

Université Lille 1

Ecole Doctorale « Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement »
Laboratoire « Géosystèmes » - FRE CNRS 3298

Thèse présentée pour obtenir le titre de Docteur de l'Université Lille 1
Spécialité : Paléoclimatologie et Paléocéanographie

Par

Charlotte SKONIECZNY

**Caractérisation multi-proxy de « poussières Sahariennes »
déposées à l'actuel sur la marge Ouest africaine.
Relations avec les régions sources et les systèmes de transport
et implications pour l'interprétation des archives sédimentaires
en Atlantique Tropical Nord-Est.**

Soutenue le 25 novembre 2011 à Villeneuve d'Ascq (59)

Devant le jury composé de :

Gilles BERGAMETTI, Directeur de Recherche, LISA – Université Paris 12 ; rapporteur
Christophe COLIN, Professeur, IDES – Université de Paris-Sud ; rapporteur

Isabelle CHIAPELLO, Chercheur, LOA – Université Lille 1 ; examinateur
Francis GROUSSET, Directeur de Recherche, OASU – Université de Bordeaux 1 ; examinateur
Jan-Berend STUUT, Chercheur, NIOZ – Amsterdam / MARUM – Brême ; examinateur

Aloys BORY, Maître de conférence, Université Lille 1 ; directeur de thèse
Nicolas TRIBOVILLARD, Professeur, Université Lille 1 ; directeur de thèse

Remerciements...

Et voila, 3 années ont passé, le sablier s'est vidé, le temps est écoulé... Pour vous ça commence ici alors que pour moi (symboliquement) ça s'arrête là !

Voici donc venu le moment (tant attendu de tout thésard puis qu'il signifie que la terrible phase de la rédaction est terminée!) de remercier toutes celles et ceux qui ont contribué à cette chouette aventure.

En préambule à cette liste interminable de remerciements, je commencerai par remercier chacun des membres du jury, Gilles Bergametti, Christophe Colin, Isabelle Chiapello, Francis Grousset et Jan Berend Stuuat d'avoir accepté de prendre de leur temps pour examiner mes 3 années de travail de thèse résumées en ce manuscrit, merci à vous.

Comment me suis-je re-trouver à Lille ? : Petit historique!

Je dis « re-re » car j'ai commencé mon cycle universitaire sur le campus lillois avant que la vie du Sud ne m'attire et que je migre vers les chaleurs bordelaises pour effectuer mes deux années de master. Retour en arrière. Nous voici donc en mai 2008. Comme tout étudiant de master2 motivé, je suis à la recherche du sujet de thèse de mes rêves. Mes critères de sélection se résument en deux mots : paléoclimatologie et Afrique. Et oui, c'est comme ça, chacun ses centres d'intérêts :-)! Je me mets alors à scruter les sites des écoles doctorales françaises et étrangères et à recontacter des personnes que j'ai croisé au cours de mon parcours universitaire. Depuis la Belgique, où j'effectue mon stage de M2, je contacte Alain Trentesaux qui fut mon encadrant de stage de Licence à Lille et lui demande si, à tout hasard, un sujet de paléoclimatologie serait proposé l'an prochain sur Lille. Il me répondit que peut-être Viviane Bout-Roumazeilles et Aloys Bory proposeraient quelque chose et qu'il fallait que je me renseigne auprès de l'école doctorale. Ni une ni deux, je me connecte à ce site et découvre un sujet contenant, devinez quoi, les mots « Afrique » et « reconstructions paléoclimatiques »!! Hyper super intéressée, je poursuis la lecture du sujet croisant au passage des mots comme strontium, néodyme jusque-là totalement inconnus au bataillon pour moi (voir légèrement effrayants), mais je décide tout de même d'aller jusqu'au bout du résumé. Au fil des mots, je tombe sur une suite de lettres et de numéro : « MD03-2705 ». Ah mais je connais ce code! « MD03-2705 » alias DUST la carotte du super cours sur les moussons de Bruno Malaizé! C'est décidé, ce sujet m'emballe! J'écris donc à Aloys et Viviane pour leur faire part de mon intérêt pour le sujet. Silence radio. Pas de réponse. Hum, me voilà bien embêtée... A mon retour de Belgique, un soir de mai (il devait être environ 17h30), je tape au bureau de Bruno et lui montre le résumé du sujet de thèse avec le numéro de la carotte. Bruno muni de son enthousiasme légendaire appelle sans attendre Aloys pour lui faire part de mon intérêt pour le sujet et me recommander. Et c'est à partir de là, que tout à commencer... Par ce petit historique, je voulais adresser un premier et ENORME MERCI à Bruno sans qui rien de tout ce qui va suivre ne se serait certainement passé.

Après plusieurs choix cornéliens (je vous épargne les détails), me voici donc à la porte du bureau d'Aloys, nous sommes le mercredi 1^{er} octobre 2008, top départ pour 3 ans « d'Afrique et de paléoclimatologie », le sablier est retourné!

C'est donc tout naturellement que dans ces remerciements j'arrive à vous Aloys! Dr Bory :-), comment vous remercier ? Bien que je sois très bavarde, je n'ai pour une fois pas assez de mots... Toujours de bonne humeur, motivé et motivant, super patient, vous avez depuis le début et à chaque étape de ma thèse était présent en vous souciant toujours de savoir si tout rouler pour moi. Vous m'avez appris tellement de choses! J'ai débarqué dans ce sujet sans y connaître grand chose et c'est avec passion pour vos recherches que vous m'avez petit à petit rendu totalement accro à ce sujet! Entre la découverte du monde magique de la géochimie isotopique, du travail en salle blanche, des poussières Sahariennes, de la rédaction d'articles, vous m'avez accompagnée lors de mes premiers pas en Afrique, lors de mon premier oral en congrès international et même lors des moments plus

difficiles de la fin de thèse, vous avez toujours été présent et je ne sais comment vous remercier si ce n'est en espérant avoir été à la hauteur de vos attentes. J'espère fortement qu'au-delà d'un futur proche, nous continuerons à travailler ensemble. Et puis « si ça tombe » d'ici là, j'arriverai à vous tutoyer ! Mille Merci Aloys.

Evidement, après Aloys, il y a Viviane! Que dire... tellement de choses ! Au-delà de mon initiation à la minéralogie des argiles, tu m'as beaucoup apporté au cours de cette thèse. Entre discussions scientifiques et moins scientifiques :-), tu m'as aidé à avancer. Toujours présente pour répondre à mes questions, curieuse de tout, tu m'as beaucoup encouragée et c'est à tes côtés que j'ai mis les pieds pour la première fois aux Etats-Unis! Je te remercie énormément pour ton soutien et plus spécialement au cours de ces derniers mois de rédaction qui m'ont été particulièrement difficile et pour toutes les corrections que tu as apportées à ce manuscrit. J'espère également pouvoir continuer à collaborer avec toi par la suite. Merci beaucoup Viviane.

Je souhaite également remercier Nicolas qui a accepté d'encadrer mon travail et qui m'a accompagné au cours de mes trois années de monitorat, merci de m'avoir guidé dans la préparation des mes enseignements et de toujours avoir un petit mot gentil.

Qui dit enseignements dit Michel, Alain, Eric, Vincent, Cyril et Armelle (et oui Armelle, tu es mon référent CIES ne l'oublions pas :-)). Merci à vous tous pour votre aide, vos explications et votre motivation dans la préparation des enseignements, vous m'avez été d'une aide précieuse !

Bon, si on se focalisait à nouveau sur la science! Pour réussir à mener à terme ce projet « multi-proxy », j'ai du faire appel à de nombreux chercheurs extérieurs. Tout d'abord, la team paléo Bordelaise : un grand merci à Bruno, Xavier, Philippe, Fred, Sébastien, Francis, Linda, Isabelle, Marie-Hélène, Joël et Olivier pour toutes les réunions fructueuses DUST, pour m'avoir facilité l'accès à différentes manipes et pour votre bonne humeur générale. C'est avec plaisir que je reviendrai vous voir à Bordeaux. Ensuite, il y a eu les excursions à Mayence ou j'ai pu renouer avec l'Allemagne. Un grand merci à Wafa et Steve pour tout ce que vous m'avez appris sur la géochimie isotopique et de m'avoir initiée aux joies de jouer avec le Triton! Merci également pour les balades et les barbecues! Merci à Heinz et Ingrid pour leur patience dans le laboratoire et face à la machine. En Allemagne, j'ai également fait une chouette rencontre : Anne-France ! Paumées toutes les deux au milieu de ces gens parlant allemands et de ce nouveau monde qu'est la géochimie isotopique, nous avons passées ensemble des parties nocturnes de Triton inoubliables, des soirées dans Mayence bien arrosées et des repas à la *manza*... très particuliers (la nourriture Allemande n'étant pas forcément la gastronomie française). Merci Anne-France pour ces bons moments et bon courage à toi pour la suite. Après l'Allemagne, il y a eu Brest. Merci à Claire, Céline et Philippe, pour votre bonne humeur et votre disponibilité, j'ai adoré partagé votre bureau ! Un merci plus particulier à Céline qui m'a initié à la géochimie élémentaire. Merci également à Germain et Emmanuel de m'avoir permis d'approcher le Neptune! Au passage, un merci aux habitants de la « coloc » de m'avoir hébergé lors de ce séjour dans cette superbe maison face à la mer et surtout à Thomas de m'avoir trouvé ce super plan logement et de m'avoir fait visiter un petit coin paradisiaque breton! Entre Bordeaux, Brest et l'Allemagne, il y a eu les séjours inoubliables à Mbour. Je remercie toute l'équipe de la station IRD d'Mbour pour leur accueil chaleureux et leur bonne humeur permanente. Plus particulièrement, je tiens à remercier Abou d'avoir tout mis en œuvre pour que mes séjours se passent à merveille et de nous avoir programmé de super repas Sénégalais face à l'océan. Je souhaite également remercier Thierno avec qui j'ai beaucoup apprécié travailler et avec qui au-delà de la science, j'ai tissé des liens d'amitié. Je te souhaite pleins de bonnes choses pour ta vie future Thierno. Au Sénégal, selon les séjours, j'ai été accompagnée de Thierry et d'Augustin du LOA. Merci Thierry pour les nombreux fous rires que tu m'as occasionné (n'oublies pas tes jambes de pantalon!). Augustin, promis, tu les verras un jour les varans! Bon courage pour ta thèse. Par ailleurs, je tiens à remercier ceux que j'ai pu croiser au cours de conférences comme Béatrice Marticorena, Jean-Louis Rajot, Roger François, ceux

qui m'ont accueilli dans leur laboratoire le temps d'un test notamment Norbert Frank et Romain Descamps et puis ceux qui ont accepté de me recevoir pour discuter de Science comme Isabelle Chiapello et Philippe Goloub. Un grand merci également à Louis Gonzales du LOA pour les animations SEVIRI qui m'ont beaucoup aidées.

Et voilà, après avoir fait le tour des différents points de chutes où j'ai pu atterrir au cours de ces trois années, j'arrive maintenant aux remerciements des locaux.

Un grand merci à toutes celles et ceux qui ont partagé mon quotidien au SN5, aux chercheurs, techniciens, personnels en général et étudiants. Un grand merci à Monique pour la gestion des missions (en fait ce n'est pas Monique son prénom, c'est super Monique !). Merci également à Laurence pour son aide lors des analyses argiles au laboratoire. Je voudrais aussi remercier toutes les petites mains qui ont contribué à faire avancer mon travail dans le cadre de stages de licence, de master ou de volontariat. Merci à Déborah, Emeline, Justine et Priscilla. Je vous souhaite pleins de réussite les filles!

Au laboratoire, rien n'aurait été pareil sans l'équipe des doctorants. Je tiens donc par ces quelques mots à les remercier, à commencer par Mélesio pour nos deux années de colocation de bureau, Jean-Carlos (pour tes conseils), Aurélien (alias Mr SN5), Nico (Mr Chatterton), Brenda et José (les beaux vénézuéliens), Pit (le champion de foot), Arnaud (l'homme aux trilobites), Gaël et Léa (les petits nouveaux), Jean-Philippe (le toulousain), Christian (le faux thésard) et j'espère n'oublier personne. Merci à tous pour les repas au RU, les pauses au soleil et les fous-rires quotidiens, pleins de courage pour la suite. Dans cette équipe des thésards, il y a la « dream team féminine » à laquelle j'attache beaucoup d'importance: Maria, Lauren et Hélène. Merci mesdames pour les supers moments passés ensemble, pour les pauses spéculos/chocolats chauds, pour les films débiles que vous m'avez emmenés voir, pour les soirées girls, les après-midis shopping et j'en passe, pleins de bonnes choses pour vous pour la suite. Je profite de cette session « doctorants » pour remercier les thésards d'ailleurs ! Et notamment Laurie (pour les heures passées au téléphone à discuter de nos thèses et les sessions shopping bordelaises), Loïc (congrès mémorable avec toi à San Diego!), Olivia (vive les lasagnes autrichiennes!) et Thibaut (Le champion de la rédaction d'articles). Un deuxième merci plus particulier à Hélène et Laurie mes binômes lillois et bordelais pour avoir partagé cette aventure avec moi, je pense que si j'écris ces remerciements c'est que la fin de la thèse est proche ! Donc vous avez vu, on y est arrivé !! Quelque soit vos projets futurs, je vous souhaite tout le bonheur que vous méritez.

Après les amis thésards, il y a les amis tout court, ceux qui sont là au quotidien, lors des bons et mauvais moments, qui remonte le moral et qui par-dessus tout ne comprennent rien à ce que je fais et avec qui, par conséquent, on ne parle jamais Science! Et qu'est-ce que ça fait du bien de faire un break de temps en temps! Des Merci particuliers pour (1) mon acolyte : ma chacha adorée, pour (2) Steph : mon avocate préférée et pour (3) Paupiette mon amie de toujours. Merci les filles pour les bols d'oxygène que vous m'offrez.

Après les amis, il y a la famille qui, comme à son habitude, m'a soutenue, encouragée et facilitée la vie au quotidien. Merci à mes parents et mon frère, merci à vous 3 pour tout et surtout de m'avoir supporté trois ans de plus, vous êtes géniaux. Je remercie également mon grand-père dont je suis très fier, ma grand-mère et Cécile.

Je vais finalement terminer ces longs remerciements par toi, mon amoureux, mon meilleur ami, mon artiste préféré, merci à toi d'avoir accepté que je m'éloigne pendant ces trois années sans jamais me le reprocher, d'avoir accepté cette vie en pointillés et de m'avoir laissé vivre pleinement cette aventure. Je te promets de faire un effort pour me sédentariser d'ici les 20 prochaines années :-)

Merci Merci Merci ...

Avant de clôturer, cette partie et de vous laisser (enfin) rentrer dans le vif du sujet, j'envoie (je ne sais où exactement) mes remerciements à ceux qui se sont envolés au cours de ces trois années. J'envoie un premier merci à Wuja, mon oncle polonais adoré qui mangeait, selon ses dires, 5 kilos de pommes de terre lors de certains repas, mais elles étaient petites disait-il! Le second merci et le plus important va à ma grand-mère, qui partie dans la souffrance, ne pourra mettre les pieds dans un amphithéâtre de l'université comme elle aurait tant aimé. Mamie, merci de m'avoir tout au long de ta vie transmis ta joie de vivre, ton humilité, ta volonté, ton courage face à toutes les épreuves et ton énergie, tu es mon exemple. Je ne sais pas si ça signifie grand-chose, mais cette thèse, je te la dédie.

Mots clés de cette partie : Aloys, Viviane, François, Parents, Thomas, Charlotte, Hélène, Laurie.
Ah oui et j'allais oublier : Afrique et Paléoclimatologie :-)

Bonne lecture !

SOMMAIRE

Introduction	11
1. Présentation.....	13
2. Objectifs.....	16
3. Organisation du mémoire.....	17
Chapitre 1 : Etat de l'art	19
I. Les poussières minérales	22
I.1. Cycle des aérosols minéraux.....	22
I.1.1. Emission.....	22
I.1.2. Transport.....	24
I.1.3. Dépôt.....	25
I.2. Impacts.....	26
I.3. Zones sources.....	28
I.3.1. Sources naturelles en Afrique au Nord de l'équateur.....	29
I.3.2. Sources anthropiques en Afrique au Nord de l'équateur.....	32
II. La circulation atmosphérique en Afrique de l'Ouest	35
II.1. Circulation atmosphérique : généralités.....	35
II.2. Contexte météorologique actuel en Afrique de l'Ouest.....	38
II.3. Matériel terrigène éolien transporté au large de l'Afrique de l'Ouest.....	41
III. Les traceurs terrigènes	46
III.1. La distribution granulométrique.....	46
III.2. Les minéraux argileux.....	50
III.2.1. Définition et sources Africaines.....	50
III.2.2. Comparaison inter échantillons en fonction de la méthodologie employée.....	52
III.2.3. Fractionnement minéralogique.....	53
III.2.3.1. Fractionnement minéralogique lié aux processus d'émission.....	53
III.2.3.2. Fractionnement minéralogique par sédimentation au cours du transport.....	54
III.2.3.3. Fractionnement minéralogique par réaction chimique au cours du transport.....	54
III.3. Géochimie élémentaire et isotopique.....	55
III.3.1. Le strontium.....	56
III.3.2. Le néodyme.....	58
III.3.3. Indice d'altération chimique.....	58
III.4. Les diatomées.....	59
Chapitre 2 : Matériel et Méthodes	61
I. Matériel : sites de l'étude	63
I.1. Le collecteur de poussières minérales.....	64
I.1.1. Localisation et intérêts du site.....	64
I.1.2. Description du collecteur.....	65
I.1.3. Protocoles de collectes.....	66
I.2. Le carottage marin MD03-2705.....	68
I.2.1. Localisation et intérêts du site.....	68
I.2.2. Description lithologique et stratigraphique succincte.....	69
II- Méthodologie	72
II.1. Traitements préliminaires.....	72

II.1.1. Les dépôts actuels de poussières minérales.....	72
II.1.2. Le carottage marin MD03-2705.....	73
II.2. Outils utilisés.....	73
II.2.1 La granulométrie laser.....	73
II.2.2. La minéralogie des argiles.....	75
II.2.2.1 Principe.....	75
II.2.2.2 Protocole.....	75
II.2.3. Composition géochimique.....	79
II.2.3.1. Composition élémentaire.....	79
II.2.3.1.1 Mesures spectrométriques par torches à plasma.....	79
II.2.3.1.2 Mesures XRF (X-ray fluorescence).....	81
II.2.3.2. Spectrométrie de masse à thermo-ionisation.....	81
Chapitre 3 : Caractérisation des poussières minérales déposées à l'actuel sur la marge sénégalaise	85
Introduction	87
I. Représentativité quantitative et qualitative des dépôts collectés par le piège	88
I.1 La série temporelle acquise.....	88
I.2 Efficacité du piège.....	89
I.2.1. Etudes antérieures.....	89
I.2.2. Efficacité du piège en fonction de la résolution temporelle d'échantillonnage.....	91
I.2.3. Relation flux de dépôt /vitesse du vent local.....	93
I.3 Caractérisation des sols environnants le piège.....	95
I.4 Conclusions préliminaires.....	98
I.5 Contribution locale, régionale et événementielle : définitions.....	99
II. Caractérisation multi-proxy de l'évènement majeur du 7-13 Mars 2006	100
III. Série temporelle analysée de 2006 à 2009 : quelles implications ?	111
Conclusion générale du chapitre	141
Chapitre 4 : Propositions de reconstructions du signal terrigène éolien enregistré en Atlantique Tropical Nord-Est	145
Introduction	147
I. Stratégie d'analyse et cadre stratigraphique	148
I.1. Stratégie d'analyse.....	148
I.2. Modèle d'âge des derniers 26 ka de la carotte MD03-2705.....	149
II. Déchiffrage du signal terrigène éolien : présentation des résultats	153
II.1. Quantification des apports terrigènes éoliens.....	154
II.2. La distribution granulométrique.....	156
II.3. La minéralogie des argiles.....	160
II.4. La composition élémentaire et isotopique.....	163
II.4.1. Analyses élémentaires.....	163
II.4.1. Analyses isotopiques.....	166
III. Déchiffrage du signal terrigène éolien au cours des derniers 26 ka	168
III.1. Implications de la calibration actuelle.....	168
III.1.1. La granulométrie.....	168

III.1.2. La minéralogie des argiles.....	170
III.1.3. Les isotopes du strontium et du Néodyme.....	170
III.2. Reconstructions paléoclimatologiques des derniers 26 ka.....	172
III.3. Zoom sur le Younger Dryas et la période humide africaine en ATNE.....	180
III.3.1. Le YD et l’AHP : état de l’art.....	180
III.3.2. Le YD au niveau du site MD03-2705.....	181
III.3.2.1. Phase « a ».....	183
III.3.2.2. Phase « b ».....	183
III.3.2.3. Phase « c ».....	186
III.3.2.4. Phase « d ».....	189
III.3.2.5 Discussion autour du « multiphasage » caractérisant le Younger Dryas.....	193
III.3.3. La période humide africaine au niveau de notre site.....	195
III.3.4. Comparaison avec le site voisin ODP 658C.....	199
Conclusion générale du chapitre.....	206
Chapitre 5 : Synthèse générale et Perspectives.....	209
1. Rappel de la problématique.....	211
2. Synthèse des résultats obtenus.....	212
2.1. Caractérisation multi-proxy de trois années de dépôts.....	212
2.2. Amélioration de notre compréhension des changements paléoenvironnementaux au cours des derniers 26 ka en ATNE.....	213
3. Perspectives.....	216
3.1. Caractérisation multi-proxy des dépôts actuels.....	216
3.2. Conforter ou réfuter les différentes hypothèses proposées.....	217
3.3. Travailler sur des échelles de temps plus longues.....	218
Bibliographie.....	219
Annexes.....	251

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1

Figure 1.1. Déflation et entrainement des aérosols minéraux.....	23
Figure 1.2. Image satellite du transport longue distance de poussière depuis l’Afrique vers l’Atlantique Tropical.....	24
Figure 1.3. Schéma des sources, processus et impacts des poussières minérales sur le climat actuel.....	27
Figure 1.4. Carte mondiale de distribution des zones arides.....	28
Figure 1.5. Localisation des 131 hot spots identifiés à partir des données moyennes d’index d’aérosol (AI) TOMS sur le long terme	29
Figure 1.6. Travaux antérieurs réalisés dans le but de délimiter les zones sources de poussières Sahariennes.....	30
Figure 1.7. Cartographie de l’index de concentration en aérosols TOMS entre 1980 et 1992.....	31

Figure 1.8. Carte topographique de l'Afrique au Nord de l'équateur.....	32
Figure 1.9. Distribution géographique des différents types de sources d'aérosols minéraux.....	34
Figure 1.10. Schéma général de la circulation troposphérique globale.....	36
Figure 1.11. Moyenne entre 1959 et 1997 pour Janvier (a) et Juillet (b) des vents de surfaces dominants et des centres de pressions (H et L).....	37
Figure 1.12. Schéma représentant la position des flux de mousson et d'Harmattan dans les basses couches de l'atmosphère en hiver (à gauche) et en été (à droite).....	39
Figure 1.13. Illustration 3-D de la circulation troposphérique moyenne de la Mousson d'Afrique de l'Ouest en été boréal (JJA).....	40
Figure 1.14. Schéma des zones d'extension des panaches de poussières au niveau de l'océan Atlantique Tropical en été et hiver.....	41
Figure 1.15. Cartographie des vents de surface du couvert végétal ainsi que des températures de surface au niveau de l'Afrique de l'Ouest en (a) hiver et en (b) été.....	42
Figure 1.16. Profils verticaux de direction des vents obtenus à Sal sur les îles du Cap Vert en hiver (décembre 1991 et janvier 1992) et été (Juillet et Août 1992)	42
Figure 1.17. Moyenne arithmétique de la concentration en aérosols minéraux au niveau du sol à la Barbade (1973-1992 ; gauche) et au Cap Vert (1992-1994 ; droite)	44
Figure 1.18. Taux d'accumulation éolienne au niveau de l'océan Atlantique tropical.....	45
Figure 1.19. Modèle du taux de sédimentation éolien dans les sédiments marins de l'Atlantique au large du Sahara en cm/1000ans.....	45
Figure 1.20. Illustration du processus de sandblasting.....	47
Figure 1.21. Distribution granulométrique en masse de sol et d'aérosols minéraux collectés à différentes distances de la source.....	48
Figure 1.22. Distribution granulométrique d'échantillons d'aérosols collectés au large des côtes Ouest africaines.....	49
Figure 1.23. Structure des argiles.....	50
Figure 1.24. Evolution du rapport Si/Al mesuré dans des échantillons d'aérosols collectés à El Abiod (Algérie) en fonction de la concentration en poussières minérales (représentative de l'intensité du soulèvement).....	53
Figure 1.25. Photographies de diatomées d'eau douce rencontrées dans nos assemblages.....	60
Chapitre 2	
Figure 2.1. Carte présentant la localisation des deux sites de l'étude: la carotte MD03-2705 et le collecteur de poussières actuelles à Mbour.....	63
Figure 2.2. Photos du collecteur CAPYR de poussières actuelles situé sur la terrasse de l'IRD.....	65

Figure 2.3. Schéma des deux protocoles saisonniers de collectes du matériel terrigène éolien.....	67
Figure 2.4. Carte bathymétrique de la marge ouest Africaine. Mise en évidence de mont sous-marin sur le quel a été prélevé la carotte.....	68
Figure 2.5. Contexte sédimentaire au large du Sénégal et de la Mauritanie.....	69
Figure 2.6. Photo du premier tronçon de la carotte présentant le niveau noir notable vers 50cm.....	69
Figure 2.7. Log lithologique simplifié de la carotte MD03-2705 effectué à bord du Marion Dufresne.....	70
Figure 2.8. Courbe de distribution de la taille des particules de l'échantillon AMMA51 (poussières collectée à Mbour) obtenue par le Mastersizer 2000.....	74
Figure 2.9. Schéma représentant le prélèvement de la fraction inférieure à 2 μ m.....	76
Figure 2.10. Exemple de diffractogrammes obtenus pour l'échantillon DUST 1021-1022.....	78
Figure 2.11. La photo de gauche présente la paillasse en salle blanche où s'effectue la séparation élémentaire à l'aide des colonnes de quartz disposées dans le carrousel. La photo de droite représente la paillasse de « loadage » avec la roue qui porte les portes filaments sur lesquels les échantillons auront été déposés.....	82
Figure 2.12. Récapitulatif de l'ensemble des protocoles et analyses effectués sur les échantillons de sédiments marins et de poussières dans le cadre de cette étude.....	83
Chapitre 3	
Figure 3.1. Evolution journalières comparées des dépôts de poussières sahariennes à Dakar et Mbour enregistrés par le capteur pyramidal en saison des pluies 1986 et saison sèche 1987.....	90
Figure 3.2. Collecteurs MDCO(a) et Frisbee(b) installés au Niger à 10 mètres de hauteur à côté du collecteur CAPYR. Rendement relatif du piège CAPYR en comparaison avec le MDCO(c) et le Frisbee(d).....	91
Figure 3.3. Installation du piège jumeau (droite) pour collecter les dépôts quotidiennement (ou tous les deux jours) au cours du mois de Mars 2009 à côté du piège habituel qui fournit des collectes hebdomadaires (gauche).....	92
Figure 3.4. Flux de dépôt quotidiens en fonction de la vitesse du vent mesurés en Mars 2009 pour la fraction 0-30 μ m et 30-73 μ m.....	94
Figure 3.5. Plan de la partie Nord de la station IRD de Mbour.....	95
Figure 3.6. Distribution granulométrique de la fraction inférieure à 100 μ m des sols environnants le piège à Mbour.....	96
Figure 3.7. Composition minéralogique argileuse de la fraction inférieure à 30 μ m des sols environnants le piège échantillonnés sur de la station IRD de Mbour.....	97
Figure 3.8. Représentation schématique des périmètres géographiques des différents apports pouvant contribuer aux dépôts collectés dans le piège de Mbour.....	99

