, 568-576.

Little, M.G., Schneider, R.R., Kroon, D., Price, B., Bickert, T. & Wefer, G., 1997b. Rapid paleoceanographic changes in the Benguela upwelling system for the last 160,000 years as indicated by abundances of planktonic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 130, 135-161.

Lochte, K., Boetius, A., Gebruk, A., Helder, W., Jahnke, R., Pfannkuche, O., Rabouille, C., Schlüter, M., Shimmield, G., Sibuet, M., Soltwedel, T., Vetrov, A. & Zabel, M., 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.

Lückge, A., Boussafir, M., Lallier-Vergès, E. & Littke, R., 1996. Comparative study of organic matter preservation in immature sediments along the continental margins of Peru and Oman. Part I: Results of petrographical and bulk geochemical data. *Org. Geochem.*, 24, 437-451.

Lückge, A., Horsfield, B., Littke, R. & Scheeder, G., 2002. Organic matter preservation and sulfur uptake in sediments from the continental margin of Pakistan. *Org. Geochem.*, 33, 477-488.

Lutjeharms, J.R.E. & Meeuwis, J.M., 1987. The extent and variability of South-East Atlantic upwelling. In: Payne, A.I.L., Gulland, J.A. & Brink, K.H., (eds.). *The Benguela and comparable ecosystems*. S. Afr. J. Mar. Sci., 5, 51-62.

Lutjeharms, J.R.E. & Valentine, H.R., 1987. Water types and volumetric considerations of the South-East Atlantic upwelling regime. S. Afr. J. Mar. Sci., 5, 63-71.

Lutjeharms, J.R. E., & Stockton, P.L., 1987. Kinematics of the upwelling front off Southern Africa. S. Afr. J. Mar. Sci., 5, 35-49.

Lutjeharms, J.R.E., Shillington, F.A. & Rae, C.M.D., 1991. Observations of Extreme Upwelling Filaments in the Southeast Atlantic-Ocean. *Science*, 253, 774-776.

Lyle, M., 1988. Climatically forced organic carbon burial in equatorial Atlantic and Pacific Oceans. *Nature*, 335, 529-532.

M

Mangerud, J., Anderson, S.T., Berglund, B.E. & Donner, J.J., 1974. Quaternary stratigraphy of Norden, a proposal for terminology and classification. *Boreas*, 3, 109-128.

Matsumoto, K., Sarmiento, J.L. & Brzezinski, M.A., 2002. Silicic acid leakage from the Southern Ocean: A possible explanation for glacial atmospheric pCO₂. *Glob. Biogeochem. Cycl.*, 16(3), 1031.

- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Twickler, M.S., Whitlow, S., Yang, Q., Lyons, W.B. & Prentice, M., 1997. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-years-long glaciochemical series. *J. Geophys. Res.*, 102C, 26345-26366.
- McCorkle, D.C. & Keigwin, L.D., 1990. The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 5, 161-185.
- McIntyre, A. & Bé, A.W.H., 1967. Modern coccolithophoraceae of the Atlantic Ocean: Placoliths and cyrtoliths. *Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers*, 14, 561-597.
- McIntyre, A., Kipp, N.G., Bé, A.W.H., Crowley, T., Kellogg, T., Gardner, J.V., Prell, W. & Ruddiman, W.F., 1976. Glacial North Atlantic years ago: a CLIMAP reconstruction. In: Cline, R.M. & Hays, J.D. (eds). *Investigation of Late Quaternary Paleooceanography and Paleoclimatology*. Mem. 145. Geol. Soc. Am., Boulder, CO, 43-76.
- Meeuwis, J.M. & Lutjeharms, J.R.E, 1990. Surface thermal characteristics of the Angola-Benguela Front. *S. Afr. J. Mar. Sci.*, 9, 261-279.
- Meyers, P.A., Huc, A.Y. & Brassel, S.C., 1981. The organic matter patterns in South Atlantic sediments deposited since the late Miocene beneath the Benguela upwelling system. In: Bjørøy et al. (eds.). *Advances in Organic Geochemistry*, Bergen, Norway.
- Meyers, P.A., 1984. Organic geochemistry of sediments from the Angola basin and the Walvis Ridge: A synthesis of studies from Deep Sea Drilling Project Leg 75. In: Hay, W.W., Sibuet, J.C. et al. (eds.). *Initial Report DSDP*. U.S. Govt. Printing Office, Washington, DC, 459-467.
- Mix, A.C., Bard, E. & Schneider, R.R., 2001. Environmental processes of the ice age: Land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quat. Sci. Rev.*, 20, 627-657.
- Mollenhauer, G., Schneider, R.R., Muller, P.J., Spiess, V. & Wefer, G., 2002. Glacial/interglacial variability in the Benguela upwelling system: Spatial distribution and budgets of organic carbon accumulation. *Glob. Biogeochem. Cycl.*, 16, 1-15.
- Mongenot, T., Derenne, S., Largeau, C., Tribouillard, N.P., Lallier-Vergès, E.L.V., Dessort, D. & Connan, J., 1999. Spectroscopic, kinetic and pyrolytic studies of kerogen from the parallel laminae facies of the Orbagnoux deposit (Upper Kimmeridgian, Jura). *Org. Geochem.*, 30, 39-56.
- Morford, J.L. & Emerson, S., 1999. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 63, 1735-1750.
- Moroshkin, K.V., Bubnov, V.A. & Bulatov, R.P., 1970. Water circulation in the eastern South Atlantic Ocean. *Oceanology*, 10, 27-34.
- Müller, P.J., & Suess, E., 1979. Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans, I, Organic carbon preservation. *Deep-Sea Res. Part A: Oceanographic Research Papers*, 26, 1347-1362.