Chapitre 4

Figure 4.1. Présentation des polynômes calculés pour l'établir l'échelle stratigraphique des derniers 26 ka de la carotte MD03-2705.....	151
Figure 4.2. Echelle stratigraphique établie pour les derniers 26 ka à partir des datations ¹⁴ C calibrées (carrés noirs) et des points de contrôle biostratigraphiques (ronds gris).....	152
Figure 4.3. Taux de sédimentation calculés selon le modèle d'âge établis à partir des datations ¹⁴ C calibrées.....	153
Figure 4.4. Apports terrigènes mesurés au cours des derniers 26 ka.....	156
Figure 4.5. Distribution granulométrique de sédiments échantillonnés tous les 2 ka.....	157
Figure 4.6. Paramètres granulométriques.....	159
Figure 4.7a. Proportions (%) des principaux minéraux argileux mesurés pour les derniers 26 ka....	161
Figure 4.7b. Aires de diffraction des principaux minéraux argileux.....	162
Figure 4.8. Présentation des variations au cours des derniers 26 ka de la concentration de certains éléments de la fraction terrigène obtenu par ICP-AES et ICP-MS.....	164
Figure 4.9a. Analyses élémentaires. Les rapports Ti/Al et Zr/Rb, Rb/Sr ainsi que le CIA sont présentés.....	165
Figure 4.9b. Résultats des analyses isotopiques du strontium et du néodyme et présentation des âges modèles (Rb-Sr et Sm-Nd).....	167
Figure 4.10a. Positionnement des gammes de valeurs et tendances obtenues au cours de l'étude des dépôts actuels sur les analyses des sédiments des derniers 26 ka de la carotte MD03-2705.....	169
Figure 4.10b. Plot ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr des échantillons des derniers 26 ka, des échantillons AMMA (dépôts actuels) et des sédiments de surface de l'ATNE.....	171
Figure 4.11. Compilation multi-proxy des derniers 26 ka.....	173
Figure 4.12. Relations générales entre les précipitations annuelles et le nombre de tempête de poussières minérales annuelles, ou « potentiel de poussières », d'une surface continentale donnée...174	174
Figure 4.13. Séquences multi-proxy de la chronozone du YD.....	182
Figure 4.14. Variabilité de la distribution granulométrique enregistrée au cours du Younger Dryas.184	184
Figure 4.15. Distribution spatial des lœss en Afrique de l'Ouest.....	185
Figure 4.16a. Observation microscopique des différentes phases en lames minces réalisées par induration du sédiment.....	188
Figure 4.16b. Observation microscopique de frottis réalisé sur le niveau sombre.....	189
Figure 4.17a. Localisation de la potentielle zone source qui correspond à la signature isotopique sans analogue dans la calibration actuelle enregistrée à 12 ka.....	190
Figure 4.17b. Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest.....	191

Figure 4.18. Image satellite d'un évènement de poussières Saharienne qui dérive vers l'Atlantique Nord.....	192
Figure 4.19. Positions saisonnières spéculatives de l'ITCZ avant la fin et après la fin de la chronozone du Younger Dryas.....	195
Figure 4.20. Mise en évidence des variations des proxies au cours de la période humide africaine au niveau du site MD03-2705.....	196
Figure 4.21. Représentations graphique et schématique du balayage « Nord-Sud / Sud-Nord » des sources potentielles entre 16 et 8 ka.....	198
Figure 4.22. Localisation du site ODP 658C sur la marge Ouest africaine par rapport au site MD03-2705.....	200
Figure 4.23. Zoom sur les systèmes sédimentaires développés au large de la Mauritanie et du Sénégal.....	200
Figure 4.24. (a) Hypothétique bassin versant du paléo fleuve Tamanrasset. (b) Modélisation des possible systèmes fluviatiles développés lors des périodes humide réalisées à partir des données topographiques.....	200
Figure 4.25. Comparaison du signal terrigène enregistré au niveau des sites ODP658C et MD03-2705.....	202

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Teneurs en Quartz et minéraux argileux mesurés dans des aérosols sahariens collectés aux îles du Cap Vert, à la Barbade et à Miami.....	54
Tableau 2. Comparaison des résultats obtenus pour les collectes hebdomadaires habituelles (H) versus les collectes à pas d'échantillonnages temporellement plus rapprochés (Q) des dépôts collectés au cours du mois de Mars 2009.....	92
Tableau 3. Rapports isotopiques du strontium mesurés sur des échantillons du sol de la station de Mbour.....	98
Tableau 4. Base de données Calib 6.0 marine09 des âges réservoirs de la zone d'étude utilisés pour calibrer les âges ^{14}C en âge calendaire.....	150
Tableau 5. Pointeurs utilisés pour construire le modèle d'âge de la carotte MD03-2705.....	151

Introduction

1. Présentation

Pendant des siècles, les scientifiques ont été intrigués par les particules minérales transportées par le vent : les « poussières éoliennes ». En effet, en 1846, Charles Darwin compila des observations de ces poussières déposées sur les navires dans l'océan Atlantique Tropical dont celles retrouvées sur son propre bateau scientifique, le Beagle. Il en conclut que ce matériel éolien provenait du continent africain voisin. Ces observations de Darwin préfiguraient l'appréciation future de ces poussières Sahariennes comme actrices du bilan radiatif terrestre, comme sources de nutriments pour une grande partie de l'océan Atlantique Tropical ou encore, par ses dépôts dans l'océan Atlantique Tropical Nord-Est (ATNE), comme « gardiennes » des scénarios atmosphériques et hydrologiques passés au niveau du continent Nord-Ouest africain.

Des études récentes ont montré que les poussières minérales peuvent influencer de manière directe le climat en changeant les propriétés radiatives de l'atmosphère à travers la diffusion et l'absorption du rayonnement solaire et terrestre ainsi que de manière indirecte en agissant comme des noyaux de condensation (Sassen et al., 2003) ou en modifiant les propriétés des nuages qui, à leur tour, peuvent avoir un impact à la fois sur le bilan radiatif de la Terre et le cycle hydrologique (Arimoto, 2001). Les poussières transportées vers les océans peuvent également avoir des effets indirects sur le climat en apportant des nutriments comme le fer ou le phosphore, boostant ainsi la productivité biologique des zones limitées en ces nutriments (e.g. Martin et al., 1991 ; Duce et al., 1991 ; Bergametti et al., 1992). Ce matériel éolien délivré à l'océan peut ainsi moduler l'absorption du carbone dans les écosystèmes marins, qui à son tour, modifie la concentration atmosphérique en CO₂ (Bopp et al., 2003). Les émissions de poussières semblent principalement refléter les conditions d'aridité sur le continent : il a été montré par exemple que les quantités de poussières traversant l'Atlantique Tropical à l'actuel étaient corrélées aux périodes de sécheresse au Sahel (Prospero et Lamb, 2003).

Dans le contexte du réchauffement climatique actuel, les températures de plus en plus élevées de l'océan Atlantique Tropical tendent à diminuer les quantités de pluies survenant dans les régions du Sahara et au Sahel (Folland et al., 1986 ; Giannini et al., 2003), zones émettrices de poussières minérales les plus importantes au monde (Prospero et al., 2002). Aussi, le réchauffement global pourrait augmenter l'importance et l'incidence de la sécheresse dans cette région du monde et par conséquent, augmenter les quantités de poussières émises et transportées. Il a également été suggéré que les changements dans

l'utilisation des terres par l'Homme dans la région du Sahel au cours des dernières décennies ont résulté en une augmentation du taux d'accumulation éolien en Atlantique Tropical (Moulin et Chiapello., 2006). Cependant, il est encore mal compris en quoi les changements en cours et futurs en termes de climat et d'utilisation des terres modifieront le cycle global des poussières ou encore comment les modifications des quantités de particules minérales déposées vont influencer les écosystèmes (Mahowald et Luo, 2003). Quoi qu'il en soit, les modèles du cycle des poussières, incluant l'émission, le transport et le dépôt, prédisent d'importants changements dans le transport éolien depuis les continents vers les océans dans les siècles à venir en réponse aux changements climatiques anthropiques (e.g. Mahowald et al., 2006 a,b). Aux vues de ces nombreux impacts, les poussières minérales représentent une composante majeure de la machine climatique terrestre qui peut donc être, à la fois actrice et à la fois tributaire du système climatique global (e.g. Harrison et al., 2001 ; Maher et al., 2010). Toutefois, l'influence des poussières minérales sur le climat est encore mal contrainte puisque cette composante demeure l'une des moins bien quantifiée de la machine climatique terrestre (IPCC, 2007).

Indépendamment de ses effets possibles sur le climat, les poussières minérales représentent l'un des traceurs les plus sensibles au changement climatique dans les enregistrements environnementaux (Winckler et al, 2008). Les particules de poussières déposées dans ces archives contribuent à documenter et à reconstituer les scénarios climatiques du passé (e.g. Rea, 1994 ; Matthewson et al., 1995). Les enregistrements de poussières minérales les plus « purs » ont été obtenus par les forages des calottes glaciaires Antarctique et Groenlandaise (e.g. Delmonte et al., 2002). Des enregistrements terrigènes éoliens de plus basses latitudes ont également été obtenus à partir de sédiments marins prélevés à proximité des grandes régions sources de poussières, comme l'océan ATNE qui est alimenté par des apports de poussières intenses depuis les régions arides et semi-arides voisines du Sahara et du Sahel (e.g. d'Almeida, 1986). Des variations dans les apports, la distribution granulométrique, la minéralogie ou encore la géochimie des poussières, peuvent fournir des informations précieuses à la fois sur les changements de conditions environnementales régnant au niveau des zones sources (comme l'aridité ou encore l'altération) et à la fois sur les changements dans les caractéristiques de leur transport atmosphérique (intensité et direction des systèmes de vents). Ce dernier est d'autant plus important que les poussières représentent pratiquement le seul traceur de la circulation

atmosphérique disponible pour contraindre les modèles de circulation générale dans les reconstructions paléoclimatiques.

Vouloir interpréter les enregistrements paléoclimatiques de poussières en termes de changements de paléo-environnement et/ou de paléo-circulation atmosphérique, afin de pouvoir les utiliser pour la modélisation, nécessite d'être en mesure, au préalable, de déterminer leur provenance. Pour ce faire, des traceurs spécifiques intrinsèques tels que la minéralogie des argiles, les éléments majeurs et traces ainsi que les isotopes radiogéniques (strontium, néodyme, plomb), dont les caractéristiques reflètent l'histoire géologique et les changements d'altération des régions sources, peuvent être utilisés (e.g. Grousset et al., 1998 ; Scheuven et al., 2009 ; Formenti et al., 2010 ; Meyer et al., 2011). Toutefois, ce type d'approche est limité par un certain nombre de facteurs. En effet, cette approche implique une bonne connaissance de la signature des domaines sources qui peuvent potentiellement contribuer, ce qui n'est généralement pas le cas. Actuellement, la banque de données de signatures terrigènes des possibles régions sources Nord africaines disponibles dans la littérature demeure clairement insuffisante, principalement en raison du grand nombre de sources de poussières possibles qui sont généralement réparties sur de vastes zones géographiques. En conséquence, les études visant à retracer les zones sources qui ont alimenté en poussières les sédiments marins de l'ATNE sont donc tributaires de cette faible base de données géologiques. D'autre part, les signatures terrigènes disponibles sont celles d'échantillons de roches ou de sols issus d'une localisation géographique restreinte dont il est parfois difficile d'évaluer la représentativité vis à vis des zones sources contributrices. Par ailleurs, des processus de fractionnement peuvent se produire, notamment au cours de l'émission et du transport, modifiant ainsi la composition des poussières en comparaison aux sources dont elles sont originaires. Par conséquent, les signatures terrigènes des roches et sols disponibles dans la littérature ne reflètent pas forcément la signature éolienne des sources. Ainsi, la provenance des poussières Sahariennes extraites des archives sédimentaires prélevées en ATNE est encore mal contrainte.

Dans le cadre de cette thèse, nous proposons une approche novatrice permettant notamment de contourner les difficultés liées au fractionnement se produisant lors de l'émission et du transport des particules éoliennes. Cette approche consiste à caractériser à l'actuel la provenance des poussières qui se déposent dans la région de l'ATNE. Nous proposons par cette approche de relier les empreintes minéralogiques et isotopiques de ces dépôts aux sources et modes de transport qui leurs sont associés, en s'appuyant sur les images

satellites et le calcul de rétrotrajectoires de masses d'air. Cette méthode « inverse » vise donc à caractériser la signature minéralogique et géochimique des régions sources des poussières déposées sur la marge Ouest africaine mais aussi du(des) système(s) de transport associé(s) dans le contexte climatique actuel.

Dans cet objectif, un collecteur de dépôts éoliens a été installé au niveau de la station IRD d'Mbour sur la côte sénégalaise par le laboratoire Géosystèmes de Lille en 2006, en collaboration avec le Laboratoire d'Optique Atmosphérique de Lille (LOA), le Laboratoire Inter-universitaire des Systèmes Atmosphérique de Paris-Créteil (LISA) et l'IRD au Sénégal, dans la cadre du programme international AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine). Depuis, les dépôts de poussières y sont collectés en continu, avec une résolution temporelle de sept jours ou moins. Ces collectes représentent aujourd'hui une série temporelle de dépôts éoliens unique en son genre de plus de 5 ans.

2. Objectifs

Ce travail de thèse a consisté en grande partie à l'étude des trois premières années de cette série temporelle de dépôts éoliens (période 2006-2009), et également, en collaboration avec le laboratoire EPOC (Bordeaux-1), à l'étude d'un enregistrement sédimentaire obtenu en 2003 dans l'ATNE (carotte Marion Dufresne MD03-2705).

Les objectifs principaux de ce travail de thèse étaient:

(1) de caractériser la signature terrigène des dépôts actuels collectés à Mbour entre 2006 et 2009, notamment par la mesure de la granulométrie, la minéralogie des argiles et des rapports isotopiques du strontium et du néodyme des dépôts, et d'essayer de retracer les zones sources et les systèmes de transport associés à ces signatures en s'appuyant sur les données de l'imagerie satellitale et le calcul de rétrotrajectoires de masses d'air.

(2) d'effectuer une première comparaison des signatures terrigènes obtenues avec celles disponibles dans la littérature pour les sédiments de surface de l'ATNE et de mettre en évidence dans quelle mesure ces signatures et les sources qui leur sont associées dans le contexte climatique actuel reflètent celles du matériel terrigène éolien enregistré dans les sédiments passés de l'ATNE.

(3) de tester cette calibration (basée sur les données obtenues à l'actuel) par le déchiffrement de la signature terrigène éolienne d'un enregistrement marin de l'ATNE. L'enregistrement choisi (la carotte MD03-2705) se situe au large de la Mauritanie et présente, de part son contexte sédimentaire stratégique, une fraction terrigène considérée comme d'origine essentiellement éolienne. Nous avons choisi de focaliser notre étude sur la période couvrant les derniers 26 000 ans puisque qu'il s'agit d'une période climatique qui, tout en étant proche de l'actuel, à l'échelle géologique, renferme des variations climatiques extrêmes et abruptes intéressantes à caractériser dans le contexte du réchauffement climatique actuel.

(4) de synthétiser les implications que ce travail de calibration a permis de mettre en évidence et qui pourront être utile à la communauté des paléoclimatologues pour améliorer l'interprétation du signal terrigène éolien en ATNE.

3. Organisation du mémoire

Afin de répondre au mieux aux objectifs posés, ce mémoire s'articule autour de cinq chapitres, eux-mêmes subdivisés en plusieurs parties.

Le chapitre 1, constitué de trois grandes parties, rassemble les pré-requis nécessaires à la compréhension et l'interprétation de la suite du mémoire. La partie I est consacrée aux poussières minérales au sens large. Elle présente leur cycle et leurs impacts à l'échelle globale puis synthétise les sources majeures actuelles, notamment en Afrique au Nord de l'équateur. La partie II présente succinctement les circulations générales atmosphérique et océanique puis décrit ces circulations de façon plus approfondie à l'échelle régionale de la marge Ouest africaine. La partie III est consacrée aux traceurs du signal terrigène éolien. Un bilan sur les intérêts et les connaissances actuelles de chacun des traceurs utilisés lors des reconstructions climatiques du signal terrigène éolien est présenté.

Le chapitre 2 se compose de deux parties dont la partie I intitulée « Matériel » qui décrit les deux sites sur lesquels nous allons travailler par la suite, c'est-à-dire le site de collectes actuelles d'Mbour au Sénégal et la carotte MD03-2705 située au large de la Mauritanie. La partie II de ce chapitre décrit les protocoles analytiques utilisés pour mesurer les différents traceurs terrigènes employés au cours de ce travail.

Le chapitre 3 est consacré à la caractérisation des poussières minérales déposées à l'actuel au niveau du site d'Mbour sur la côte sénégalaise. La partie I s'intéresse à la

représentativité quantitative et qualitative des dépôts collectés par notre piège. Les deux parties suivantes sont rédigées sous forme d'articles en anglais, l'un publié et le second en préparation. La partie II présente la caractérisation multi-proxy de l'évènement majeur de poussières enregistré au cours de la période d'observation intensive du programme AMMA, c'est-à-dire l'évènement qui s'est produit du 7 au 13 mars 2006. La partie III présente l'ensemble de la série temporelle de dépôts analysée de 2006 à 2009. Nous verrons au cours de cette partie dans quelle mesure, la calibration à l'actuel de ces dépôts éoliens en termes de sources et de systèmes de transport peut nous permettre d'améliorer notre interprétation du signal terrigène éolien enregistré dans les sédiments marins de surface.

Le chapitre 4 représente un premier test de notre calibration établie à partir des données actuelles obtenues au cours du chapitre 3 et propose de s'intéresser au signal terrigène éolien enregistré au cours des derniers 26 000 ans au niveau du site MD03-2705. Un déchiffrement de ce signal terrigène éolien sera proposé à partir d'une approche multi-proxy dont les traceurs seront identiques à ceux mesurés sur la série temporelle actuelle. Des hypothèses de reconstructions de différents évènements climatiques marquant les derniers 26 000 ans seront proposées. Ces hypothèses seront notamment centrées autour des périodes couvrant le dernier maximum glaciaire (Last Glacial Maximum ou LGM), la chronozone du Dryas récent (Younger Dryas ou YD) et de la période humide africaine (African Humid Period ou AHP) qui représentent des évènements climatiques extrêmes et/ou abrupts intéressants à caractériser dans le contexte du réchauffement climatique actuel.

Le chapitre 5 synthétise l'ensemble des résultats obtenus au cours de ce travail de thèse et propose de futures orientations scientifiques possibles pour enrichir les connaissances nouvellement acquises, confirmer certaines des hypothèses émises et éclaircir les points restés obscurs.

Les références bibliographiques sont regroupées dans une section qui leur est dédiée à la fin de ce mémoire.

La section Annexe qui clôt ce manuscrit présente différents tests analytiques réalisés au cours de la thèse et des figures présentées dans le corps de texte principal y sont agrandies pour une meilleure lecture. Par ailleurs, un article récemment accepté au quel j'ai contribué traitant de la transition climatique du mid-pléistocène enregistrée au niveau du site MD03-2705 est joint à ces annexes.

Chapitre 1

Etat de l'art

Avant-propos

« Au préalable, il faut distinguer la météorologie de la climatologie. La météorologie consiste en l’étude et la prévision des phénomènes atmosphériques sur des périodes courtes et pour des espaces géographiques précis. Les informations traitées sont donc ponctuelles. La climatologie étudie les familles de conditions météorologiques susceptibles d’affecter les différentes régions sur des périodes de temps longues. Sous le nom de climat, on distingue deux notions différentes. La plus classique résulte d’une approche spatiale : la Terre est découpée en zones climatiques en fonction des conditions météorologiques qui y règnent aux différentes saisons. L’autre acception du mot climat correspond à une approche temporelle globale : on s’intéresse aux modifications des conditions météorologiques intégrées sur l’ensemble du globe »

Observer le passé, préserver l’avenir. Livret CEA 1-.Le climat

I. Les poussières minérales

Les poussières minérales font partie de la famille des aérosols primaires puisqu’elles sont émises directement sous forme particulaire dans l’atmosphère au même titre que les embruns marins, les tephres ou encore les particules issues des combustions dont une grande partie sont d’origine anthropiques (i.e. feux de forêts). Leur taille est variable, généralement de l’ordre de 0,1 à quelques dizaines de microns de diamètre et leur composition reflète celle de la source dont ils sont originaires. Ils diffèrent des aérosols dit secondaires qui sont formés a posteriori des processus d’émission.

I.1. Cycle des aérosols minéraux

Les poussières désertiques obéissent à un cycle qui comporte trois processus physiques: (1) la mobilisation ou l’émission de particules terrigènes depuis les surfaces continentales, (2) leur transport dans l’atmosphère et enfin (3) leur dépôt ; chacun de ces processus exerçant un contrôle physique et/ou chimique sur les particules (e.g. Lawrence and Neff, 2009).

En effet, les mécanismes contrôlant l’émission des particules influencent la quantité et la composition des poussières minérales disponibles pour le transport. Les processus liés au transport atmosphérique déterminent la distance sur laquelle les poussières vont être transportées et peuvent modifier leurs propriétés au cours du transport. Les processus de dépôt soustraient les particules à l’atmosphère. Il en résulte un flux de matériel terrigène éolien sur plusieurs milliers de kilomètres, depuis la source continentale vers les écosystèmes terrestres ou marins.

I.1.1. Emission

Les processus de saltation et de *sandblasting* sont les mécanismes de base qui entraînent le soulèvement des particules et donc génèrent des poussières éoliennes à partir d’un sol (e.g. Shao et Raupach, 1993 ; Grini et Zender, 2004). La saltation se produit lorsque la vitesse du vent est suffisante pour que des particules de la taille granulométrique des sables soient transportées horizontalement et que leur mouvement au niveau de la surface continentale entraîne d’autres particules (e.g. Shao et Raupach, 1993). Le bombardement de la surface continentale par ces particules de sable (*sandblasting*) permet de déloger et de

mettre en mouvement les particules plus fines comme les silts et les argiles (Grini et Zender, 2004 ; Okin, 2005). Ces dernières sont particulièrement difficiles à mobiliser par l'action seule du vent puisqu'elles sont associées par cohésion. La saltation et le *sandblasting* sont donc des mécanismes critiques pour l'entraînement des poussières minérales fines. La taille et l'énergie des particules émises par saltation ainsi que l'étendue de la surface bombardée vont influencer la quantité de particules émises (e.g. Grini et Zender, 2004) et également déterminer la distribution granulométrique des particules transportées (Fig 1.1).

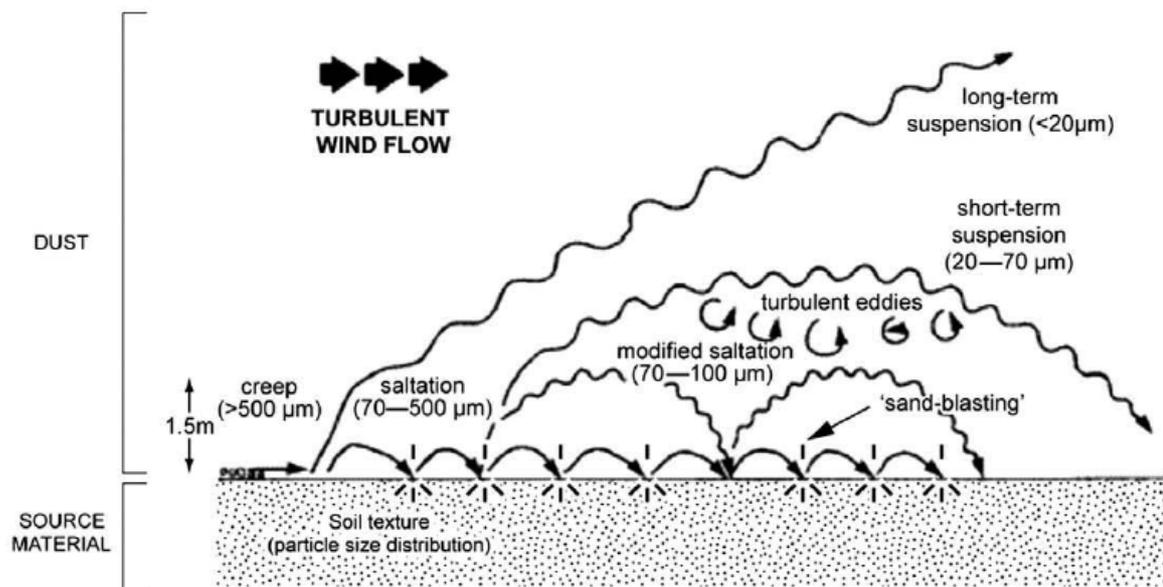


Figure 1.1. Déflation et entrainement des aérosols minéraux (d'après Pye, 1987).

Des facteurs locaux comme la distribution granulométrique des sols, la rugosité des surfaces ou encore le climat contrôlent l'émission des particules (e.g. Marticorena et al., 1997). Pour être une source de poussières minérales, un sol doit être composé d'une quantité de particules sableuses suffisante permettant d'initier le processus de saltation et également contenir des particules silteuses et argileuses qui pourront être mises en suspension et transportées sur de longues distances (e.g. Gillette, 1988 ; Grini et Zender, 2004).

La rugosité de la surface d'un sol peut minimiser la force exercée par le vent lors de l'érosion. Par exemple, la présence de végétation réduit la surface d'érosion potentielle et donc minimise les quantités de poussières minérales émises. En conséquence, les sols secs étendus sur de larges surfaces peu rugueuses sont des sources importantes émettrices de poussières minérales (e.g. Okin et Gillette, 2001). Les facteurs climatiques contrôlant l'émission de particules terrigènes à partir des sols sont la vitesse du vent et la teneur en eau du sol (e.g. Gillette, 1988).

I.1.2. Transport

Une fois les particules arrachées au sol et entraînées dans l’atmosphère, elles peuvent être transportées depuis leurs zones sources par la circulation atmosphérique. Les poussières éoliennes peuvent ainsi être transportées sur des milliers de kilomètres avant de se déposer (Fig 1.2). La distance de transport dépend de l’énergie cinétique de la masse d’air (Rea et Hovan, 1995 ; Arimoto et al., 1997), du lessivage de la colonne d’air par les précipitations, de la force de gravité (Arimoto et al., 1997) et de la taille des particules émises (Pye, 1987 ; Tegen et Fung, 1994). La dynamique vectrice du transport va conditionner le taux d’accumulation des particules éoliennes à la surface des continents ou des océans. De plus, les particules plus grossières se déposent à proximité de la zone d’émission alors que des particules plus fines peuvent être transportées sur de très longues distances (Schulz et al., 1998).

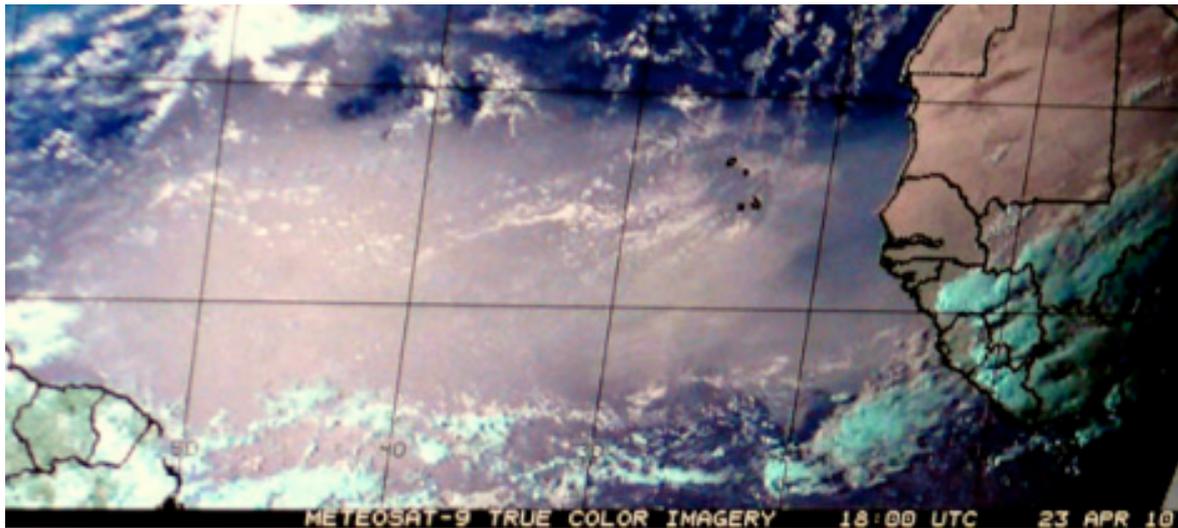


Figure 1.2. Image satellite du transport longue distance de poussières depuis l’Afrique vers l’Atlantique Tropical. (source: <http://www.guyaweb.com>)

I.1.3. Dépôt

Au cours du transport, les particules éoliennes sont continuellement retirées à l'atmosphère à la fois par les processus de dépôts secs et humides (*dry and wet deposition*). L'importance de ces différents mécanismes varie temporellement (Guerzoni et al., 1997) et spatialement (Ginoux et al., 2004) et plusieurs facteurs peuvent conditionner le mécanisme de dépôt qui va prédominer. Ces facteurs incluent la variabilité saisonnière des tempêtes de poussières (Tegen et al., 2002), la granulométrie des particules transportées (Tegen et Fung, 1994), et les conditions météorologiques locales. De manière générale, le dépôt sec des particules est un dépôt gravitaire dont le mécanisme est dominant pour le dépôt des sables et silts grossiers (Tegen et Fung, 1994). A l'inverse, le dépôt par voie humide qui résulte majoritairement du lessivage de la colonne d'air par les précipitations est contrôlé par la distribution verticale des pluies dans l'atmosphère. Le dépôt humide est le mécanisme dominant pour le dépôt des particules les plus fines (de l'ordre de quelques micromètres) telles que les argiles (Tegen et Fung, 1994), tandis que le dépôt des silts peut généralement se produire par la mise en jeu des deux processus sec et humide. Il faut noter que la composition chimique des particules minérales déposées peut être affectée par le mode de dépôt - sec versus humide - (Kocak et al., 2005 ; Al Momani et al., 2008) comme par exemple la dissolution partielle des carbonates par l'acide carbonique des eaux de pluie.

Les taux d'accumulation éoliens dépendent de plusieurs facteurs incluant la concentration de particules minérales dans l'atmosphère, l'énergie des vents transportant les particules ainsi que l'orographie et les caractéristiques de surface de l'environnement de dépôt (Goossens, 2000). En Afrique de l'Ouest, l'influence des caractéristiques de surface sur les taux d'accumulation varie temporellement en réponse à la végétation qui se développe saisonnièrement sur le continent. Les paramètres géomorphologiques de la zone de dépôt comme son orientation face ou contre la direction du vent ou encore la granulométrie de son sol peuvent également influencer le taux d'accumulation (Hoffmann et al., 2008). Les écosystèmes localisés à proximité de régions sources sont les plus fortement impactés par les événements de poussières et enregistrent les plus forts taux d'accumulation car les sables et silts grossiers sont rapidement déposés par gravité. Au fur et à mesure que les particules en suspension sont transportées loin de leur source, l'abondance des particules lourdes et de grandes tailles diminue au profit des plus fines particules.

I.2. Impacts environnementaux des poussières minérales

Il est dorénavant admis que les poussières minérales peuvent jouer de multiples rôles sur les échanges physiques et/ou biogéochimiques au niveau de l'atmosphère, des continents et des océans (Fig 1.3).

Durant leur transport, les poussières minérales peuvent agir directement sur le climat en affectant le bilan radiatif de la terre et son cycle hydrologique (Arimoto, 2001). En effet, les poussières désertiques peuvent diffuser et/ou absorber les rayonnements solaires dans l'atmosphère ainsi que modifier les caractéristiques des nuages ; certaines des poussières ayant la capacité d'agir en tant que noyaux de condensation nuageuse (Sassens et al., 2003). L'augmentation du nombre de ces noyaux de condensation a un effet indirect sur le climat et conduit à une diminution de la taille des gouttelettes en modifiant les propriétés optiques des nuages et leur durée de vie. Les poussières désertiques peuvent également affecter le climat en favorisant la productivité biologique des eaux de surface dans les régions pauvres en fer ou en phosphore via l'apport de nutriments (Duce et al, 1991 ; Martin et al., 1991 ; Bergametti et al., 1992) et/ou par l'export de matière organique dans la colonne d'eau en contribuant au ballast des pelotes fécales et de la neige marine (Ittekkot, 1993). Il a été montré que le dépôt de poussières Nord africaines représente une source importante de nutriments capable d'altérer le cycle biogéochimique dans l'océan nord Atlantique (Talbot et al., 1986; Jickells et al., 2005) ou encore dans le bassin de l'Amazonie (Swap et al., 1992). Ces deux processus ont un impact sur la capture du CO₂ atmosphérique par les écosystèmes marins (Bopp et al., 2003). Par ailleurs, les poussières transportées dans les basses couches de la « Saharan air layer » (cf II.1.2) pourraient avoir plusieurs effets sur la genèse des cyclones tropicaux (Dunion et Velden, 2004 ; Jenkins et al., 2008). L'augmentation de la concentration de poussières dans la colonne atmosphérique engendre une diminution des températures de surface de l'eau sous-jacente susceptibles d'affaiblir la formation des cyclones. A l'inverse, plus il y a de poussières dans les régions de genèse, plus il y a de noyaux disponibles pour les nuages, ingrédient nécessaire au développement des cyclones tropicaux.

D'autre part, les poussières minérales peuvent provoquer différents problèmes environnementaux comme les blooms d'algues toxiques (ex : algues rouges ; Walsh et Steidinger, 2001) ou encore le déclin de certaines espèces comme ce fut le cas pour des amphibiens sur la côte est porto ricaine (Stallard, 2001). Les particules éoliennes peuvent également représenter une menace pour la santé humaine comme par exemple au Sahel où les

poussières peuvent être vectrices de méningites (Sultan et al., 2005). L'augmentation de la concentration atmosphérique en particules minérales peut minimiser la qualité de l'air comme au sud-est des Etats-Unis ou encore au Sahara et au Sahel où les maladies respiratoires ont subi une hausse drastique au cours des dernières décennies (Gatz et Prospero, 1996 ; Prospero, 1999). Des bactéries et champignons retrouvés dans des échantillons d'aérosols à la Barbade associés à un transport d'été transatlantique ont été supposé comme pouvant provoquer chez l'homme des réactions allergiques ou de l'asthme (Prospero et al., 2005). En conséquence, c'est la qualité de la vie et de la santé qui sont négativement affectées, aussi bien dans les régions sources de tempêtes de poussières que dans les régions d'impacts. Toutefois, en dépit de ces nombreux impacts climatiques directs, indirects, environnementaux ou encore sanitaires, les poussières minérales demeurent l'un des éléments du système climatique global le moins bien quantifié (IPCC, 2007).

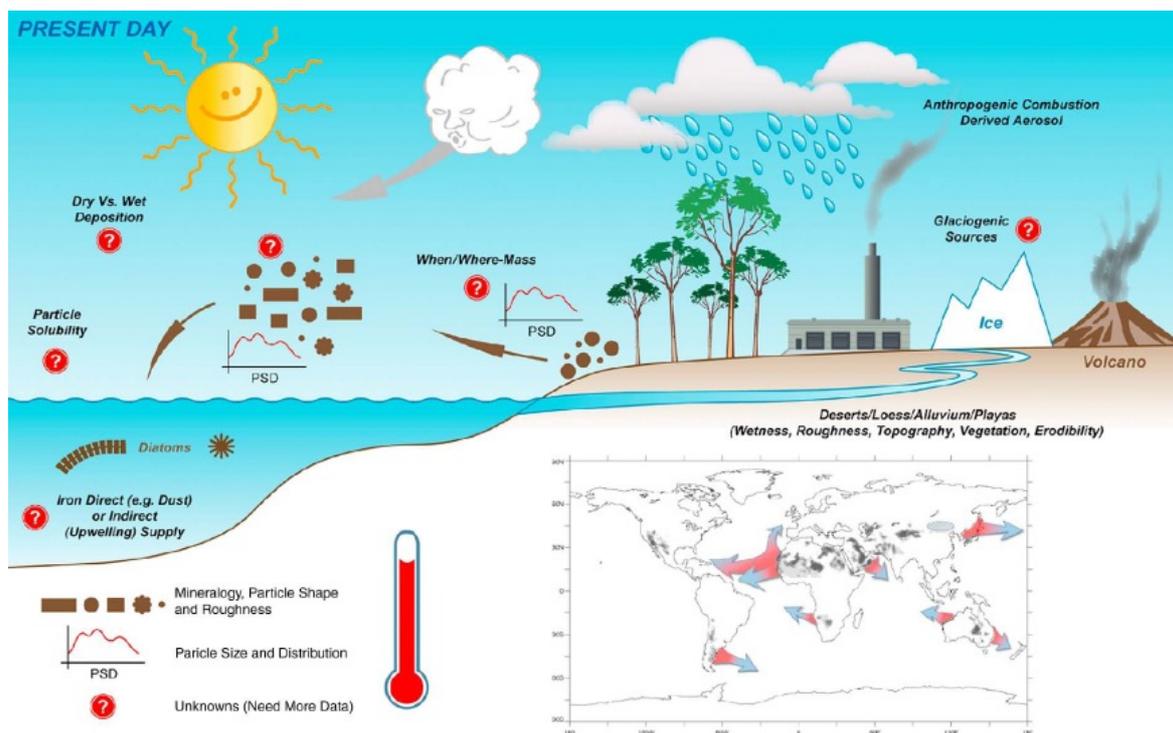


Figure 1.3. Schéma des sources, processus et impacts des poussières minérales sur le climat actuel. Les points d'interrogation représentent les éléments encore mal compris et contraints (d'après Maher et al., 2010).

I.3. Zones sources

Les régions arides et semi-arides représentent les zones sources de poussières minérales les plus importantes à l'échelle du globe (Simonson, 1995 ; Herman et al., 1997 ; Prospero et al., 2002). L'aridité correspond à une situation de manque de ressources en eau permanent dans l'air et dans le sol qui se définit par un bilan hydrique déficitaire et dépend des paramètres climatiques et du type de sol (Laurent, 2005). D'une manière générale, les zones arides et semi-arides sont définies par la quantité de précipitations qu'elles reçoivent. Ainsi, les régions arides ou désertiques sont caractérisées par un taux annuel de précipitation inférieure à 200 mm et sont majoritairement localisées au Nord de l'équateur, même si l'Australie, l'Afrique du Sud et la Patagonie présentent aussi des régions très sèches (Fig 1.4). Toutefois, des observations satellitaires ont mis en évidence que la majorité des émissions d'aérosols depuis les grandes régions désertiques se font à partir de zones très localisées et particulièrement actives appelées « hot spots » (Fig 1.5 ; Herman et al., 1997). Ainsi, trois régions sources principales dominent les émissions globales accompagnées par plusieurs sources secondaires qui contribuent également à la production de quantités non négligeables de poussières dans l'atmosphère (Prospero et al., 2002). Deux des trois sources majeures sont localisées dans la région du Sahara tandis que la troisième se situe en Chine du Nord-Ouest (bassin du Tarim). Ces sources majeures sont accompagnées de nombreuses sources périphériques également très actives (i.e. péninsule Arabique, Asie centrale, désert de Gobi...). L'ensemble de ces régions est située entre 15°N et 45° N dans ce qui est communément appelé la ceinture de poussières (« *global dust belt* », Prospero et al., 2002). Les sources secondaires sont ainsi l'Amérique du Nord, l'Australie, l'Afrique du Sud et l'Amérique du Sud (Prospero et al., 2002 ; Fig 1.5).

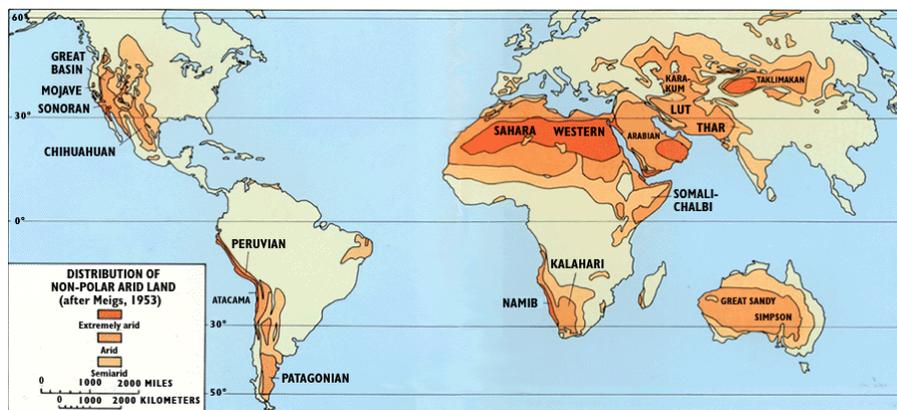


Figure 1.4. Carte mondiale de distribution des zones arides. (Source: USGS)

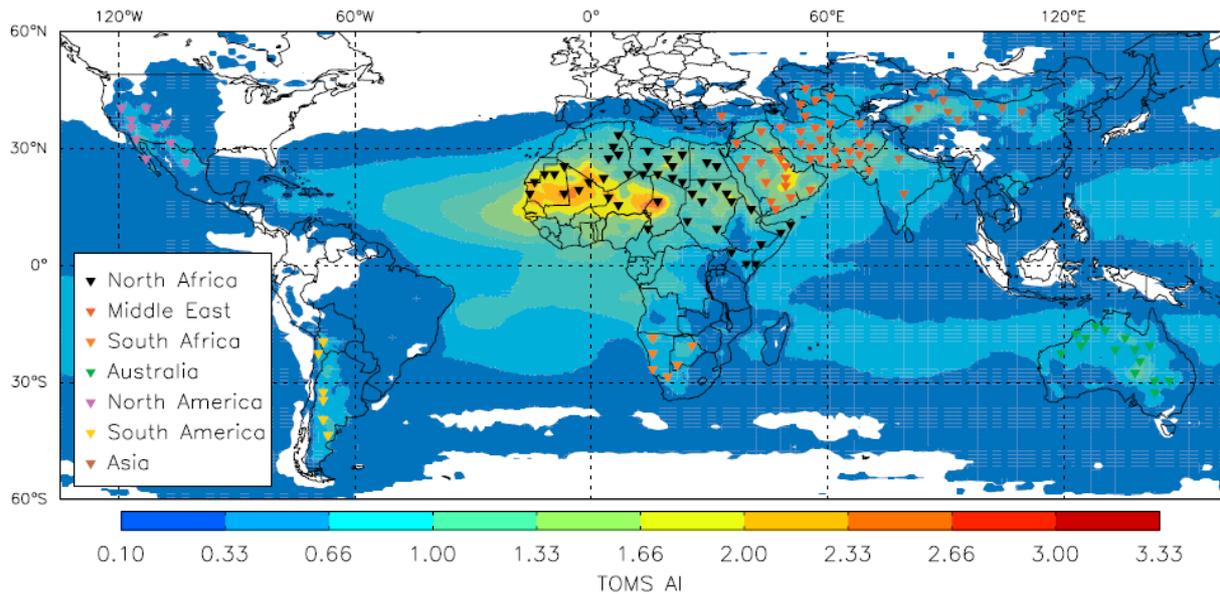


Figure 1.5. Localisation des 131 hot spots identifiés à partir des données moyennes d'index d'aérosol (AI) TOMS sur le long terme (d'après Engelstaedter et Washington, 2007)

I.3.1. Sources naturelles en Afrique au Nord de l'équateur

Le « couloir » de poussières minérales qui s'étend au niveau du Sahara et du Sahel sur environ 4000 km de longueur depuis le Tchad jusqu'à la Mauritanie et sur plus de 2000 km de largeur entre 10 et 30°N. Il émet de très grandes quantités de particules terrigènes vers l'Océan Atlantique et représente, de loin, la plus importante source d'aérosols désertiques au monde avec 40 à 60% des émissions globales (e.g. Prospero, 1996b ; Ginoux et al., 2001).

Vouloir caractériser et comprendre la production des poussières Sahariennes¹ nécessite d'être capable d'en identifier les sources majeures. De nombreuses études ont donc eu pour objectif d'améliorer notre connaissance dans ce domaine au cours des dernières décennies en multipliant les méthodes d'analyses (données de surface, rétrotrajectoires, traceurs minéralogiques... ; Fig 1.6). Toutefois, ces données spatialement et temporellement ponctuelles ne permettent pas une cartographie globale des sources et rendent difficile la comparaison de différentes études entre elles.

Depuis plusieurs années, de nombreux progrès ont été réalisés en matière d'identification des sources à partir des observations satellitaires comme par exemple, les

¹ Pour simplification, la notion de « poussières Sahariennes » dans le cadre de cette thèse est une expression générique qui désigne l'ensemble des poussières émises par les régions arides et semi-arides d'Afrique du Nord soit à la fois par le Sahara et le Sahel.

mesures infrarouges METEOSAT fournissant un indice de poussières dans l'infrarouge « Infra-red Difference Dust Index » ; Brooks et Legrand, 2000). Une autre méthode plus récente pour détecter les sources émettrices est l'outil TOMS (Total Ozone Mapping Spectrometer ; Fig 1.7) qui est capable de détecter les aérosols minéraux dans l'atmosphère et ainsi fournir un indicateur de concentration en aérosols « AI » (Aerosol Index). Cet indice de concentration a été développé de manière à être linéairement proportionnel à l'épaisseur optique atmosphérique (« aerosol optical thickness, AOT) qui est obtenu à partir de mesures optiques atmosphérique depuis le sol et renseigne, entre autres, sur la concentration en particules de l'atmosphère (Hermann et al., 1999 ; Chiapello et al., 1999).

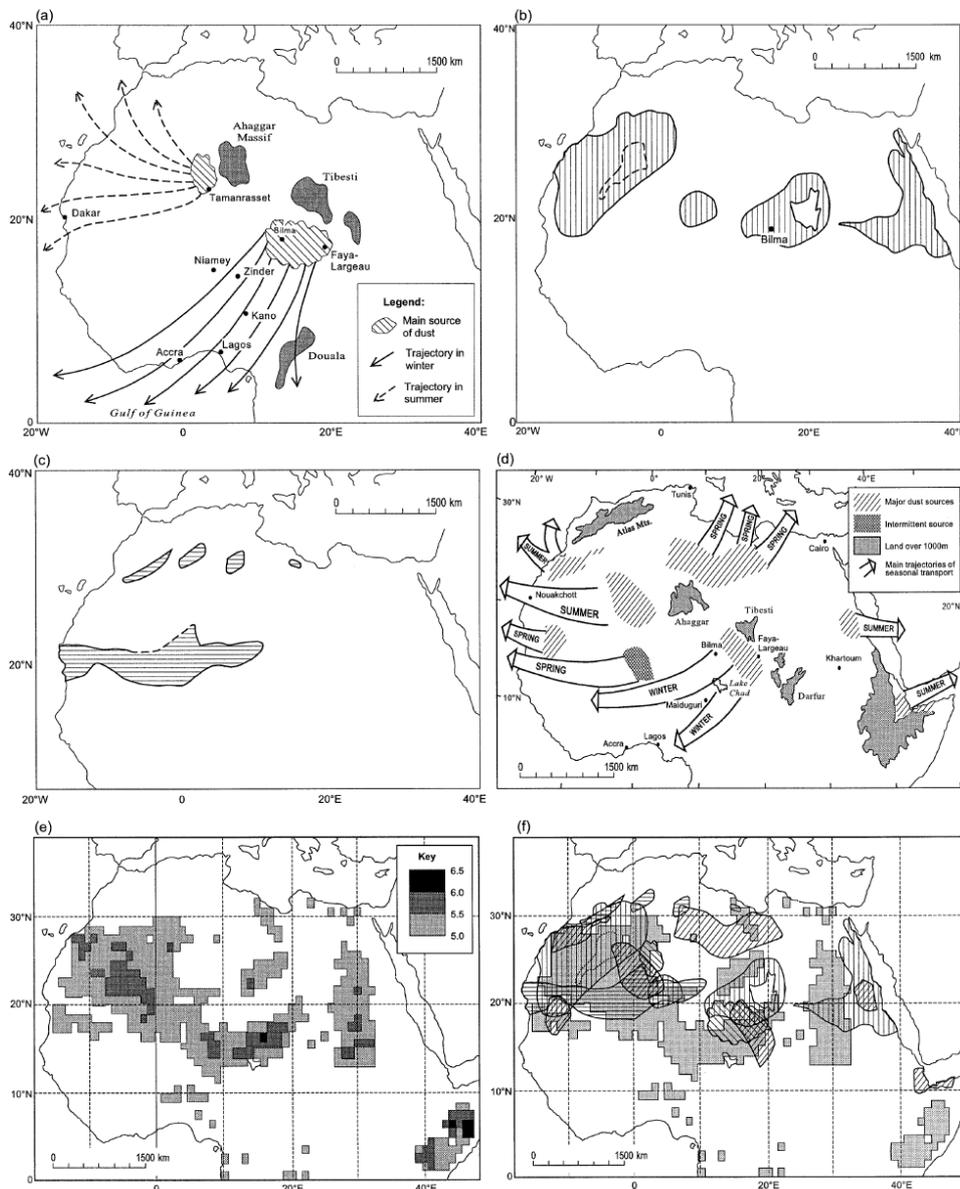


Figure 1.6. Travaux antérieurs réalisés dans le but de délimiter les zones sources de poussières Sahariennes. Compilation d'après Middleton et Goudie, 2001. (a) Kalu (1979); (b) D'Almeida (1986) (c) Dubief (1953); (d) Middleton (1986); (e) Brooks et Legrand (2000); (f) composite de (a)–(e).

La méthode METEOSAT avait permis de mettre en évidence que la dépression du Bodélé entre le Tibesti et le lac Tchad représente une région source majeure, confirmant les travaux de Kalu en 1979 (Fig 1.6). Une seconde aire importante couvrant le Mali, la Mauritanie et le sud de l’Algérie avait été identifiée mais de façon beaucoup moins précise. Les données TOMS ont confirmé que la dépression du Bodélé représente la plus importante source actuelle émettrice au monde ($AI > 30$; Fig 1.7) et ont permis de mieux définir la zone Ouest africaine. Cette large zone est toutefois moins intense que le Bodélé ($AI \sim 24$, Fig 1.7) mais elle s’étend plus largement de la côte Atlantique Mauritanienne jusqu’au niveau du Mali et du Sud Algérien.

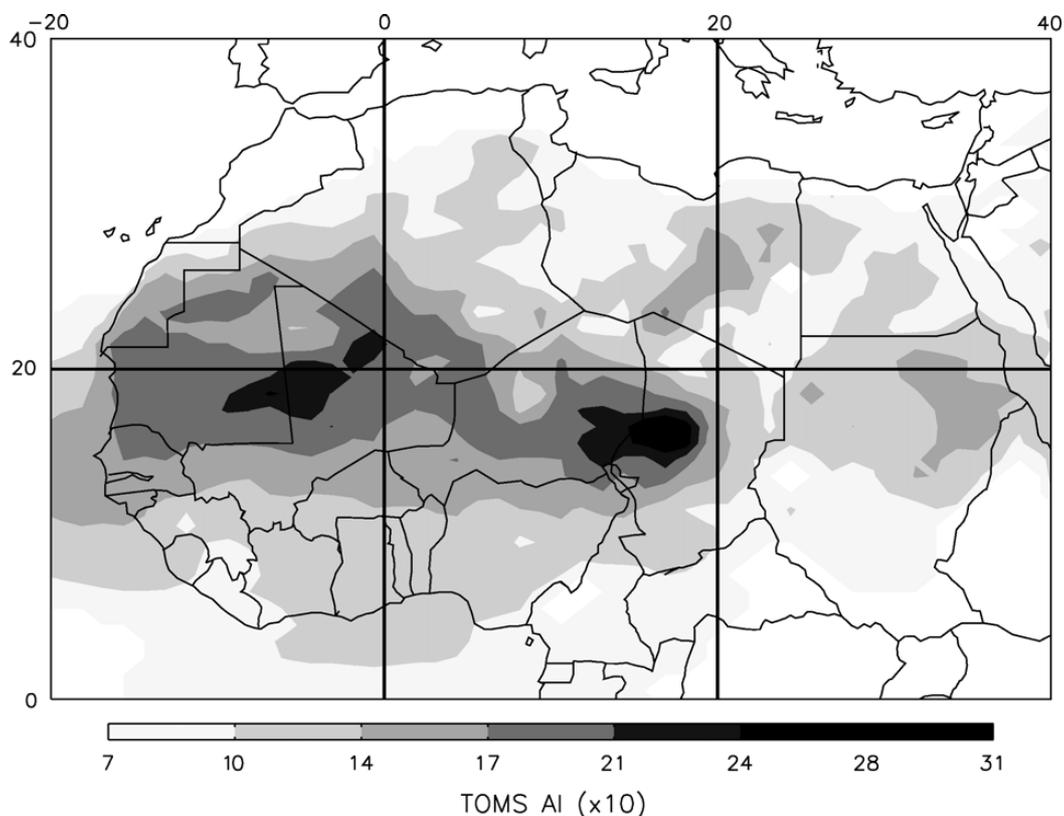


Figure 1.7. Cartographie de l’index de concentration en aérosols AI TOMS entre 1980 et 1992 (Engelstaedter et al., 2006).

L’importance du Bodélé est liée à plusieurs facteurs. En effet, la région du Faya-Largeau est extrêmement sèche recevant en moyenne 17 mm de précipitations annuelles. Cependant, elle est alimentée en alluvions silteux par les rivières drainant le Massif du Tibesti. Du matériel silteux s’est également accumulé au niveau du paléo-lac Tchad durant les périodes humides Holocène et Pléistocène (e.g. Mainguet et Chemin, 1990). L’importance de la zone Ouest africaine, couvrant la Mauritanie, le Mali et le sud de l’Algérie, est moins bien

contrainte. Toutefois, c'est une vaste région à bas relief entourées au Nord et à l'Est par des terres plus élevées. Bien que ces hautes terres ne soient pas des sources potentielles, les wadis, petits cours d'eau africains, ont pu drainer ces terres élevées et transporter des alluvions riches en silts jusque dans cette région plus basse topographiquement. De plus, la partie méridionale de cette région, qui représente une importante dépression topographique (Fig 1.8) fut, par le passé, alimentée par les apports fluviatiles du fleuve Niger et par de nombreux ergs susceptibles de fournir des poussières minérales par vannage. Cette dépression fait apparaître de nombreux lits de paléo lacs qui sont les marqueurs d'intenses déflations durant l'Holocène (Petit-Maire, 1991). Cette région, très sèche, puisque recevant entre 5 et 100 mm de pluies annuelles a été cartographiée comme une aire à haute activité éolienne (Dubief, 1953).

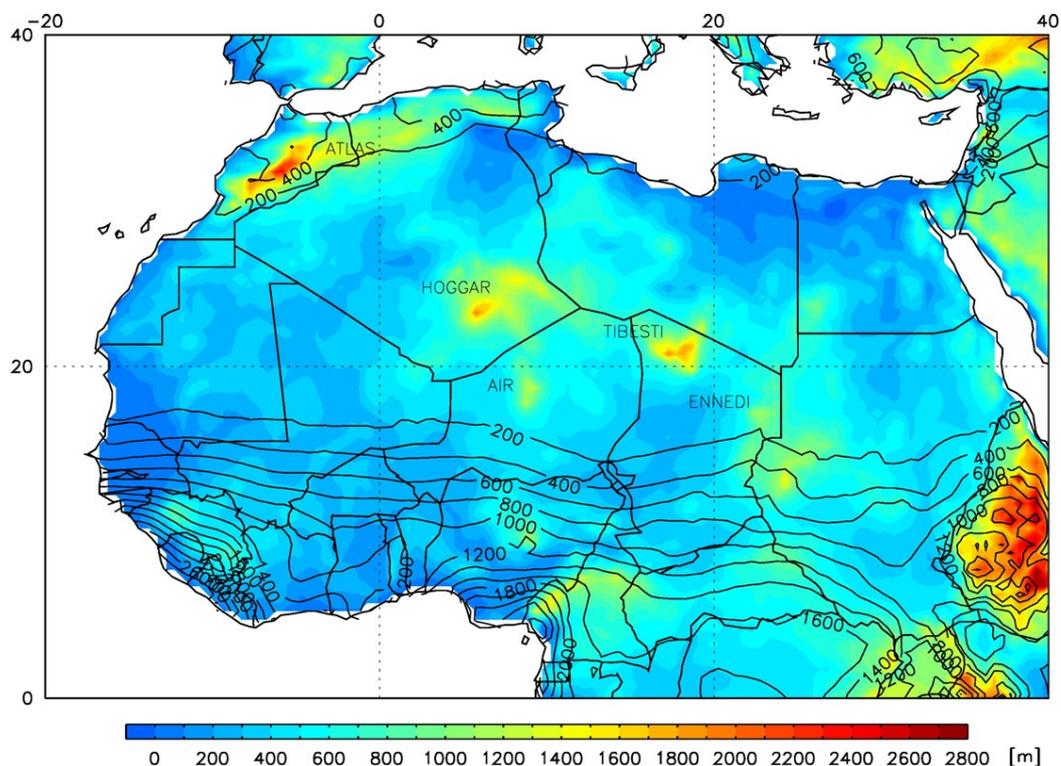


Figure 1.8. Carte topographique de l'Afrique au Nord de l'équateur. Les isolignes indiquent les précipitations en mm (Engelstaedter et al., 2006).