Müller, P.J., Schneider, R. & Ruhland, G., 1994. Late Quaternary PCO₂ variations in the Angola Current: evidence from organic carbon d13C and alkenone temperatures, In: Zahn, R., Kaminski, M.A., Labeyrie, L. & Pedersen, T.F. (eds.). Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Oceans Role in Global Change, NATO ASI Series, Springer, Berlin, Heidelberg, New York, 117, 343-366.

Müller, P.J., Cepek, M., Ruhland, G. & Schneider, R.R., 1997. Alkenone and coccolithophorid species changes in late Quaternary sediments from the Walvis Ridge: Implications for the alkenone paleotemperature method. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 135, 71-96.

N

Nelson, G. & Hutchings, L., 1983. The Benguela Upwelling Area. *Prog. Oceanogr.*, 12, 333-356.

Nelson, D.M., Treguer, P., Brzezinski, M.A., Leynaert, A., & Queguiner, B. 1995. Production and Dissolution of Biogenic Silica in the Ocean - Revised Global Estimates, Comparison With Regional Data and Relationship to Biogenic Sedimentation. *Glob. Biogeochem. Cycl.*, 9, 359-372.

O

Okada, H. & Honjo, S., 1975. Distribution of coccolithophores in marginal seas along the western Pacific Ocean and in the Red Sea. *Mar. Biol.*, 31, 271-285.

Oppo, D.W. & Fairbanks, R.G., 1987. Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25,000 years: Northern Hemisphere modulation of the Southern Ocean. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 86, 1-15.

Oppo, D.W., Fairbanks, R.G. & Gordon, A.L., 1990. Late Pleistocene Southern Ocean δ¹³C variability. *Paleoceanography*, 9, 661-675.

P

Paillard, D., Labeyrie, L. & Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis, *EOS Trans., AGU* 77, 379.

Partridge, T.C., Scott L. & Hamilton, J.E., 1999. Synthetic reconstructions of southern African environments during the Last Glacial Maximum (21–18 kyr) and the Holocene Altithermal (8-6 kyr). *Quat. Int.*, 57/58, 207–214.

Pedersen T.F. & Calvert S.E., 1990. Anoxia vs Productivity - What Controls the Formation of Organic-Carbon-Rich Sediments and Sedimentary-Rocks. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 74, 454-466.

Peinert, R., von Bodungen, B. & Smetacek, V.S., 1989. Food web structure and loss rate. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (eds.). *Productivity of the Ocean: Present and Past*. John Wiley, New York, 35-48.

Pelet, R., 1983. *Preservation and alteration of present day sedimentary organic matter*. Wiley, New-York.

Pelet, R., 1987. A model of organic sedimentation on present day continental margins. In: Brooks, J. & Fleet, A.J. (eds.). *Marine Petroleum Source Rocks*, 26, 167-180.

Peltier, W.R., 1994. Ice age paleotopography. *Science*, 265, 195-201.