I.3.2. Sources anthropiques en Afrique au Nord de l'équateur

Plusieurs études sur les conséquences de l'utilisation des terres en régions arides sur les émissions d'aérosols désertiques ont montré que ces perturbations déstabilisaient la structure géomorphologique du désert augmentant les surfaces disponibles pour l'érosion

éolienne (Marticorena et al., 1997 ; Belnap et Gilette, 1998 ; Neff et al., 2005 ; Hoffmann et al., 2008). Un sol est caractérisé comme anthropisé lorsqu’une partie de ses poussières minérales est émises suite aux activités humaines menées sur ce sol (Zender et al., 2004). Ils identifient deux moyens par lesquels l’homme peut influencer les émissions de poussières. Tout d’abord par l’utilisation des terres pour l’agriculture, le pâturage et le bétail, l’exploitation minière, les routes en terres battues pour les véhicules ou encore les aménagements développés pour l’installation de réseaux hydriques (Fig 1.9). Ces utilisations du sol modifient les conditions de surface et accroissent le potentiel d’émission. Dans le cas de l’Afrique du Nord, le Sahel est la région qui subit la plus forte augmentation « anthropique » des émissions de poussières minérales. En effet, les émissions de poussières y ont augmenté de façon significative depuis les années 70 (Ozer, 2001 ; Engelstaedter et al., 2006). La population du Sahel a augmenté d’environ 3% par an au cours des dernières décennies, accroissant la demande en nourriture (Sterk, 2003). En réponse à cette demande, les activités humaines se sont accrues et ont engendré l’intensification de l’agriculture, la déforestation des terres et l’aménagement de réseaux hydriques pour subvenir aux besoins alimentaires, d’espace et d’eau nécessaires à la survie des populations. Cette croissance des activités humaines semble en partie responsable de la désertification du Sahel (Thomas et Middleton, 1994).

Les quantifications des émissions de poussières liées aux perturbations des sols par les activités humaines ou aux variabilités climatiques (naturelles et/ou anthropiques) sont difficiles à établir et à découpler l’une de l’autre. Toutefois, des estimations sont rendues possibles grâce à une approche par la modélisation. La contribution des sols « anthropisés » aux émissions globales est estimée entre 0 et 50% selon les études (Tegen et Fung, 1995 ; Sokolik et Toon, 1996 ; Tegen et al., 2004 ; Mahowald et al., 2004 ; Yoshioka et al., 2005). Cette importante variabilité entre les modèles est directement liée aux incertitudes et aux difficultés à analyser cette contribution anthropique. Cependant, des résultats récents obtenus par combinaison de mesures satellitaires et de données de modifications des sols permettent de contraindre de mieux en mieux ces incertitudes (Ginoux et al., 2010).

Bien que les émissions terrigènes « anthropiques » ne représentent pas une contribution majeure des émissions globales en comparaison des émissions de poussières depuis les déserts naturels, elles peuvent tout de même être importantes pour les hommes vivants dans des régions très peu peuplées, régions où la santé humaine et la fertilité des sols sont très fortement influencées par les émissions de poussières. Il semble que les changements dans l’utilisation des terres dans la région du Sahel au cours des dernières décennies ont

résulté en une augmentation du taux d'accumulation éolien en Atlantique tropical (Moulin et Chiapello., 2006). Cependant, il est encore mal compris en quoi les changements en cours et futurs en termes de climat et d'utilisation des terres pourront modifier le cycle global des poussières ou encore comment les modifications de quantité de particules minérales déposées vont influencer les écosystèmes (Mahowald et Luo, 2003).

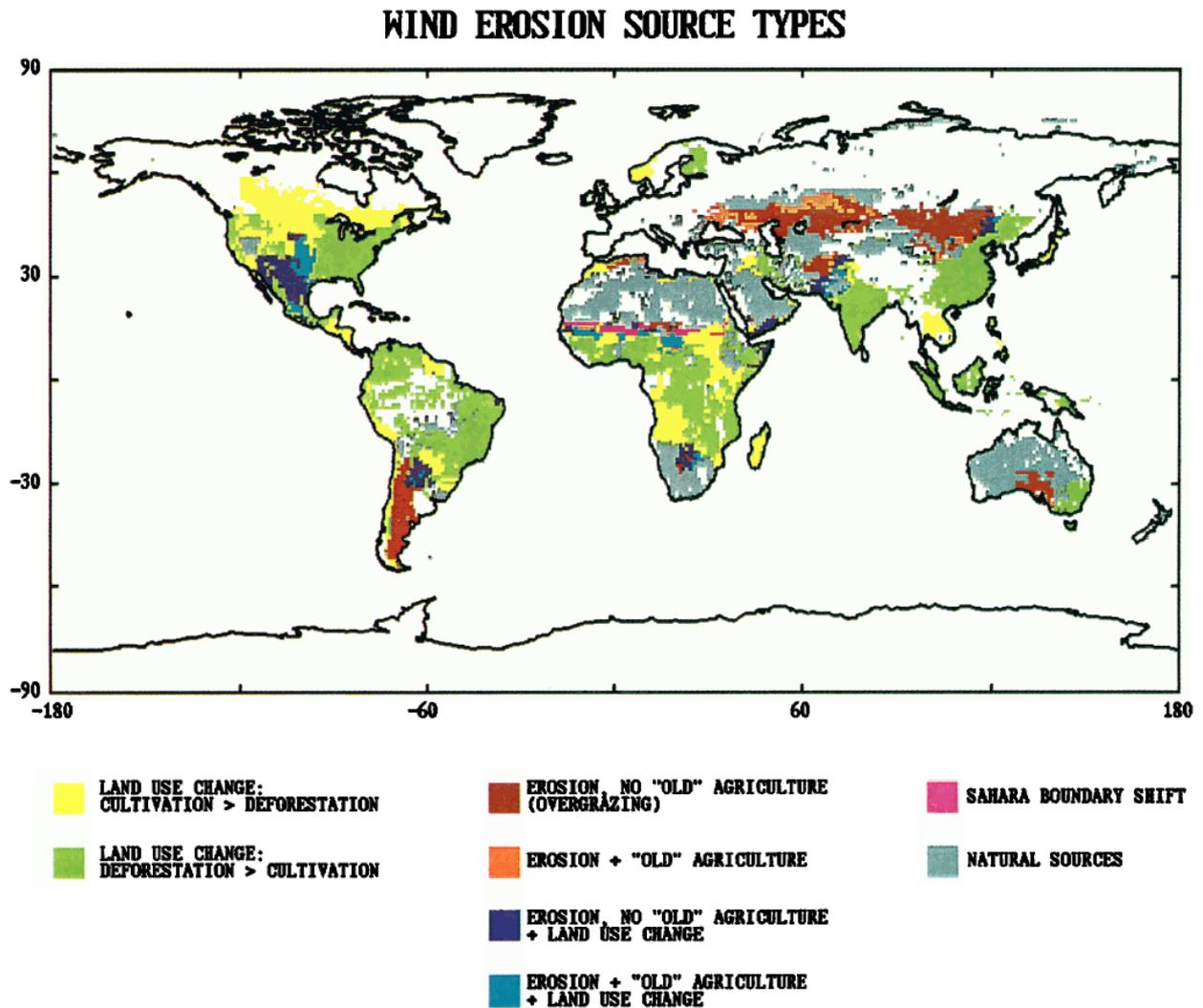


Figure 1.9. Distribution géographique des différents types de sources d'aérosols minéraux (Tegen et Fung, 1995)

II. La circulations atmosphérique en Afrique de l’Ouest

II.1. Circulation atmosphérique : généralités

Le soleil est l’acteur principal des mouvements atmosphériques. En effet, aux basses latitudes, l’échauffement des masses d’air engendre la diminution de leur densité et provoque ainsi leur ascension en altitude. Un modèle théorique de la circulation atmosphérique sous la forme de cellules contribuant à un transfert d’énergie a été élaboré par le physicien anglais George Hadley. Ces cellules de convection appelées cellules de Hadley (Figure 1.10), situées de part et d’autre de l’équateur météorologique, la zone de convergence intertropicale (ZCIT ou ITCZ*), se mettent en place et constituent le moteur de la circulation générale atmosphérique. L’ITCZ est une région de basses pressions qui se développe dans la troposphère moyenne. En raison de la décroissance des températures depuis la base vers le sommet de la troposphère, l’ascension des masses d’air chaud chargées d’humidité provoque une condensation (formation de nuages) et des précipitations importantes dans la zone équatoriale. En revanche au niveau de la branche descendante de la cellule de Hadley, l’air asséché est à l’origine des vastes déserts situés aux latitudes subtropicales.

La circulation générale atmosphérique est compliquée par l’existence de la force de Coriolis à laquelle sont soumis tous les objets se déplaçant horizontalement à la surface de la Terre. Cette force est fonction de la vitesse des masses d’air, de la vitesse angulaire de rotation de la Terre et de la latitude. Par conséquent, elle entraîne une déviation des masses d’air dans le sens horaire dans l’hémisphère nord et dans le sens anti-horaire dans l’hémisphère sud. La branche descendante de la cellule de Hadley est ainsi à l’origine des alizés qui convergent au niveau de l’ITCZ (Fig 1.10).

La circulation atmosphérique générale subit des variations saisonnières en fonction de la position de la Terre par rapport au Soleil. Au niveau de l’équateur, l’ITCZ se déplace saisonnièrement en fonction du mouvement apparent du soleil sur les continents et de la distribution des températures océaniques.

* De manière générale, la communauté scientifique emploie l’abréviation anglaise « ITCZ » pour parler de la zone de convergence intertropicale. Par conséquent, dans la suite du manuscrit, ce terme sera également employé.

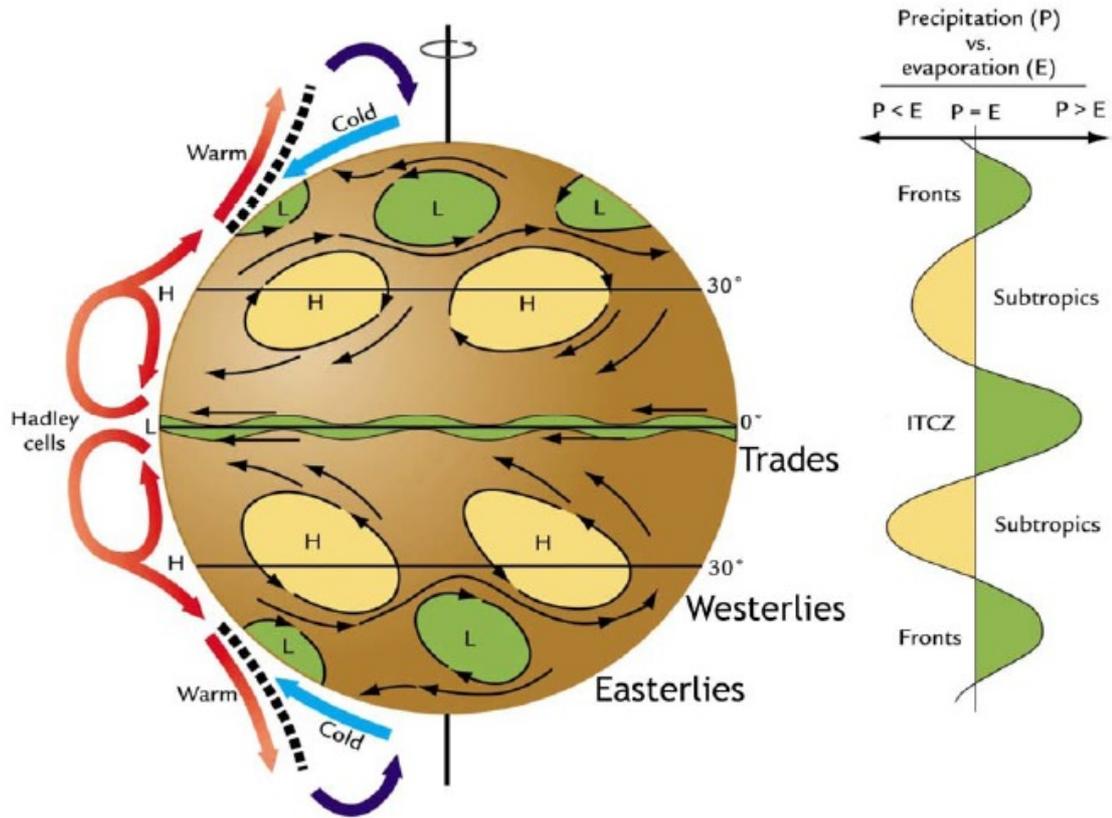


Figure 1.10. Schéma général de la circulation troposphérique globale d’après Ruddiman (2001). Représentation des cellules de convections (Hadley, polaire), localisation des centres de hautes (H) et basses (L) pressions, des directions des vents dominants et de l’impact sur le régime d’humidité de chaque zone latitudinale.

Ainsi, en hiver boréal (décembre-janvier-février), la zone de convergence intertropicale se positionne au sud de l’équateur géographique (Fig 1.11a). A cette période, l’hémisphère sud est incliné vers le soleil et reçoit donc plus d’apport de chaleur. Cependant, l’ITCZ n’est pas parallèle aux lignes de latitude. En effet, au dessus des continents africain, Sud-américain et australien, l’ITCZ est tirée vers le pôle Sud. Ce phénomène se produit puisque les continents en raison de leur moins grande capacité thermique se réchauffent plus rapidement que les océans. A cette période, la circulation anticyclonique domine nettement en Atlantique Nord. A l’inverse, au cours de l’été boréal (juin-juillet-août), l’ITCZ est généralement positionnée au nord de l’équateur (Fig 1.11b). Ce déplacement latitudinal est le résultat d’une insolation qui devient plus importante dans l’hémisphère nord à cette période de l’année.

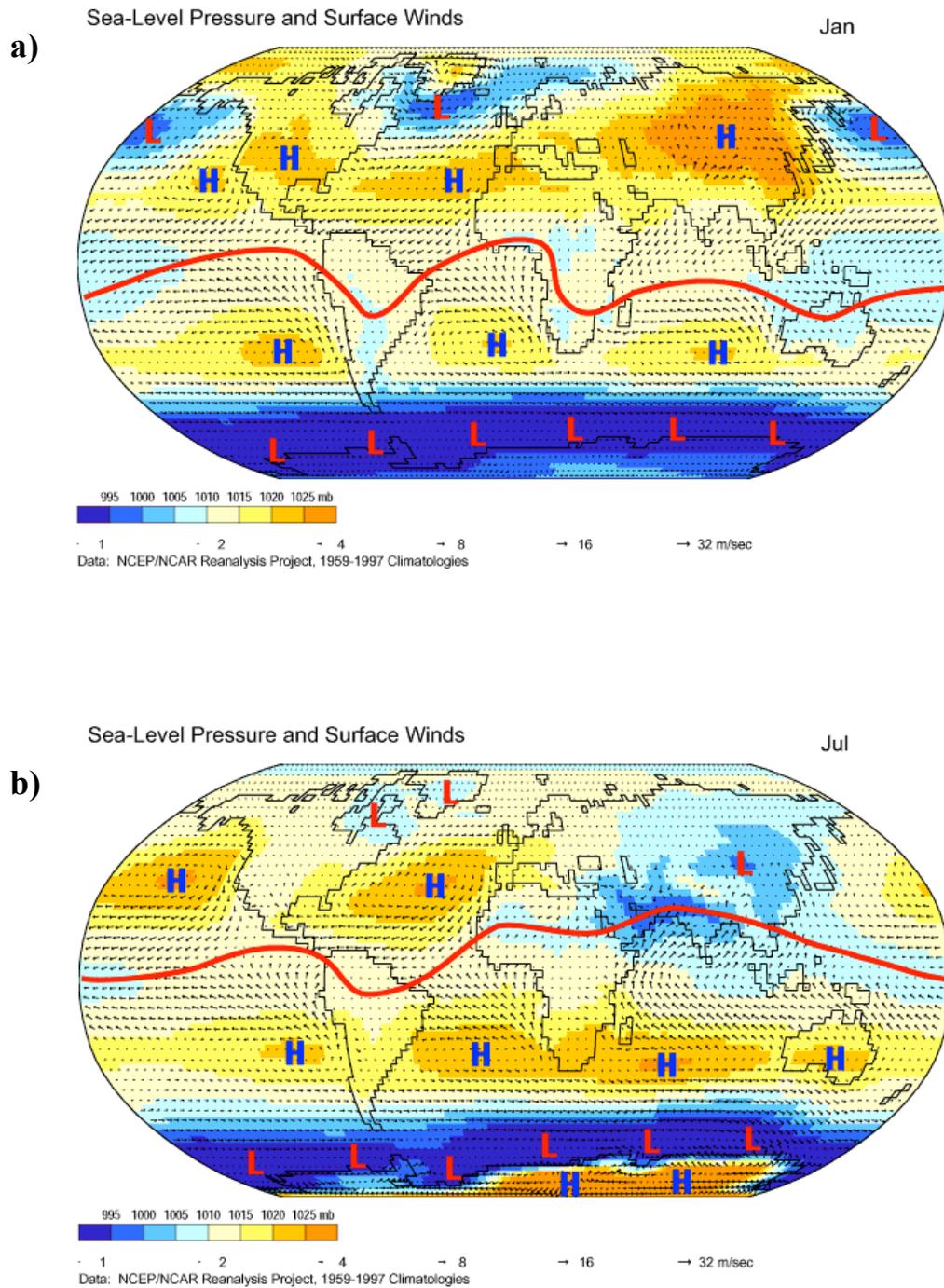


Figure 1.11. Moyenne entre 1959 et 1997 pour Janvier (a) et Juillet (b) des vents de surfaces dominants et des centres de pressions (H et L). La ligne rouge représente l’ITCZ. (Source: *Climate Lab Section of the Environmental Change Research Group, Department of Geography, University of Oregon*).

II. 2. Contexte météorologique actuel en Afrique de l'Ouest

L'Afrique de l'Ouest se positionne à la confluence des masses d'eaux subpolaire et tempérée de l'Atlantique Nord et des eaux chaudes de l'Atlantique Equatorial. Ensemble, ces différentes masses d'eau influencent le climat au niveau du continent Nord-Ouest africain. La surface continentale de l'Afrique au Nord de l'équateur est subdivisée en plusieurs zones climatiques selon les différents régimes de précipitations. La limite entre les bandes climatiques Saharienne aride et Sahélienne semi-aride est défini par l'isohyète 200 mm qui est globalement situé aux environs de 17-20°N (e.g. Dubief, 1963). Cette surface continentale est modelée par le relief qui impacte la circulation atmosphérique. Au dessus des régions Saharienne et Sahélienne, la circulation atmosphérique est contrôlée par deux systèmes de vent : le flux d'Harmattan et le flux de Mousson. Cette circulation atmosphérique est conditionnée par le déplacement des masses d'air polaires au niveau de l'océan Atlantique (anticyclone des Açores) et de la Méditerranée (anticyclone de Lybie) ainsi que par le déplacement latitudinal de l'ITCZ. En conséquence, la région Ouest africaine est sous l'influence directe du régime de mousson et présente donc une saisonnalité marquée enregistrant une saison sèche qui se produit de Novembre à Mai et une saison humide qui s'étende de Juin à Octobre. L'ITCZ est une composante atmosphérique majeure en Afrique de l'Ouest (Nicholson, 2000).

En hiver, au dessus de l'Afrique du Nord et de l'Ouest, la circulation atmosphérique est dominée par le vent d'Harmattan (Hastenrath, 1985) alors que l'ITCZ est située au dessus de l'Océan à proximité de l'équateur géographique. Le flux d'Harmattan est un vent chaud et sec orienté NE-SW originaire du Sahara, qui bien que soufflant tout au long de l'année, prédomine en hiver. Il est associé à la circulation cyclonique au dessus du Sahara à partir du printemps et correspond aux alizés continentaux de l'hémisphère nord. En effet, le flux d'Harmattan se développe en réponse au gradient de haute pression résultant de l'anticyclone de Lybie et des basses pressions équatoriales. Ayant une origine continentale, l'Harmattan circule au dessus des surfaces désertiques, la où les températures sont importantes et la quantité de vapeur d'eau extrêmement faible.

En été, la circulation de mousson est organisée autour de différents éléments comme le jet Est africain (African Easterly Jet, AEJ) et le jet Est tropical (Tropical Easterly Jet, TEJ) en altitude et les flux opposés de mousson et d'Harmattan dans les basses couches de l'atmosphère.

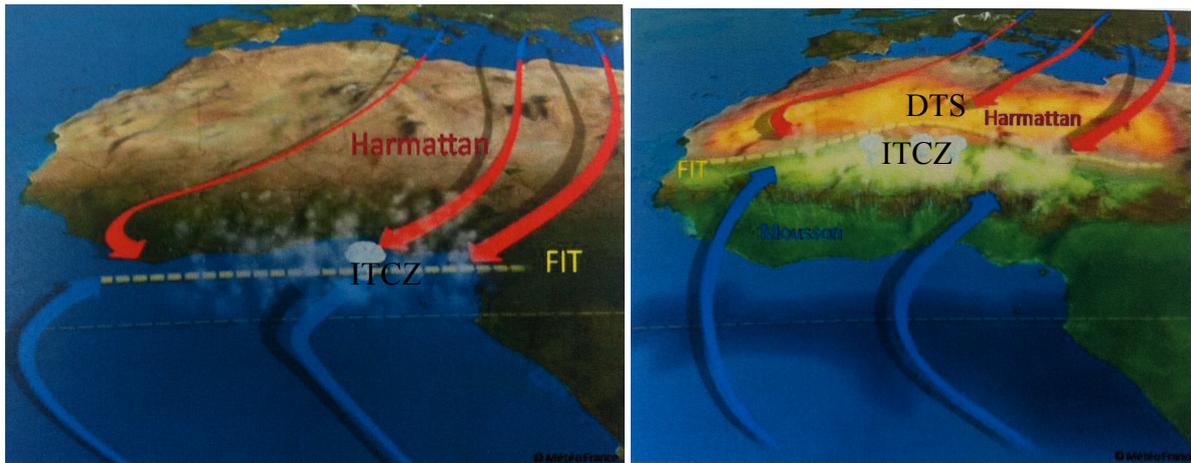


Figure 1.12. Schéma représentant la position des flux de mousson et d'Harmattan dans les basses couches de l'atmosphère en hiver (à gauche) et en été (à droite). La ligne pointillé correspond au FIT, la zone nuageuse à l'ITCZ et la surface jaune en hiver correspond à l'extension de la dépression thermique saharienne symbolisée par DTS. (D'après BouKaram, 2008).

L'AEJ est situé au niveau de la zone Sahélienne (15°N) dans la troposphère moyenne (4-6km, Fig 1.13). Ce jet se forme en réponse au gradient de température (Burpee, 1972; Thorncroft et Blackburn, 1999) et d'humidité (Cook, 1999) par convection thermique. Par instabilités de pression de l'AEJ, des perturbations d'échelles synoptiques, appelées ondes d'Est africaines (African Easterly Waves, AEW) se propagent d'est en ouest. Le TEJ (Fig 1.13), situé dans la haute troposphère, est localisé entre 5-10°N de Juin à Septembre et est lié à la convection profonde. Sa position au dessus du continent est due à la libération de chaleur latente par l'ITCZ. Au niveau des basses couches, la circulation de mousson est organisée autour des deux flux clés que sont le flux de mousson arrivant depuis le golfe de Guinée et le flux d'Harmattan (Fig 1.12). Le flux de mousson est un système de vent dirigé de l'océan Atlantique vers le continent qui doit son origine au gradient thermique entre les deux hémisphères. Ce flux est orienté du Sud vers le Nord à partir du printemps en lien avec la migration vers le nord du forçage radiatif et de la baisse des températures de surface (SSTs) dans l'Atlantique équatorial. Son intensité et son contenu énergétique sont déterminants pour le positionnement de la convection nuageuse sur le continent Africain car ce flux constitue le principal moyen de transport d'humidité depuis l'océan vers le continent. Son arrivée au niveau du continent à partir de Juin annonce l'arrivée des précipitations au dessus de la région Sahélienne (Sultan and Janicot, 2000). Lorsque le flux de mousson relativement froid s'enfonce sous l'Harmattan chaud, un biseau dont l'extension est maximale en juillet- août se forme. La trace au sol de ce biseau forme le Front intertropical (InterTropical Front, FIT). Le FIT présente un fort cisaillement entre le flux de mousson et le flux d'Harmattan (BouKaram et al., 2008).

L'autre principale caractéristique importante du système de mousson d'Afrique de l'Ouest, hormis l'ITCZ, est la dépression thermique Saharienne. La dépression thermique Saharienne est une zone de convection sèche intense qui se développe au nord du FIT en réponse au fort réchauffement radiatif net au niveau du sol (Boukaram, 2008). Cette circulation thermique correspond à un minimum de pression au sol et forme une dépression thermique typique des régions désertiques. La position géographique de cette dépression thermique présente un cycle annuel très marqué ; situé au niveau de la république centrafricaine en hiver, elle remonte jusqu'au sud de l'Algérie et Nord Mali en été. Cette dépression thermique semble piloter l'avancement du flux de mousson vers le Nord (Parker et al., 2005a ; Couvreur et al., 2009). En plus de son rôle dans la circulation atmosphérique de basses couches, la dépression thermique Saharienne contient une charge important de poussières minérales. Il en résulte un important contraste au niveau du FIT durant la saison de mousson avec une convection humide au sud et une convection sèche au Nord.

Une saison de transition s'étend sur environ trois mois (avril, mai, juin). Aux environs de Juin s'annonce l'arrivée de la mousson. On parle d'«onset» qui représente l'initiation du déplacement relativement rapide de la zone de pluie depuis 5°N jusque 10°N en environ 20 jours et annonçant le début («inlet») des précipitations sur le Sahel (Sultan and Janicot, 2003b). Par conséquent, l'onset est définie comme une phase de transition entre deux régimes : le pré-onset lorsque le système de mousson est positionné au dessus du Sahel sans précipitation (~Mai) et le régime de mousson proprement-dit qui signale le début des précipitations dans cette région (~Juin).