- Peltier, W.R., 1998a. "Implicit ice" in the global theory of glacial isostatic adjustment. *Geoph. Res. Lett.*, 25, 3955-3958.
- Peltier, W.R., 1998b. Postglacial variations in the level of the sea: implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. *Rev. Geophys.*, 36, 603-689.
- Pether, J., 1994. Molluscan evidence for enhanced deglacial advection of Agulhas water in the Benguela Current, off southwestern Africa. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 111, 99-117.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pepin, L., Ritz, C., Saltzman, E., & Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, 399, 429-436.
- Piper, D.V. & Isaacs, C.M., 1995. Minor elements in Quaternary sediment from the Sea of Japan: a record of surface-water productivity and intermediate-water redox conditions. *GSA Bull.*, 107, 54-67.
- Pokras, E.M. & Molfino, B., 1996. Oceanographic control of diatom abundance and species distribution in surface sediment of the tropical and southeast Atlantic. *Mar. Micropaleontol.*, 10, 165-188.
- Pichevin, L., 2004. Sédimentation organique profonde sur la marge continentale namibienne (Lüderitz, Atlantique Sud-Est) : impacts des variations climatiques sur la paléoprodutivité. Mem. Thèse. Universi. Bordeaux 1, 258p.
- Pichevin, L., Bertrand, P., Boussafir, M. & Disnar, J.R., 2004. Organic matter accumulation and preservation controls in a deep sea modern environment: an example from Namibian slope sediments. *Org. Geochem.*, 35, 543-559.
- Pichevin, L., Cremer, M., Giraudeau, J. & Bertrand, P., (submitted). A 190 kyr record of lithogenic grain-size on the Namibian slope: Forcing a tight link between past wind-strenght and coastal upwelling dynamics. *Mar. Geol.*
- Pufahl, P.K., Maslin, M.A., Anderson, L., Brüchert, V., Jansen, F., Lin, H., Perez, M., Vidal, L. & Shipboard Scientific Party, 1998. Lithostratigraphic summary for leg 175: Angola-Benguela Upwelling System. In: Wefer, G., Berger, W.H. & Richter, C. (eds.). *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Init. Repts.*, 175. College Station, TX (Ocean Drilling Program), 533-542.
- R**
- Raynaud, J.F. & Robert, P., 1976. Les méthodes d'étude optique de la matière organique. *Bull. Centre Rech. Pau-SNPA*, 10, 109-127.
- Robinson, R.S., Meyers, P.A. & Murray, R.W., 2002. Geochemical evidence for variations in delivery and deposition of sediment in Pleistocene light-dark color cycles under the Benguela Current Upwelling System. *Mar. Geol.*, 180, 249-270.

Romero, O., Boeckel, B., Donner, B., Lavik, G., Fischer, G., & Wefer, G., 2002. Seasonal productivity dynamics in the pelagic central Benguela System inferred from the flux of carbonate and silicate organisms. *J. Mar. Syst.*, 37, 259-278.

Romero, O. & Hebbeln, D., 2003. Biogenic silica and diatom thanatocoenosis in surface sediments below the Peru–Chile Current: controlling mechanisms and relationship with productivity of surface waters. *Mar. Micropaleontol.*, 48, 71-90.

Romero, O., Mollenhauer, G., Schneider, R.R., & Wefer, G., 2003. Oscillations of the siliceous imprint in the central Benguela Upwelling System from MIS 3 through to the early Holocene: the influence of the Southern Ocean. *J. Quat. Sci.*, 18, 733-743.

Rühlemann, C., Mulitza, S., Müller, P.J., Wefer, G. & Zahn, R., 1999. Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. *Nature*, 402, 511-514.

S

Samtleben, C. & Schröder, A., 1992. Living coccolithophore communities in the Norwegian-Greenland Sea and their records in sediments. *Mar. Micropaleontol.*, 19, 333-354.

Sarnthein, M., Thiede, J., Pflaumann, U., Erlenkeuser, H., Fütterer, D., Koopmann, B., Lange, H. & Seibold, E., 1982. Atmospheric and oceanic circulation patterns off Northwest Africa during the past 25 million years. In: von Rad, U. & Hinz, K. (eds). *Geology of the Northwest African Continental Margin*, Springer, Berlin, 545-604.

Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S., Duplessy, J.C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H. & Ganssen, G., 1994. Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions. *Paleogeography*, 9, 209-267.

Schell, I.I., 1968. On the relation between the winds off Southwest Africa and the Benguela Current and Agulhas Current penetration in the South Atlantic. *Dt Hydrogr. Z21*, 109-117.

Schmiedl, G., Mackensen, A. & Müller, P.J., 1997. Recent benthic foraminifera from the eastern South Atlantic Ocean: Dependence on food supply and water masses, *Mar. Micropaleontol.*, 32, 249–287.

Schneider, R.R., Muller, P.J., Ruhland, G., Meinecke, G., Schmidt, H. & Wefer, G., 1996. Late Quaternary surface temperatures and productivity in the East-equatorial South Atlantic: Response to changes in Trade/Monsoon winds forcing and surface water advection. In: Wefer, W.H., Berger, G. & Siedler, W.D.J. (eds). *The South Atlantic: present and past circulation*. Springer Verlag, Berlin, 527-551.

Schouten, S., vanDriel, G.B., Sinnighe-Damsté, J.S. & deLeeuw, J.W., 1994. Natural Sulphurisation of ketones and aldehydes: A key reaction in the formation of organic sulphur compounds. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 5111-5116.

Schroeder, J.O., Murray, R.W., Leinen, M., Pflaum, R.C. & Janecek, T.R., 1997. Barium in equatorial Pacific carbonate sediment: Terrigenous, oxide, and biogenic associations. *Paleoceanography*, 12, 125-146.

- Scott, L., 1993. Palynological evidence for late quaternary warming episodes in Southern Africa. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 101, 229-235.
- Shackleton, N.J. & Opdyke, N.D., 1973. Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volume on a 100 kyrs and 1000 kyrs scale. *J. Quat. Res.*, 3, 39-54.
- Shackleton, N.J., 1977. The oxygen isotope stratigraphic record of the Late Pleistocene. *Philosophical Transactions of Royal Society of London B*280, 169-182.
- 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. In: Barnes, M. (ed.). *Oceanography Marine Biology. Annual Review*, 23, Aberdeen, University Press, 105-182.
- Shannon, L.V., Boyd, A.J., Brundrit, G.B. & Taunton-Clark, J., 1986. On the existence on an *El Niño*-type phenomenon in the Benguela system. *J. Mar. Res.*, 44, 495-520.
- Shannon, L.V., Agenbag, J.J. & Buys, M.E.L., 1987. Large and mesoscale features of the Angola-Benguela front. In: Payne, A.I.L., Gulland, J.A. & Brink, K.H. (eds). *The Benguela and Comparable Ecosystems. S. Afr. J. Mar. Sci.*, 5, 11-34.
- Shannon, L.V. & Chapman, P., 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. & Nelson, G., 1996. The Benguela: Large Scale Features and Processes and System Variability. In: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G. & Webb, D.J. (eds). *The South Atlantic: Present and Past Circulation. Springer Verlag, Berlin*, 163-210.
- Shi, N., Dupont, L.M., Beug, H.J. & Schneider, R.R., 2000. Correlation between Vegetation in Southwestern Africa and Oceanic Upwelling in the Past 21,000 years. *Quat. Res.*, 54, 72-80.
- Shi, N., Schneider, R.R., Beug, H.J. & Dupont, L.M., 2001. Southeast trade wind variations during the last 135 kyr: evidence from pollen spectra in eastern South Atlantic sediments. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 187, 311-321.
- Siegfried, W.R., Crawford, R.J.M., Shannon, L.V., Pollock, D.E., Payne, A.I.L. & Krohn, R.G., 1990. Scenarios for global-warming induced change in the open-ocean environment and selected fisheries of the west coast of southern Africa. *S. Afr. Mar. Sci.*, 86, 281-285.
- Sinninghe-Damste, J.S., Rijpstra, W.I.C., de Leeuw, J.W. & Schenck P.A., 1988. Origin of organic sulphur compounds and sulphur-containing high molecular weight substances in sediments and immature crude oils. In: Mattavelli, L. & Noveli, L. (eds). *Advances in Organic Geochemistry. Pergamon Press, Oxford. Org. Geochem.*, 13, 593-606.

Sinninghe-Damsté, J.S., Ripjstra, W.I.C., Kock-van Dalen, A.C., de Leeuw, J.W. & Schenck P.A., 1989. Quenching of labile functionalized lipids by inorganic sulphur species: Evidence for formation of sedimentary organic sulphur compounds at the early stage of diagenesis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 53, 1343-1355.

Stander, G.H., 1964. The Benguela Current off South West Africa. *Investig. Rep. Sea Fisheries Res. Inst. S. Afr.*, 12, 43p.