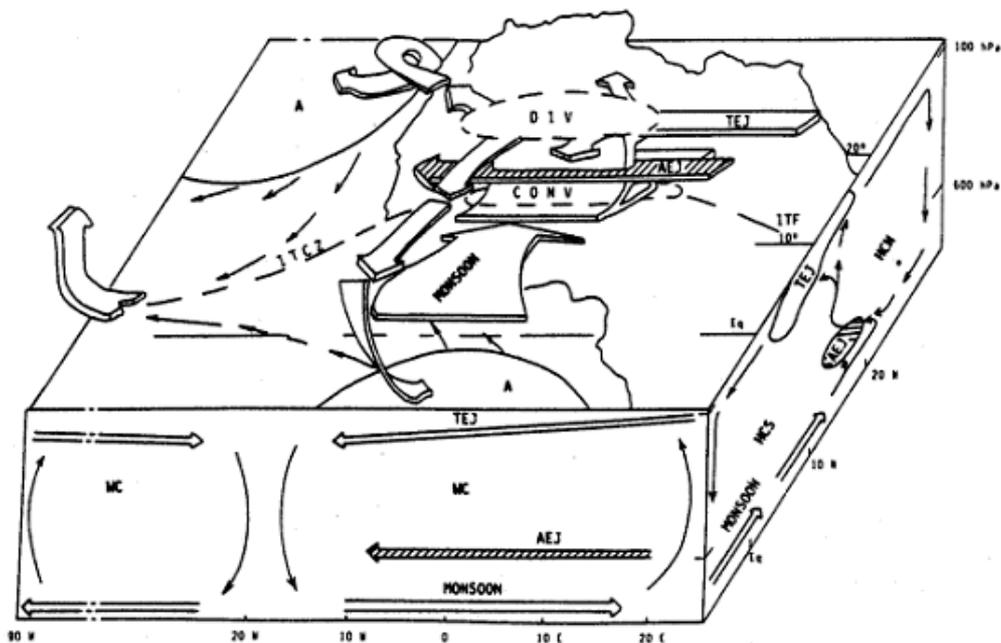


Figure 1.13. Illustration 3-D de la circulation troposphérique moyenne de la Mousson d'Afrique de l'Ouest en été boréal (JJA).(Source : http://medias.obs-mip.fr/amma/france/livre_blanc.pdf).

II.3. Matériel terrigène éolien transporté au large de l'Afrique de l'Ouest

Les variations saisonnières de la position de l'ITCZ et donc du FIT au niveau du continent affectent la production des poussières sahariennes et s'accompagnent d'un changement de la distribution des vents avec l'altitude. Ceci génère par conséquent des différences saisonnières au niveau des systèmes de transport, et impacte les apports de poussières Sahariennes au sol sur l'ensemble des côtes de l'Atlantique Tropical (Fig 1.14).

En été boréal, en lien avec le déplacement vers le Nord de l'ITCZ, de forts vents turbulents associé à une convection thermique importante règnent au dessus du FIT au niveau du Sahara (dépression thermique Saharienne). Cette dynamique permet le soulèvement des aérosols désertiques à des altitudes élevées, avant leur transport dans la SAL. Au niveau de l'Atlantique Tropical Nord Est (ATNE), cette masse d'air chaud et sec chargée en aérosols passe au dessus de la couche des alizés maritimes et poursuit son trajet vers l'ouest pour atteindre en 5 à 7 jours les Caraïbes (Fig 1.14 ; Prospero et Carlson, 1972). A cette saison, la couche d'aérosols peut atteindre 5 à 6 km d'altitude (Prospero et Carlson, 1972). Lorsqu'elle émerge du continent Africain, au dessus de l'Atlantique, la SAL se situe généralement entre 1 et 6 km d'altitude, puis s'amincit et s'étale légèrement lors de son transport sur l'Atlantique Tropical pour être comprise entre 1.5 et 3 km au dessus des Caraïbes (Schütz, 1980 ; Prospero et Carlson, 1980,1981). Dans les basses couches, les alizés maritimes dominant (Fig 1.15) ne transportant que très peu de matériel terrigène éolien.

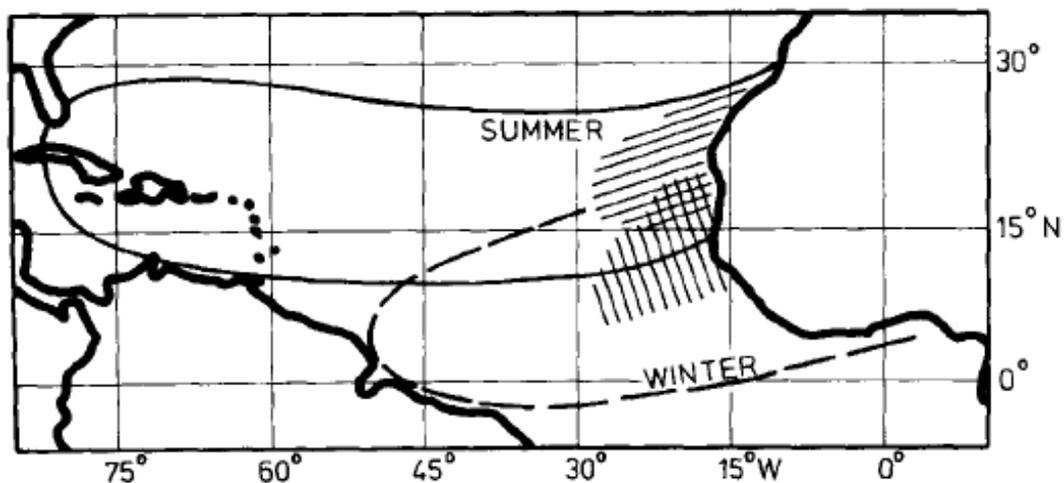


Figure 1.14. Schéma des zones d'extension des panaches de poussières au niveau de l'océan Atlantique Tropical en été et hiver (Schütz et al., 1981).

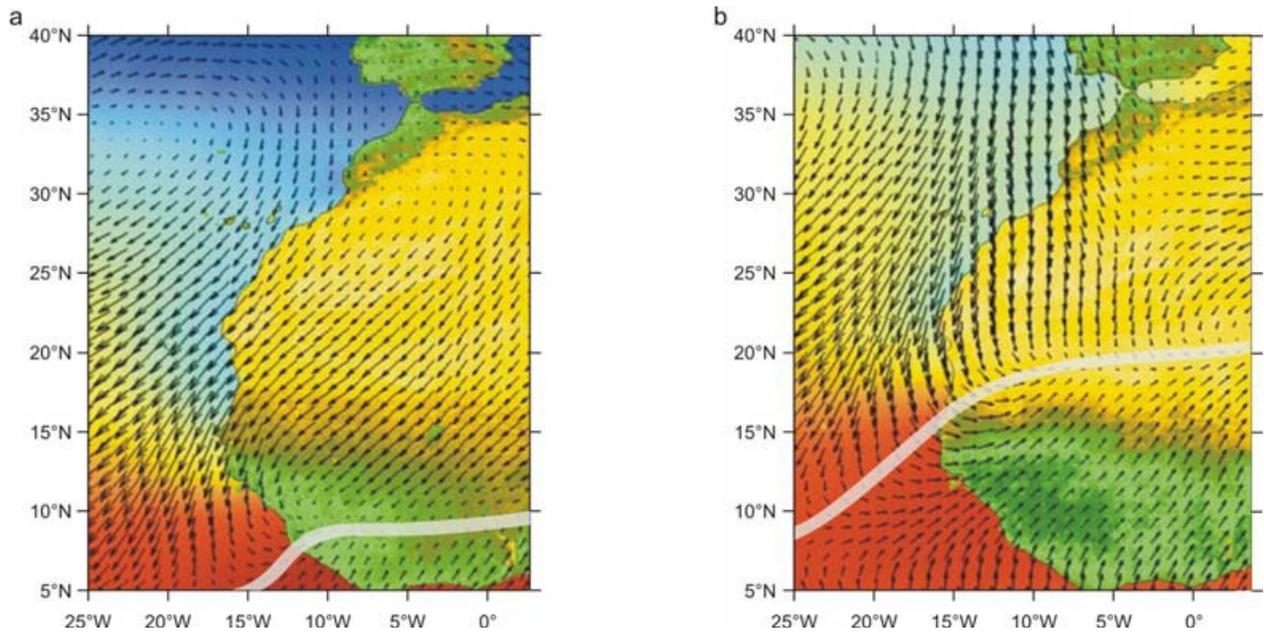


Figure 1.15. Cartographie des vents de surface (flèches noires) du couvert végétal (échelle de vert (végétalisée) à jaune (désertique)) ainsi que des températures de surface (échelle de bleu(froid) à rouge (chaud)) au niveau de l'Afrique de l'Ouest en (a) hiver et en (b) été. La ligne blanche symbolise l'ITCZ (modifié d'après Adkins, 2006 dans Tjallingii, 2006).

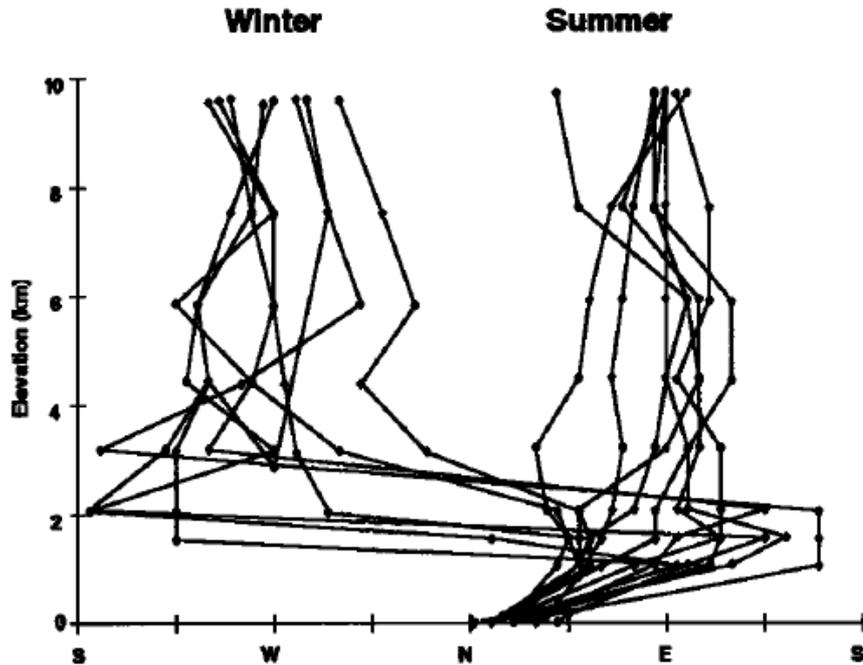


Figure 1.16. Profils verticaux de direction des vents obtenus à Sal sur les îles du Cap Vert en hiver (décembre 1991 et janvier 1992) et été (Juillet et Août 1992) d'après Chiapello et al., 1995.

En revanche, en hiver, l’ITCZ se positionnant plus au Sud, le transport dans les basses couches de l’atmosphère est dirigé, au dessus du continent, par l’Harmattan et par les alizés maritime au niveau de l’ATNE (Fig 1.15) alors que les vents d’Ouest dominant dans la moyenne et haute troposphère (Fig 1.16, Chiapello et al., 1995). Les poussières Sahariennes transportées par l’Harmattan et les alizés maritimes à des altitudes comprises entre 1.5 et 3 km (Chiapello et al., 1995) représentent d’importantes quantités de particules de la taille des silts et argiles qui constituent une source importante de nutriments pour l’ATNE (e.g. Swap et al., 1996; Prospero and Lamb, 2003). A cette période de l’année, en raison de la faible épaisseur de la couche de mousson, l’Harmattan est soulevé au dessus de celle-ci et atteint généralement l’Atlantique en altitude (vers 3000m) au niveau du Golfe de Guinée. Les poussières sont alors transportées vers l’Amérique du Sud atteignant le bassin de l’Amazonie (Swap et al., 1992 ; Fig 1.14).

De ce schéma de transport binaire été/hiver dépend la variabilité saisonnière des apports en aérosols au niveau du sol sur les pourtours de l’Atlantique Tropical. Les apports de poussières Sahariennes à l’Atlantique Tropical Ouest ont été relativement bien documentés notamment aux Bermudes, à la Barbade, Miami ou encore Cayenne et le bassin d’Amazonie (e.g. Savoie et Prospero, 1977 ; Prospero, 1981 ; Prospero et Nees ; 1986 Swap et al., 1992 ; Arimoto et al., 1995 ; Prospero, 1996a ; Prospero, 1996b). Toutes ces études ont contribué à caractériser le transport de longue distance des poussières Sahariennes. Prospero et Nees, 1977 ont ainsi observé que le cycle des apports de poussières sahariennes en Guyane française présentait ses maxima à la fin de l’hiver et au début du printemps alors que les apports de poussières minérales africaines à la Barbade présentent un cycle saisonnier très prononcé avec de plus fortes concentrations en poussières dans les basses couches qui sont observées en été (juin, juillet et août) et des valeurs plus faibles (d’un ordre de grandeur au moins) pendant les mois d’hiver (Prospero et Nees, 1977). L’ATNE, puisque bordant le continent africain, constitue la zone principale de retombées de poussières en raison de la proximité des sources (e.g. Ehrenberg, 1862, Kuenen, 1950). Chiapello et al., 1995 ont montré que le cycle des concentrations de poussières au Cap Vert au niveau du sol dépend essentiellement du transport hivernal (Fig1.17) dans les basses couches de l’atmosphère par l’Harmattan et que les concentrations mesurées en été et automne sont très faibles car ce du transport s’effectue à haute altitude dans la SAL et emmène les particules sur de longues distances.

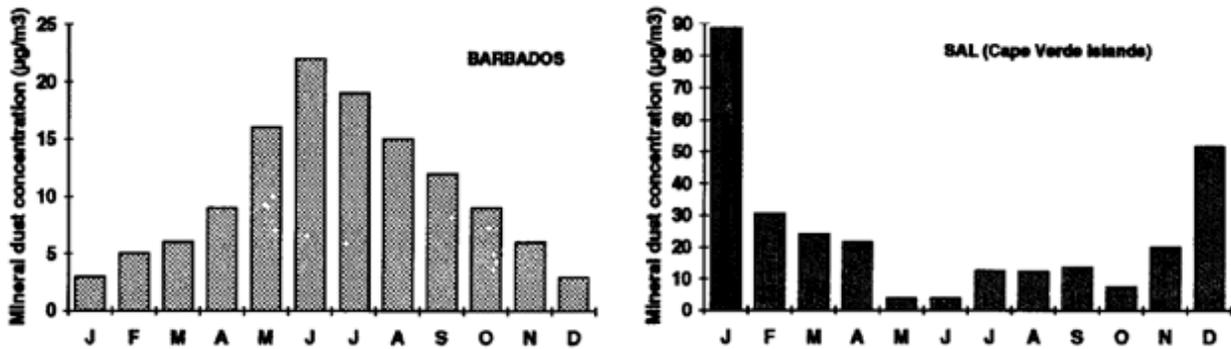


Figure 1.17. Moyenne arithmétique de la concentration en aérosols minéraux au niveau du sol à la Barbade (1973-1992 ; gauche) et au Cap Vert (1992-1994 ; droite) d'après Chiapello et al., 1995.

Toutes les mesures quantitatives directes effectuées dans l'Atlantique Tropical sont, en grande majorité, des mesures de concentrations en poussières dans l'air. Celles-ci, proportionnellement avec la distance à la source, présentent des valeurs globalement décroissantes d'Est en Ouest sur l'Atlantique Tropical. Hormis différents travaux présentant des mesures de flux terrigènes obtenus par des collectes par piège à sédiment en milieu océanique (e.g. Ratmeyer et al., 1999 ; Bory et Newton, 2000 ; Bory et al., 2002 ; Brust et Waniek, 2010), peu de mesures directes de dépôt de ces poussières sur la marge Ouest africaine existent. Par conséquent, en l'absence de mesure de dépôt sur le long-terme, les estimations de dépôt de poussières minérales en Atlantique ont été modélisées en utilisant des calculs contraints par des valeurs de concentration atmosphériques (e.g. Prospero, 1996a). Comme le montre la figure 1.18, les flux de dépôts les plus importants sont situés à proximité des côtes Ouest africaines dans la boîte de calcul de $10^{\circ} \times 10^{\circ}$ située entre $10-20^{\circ}N$ et $20-10^{\circ}O$, présentant un flux de $30.8 \text{ g.m}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Par ailleurs, Schütz et al. (1981) ont proposé un schéma, également issu de la modélisation, du budget annuel de poussières transportées depuis le Sahara vers les sédiments marins des régions de l'Atlantique impactées par les alizées (Fig 1.19). Un taux d'accumulation éolien supérieur à 20 cm par 1000 ans a ainsi été calculé pour les 1000 premiers kilomètres proximaux des côtes ouest-africaines. Lorsque la majorité de la masse particulaire du panache de poussières est retombée, au-delà de 2000 km, l'Atlantique présente des taux de sédimentation éoliens beaucoup plus faibles de l'ordre de 1cm/1000 ans.

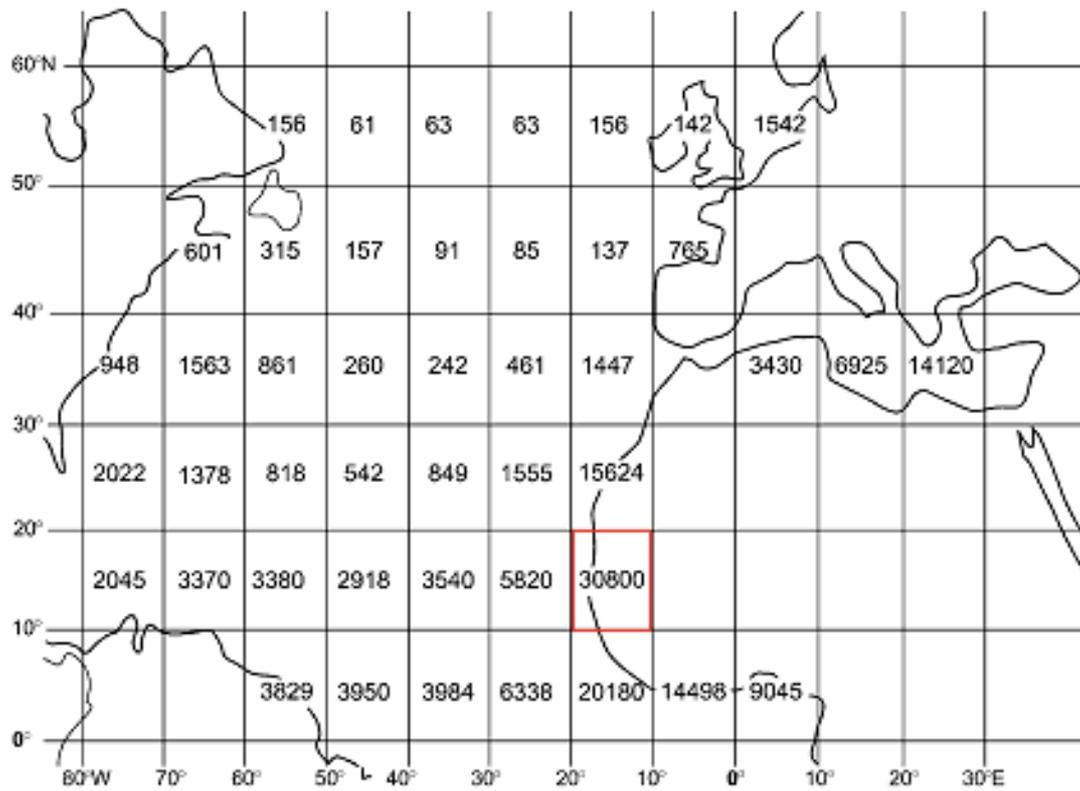


Figure 1.18. Taux d'accumulation éolienne en $\text{g.m}^2.\text{an}^{-1}$ au niveau de l'océan Atlantique tropical (d'après Goudie et Middleton, 2001 et dérive de Prospero, 1996a, Table 2b).

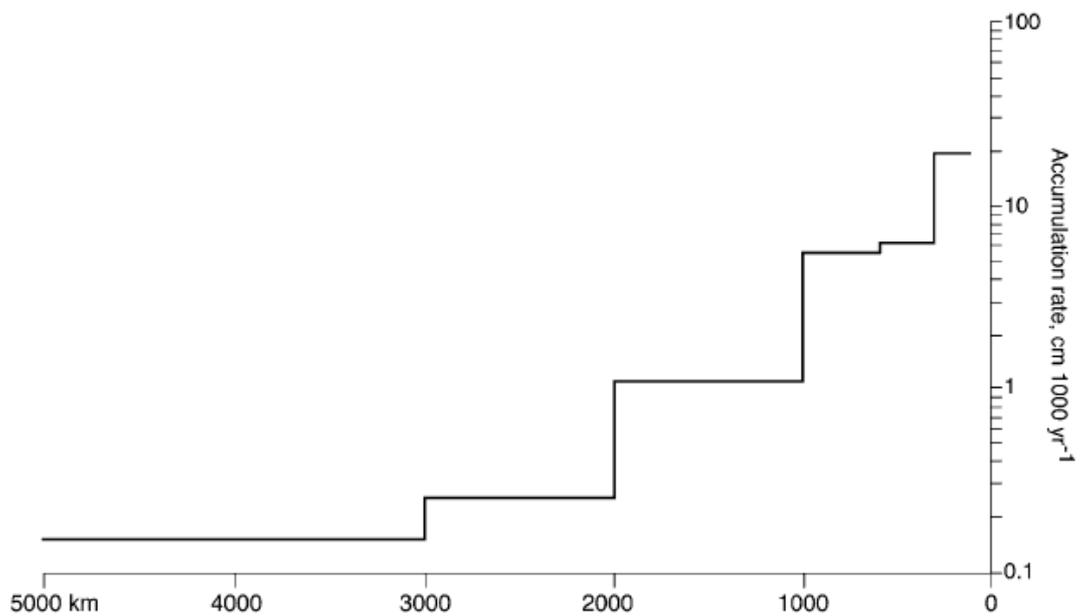


Figure 1.19. Modèle du taux de sédimentation éolien dans les sédiments marins de l'Atlantique au large du Sahara en $\text{cm}/1000\text{ans}$ selon Schütz, 1981.

III. Les traceurs terrigènes

Transportées dans l’atmosphère depuis leurs zones sources, les poussières minérales peuvent être utilisées comme des traceurs de la circulation et du transport atmosphérique ainsi que nous renseigner sur les conditions environnementales et climatiques du continent au moment de l’émission. Ces indications de provenance peuvent être évaluées à partir de différentes techniques d’observations. L’imagerie satellitaire ainsi que le calcul de rétrotrajectoires ont été fortement utilisés au cours des dernières décennies permettant de retracer le trajet des poussières depuis leur région de provenance jusqu’ à leur zone de dépôt. Une autre méthode consiste à analyser la composition « géologique » des poussières (e.g. minéralogique, géochimique), et de la comparer avec celles de sols de possibles zones sources déjà renseignées pour ainsi essayer d’en identifier l’origine géographique. Cette méthodologie a l’avantage de pouvoir être utilisées pour les reconstructions paléoclimatiques, comme par exemple pour retracer des paléo-circulations atmosphérique et paléo-transports de poussières, notamment à partir des carottages de sédiments marins ou de carotte de glace, alors que les images satellites et les rétrotrajectoires sont restreintes à l’étude de périodes récentes.

Dans le cadre de cette thèse, une étude multi-proxy a été développée incluant l’analyse de la distribution granulométrique, la composition minéralogique des argiles, la composition géochimique (élémentaire et isotopique du strontium et du néodyme) ainsi que l’observation de différentes espèces de diatomées. L’objectif de cette partie « traceurs terrigènes » est de décrire brièvement l’intérêt et les informations que peuvent fournir chacun de ces traceurs.

III.1. La distribution granulométrique

De manière générale, la distribution granulométrique d’un sédiment est un paramètre fondamental pour comprendre les processus de transport qui lui sont associés. Lorsque l’agent de transport est le vent, la distribution granulométrique des poussières minérales transportées peut être un indicateur de la dynamique éolienne mise en jeu. En effet, la taille des particules est le reflet de l’intensité du vent (1) au moment de la mise en suspension, plus l’énergie est importante, plus elle pourra engendrer l’émission de particules de grandes tailles, (2) ainsi qu’au court du transport, plus l’inertie du système de vent sera intense, plus les larges particules pourront être transportées sur de longues distances. En revanche, la distribution

granulométrique des poussières semble difficilement pouvoir être employée comme un indicateur de la distribution granulométrique du sol dont elles sont originaires au vue des nombreux processus de fractionnement granulométrique pouvant intervenir lors de l'émission. En effet, les processus d'émission qui engendrent la mise en suspension des particules conduisent à un fractionnement granulométriques entre le sol initial et l'aérosol. En résulte un accroissement de la fraction argileuse dans la fraction éolienne formée (Fig 1.20).

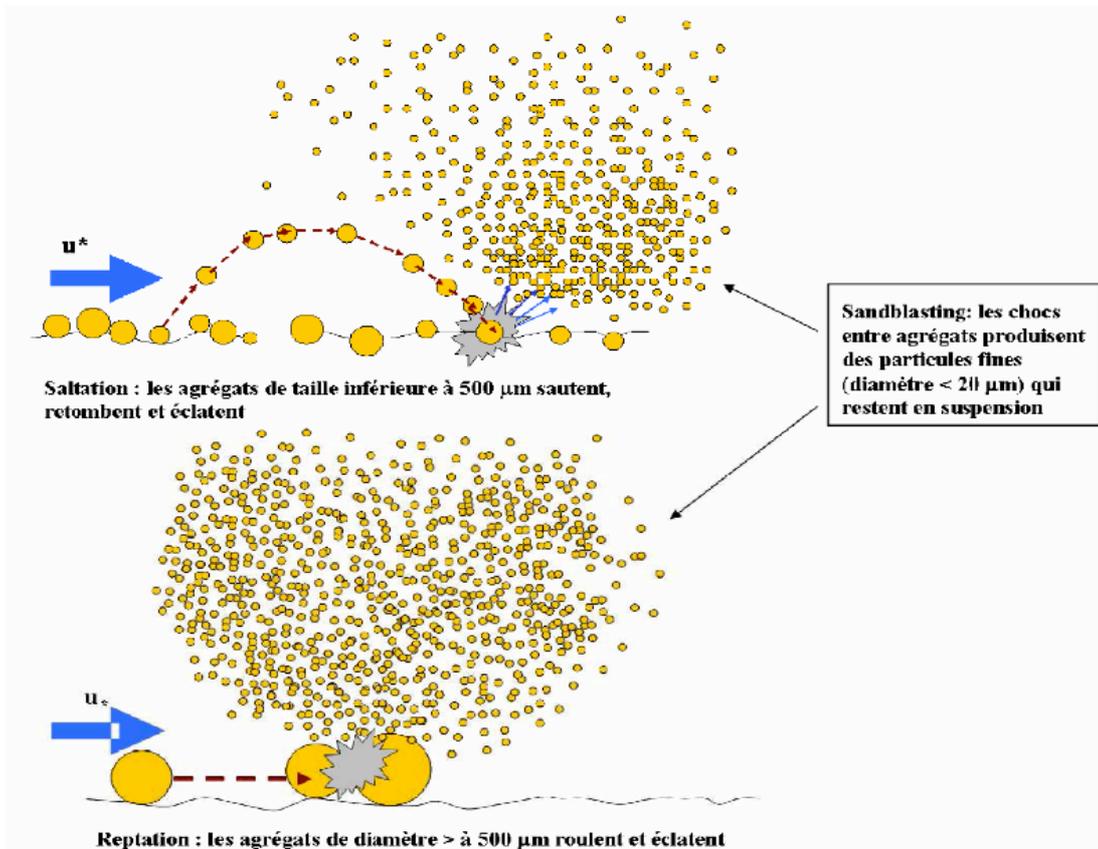
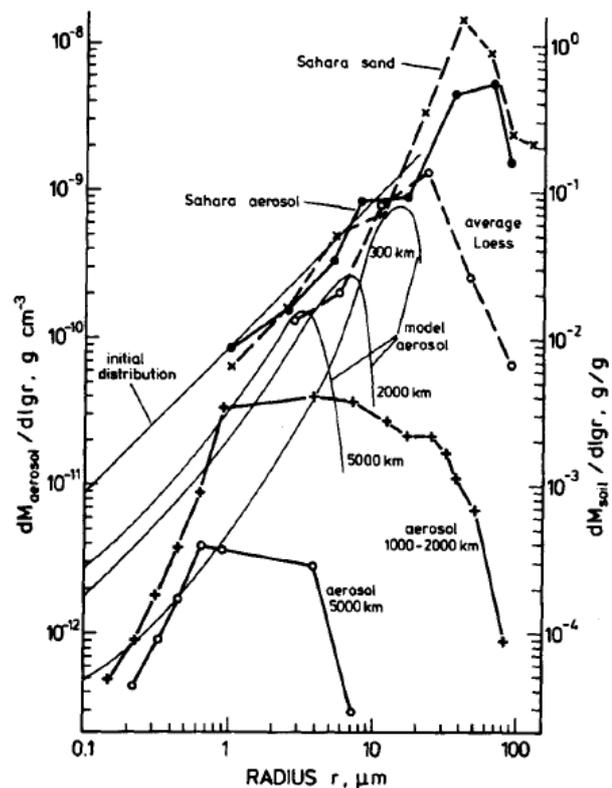


Figure 1.20. Illustration du processus de *sandblasting* mettant en évidence la formation d'aérosols plus fins que le sol dont il est originaire d'après Bouet (2007) dans BouKaram (2008) ; u^* étant la vitesse de friction.