Stein, R., 1986. Organic carbon and sedimentation rate. Further evidence for anoxic deep-water conditions in the Cenomanien/Turonien Atlantic Ocean. *Mar. Geol.*, 72, 199-209.

Stocker, T.F., Wright, D.G. & Broecker, W.S., 1992. The influence of high-latitude surface forcing on the global thermohaline circulation. *Paleoceanography*, 7, 529-541.

Stow, D.A.V., 1987. South Atlantic organic-rich sediments: facies, processes and environments of deposition. In: Brooks, J. & Fleet, A.J. (eds.). *Marine Petroleum Source Rocks*, Geological Society Special Publication, 26, 287-299.

Stow, D.A.V., Huc, A.Y. & Bertrand, P., 2001. Depositional processes of black shales in deep water. *Mar. Petrol. Geol.*, 18, 491-498.

Stuiver, M. & Reimer, P.J., 1993. Radiocarbon Calibration Program CALIB REV4.4. *Radiocarbon*, 35, 215-230.

Stuut, J.B., Prins, M.A., Schneider, R.R., Weltje, G.J., Jansen, J.H.F. & Postma, G., 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. *Mar. Geol.*, 2976, 1-13.

Suess E., 1980. Particulate organic carbon flux in the ocean. *Nature*, 288, 260-263.

Summerhayes, C.P., Emeis, K.C., Angel, M.V., Smith, R.L. & Zeitzschel, B., 1995a. Upwelling in the ocean: Modern processes and ancient records. In: Summerhayes, C.P. et al. (eds.). *Upwelling in the Ocean: Modern Processes and Ancient Records*, John Wiley, New York, 1-37.

Summerhayes, C.P., Kroon, D., Rosell-Melé, A., Jordan, R.W., Schrader, H.J., Hearn, R., Villanueva, J., Grimalt, J.O. & Eglinton, G., 1995b. Variability in the Benguela Current upwelling system over the past 70,000 years. *Prog. Oceanogr.*, 35, 207-251.

T

Taylor, S.R. & McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: its composition and Evolution*. Blackwell, Oxford, 312p.

Thamdrup, B., Gludl, R.N. & Hansen, J.W., 1994. Manganese oxidation and in situ manganese fluxes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58, 2563-2570.

Tissot, B., Demaison, G., Masson, P., Delteil, J.R. & Combaz, A., 1980. Paleoenvironment and petroleum potential of Middle Cretaceous Black Shales in Atlantic basins. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 64, 2051-2063.

Treppke, U.F., Lange, C.B. & Wefer, G., 1996. Vertical fluxes of diatoms and silicoflagellates in the eastern equatorial Atlantic, and their contribution to the sedimentary record. *Mar. Micropaleontol.*, 28, 73-96.

Treppke, U.F., Lange, C.B., Donner, B., Fischer, G., Ruhland, G., & Wefer, G., 1996. Diatom and silicoflagellate fluxes at the Walvis Ridge: An environment influenced by coastal upwelling in the Benguela system. *J. Mar. Res.*, 54, 991-1016.

Tribovillard, N.P., Desprairies, A., Lallier-Vergès, E. & Bertrand, P., 1994. Vulcanization of lipidic organic matter in reactive-iron deficient environments: a possible enhancement for the storage of hydrogen-rich organic matter. *C.R. Acad. Sci. Paris II*, 319, 1199-1206.

Tribovillard, N.P., Caulet, J.P., Vergnaud-Grazzini, C., Moureau, N. & Tremblay, P., 1996. Lack of organic matter accumulation on the upwelling-influenced Somalia margin in a glacial-interglacial transition. *Mar. Geol.*, 133, 157-182.

Tribovillard, N.P., Bialkowski, A., Tyson, R.V., Lallie-Vergès, E. & Deconinck, J.F., 2001. Organic facies variations in the late Kimmeridgian of the Boulonnais area (northernmost France). *Mar. Petrol. Geol.*, 18, 371-389.

Tribovillard, N.P., Riboulleau, A., Lyons, T. & Baudin, F., 2004. Enhanced trapping of molybdenum by sulfurized marine organic matter of marine origin in Mesozoic limestones and shales. *Chem. Geol.* In Press.

Tyson, P.D., 1986. *Climatic Change and Variability in Southern Africa*. Oxford Univ. Press. Cape Town, 220p.

V

Valentine, H.R., Lutjeharms, J.R.E. & Brundrit, G.B., 1993. The water masses and volumetry of the southern Agulhas Current region. *Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers*, 40, 6, 1285-1305.

Van der Marel, H.W. & Beutelspalcher, H., 1976. *Atlas of IR spectroscopy of clay minerals and their admixtures*. Elsevier Scientific Publ., Londres, 396p.

Van Foreest, D., Shillington, F.A. & Legeckis, R., 1984. Large scale, stationary, frontal features in the Benguela Current system. *Continental Shelf Res.*, 3, 465-474.

Vidal, L., Schneider, R.R., Marchal, O., Bickert, T., Stocker, T.F. & Wefer, G., 1999. Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period. *Clim. Dyn.*, 15, 909-919.

Volbers, A.N.A. & Henrich, R., 2002. Late Quaternary variations in calcium carbonate preservation of deep-sea sediments in the northern Cape Basin: results from a multiproxy approach. *Mar. Geol.*, 203-220.

W

Wakeham, S., Sinninghe-Damsté, J.S., Kohnen, M.E.L. & de Leeuw, J.W., 1995. Organic sulfur compounds formed during early diagenesis in the black sea. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 59, 521-533.

- Wefer, G. & Fischer, G., 1993. Seasonal patterns of vertical particle flux in equatorial and coastal upwelling areas of the eastern Atlantic. *Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers*, 40, 1613–1645.
- Wefer, G., 1989. Particle flux in the oceans: effects of episodic production. In: Berger, W.H., Smetacek, V.S. & Wefer, G. (eds.). *Report of the Dahlem Workshop on Productivity of the Oceans: Present and Past*, Berlin. Wiley, Chichester, 139-154.
- Wefer, G., Berger, W.H., Richter, C. & Shipboard Scientific Party, 1998. Initial Reports, leg 175, Benguela Current. *Proc. ODP*, Vol. 175 (2 pts), College Station, TX.
- Wenzhofer, F. & Glud, R.N., 2002. Benthic carbon mineralization in the Atlantic: a synthesis based on in situ data from the last decade. *Deep-Sea Res. Part I: Oceanographic Research Papers*, 49, 1255-1279.
- Werne, J.P., Hollander, D.J., Behrens, A., Schaeffer, P., Albrecht, P. & Damste, J.S.S., 2000. Timing of early diagenetic sulfurization of organic matter: A precursor-product relationship in Holocene sediments of the anoxic Cariaco Basin, Venezuela. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64, 1741-1751.
- Werne, J.P., Lyons, T.W., Hollander, D.J., Formolo, M.J. & Damste, J.S.S., 2003. Reduced sulfur in euxinic sediments of the Cariaco Basin: sulfur isotope constraints on organic sulfur formation. *Chem. Geol.*, 195, 159-179.
- West, S., Jansen, J.H.F. & Stuut, J.B., 2004. Surface water conditions in the Northern Benguela Region (SE Atlantic) during the last 450 ky reconstructed from assemblages of planktonic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.*, 51, 321-344.
- Wohlfarth, B., 1996. The chronology of the last termination: a review of radiocarbon-dated, high-resolution terrestrial stratigraphies. *Quat. Sci. Rev.*, 15, 267-284.
- Woodruff, F., Savin, M.S. & Douglas, R.G., 1980. Biological fractionation of oxygen and carbon isotopes by recent benthic foraminifera. *Mar. Micropaleontol.*, 5, 3-11.
- Y**
- Yarincik, K.M., Murray, R.M., Peterson, L.C. & Haug, G.H., 2000. Oxygenation history of bottom waters in the Cariaco Basin, Venezuela, over the past 578,000 years: Results from redox sensitive metals (Mo, V, Mn, Fe). *Paleoceanography*, 15, 593-604.
- Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnson, P. & Fifield, K., 2000. Timing for the maximum of the Last Glacial constrained by lowest sea-level observations. *Nature*, 406, 713-716.
- You, Y., Lutjeharms, J.R.E., Boebel, O. & de Ruijter, W.P.M., 2003. Quantification of the interocean exchange of intermediate water masses around southern Africa. *Deep-Sea Res. Part II: Topical Studies in Oceanography*, 5, 197-228.
- Yu, Z. & Wright Jr, H.E., 2001. Response on interior North America to abrupt climate oscillations in the North Atlantic region during the last deglaciation. *Earth Sci. Rev.*, 52, 333-369