Au cours du transport, la distribution granulométrique des aérosols est amenée à évoluer, en raison, en particulier de la sédimentation par gravité des plus grosses particules. On observe ainsi une diminution régulière de la taille des particules entre les sols initiaux (sables grossiers), les lœss (dépôts éoliens) et les aérosols transportés à distance (Fig 1.21; Junge, 1979). Après 1000 à 2000 km de transport, la majorité des particules en suspension dans l'atmosphère ont un diamètre inférieur à $20\mu\text{m}$.

La distribution granulométrique des poussières transportées dépend donc, entre autres paramètres, de la distance du transport. Les particules éoliennes proximales peuvent avoir un diamètre supérieur à $50\mu\text{m}$ (e.g. Pye, 1987 ; Duce, 1995). Des poussières transportées par l'Harmattan au niveau du Nigéria ont montré des diamètres allant jusqu'à $74\mu\text{m}$ (McTainsh et Walker, 1982) alors qu'au niveau des îles du Cap Vert des particules Sahariennes individuelles de quartz pouvaient dépassées $90\mu\text{m}$ de diamètre (Glaccum et Prospero, 1980). A l'inverse, des particules collectées au niveau des Caraïbes présentaient des diamètres inférieurs à $5\mu\text{m}$ (Talbot et al., 1986). Toutefois, le mode et la médiane des distributions granulométriques moyennes d'échantillons d'aérosols minéraux appartiennent généralement à la classe des silts fins dont les diamètres sont compris entre 5 et $30\mu\text{m}$ (Goudie et Middleton, 2001). Stuut et al. (2005) ont montré par une étude de la granulométrie de différents échantillons d'aérosols collectés au large des côtes Ouest africaines que l'ensemble des échantillons présentait une distribution unimodale, distribution caractéristique des poussières éoliennes (Krumbein and Pettijohn, 1938), dont les modes au niveau des côtes mauritaniennes et sénégalaises étaient compris entre 9 et $18\mu\text{m}$ (Fig 1.22). En effet, en zone source, lorsque le tri granulométrique n'a pas encore eu lieu, la distribution granulométrique des aérosols sahariens est bimodale, avec de grosses particules dont le diamètre est compris entre 20 et $200\mu\text{m}$ et un second mode plus fin entre 2 et $20\mu\text{m}$ (Patterson et Gillette, 1977 ; d'Almeida et Schütz, 1983 ; Gomes et Gillette, 1993).

Figure 1.21. Distribution granulométrique en masse de sol et d'aérosols minéraux collectés à différentes distances de la source (Schütz, 1980).



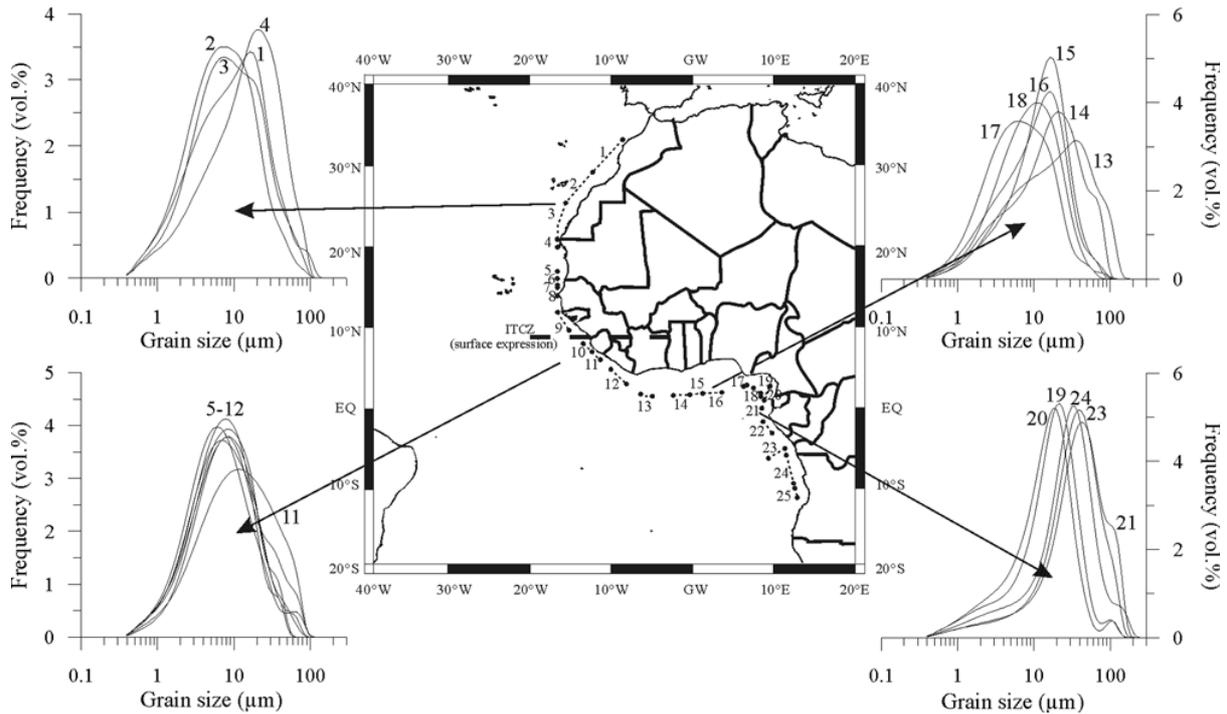


Figure 1.22. Distribution granulométrique d'échantillons d'aérosols collectés au large des côtes ouest africaines (Stuut et al., 2005).

La distribution granulométrique des dépôts éoliens ne permet donc pas de caractériser les sols dont ils sont originaires. En revanche, comme l'on montré des études antérieures, la granulométrie des dépôts éoliens continentaux ou marins permet de caractériser le processus de transport (e.g. Sarnthein et al., 1982; Rea, 1994 ; Moreno et al., 2002; Stuut et al., 2002). En effet, la distribution granulométrique peut être employée comme un traceur de la paléo-circulation atmosphérique de la région étudiée et ainsi permettre de reconstruire les changements passés en termes d'intensité de vent (Sarnthein et al., 1982; Ruddiman, 1997) et d'aridité sur le continent émetteur (Tiedemann et al., 1989 ; Rea, 1994).

III.2. Les minéraux argileux

III.2.1. Définition et sources africaines

Les mécanismes physiques intervenant lors des processus d'émission et de transport conduisent à un aérosol essentiellement composé de particules fines. D'un point de vue minéralogique, cette propriété traduit la prédominance des minéraux argileux qui sont intrinsèquement des minéraux de petite taille. Par définition, les minéraux argileux sont des phyllosilicates d'aluminium dont les feuillets sont constitués de couches d'octaèdres $Al(OH)_6$ et de couches de tétraèdres SiO_4 reliées par les atomes O et OH mis en commun. D'après la structure du feuillet, on distingue principalement les argiles 1/1 soit une couche tétraédrique associée à une couche octaédrique et les argiles 2/1 soient deux couches tétraédriques pour une couche octaédrique (Fig 1.23).

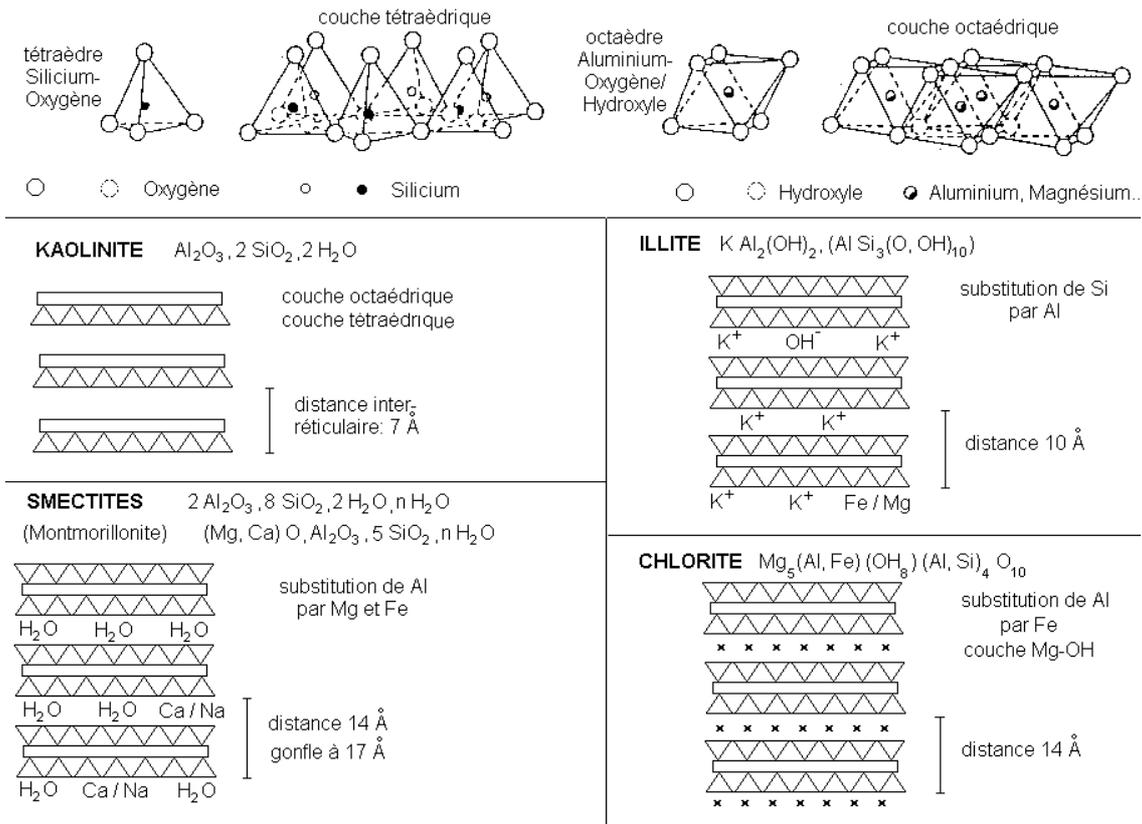


Figure 1.23. Structure des différentes familles d'argiles (Chamley, 1989)

Comme nous le verrons par la suite, les minéraux argileux composant les dépôts de poussières Sahariennes et les sédiments marins de l'Atlantique Tropical Nord-Est sont principalement la smectite, la kaolinite, l'illite, la chlorite et la palygorskite.

De manière générale, la smectite (2/1, $d=14 \text{ \AA}$) est rare dans la partie Nord du Sahara alors qu'à l'inverse, ce minéral est très abondant au Sud du Sahara et au Sahel. En effet, dans ces régions, la smectite peut représenter jusqu'à 70% de la fraction argileuse et est généralement associé à la kaolinite provenant d'anciens profils latéritiques (Sarnthein et al., 1982 ; Paquet et al., 1984 ; Chamley, 1989). En supplément de cette répartition latitudinale, les poussières minérales issues de du Sahara occidental et de l'Atlas marocain sont pauvres en smectite en comparaison à celles provenant de l'Algérie central ou de sources plus Sahéliennes (Avila et al., 1997 ; Bout-Roumazeilles et al., 2007).

La kaolinite (1/1, $d=7 \text{ \AA}$), minéral principalement formé au cours de processus d'hydrolyse, est typique des environnements où l'altération est importante comme par exemple dans les sols latéritiques constituant les régions équatoriales (e.g. Chamley, 1989). La distribution de la kaolinite sur le continent Africain au Nord de l'équateur dépend de la latitude (Paquet et al., 1984). En effet, présent sous forme de trace au niveau des régions les plus nord-ouest de l'Afrique du Nord, il est plus commun au niveau du Sahara central et sud et très abondant au niveau du Sahel et des régions équatoriales (Pastouret et al., 1978 ; Caquineau et al., 1998). De plus, la kaolinite est plus abondante dans les poussières minérales originaires de l'Est du Sahara plutôt que de l'Ouest (Guerzoni et al., 1999).

L'illite (2/1, $d=10 \text{ \AA}$), est un minéral qui, de manière générale, représente la contribution de processus d'altération physique puisque ce minéral est résistant à la dégradation et au transport (Chamley, 1989). Au niveau du continent Nord Africain, l'abondance relative de l'illite dessine un gradient nord-sud puisque constituant 60% des assemblages minéraux au Nord de l'Algérie, 50% au niveau du Sahara central contre moins de 30% dans la bande Sahélienne (Paquet et al., 1984). De plus, il a été montré que les poussières provenant de l'Ouest du Sahara étaient plus riches en illite que celles originaires du centre et du sud du Sahara (Avila et al., 1997 ; Bout-Roumazeilles et al., 2007).

Bien que les chlorites (2/1, $d=14 \text{ \AA}$) soient très généralement associées aux illites, ces minéraux sont toutefois moins résistants à l'altération et au transport. Dans les aérosols

sahariens, les chlorites sont présentes en faible quantité bien qu’elles soient systématiquement détectées (Caquineau, 1998).

La palygorskite est un minéral argileux fibreux dont les feuillets sont discontinus et forment des rubans. Ce minéral est caractéristique de la ceinture semi-aride de l’hémisphère Nord (Singer et Galan, 1984 ; Chamley et al., 1989) où sa formation est favorisée par des conditions chimiques restreintes (Singer et Galan, 1984). Par exemple, l’évaporation et la concentration chimique fournissent de la palygorskite au niveau des roches carbonatées peu drainées de l’anti-Atlas Marocain (El Mouden et al., 2005). Les fibres allongées composant la palygorskite sont très généralement détruites au cours du transport fluvial ; sa trace dans les sédiments marins de l’Atlantique tropical nord-est est donc un indice d’un apport éolien. Ce minéral représente environ 45% de la composition minéralogique des loess tunisiens (Grousset et al., 1992) contre environ 10-15% des sols d’Algérie du Nord, 10-25% en Algérie centrale et moins de 10% au sud du Sahara (Paquet et al., 1984). Le Maroc du Nord présente des pourcentages de palygorskite parfois supérieurs à 75 (Avila et al., 1997).

Caquineau et al. (1998) ont montré que le rapport Illite/Kaolinite (I/K) semblait être le paramètre minéralogique le plus sensible à la variabilité des zones sources sur le continent nord africain. Ces travaux menés au Cap Vert ont montré que ce ratio restait inchangé après un transport longue distance.

III.2.2. Comparaison inter échantillons en fonction de la méthodologie employée

Il est important de noter que les données quantitatives ou semi-quantitatives de la minéralogie des argiles composant les sols ou les aérosols sahariens disponibles dans la littérature, ne sont pas toujours directement comparables en raison des différentes techniques de prélèvement et méthodes d’analyse minéralogique appliquées à ces échantillons. En effet, les différentes méthodes d’analyse (fortement dépendantes de la quantité de particules collectées) peuvent conduire à des résultats sensiblement différents et ainsi influencer les teneurs relatives déterminées. Par conséquent, les valeurs absolues des teneurs relatives des différents minéraux publiées ne sont réellement comparables que pour des données acquises scrupuleusement de la même manière (Caquineau, 1998).

III.2.3. Fractionnement minéralogique

III.2.3.1. Fractionnement minéralogique lié aux processus d'émission

Comme décrit dans la partie concernant la distribution granulométrique, un enrichissement relatif en minéraux argileux s'opère au cours de la mise en suspension des particules par les processus d'émission (cf III.1). Ce tri granulométrique augmente la proportion de minéraux argileux de l'aérosol formé en comparaison au sol parent. Toutefois, Gomes (1990) montre que le rapport Si/Al est quasiment constant (Fig 1.24) quelque soit la vitesse du vent lors de l'émission (représentée par la concentration en poussières minérales). Les minéraux argileux étant des phyllosilicates (formés en grande partie de silice et d'aluminium par définition), cette stabilité du ratio Si/Al indique que la fraction argileuse n'évolue pas en fonction de la force du vent, bien que sa contribution globale augmente. En résumé, quelque soit l'intensité du soulèvement, la composition de la fraction argileuse entre sol parent et aérosol fils ne semble pas être modifiée.

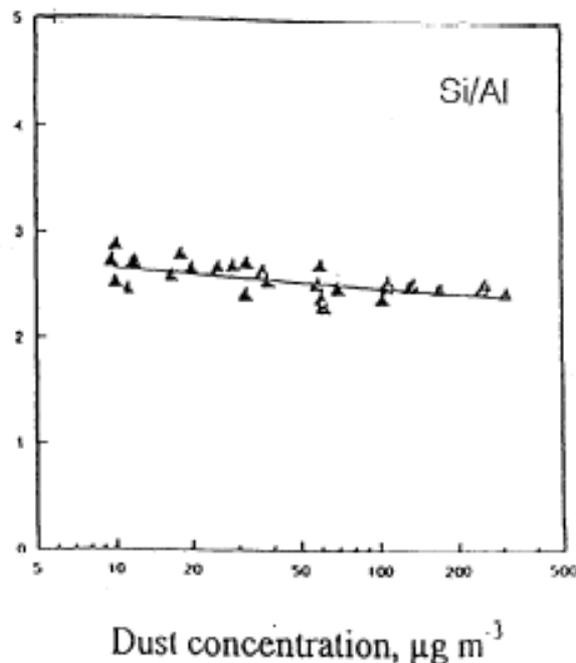


Figure 1.24. Evolution du rapport Si/Al mesuré dans des échantillons d'aérosols collectés à El Abiod (Algérie) en fonction de la concentration en poussières minérales (représentative de l'intensité du soulèvement) (d'après Gomes, 1990 dans Caquineau, 1998).

III.2.3.2. Fractionnement minéralogique par sédimentation au cours du transport

Nous avons montré que les phénomènes de sédimentation par gravité conduisaient à une diminution de la taille des particules en fonction de la distance à la source (Fig 1.21). Il apparaît intéressant de s'interroger sur cet enrichissement en particules fines conséquent et si celui-ci peut se traduire par une modification de la composition minéralogique de l'aérosol au cours du transport. Pour ce faire, Glaccum et Prospero (1980) ont comparé l'évolution des teneurs en argiles et en quartz dans des échantillons correspondant à un même épisode saharien collecté à la fois au niveau des îles du Cap vert, à la Barbade et à Miami. Les résultats montrent des compositions minéralogiques globalement identiques dont les différences de teneurs relatives sont du même ordre de grandeur que la précision d'analyse quantitative obtenue en diffraction X (soit une précision à +/- 5% ; Brindley et Brown, 1980). Les proportions relatives sont donc globalement les mêmes que l'on se place aux îles du Cap Vert ou à la Barbade. En conclusion, pour un épisode donné, la composition minéralogique de la fraction argileuse n'évolue pas au cours du transport à longue distance malgré un tri granulométrique lié à la sédimentation par gravité.

	Quartz	Σ argiles	Mica/Illite†	Kaolinite†	Chlorite†
Cap-Vert	20	65	83	11	6
Barbade	14	76	84	11	5
Miami	14	73	82	11	7

† Les proportions relatives des minéraux argileux sont exprimées en % de la fraction argileuse

Tableau 1. Teneurs en Quartz et minéraux argileux mesurés dans des aérosols sahariens collectés aux îles du Cap Vert, à la Barbade et à Miami (calculs d'après Glaccum et Prospero, 1980 dans Caquineau, 1998).

III.2.3.3. Fractionnement minéralogique par réaction chimique au cours du transport

L'évolution de la composition minéralogique globale de l'aérosol saharien au cours du transport peut résulter de transformations chimiques intervenant en particulier lors de l'incorporation des particules dans une gouttelette nuageuse. Glaccum et Prospero (1980) ont montré que l'évolution, par réactivité chimique, de la composition minéralogique des aérosols sahariens ne concerne que la calcite et plus généralement les minéraux solubles. Les minéraux

argileux étant relativement inertes chimiquement, ils ne subissent pas de transformation chimique au cours du transport.

En conclusion, la signature minéralogique des argiles peut être utilisée comme un indicateur de source de provenance. En effet, l’assimilation des cortèges argileux présents dans des sédiments océaniques (reflétant les apports éoliens passés) à des sources continentales actuelles peut contribuer à améliorer notre compréhension de la circulation atmosphérique passée.

III.3. Géochimie élémentaire et isotopique

De nombreux facteurs comme l’intensité ou la direction des vents, le saisonnalité, le couvert végétal et l’intensité de l’altération des sols ainsi que la balance entre le transport fluvial et éolien, peuvent affecter la composition géochimique du matériel terrigène qui se dépose dans les sédiments marins au large de l’Afrique de l’Ouest (Cole et al., 2009). Les variations isotopiques du strontium (Sr) et du néodyme (Nd) caractéristiques de la pétrographie et de l’histoire thermodynamique et tectonique des roches sources sont de puissants outils pour l’étude de la provenance des silicates composant les carottes sédimentaires marines (e.g., Ahmad et al., 2005; Cullen et al., 2000; Eisenhauer et al., 1999; Franzese et al., 2006 ; Grousset and Biscaye, 2005; Grousset et al., 1998; Grousset et al., 1992; Jullien et al., 2007; Jung et al., 2004; Latimer et al., 2006; Nakai et al., 1993; Pettke et al., 2000; Rutberg et al., 2005; Tütken et al., 2002; Walter et al., 2000; Weldeab et al., 2002 ; Cole et al., 2009). En supplément des isotopes radiogéniques, les concentrations élémentaires sont utilisées pour aider à retracer ces changements de provenance, de mécanismes de transport ou encore de régimes d’altération (e.g., Colin et al., 2006; Jullien et al., 2007; Matthewson et al., 1995; McLennan et al., 1993; Sirocko et al., 2000; Zabel et al., 2003). Pour aider à interpréter les données de concentrations en éléments majeurs des sédiments en termes d’intensité d’altération (CIA), l’indice d’altération chimique est généralement employé (Colin et al., 2006 ; Cole et al., 2009).

III.3.1. Le strontium

L'élément strontium est un métal alcalinoterreux de numéro atomique 38 et de masse atomique 87.62. Présent à l'état de trace (teneur inférieure à 0.5%) dans les différents types de roches, il possède quatre isotopes naturels : ^{84}Sr (stable, 0.6%), ^{86}Sr (stable, 9.9%), ^{87}Sr (radiogénique, 7%) et le ^{88}Sr (stable, 82.5%). Le ^{87}Sr , élément radiogénique, provient des roches mères (magma initial) mais surtout de la désintégration naturelle du rubidium 87 (^{87}Rb ; élément père radioactif) après solidification du magma et émission d'un rayonnement β^- selon l'équation : $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr} + \beta^-$ et dont la période est de 48.8×10^9 ans.

Les roches magmatiques résultent toutes de la cristallisation de magma qui est dépendante des processus de différenciation magmatique (différenciation et cristallisation fractionnée) variables en fonction de la vitesse de refroidissement du magma et du comportement géochimique des différents constituants. Ainsi, chaque région est caractérisée par un type de roche prépondérant (roche effusive, de semi-profondeur ou plutonique) et possède une concentration en ^{87}Sr qui lui est propre mais qui évolue avec le temps. La concentration du ^{86}Sr étant quant à elle constante au cours du temps, car il n'est ni radiogénique, ni radioactif, celle-ci sert donc de référence et permet d'établir le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des échantillons. Ce dernier est par conséquent dépendant de la nature pétrologique de la roche et de son âge.

Les sédiments terrigènes hérités du continent et caractérisés par des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ spécifiques sont transportés vers les océans où ils se déposent et se mélangent aux composants authigènes (carbonates, silicates, sulfates) contenant aussi du strontium. Les silicates authigènes et les sulfates qui sont pauvres en strontium ne contaminent pas les fractions terrigènes. En revanche, les carbonates, riches en strontium, ont un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ identique à celui de l'eau de mer dans laquelle ils ont été formés. Il est donc nécessaire de travailler sur des échantillons décarbonatés afin d'éviter toute contamination par les carbonates biogéniques.

La proportion initiale de Rb par rapport au Sr (Rb/Sr) des roches continentales varie fortement. Elle peut être modifiée lors de l'altération chimique (*weathering*) et/ou par le fractionnement granulométrique des particules lors du transport (*mineral sorting*).

L'effet de l'altération chimique sur le rapport Rb/Sr dépend fortement du comportement des minéraux pendant l'hydrolyse (Clauer, 1979). La réponse des isotopes du Rb et du Sr à l'altération chimique est complexe et reflète les interactions géochimiques

produites avec les fluides contenus dans la roche (Blum and Erel, 1997; Blum et al., 1993; Bullen et al., 1997; Dasch, 1969), car le Sr se comporte comme le Calcium (Ca) et est libéré dans le fluide alors que le Rb se comporte comme le potassium (K) et tend à rester dans le résidu solide. D'autre part, les ions radiogéniques $^{87}\text{Sr}^{2+}$ issus de la désintégration du $^{87}\text{Rb}^+$ sont logés dans une configuration structurale cristalline différente de celle des ions Sr non radiogéniques incorporés durant la cristallisation primaire du minéral et sont plus facilement mobilisables, ce qui en complique l'interprétation. En conséquence, les minéraux riches en Rb (comme les micas) auront une tendance à libérer préférentiellement du $^{87}\text{Sr}^{2+}$ vers la phase liquide durant l'altération. Au cours de l'altération continentale et sur une échelle de temps suffisante, le rapport Rb/Sr augmente généralement dans le résidu solide avec l'augmentation du degré d'altération chimique (Hemming, 2007), engendré par la perte de Sr soluble et/ou à l'accumulation de Rb. En conclusion, au plus le rapport Rb/Sr d'une roche est élevé, au plus il génère par altération chimique un $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ important dans le matériel altéré. Ainsi, les échantillons des sédiments issus d'un même terrain source peuvent présenter de très grandes différences de leurs rapports isotopiques du Sr selon le degré d'altération. Des études récentes montrent d'importantes variations temporelles dans les rapports isotopiques du Sr de sédiments marins et les attribuent à des changements dans le degrés d'altération physique ou chimique sur le continent (Jung et al., 2004 ; Colin et al., 2006; Meyer et al., 2011) plutôt qu'à des changements de provenance.

La taille des particules ou fractionnement granulométrique induit aussi un effet important sur la composition isotopique du sédiment total (Dasch, 1969 ; Meyer et al., 2011). Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diminue dans les classes granulométriques les plus grossières, le Rb et le ^{87}Sr se concentrant préférentiellement dans les petits minéraux de types micas. En revanche, les Quartz, qui sont le constituant majeur des poussières éoliennes et granulométriquement plus grossiers, se comportent vis à vis du rapport isotopique du Sr comme une phase inerte diluant les concentrations en Rb et Sr.

En résumé, les rapports isotopiques du Sr dans les sédiments sont généralement plus élevés que dans la roche dont ils dérivent et cette tendance est poussée à l'extrême lorsque (1) lorsque le degré de l'altération chimique est élevé et/ou (2) les particules ont une granulométrie fine.

III.3.2. Le néodyme

De numéro atomique 60 et de masse atomique 144.24, le Néodyme (Nd) est une des terres rares les plus réactives puisqu’il s’oxyde rapidement à l’air. Il possède six isotopes stables dont les abondances relatives sont les suivantes : ^{142}Nd (27%), ^{144}Nd (24%), ^{145}Nd (8.3%), ^{146}Nd (17.2%), ^{148}Nd (5.8%), ^{150}Nd (5.7%) et un isotope radiogénique : le ^{143}Nd (12%). Ce dernier est issu de la désintégration naturelle du Samarium (Sm) et d’une émission α selon l’équation suivante : $^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd} + \alpha$.

Le ^{147}Sm se concentre préférentiellement dans la phase liquide. Le ^{144}Nd étant ni radioactif, ni radiogénique, il permet d’établir le rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, rapport présentant un intérêt géochimique et auquel on fait référence sous le terme de « composition isotopique ».

Les variations de ce rapport étant faibles, on utilise par convention, la grandeur ϵ_{Nd} définie par :

$$\epsilon_{\text{Nd}} = [((^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{échantillon}} / (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} - 1) \times 1000]$$

où ϵ_{Nd} exprime la déviation du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ dans l’échantillon par rapport à une référence, le CHUR (chondritic uniform reservoir ; 0.512638) qui représente une valeur moyenne terrestre.

L’altération chimique, le transport, et la diagenèse ne modifient pas les rapports Sm/Nd (Faure et al., 1986). De plus, contrairement au Sr, le Nd serait insensible au fractionnement granulométrique (Goldstein et al., 1984, Meyer et al., 2011).

III.3.3. Indice d’altération chimique

L’indice d’altération chimique (Chemical Index of Alteration, CIA) permet d’estimer l’importance de l’altération des roches continentales et de sédiments. En effet, des valeurs élevées du CIA indiquant une altération importante, cet indice est très utile dans la caractérisation de la provenance des sédiments marins (e.g., Colin et al., 2006; Eisenhauer et al., 1999; Hemming, 2007; McLennan et al., 1990 ; Cole et al., 2009).

Par définition, le CIA représente les proportions moléculaires des oxydes d’aluminium (Al), de calcium (Ca) des silicates, sodium (Na) et du potassium (K) selon la formule suivante (McLennan et al., 1993; Nesbitt and Young, 1982, 1984) :

$$[\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO}_{\text{inorganic}}) \times 100]$$

Pour les minéraux primaires (minéraux non altérés), les feldspaths ont un CIA de 50 alors que la biotite, l'hornblende et les pyroxènes montrent un CIA compris respectivement entre 50-55, 10-30 et 0-10. L'altération des feldspaths et des micas en smectite et kaolinite résulte en une nette perte de K et de Na dans les profils d'altération alors que l'Al qui est réfractaire à l'altération et est enrichi dans les produits de l'altération (Nesbitt and Young, 1982). Il en résulte une augmentation du CIA pour la kaolinite (CIA=100) et pour la smectite (CIA=70-85). La valeur du CIA est utilisée pour caractériser le degré d'altération chimique de la roche par rapport aux minéraux non altérés en référençant la perte des éléments labiles comme le Na, Ca et K.

III.4. Les diatomées

Les diatomées sont un groupe d'algues unicellulaires marines ou lacustres, enfermées dans une coque siliceuse finement ornée (appelé frustule) et formée de deux valves emboîtées. On appelle diatomites, les roches formées entièrement de diatomées. Le Sud du Sahara a été occupé au Quaternaire récent par d'immenses lacs depuis la Mauritanie jusqu'au Soudan, en passant par le Mali, le Niger et le Tchad. Ces lacs ont connu des périodes de prolifération extraordinaire de diatomées d'eau douce, provoquant l'accumulation le dépôt de diatomées. Au cours des dernières décennies, plusieurs études ont proposés de reconstruire le climat du continent Africain et la circulation atmosphérique ainsi que le transport longues distances des poussières originaires du Sahara et du Sahel à partir de l'analyse des diatomées d'eau douce présentes dans les carottes sédimentaires marines de l'Atlantique Equatorial (e.g. Kolbe, 1957 ; Folger et al., 1967 ; Pokras et Mix, 1985 ; Stabell, 1986 ; Gasse et al., 1989 ; Pokras, 1991 ; deMenocal et al., 1993) ou collectées dans les pièges à sédiments (e.g. Lange et al., 1994, 1998 ; Treppke et al., 1996 ; Romero et al., 1999 ; Romero et al., 2003). Ces travaux suggèrent que les diatomées d'eau douce retrouvées dans les sédiments marins, hors de portée des apports fluviaux, ont été transportées par voie éolienne parfois jusqu'à plus de 2000 km de leur source (e.g. Folger et al., 1967 ; Folger, 1970).

Ces diatomées d'eau douce apportées par le vent (*windblownfresh water diatoms*) sont principalement originaires des dépôts constituant les bassins de déflation et les paléo lacs Holocène dispersés dans les régions Saharienne et Sahélienne, comme dans la zone de Taoudenni au Sud du Hoggar et de l'Atlas ou encore dans les sédiments lacustres du Bassin

du Tchad. Gasse et al. (1989) ont montré que les diatomées transportées par le vent peuvent également provenir de la région du Tamanrasset dans le Nord et le centre du Sahara, des plaines alluviales de Bilma au Niger et de la région du Faya Largeau dans le bassin du Tchad au sud du Sahara. Dans la zone du Bodélé, la diatomite est érodée en surface par le vent, et forme des accumulations inter-dunaires tout à fait spectaculaires.

Les diatomées lacustres sont utilisés comme des marqueurs continentaux du transport éolien, de manière indépendante mais complémentaire aux traceurs minéralogiques et/ou géochimiques.

Dans nos assemblages, deux espèces sont rencontrées de manière récurrente : *Hantzshia amphioxys* et *Aulacoseira granulata/gotzeana* (Fig 1.25) qui seront utilisées comme traceurs*.

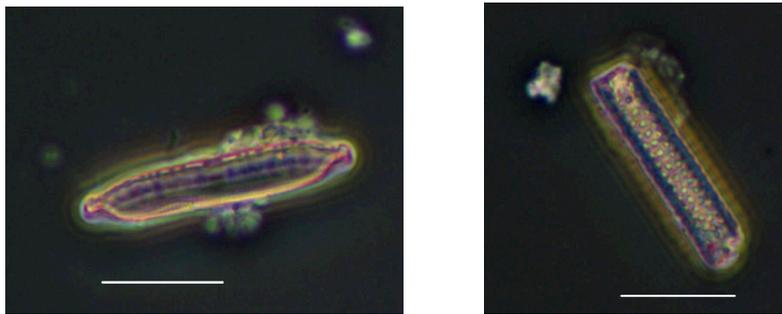


Figure 1.25. Photographies de diatomées d'eau douce rencontrées dans nos assemblages : à gauche, *Hantzshia amphioxys* et à droite *Aulacoseira gotzeana*. Les barres blanches représentent l'échelle de 10 μ m.

* Leur écologie sera détaillée au cours du chapitre 3.

Chapitre 2

Matériel et Méthodes

I. Matériel : sites de l'étude

Afin de reconstruire les variations des systèmes de transport des poussières minérales, de leurs zones de provenance, de l'intensité des vents ou encore de l'aridité sur le continent au cours du Quaternaire terminal en Afrique de l'Ouest il est utile dans un premier temps de bien caractériser les outils utilisés en paléoclimatologie pour ces reconstructions et de les calibrer dans le contexte climatique actuel. L'approche « compréhension du système actuel » s'est faite grâce à l'étude des dépôts de matériel éolien collectés entre 2006 et 2009 à la station IRD de Mbour sur la marge sénégalaise (Fig 2.1). L'approche « paléoclimatique » visant à retracer les variations du signal terrigène éolien au niveau de la marge Ouest africaine requiert de travailler sur un site idéalement localisé sous l'influence directe des apports de poussières minérales exportées depuis le continent vers l'Atlantique Tropical. Le site stratégique retenu est la carotte marine MD03-2705 située au large de la Mauritanie (Fig 2.1).

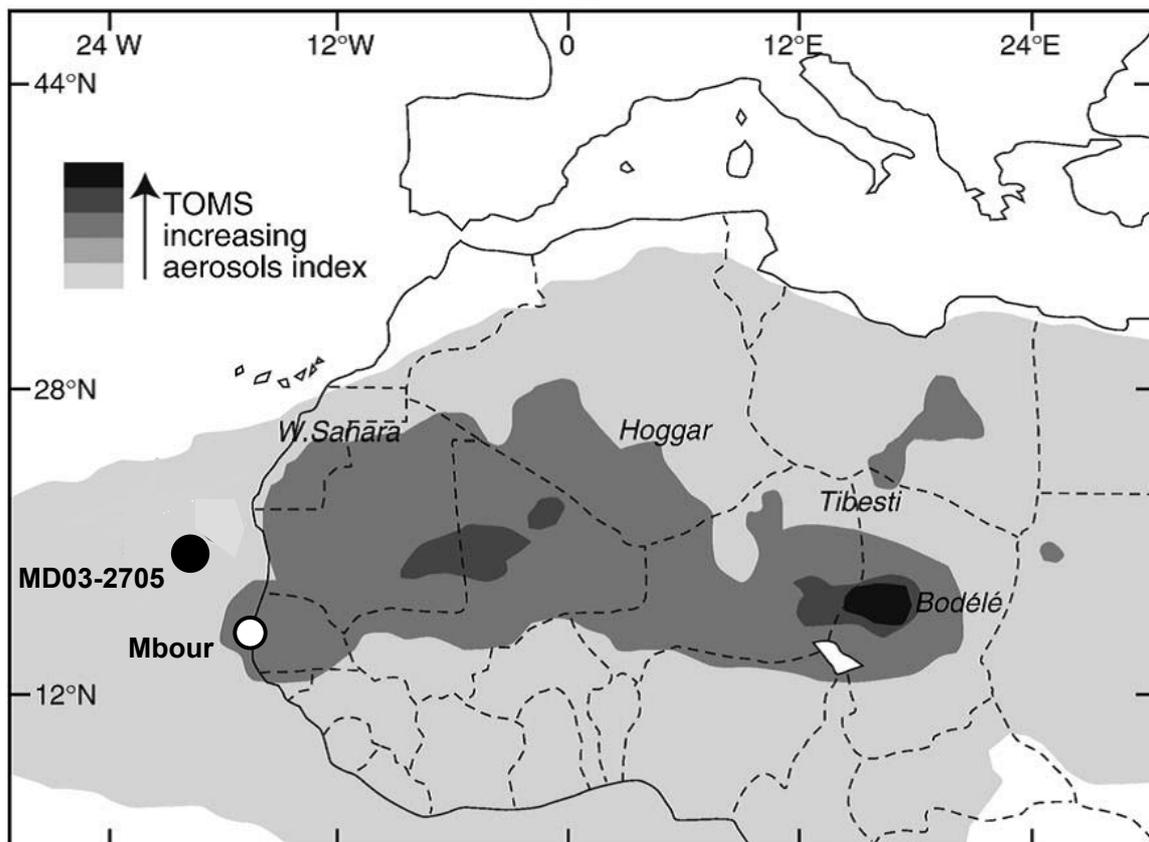


Figure 2.1. Carte présentant la localisation des deux sites de l'étude: la carotte MD03-2705 et le collecteur de poussières actuelles à Mbour. Le fond de carte représente la concentration en aérosols (TAMS) moyenne entre 1992-2005 d'après Moreno et al., 2006 et Cole et al., 2009.

I.1. Le collecteur de poussières minérales

Le projet AMMA (Analyses Multidisciplinaires de la Mousson Africaine) est un projet international d'initiative Française dont l'objectif principal est d'améliorer les connaissances actuelles concernant la mousson d'Afrique de l'Ouest et de sa variabilité, de l'échelle journalière à l'échelle interannuelle. Le projet, dont les observations et acquisitions de données se sont étendues de 2001 à 2011, fut motivé par la forte variabilité des précipitations associées à ce système de mousson, et par ses conséquences sur la sécurité alimentaire, les ressources en eau et la santé. AMMA a donc une double ambition : scientifique et sociétale. Une partie du programme s'est focalisée sur le cycle des poussières minérales : depuis l'observation des mécanismes de mise en suspension des particules minérales, leur transport, à la caractérisation de leur dépôt (projet détaillé par Redelsperger et al., 2006).

En janvier 2006, dans le cadre de l'année des observations intensives du programme AMMA, un collecteur de poussières minérales a été installé dans la réserve écologique de l'Institut de Recherche et du Développement (IRD) de Mbour au Sénégal. Cet observatoire initié par le laboratoire Géosystèmes (Université de Lille) est le fruit d'une collaboration inter-laboratoires, incluant notamment le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) de Lille, le Laboratoire Interuniversitaires des Systèmes Atmosphériques (LISA) de Paris et de l'IRD Sénégal.

I.1.1. Localisation et intérêts du site

La ville de Mbour, port de pêche sénégalais, est située à 80 km au Sud de Dakar. La station IRD, ex-ORSTOM (14°23'38''N ; 16°57'32''W), située au Sud de la ville est depuis 1947 un observatoire géophysique destiné à l'observation de l'activité sismique. Le site est devenu depuis 1987 une réserve écologique protégée accueillant un écomusée. Il possède une station météorologique et dispose depuis 1996 d'une station d'observation PHOTONS/AERONET (mesures optiques atmosphériques).

Dans le cadre de notre étude, la station IRD de Mbour concentre plusieurs intérêts scientifiques et techniques majeurs. En effet, le centre est une réserve écologique végétalisée où la circulation est minimale et contrôlée, ce qui réduit la production locale de particules à partir de la remise en suspension des sols environnants. Implanté sur la façade Est de l'Atlantique Tropical, position la plus occidentale d'Afrique (Sud de la péninsule de Dakar),

Mbour est situé sur le passage des poussières transportées depuis les régions Saharienne et Sahélienne vers l’Océan Atlantique Tropical (cf Ch.1). De plus, il bénéficie de la présence permanente sur place de personnels IRD compétents et formés pour les collectes de poussières minérales. Ce critère « technique » est primordial pour l’acquisition de données de qualité et la pérennisation des collectes.

En résumé, de part des apports locaux minimisés et grâce à sa position sous l’influence des panaches de poussières minérales, le piège à sédiments installé à Mbour a pour objectif de permettre la caractérisation multi-proxy du matériel terrigène éolien qui se dépose sur la marge Ouest africaine à l’actuel.

I.1.2. Description du collecteur

Le matériel terrigène éolien est collecté par un capteur de type CAPYR de forme pyramidale renversée (Gac et al., 1986 ; Orange et al., 1990) qui est installé à environ 8 mètres du sol sur la terrasse d’un bâtiment de l’IRD et orienté face à l’Océan Atlantique (Fig 2.2). Sous l’aire de collecte pyramidale est vissé un flacon amovible qui contient les particules qui se déposent sur les parois du piège. Ce collecteur permet de collecter suffisamment de matériel pour l’approche analytique « multi-proxy » envisagée et à l’avantage d’être composé entièrement de matériaux plastiques ce qui minimise les potentielles contaminations des échantillons de poussières pour les analyses géochimiques.



Figure 2.2. Photos du collecteur CAPYR de poussières actuelles situé sur la terrasse de l’IRD.

Une étude comparative du rendement du dépôt pour différents collecteurs a montré que le piège de type CAPYR, présente une efficacité inférieure à d'autres types de collecteurs principalement liée à la vitesse du vent au moment du dépôt (Goossens et Rajot, 2008, détails dans le chapitre 3). Toutefois, malgré les différences de rendements enregistrés, les résultats de l'étude comparative de Goossens et Rajot (2008), ont montré que l'ordre de grandeur est d'un collecteur à un autre comparable en termes de flux de dépôt. Les 2500 cm² d'aire de collecte de notre piège sont recouverts d'une grille d'épaisseur et de maille de 1 cm (Fig 2.2), dont le but est de réduire la turbulence liée au vent à l'intérieur du piège, afin de limiter la remise en suspension des particules déposées.

I.1.3. Protocoles de collectes

De part sa position en Afrique de l'Ouest, Mbour est soumis aux variations saisonnières de l'ITCZ (cf Ch.1). Le site est donc sous l'influence d'un système climatique saisonnier avec une saison dite « sèche » lors de l'hiver boréal par contraste avec la saison « humide », soumise au régime de précipitations liées à la mousson d'Afrique de l'Ouest lors de l'été boréal. Les fortes précipitations survenant au cours de la saison humide ont nécessité le développement de deux protocoles de collectes distincts (Fig 2.3) :

(1) Lors de la saison sèche, qui s'étend globalement de novembre à mai, un flacon en PP de volume 1L est vissé sous l'aire de collecte pyramidale. Une fois par semaine, après avoir soulevé la grille posée sur le piège, un opérateur vient rincer à l'aide d'une pissette d'eau ultra pure (eau mQ) les parois du piège sur lesquelles les poussières se sont déposées. Les particules coulent dans le flacon amovible qui est ensuite retiré et remplacé par un flacon propre pour la collecte de la semaine suivante.

(2) Lors de la saison humide, de juin à octobre, des précipitations trop importantes pourraient remplir le piège, le faire déborder et/ou le briser sous le poids de l'eau et ainsi engendrer la perte des particules déposées. Pour éviter cette situation, un système de « trop plein » est installé pendant cette période de l'année (Fig 2.3). En effet, le flacon vissé sous l'aire pyramidale de collecte est percé et relié à un bidon de 10L posé au sol. Un second système de trop plein entre le bidon et le sol est également installé. Ce second système est essentiellement une installation de sureté pour éviter le débordement du bidon en cas de pluies intenses ; les particules s'évacuant par ce tuyau étant perdues. Il est donc possible que les dépôts soient sous-estimés lors des périodes de pluie très abondantes. Comme pour la saison sèche, un opérateur vient chaque semaine rincer les parois du piège et collecter dans le flacon

percé les particules qui n'ont pas été emmenées par les gouttes de pluie glissant le long des parois. Le bidon est également siphonné et les particules déposées au fond sont récupérées.

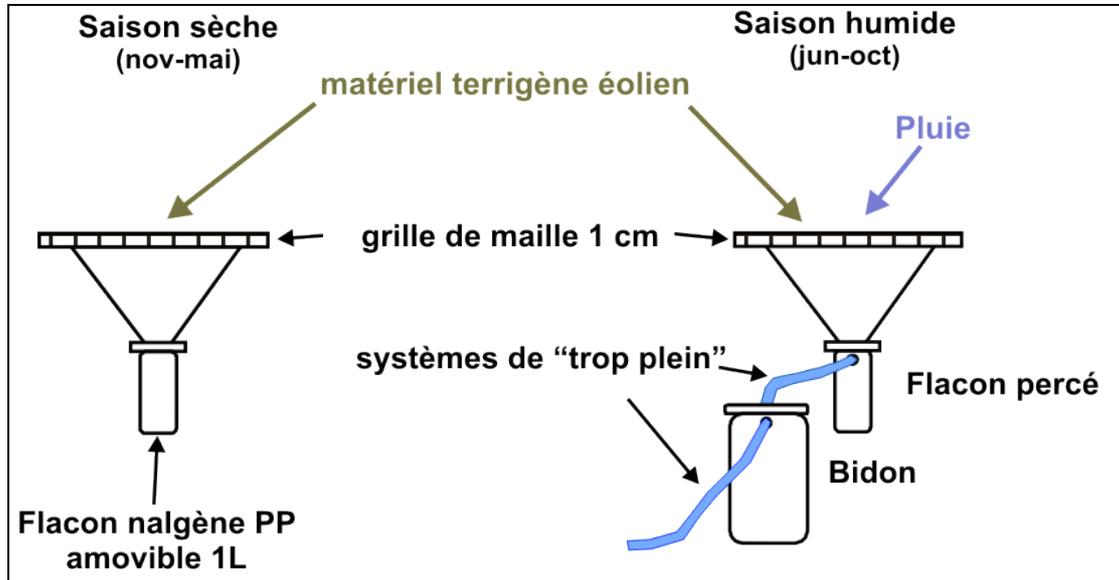


Figure 2.3. Schéma des deux protocoles saisonniers de collectes du matériel terrigène éolien.

Après la collecte (saison sèche ou humide) le flacon est conservé dans le laboratoire de l'IRD à l'abri de la lumière avant d'être transporté en salle blanche à Lille. Quelques gouttes de formol sont ajoutées au flacon en prévention d'un éventuel développement bactérien.

I. 2. Le carottage marin MD03-2705

I.2.1. Localisation et intérêts du site

La carotte MD03-2705 (18°05N ; 21°09O) a été prélevée par un carottier à piston Calypso à bord du Marion Dufresne II au cours de la mission océanographique MD134-PICABIA en 2003 à environ 500 km des côtes Mauritanienues (Fig 2.4). La carotte a été prélevée à 3080 m de profondeur au sommet d'un dôme s'élevant au dessus de l'isthme sous-marin reliant l'archipel du Cap vert à la marge Ouest africaine, à plus de 200 m au dessus des fonds environnants (3300 m de profondeur).

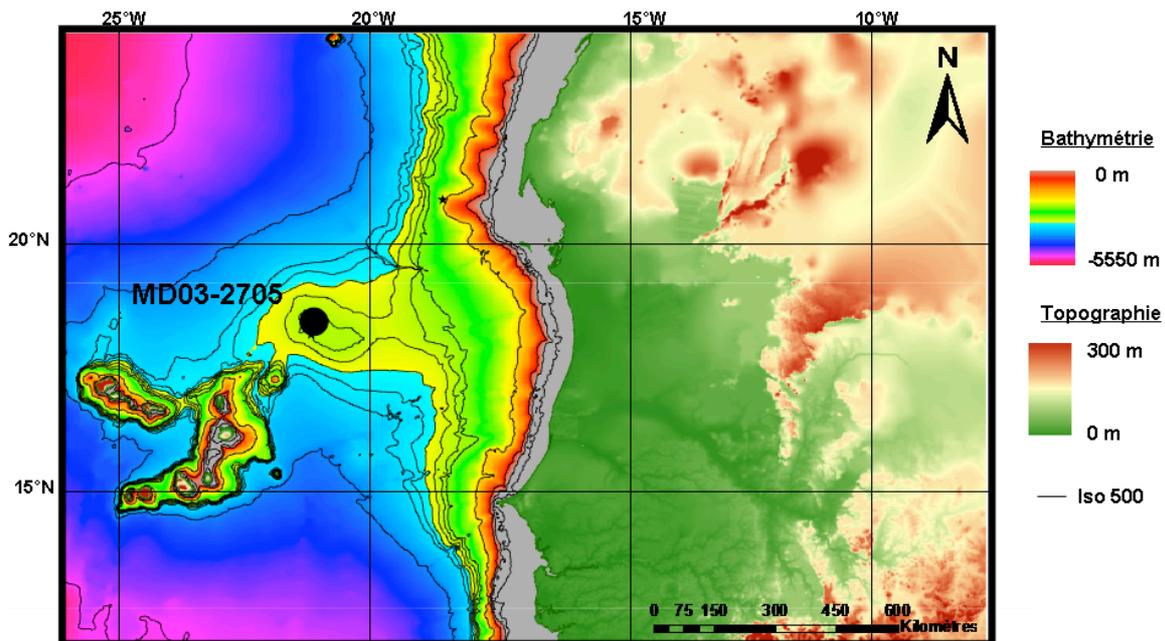


Figure 2.4. Carte bathymétrique de la marge ouest Africaine. Mise en évidence du mont sous-marin sur le quel a été prélevé la carotte.

De part son éloignement de la côte, ce site est décrit comme ne recevant pas d'apport fluviaux (Kolla et al., 1979; Grousset et al., 1988). Situé dans un contexte sédimentaire distant des principaux couloirs tracés par les courants de gravité (apports turbiditiques) et de fond (courants de contours) (Moyes et al., 1976 ; Wynn et al., 2000 ; Fig 2.5), cette position géographique et bathymétrique stratégique permet de considérer que la fraction terrigène des sédiments sont majoritairement d'origine éolienne (Jullien et al., 2007) et que le site choisi jouit donc d'une localisation préférentielle pour l'étude des apports éoliens à l'océan au large de l'Afrique de l'Ouest.

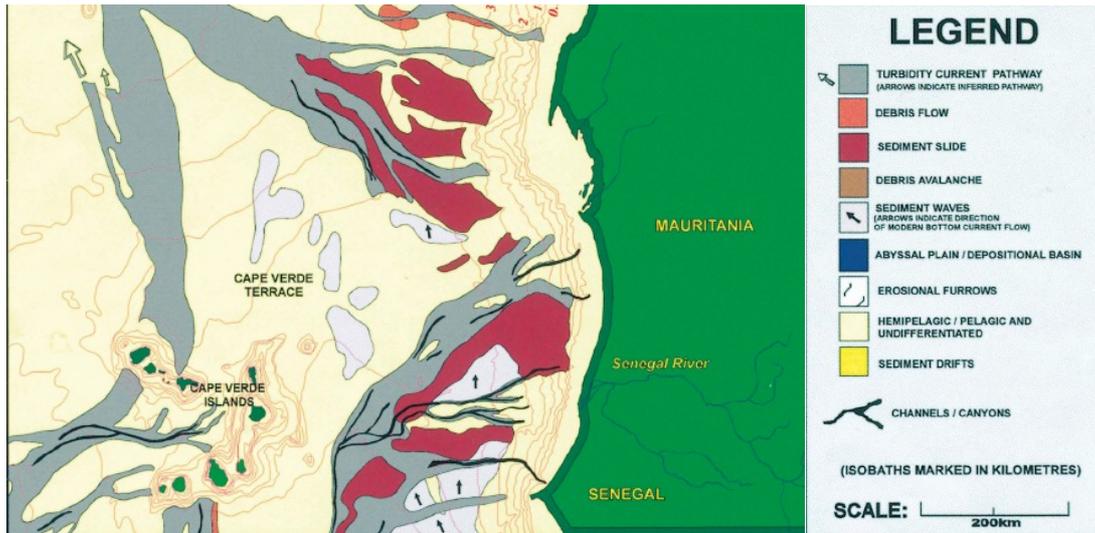


Figure 2.5. Contexte sédimentaire au large du Sénégal et de la Mauritanie (d'après Wynn et al., 2000 ; Figure et légende agrandies en Annexe 5)

I.2.2. Description lithologique et stratigraphique succincte

Les 37 mètres de sédiments qui constituent la carotte sont composés de 60 à 80% de carbonates d'origine biogène, principalement des foraminifères et coccolithophoridés (Jullien, 2006) ; la fraction restante constituant la fraction détritique dont la lithologie est globalement argilo-silteuse (Jullien et al., 2007). Cette boue à foraminifères présentant quelques rares traces de terriers tout au long de la séquence sédimentaire est de couleur beige à marron-olive (Fig 2.7). Un niveau noir se distingue entre 46 et 56cm (Fig 2.6)



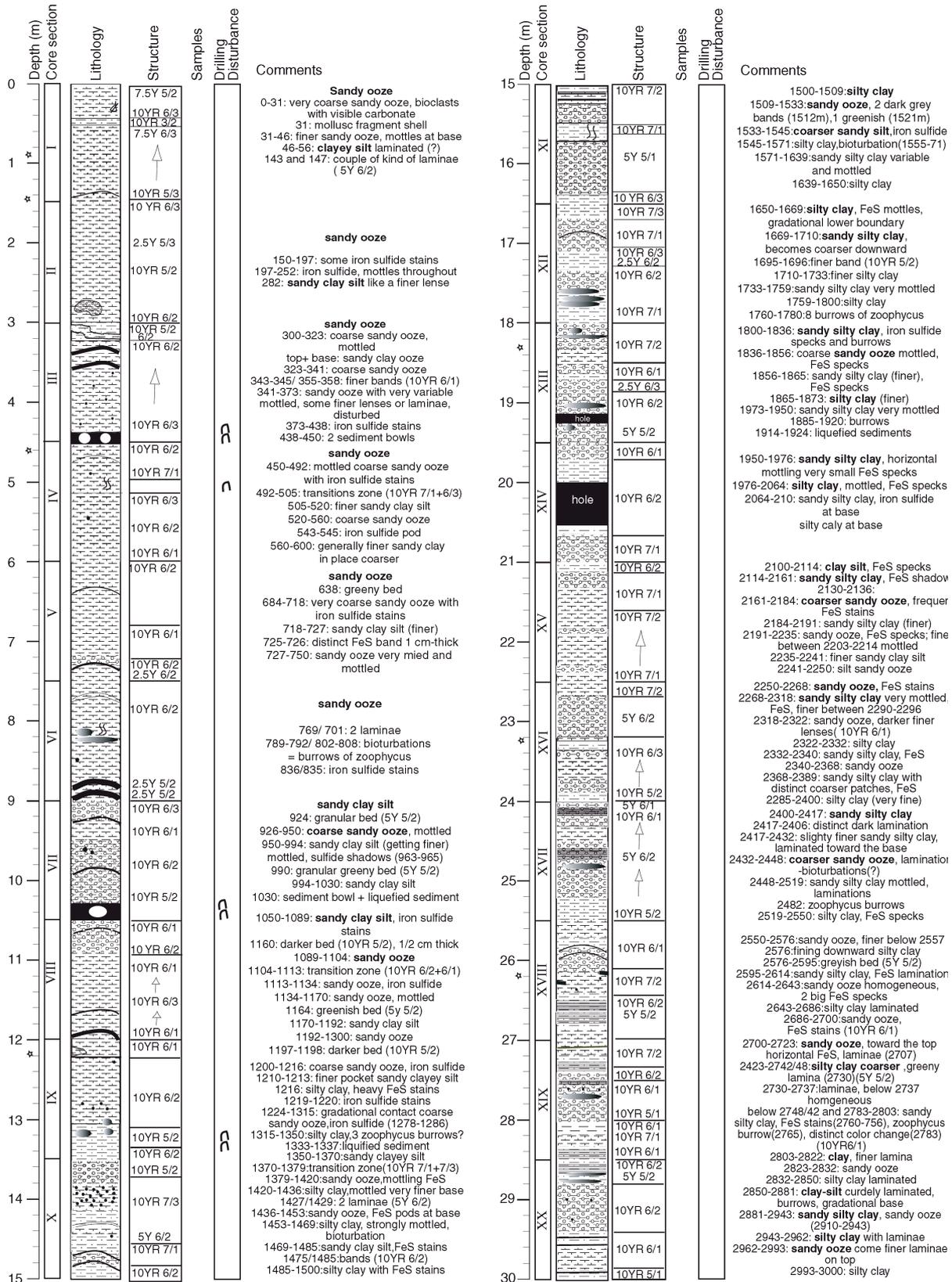
Figure 2.6. Photo du premier tronçon de la carotte présentant le niveau noir notable vers 50cm

Le $\delta^{18}\text{O}$ benthique a été mesuré sur des tests de foraminifères benthiques (*Planulina wuellerstorfi*) piqués tout au long de la carotte au pas d'échantillonnage moyen de 10cm (Jullien, 2006). La courbe du $\delta^{18}\text{O}$ benthique obtenue a été corrélée à la courbe composite de référence de Lisiecki et Raymo (2005) à l'aide du logiciel analyseries® (Paillard, 2004) afin d'établir le modèle d'âge pour la carotte. Les 37 m de sédiments marins recouvrent environ 1.1 million d'années (Jullien, 2006 ; Malaizé et al., 2012: Annexe 7).

MD134 - PICABIA

Sediment Description

Core MD03-2705



MD134 - PICABIA

Sediment Description

Core MD03-2705

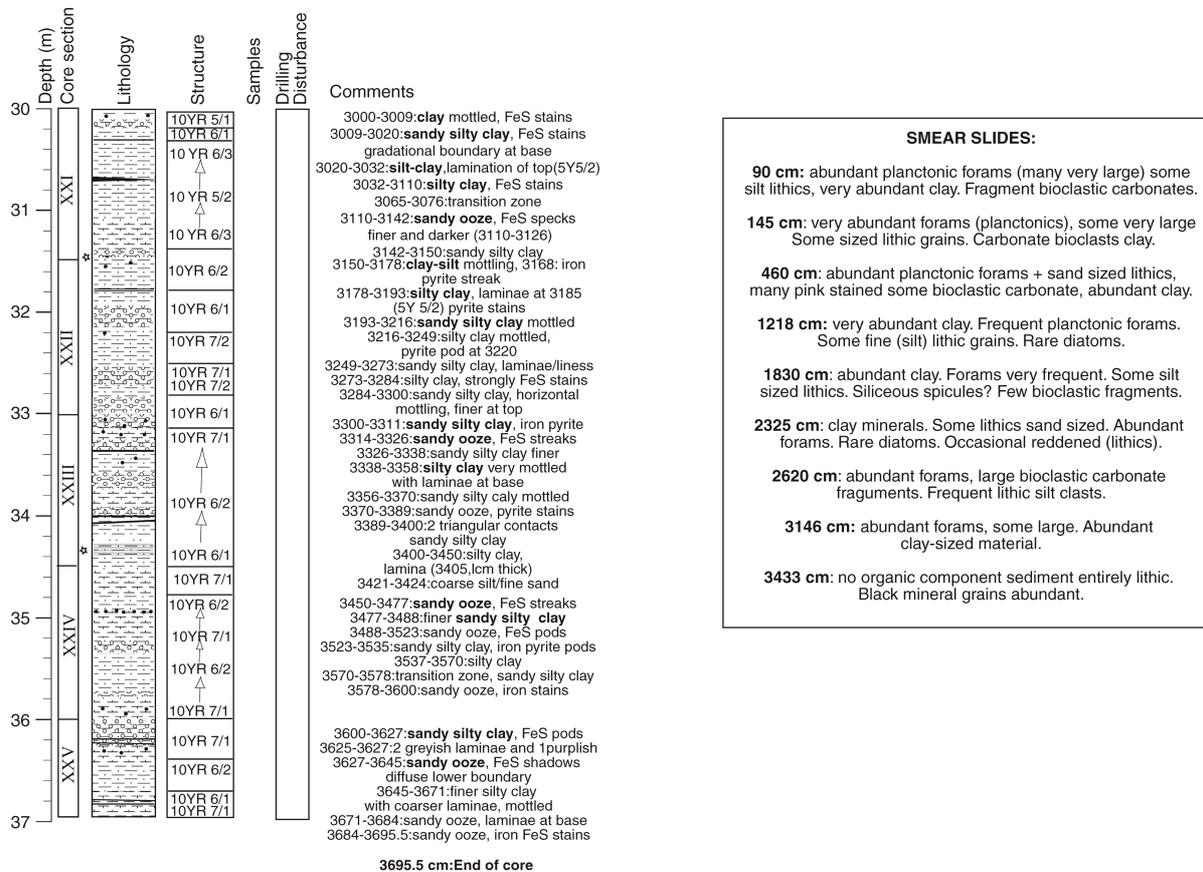


Figure 2.7. Log lithologique simplifié de la carotte MD03-2705 effectué à bord du Marion Dufresne

II- Méthodologie

Dans l'objectif de pouvoir être comparé par la suite, la fraction terrigène des dépôts éoliens collectés à Mbour et des sédiments marins constituant la carotte MD03-2705 analysés au cours de cette étude ont été traités dans la mesure du possible suivant des protocoles analytiques similaires; la quantité de poussières collectée à Mbour étant le facteur limitant.

II.1. Traitements préliminaires

II.1.1. Les dépôts actuels de poussières minérales

Afin de ne pas contaminer les échantillons et donc de conserver leurs compositions chimiques élémentaires initiales, l'ensemble des traitements réalisés sur les poussières minérales a été opéré en salle blanche avec une eau pure mesurant (18.2 ohms) filtrée par un système de résine Millipore®.

Les dépôts collectés (secs ou humides) contenus dans les flacons avec l'eau pure utilisée lors du rinçage du piège au moment de la collecte (cf I.1.3.) sont, dans un premier temps, décarbonatés pendant 48 heures à l'aide d'une solution tampon à pH 5 d'acétate de sodium et d'acide acétique puis ils sont rincés 3 fois. Cette solution permet de dissoudre les carbonates sans altérer les argiles (Biscaye, 1965). Cette phase de décarbonatation est réalisée sur les échantillons de poussières pour rendre possible la comparaison poussières/sédiments marins lors des analyses minéralogiques (cf II.2.2.2). Toutefois, ce choix rend donc impossible la quantification des carbonates d'origine terrigènes qui sont parfois utilisés comme traceurs de sources Nord-africaines (e.g. Caquineau, 1998).

Décarbonatés, les échantillons sont ensuite tamisés à 73 puis 30 μ m à l'eau pure. En effet, selon le schéma des processus d'entrainements des poussières minérales synthétisés par Pye, 1987 (Fig 1.1, chapitre1), les particules restant en suspension à moyen et long termes sont généralement de diamètres inférieurs à 70 μ m. En revanche, même si des études antérieures ont pu montrer que les particules éoliennes distales pouvaient être relativement grossières (e.g., Glaccum and Prospero, 1980), les poussières minérales actuelles collectées au large de l'océan Atlantique à la latitude de notre collecteur sont généralement inférieures à 30 μ m (Stuut et al., 2005). C'est donc, dans le but de limiter la contamination par les détrit

de végétaux ou les éventuelles particules minérales grossières « locales », que nous avons décidé de tamiser les échantillons à 73 puis 30 μ m (détails dans le chapitre 3). Dans le cadre de cette étude, les analyses se sont focalisées principalement sur la fraction terrigène susceptible d'être déposée sur les fonds océaniques c'est-à-dire transportée sur une longue distance : la fraction inférieure à 30 μ m (e.g. Grousset et al., 1998).

II.1.2. Le carottage marin MD03-2705

Les sédiments marins de la carotte MD03-2705 sont composés en moyenne de 60 à 80% de carbonates (Jullien, 2006) dont la majorité est d'origine biogénique (foraminifères, coccolithophoridés). Un tamisage à 125 μ m est donc effectué pour éliminer une majorité de cette fraction biogénique. La fraction inférieure à 125 μ m est décarbonatée de la même manière que les poussières collectées à Mbour, c'est à dire à l'aide d'une solution tampon d'acétate de sodium et d'acide acétique à pH 5 permettant de dissoudre les carbonates sans altérer les argiles (Biscaye, 1965). La solution de décarbonatation est versée en excès dans le pilulier contenant l'échantillon et agitée jusqu'à disparition de réaction (bulles). Selon la teneur en carbonate de l'échantillon, le temps de décarbonatation peut varier de 24 à 48h. L'échantillon est ensuite rincé à l'eau pure plusieurs fois jusqu'à défloculation complète des sédiments (Holtzapffel, 1985). Dans cette région de l'Atlantique, la silice biogène est décrite comme représentant moins de 8% du sédiment total (deMenocal et al., 2000a). De ce fait, aucun traitement de désopalisation n'a été effectué sur les échantillons. En résumé, la fraction résiduelle des échantillons de sédiments marins après ces premiers traitements est donc la fraction inférieure à 125 μ m décarbonatée qu'on appellera fraction terrigène.

II.2. Outils utilisés

II.2.1 La granulométrie laser

L'analyse par granulométrie laser est basée sur le principe qu'une particule est capable de diffracter la lumière selon un angle lié à sa taille ; l'analyse de la taille des grains est donc basée sur l'interaction entre la lumière et les particules. L'onde lumineuse monochromatique du rayon laser est diffractée par les particules en suspension de l'échantillon passant dans la

cellule. L'angle de diffraction focalisé par les lentilles de Fourier augmente de manière inversement proportionnelle à la taille des grains (Syvitski et al., 1991 ; Loizeau et al., 1994).

La distribution granulométrique de la fraction terrigène des dépôts de poussières minérales collectées à Mbour ($x < 30\mu\text{m}$) soit ~ 175 échantillons et des sédiments marins composant la carotte MD03-2705 ($x < 125\mu\text{m}$) soit ~ 180 analyses a été déterminée par le granulomètre laser MalvernTM Mastersizer 2000 au laboratoire Géosystèmes.

Après homogénéisation de l'échantillon en phase aqueuse (eau pure) par agitation manuelle du tube le contenant, un volume de la solution compris entre $500\mu\text{l}$ et 1ml est prélevé à l'aide d'une pipette. Quelques gouttes sont ensuite placées dans la micro-cuve remplie d'eau pure agitée automatiquement (2000 rpm). En effet, la quantité de matière composant les échantillons étant faible (surtout les poussières minérales), une micro cuve de volume inférieur à un litre est utilisé. Ce petit volume nécessite moins d'échantillon pour obtenir une obscurité satisfaisante. Une fois le mélange homogénéisé et l'obscurité de la cellule de mesure suffisante, on effectue la mesure plusieurs fois pour obtenir un résultat représentatif de l'échantillon. Une série d'algorithmes calcule une courbe de distribution de la taille des particules (Fig 2.8) ainsi que différents paramètres (percentiles, mode...). Les algorithmes approximent les particules comme sphériques induisant une source d'erreur sur la mesure, les argiles étant de forme allongées. Le Mastersizer 2000 a une reproductibilité des mesures de $\pm 0,5\%$ (Trentesaux et al., 2001).

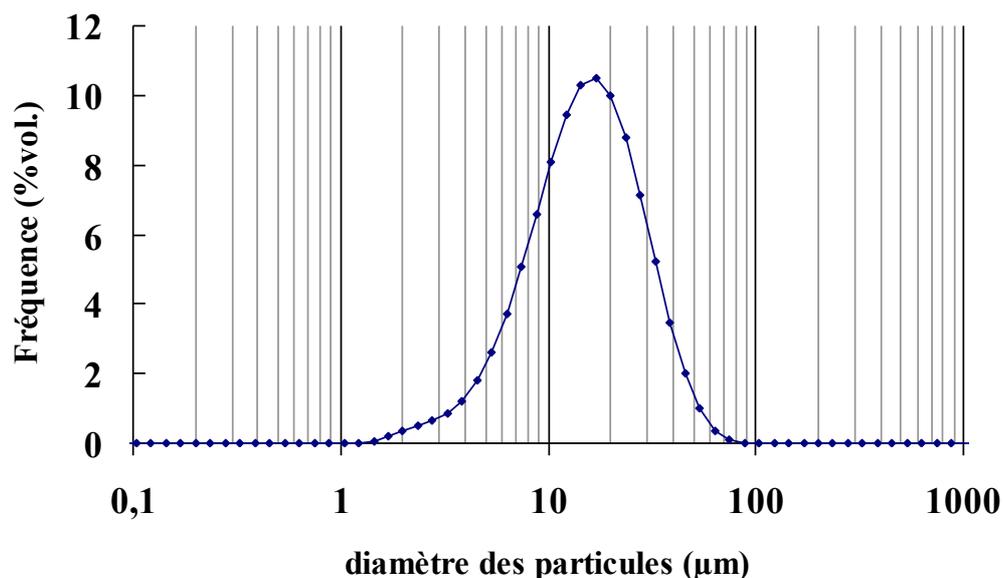


Figure 2.8. Courbe de distribution de la taille des particules de l'échantillon AMMA51 (poussières collectée à Mbour) obtenue par le Mastersizer 2000.

II.2.2. La minéralogie des argiles

Dans cette étude, le terme « minéraux argileux » fait référence aux principaux phyllosilicates de la fraction argileuse (<2µm).

II.2.2.1 Principe

La détermination des minéraux argileux se fait par diffraction des rayons X (DRX). En tant que corps cristallisé, les minéraux argileux sont constitués d'atomes qui s'arrangent suivant des plans cristallins spécifiques : les plans réticulaires. Lors de l'analyse, un faisceau de rayon X se diffracte sur ces plans réticulaires selon la loi de Bragg :

$\lambda = 2d \sin\theta$	λ = longueur d'onde de la source d = distance entre deux plans parallèles successifs du réseau cristallin θ = angle entre le faisceau incident et le réseau de plans
---------------------------	---

Ainsi, connaissant la longueur d'onde (λ) de la source émettrice des rayons X et l'angle d'incidence (θ) que fait le faisceau avec une préparation représentative de l'échantillon analysé, on peut déterminer l'espacement entre les plans cristallins constitutifs de cet échantillon.

II.2.2.2 Protocole

Pour que l'analyse aux rayons X fasse apparaître les distances réticulaires sur les diffractogrammes, il est nécessaire de préparer les échantillons suivant un protocole expérimental précis (Holtzapffel, 1985; Bout-Roumazeilles et al., 1999) :

1. Le sédiment décarbonaté rincé et défloculé (cf II.1.) est contenu dans un pilulier. L'élimination des carbonates (surtout CaCO₃) étant nécessaire à plusieurs titres (Holtzapffel, 1985) car (1) ils empêchent la dispersion des argiles, et donc leur (2) ils gênent l'orientation des préparations et (3) ils diluent la fraction argileuse et diminuent la qualité des diffractogrammes.

2. La solution est micro-homogénéisée à l'aide d'un mixeur afin de remettre en suspension l'ensemble des particules de l'échantillon et se débarrasser des agrégats. On la laisse ensuite sédimenter pendant 1 h 15 min.
3. Au bout de 1h15 de sédimentation, on prélève les 1,5 cm supérieurs de la solution avec une seringue (Fig 2.9). La solution prélevée correspondant à la fraction inférieure à 2-4 μm par approximation de la loi de Stokes (les particules argileuses n'étant pas sphériques). Le prélèvement est ensuite centrifugé à 3500 tours/min pendant au moins 1 heure afin de concentrer les minéraux argileux.

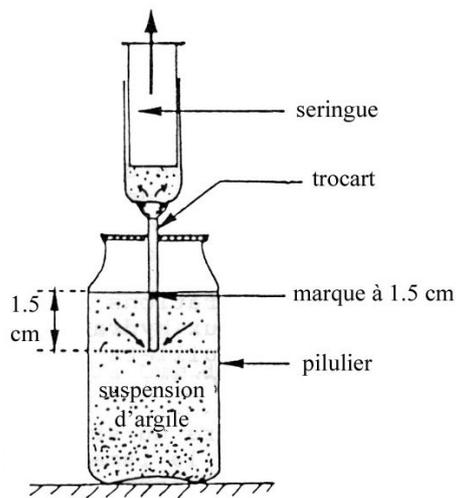


Figure 2.9. Schéma représentant le prélèvement de la fraction inférieure à 2 μm (Holtzapf, 1985)

4. Le culot de centrifugation est récupéré à l'aide d'une spatule et étalé avec une lamelle de verre sur une lame rainurée. L'orientation de la préparation permet de présenter au faisceau incident de rayons X, le plus grand nombre de plans réticulaires de densité maximum (parallèles à l'allongement du minéral).

Ce protocole a été scrupuleusement suivi pour la fraction terrigène des 180 échantillons de sédiments marins. Les quantités de matière étant limitées pour les poussières minérales collectées à Mbour, il n'était pas possible de confectionner une pâte orientée. De ce fait, pour les 175 échantillons de poussières minérales, un agrégat de la fraction terrigène (<30 μm décarbonatée) a été réalisé sur un disque en silice. Cette technique a l'inconvénient de déposer à la fois les argiles (<2 μm) et les silts, accroissant fortement le pourcentage de quartz détecté et donc minimisant la qualité du diffractogramme des minéraux argileux. De plus, les

minéraux argileux qui ne sont pas orientés sont moins bien détectés. L'annexe 2 est dédiée à la comparaison des deux méthodologies.

5. Une fois la pâte orientée ou l'agrégat séché, l'analyse diffractométrique complète requière plusieurs traitements qui mettent en évidence la variabilité de l'équidistance entre les feuillets constitutifs des minéraux argileux. Chaque pâte orientée passe trois fois au diffractomètre: au naturel, après gonflement sous vapeur d'éthylène-glycol pendant 12 h et après chauffage à 490 °C pendant 2 h ; les poussières minérales ne subissant que les deux premiers traitements (naturel et saturation au glycol pour pouvoir récupérer les particules après l'analyse). Les mesures sont réalisées entre 2,49° et 32,49° 2θ sur le diffractomètre Bruker D4 Endeavor du laboratoire Géosystèmes.

6. Les deux ou trois diffractogrammes permettent l'identification des minéraux argileux (Fig 2.10). Les principaux minéraux argileux constituant les poussières minérales et les sédiments marins sont les minéraux gonflants dont principalement la smectite et les interstratifiés contenant des feuillets smectitiques, l'illite, la kaolinite, la chlorite et la palygorskite. La smectite est caractérisée par un pic à 14 Å sur l'essai naturel. Ce pic migre à 17 Å après saturation à l'éthylène-glycol et se rétracte à 10 Å après chauffage à 490 °C. L'illite (I) présente un pic principal à 10 Å (001) sur les trois essais. La chlorite (C) possède des pics à 14 Å (001), 7 Å (002), 4,75 Å (003) et 3,53 Å (004) sur les trois diffractogrammes. La kaolinite (K) est caractérisée par des pics à 7.1 Å (001) et 3,58 Å (002) sur les essais naturels et glycolés. Ces pics disparaissent ou sont très réduits après chauffage. Afin de distinguer la kaolinite de la chlorite, une déconvolution du doublet de pics kaolinite/chlorite (3,58 Å /3,53 Å) est réalisé à l'aide du programme informatique Macintosh MacDiff® 4.2.5 développé par Petschick (2000). La palygorskite présente un pic vers 10.34 Å (110) sur les essais naturels et glycolés.

7. L'estimation semi-quantitative des abondances des minéraux argileux est basée sur le calcul de l'aire entre le pic et la ligne de base pour chacun des minéraux identifiés. La somme des aires de l'ensemble des minéraux est ramenée à 100% (S+I+K+C+P=100%). Les mesures d'aires de pics sont effectuées par le programme MacDiff® 4.2.5 (Petschick, 2000) sur l'essai glycolé. La reproductibilité des mesures

par DRX effectuées au laboratoire « Géosystèmes » (Université Lille 1) est estimée à $\pm 5\%$ pour chaque minéral argileux (Bout-Roumazeilles et al., 1999).

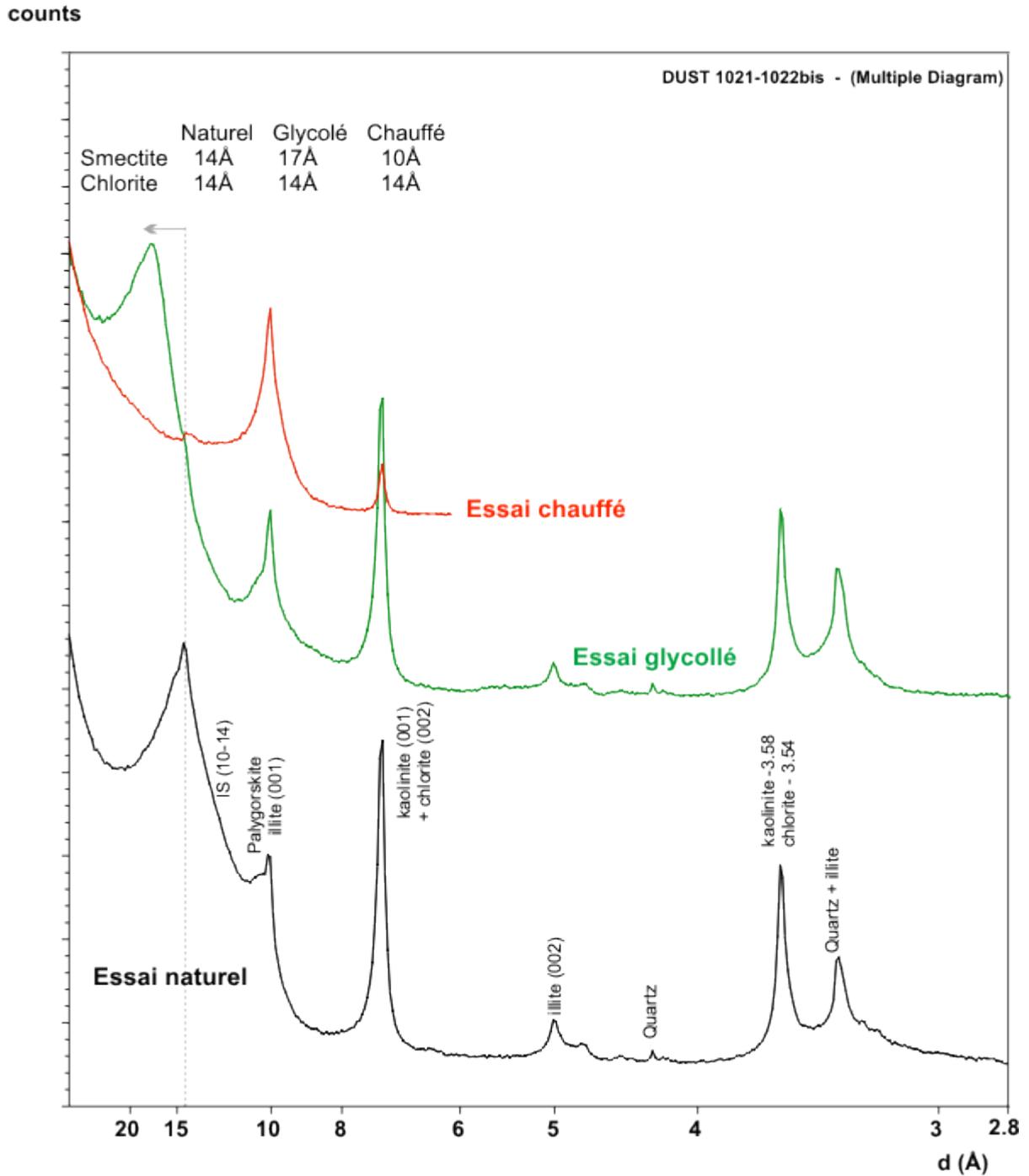


Figure 2.10. Exemple de diffractogrammes obtenus pour l'échantillon *DUST 1021-2022*.

II.2.3. Composition géochimique

La concentration des éléments composant les échantillons de poussières minérales et de sédiments marins a été mesurée par spectrométrie d'émission optique (éléments majeurs) et spectrométrie de masse (éléments traces) couplées à un plasma induit (ICP-OES et ICP-MS) à l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) de Brest en collaboration avec Céline Liorzou et Claire Bassoullet. Les analyses isotopiques du strontium (Sr) et du néodyme (Nd) ont été mesurées par spectrométrie de masse à thermo-ionisation (TIMS) au Max-Planck Institut (MPI) de biogéochimie à Mayence en Allemagne, en collaboration avec Wafa Abouchami et Steve Galer.

Pour ces différentes analyses géochimiques, une même dissolution de départ a été préparée à partir d'environ 40mg d'échantillon sec, au sein des salles blanches du laboratoire Géosystèmes, du MPI de Mayence ou de l'IUEM de Brest. Les échantillons ont été digérés dans des béchers savillex® par attaque acide (mélange d'acide fluoridrique (HF), d'acide nitrique (HNO₃) et d'acide chloridrique (HCl) ; protocole détaillé en Figure 2.12).

Pour les sédiments marins, les oxydes de fer et de manganèse authigéniques ont préalablement été retirés à partir d'une solution d'hydroxylamine hydrochloride (HH) en suivant le protocole décrit par Bayon et al. (2002). Ce traitement n'a pas été effectué sur les poussières. En effet, la comparaison sur des échantillons de sédiments et de poussières avec ou sans traitement au HH ont démontré que seuls les rapports isotopiques des sédiments marins sont affectés par le traitement (Annexe 1).

II.2.3.1. Composition élémentaire

II.2.3.1.1 Mesures spectrométriques par torches à plasma

La méthode consiste à ioniser l'échantillon en l'injectant dans un plasma, c'est-à-dire que les atomes de la matière à analyser sont transformés en ions par nébulation. L'échantillon pénètre dans le plasma sous une forme liquide et l'introduction a lieu au centre du plasma, parallèlement au flux de gaz plasmagène (argon).

Pour la spectrométrie d'émission optique, on parle d'ICP-optique ou d'ICP-AES (ICP atomic emission spectrometry). Dans ce cas, on utilise le fait que les électrons des atomes excités (ionisés), lorsqu'ils retournent à l'état fondamental, émettent un photon dont l'énergie

(longueur d'onde) est caractéristique de l'élément. La lumière émise par le plasma est analysée par un monochromateur. La lumière émise par l'élément recherché est alors détectée et mesurée, et son intensité comparée à celle émise par le même élément contenu dans un échantillon de concentration connue (étalon), analysé dans les mêmes conditions. La sensibilité intrinsèque de la méthode et la présence de très nombreuses raies adjacentes, parfois peu ou pas séparées par le monochromateur, font que cette technique est appliquée essentiellement pour l'obtention rapide et précise des compositions en éléments majeurs (concentrations supérieures au pourcentage en poids) des échantillons minéraux.

Pour mesurer la concentration des éléments majeurs, un quart de la digestion de départ (solution contenant ~10mg d'échantillon sec) est diluée de manière à obtenir une solution mère de concentration 1,5N HCl avant d'être injectée dans l'ICP-AES de type HORIBA Jobin/ ULTIMA2 de l'IUEM, Brest.

Pour la spectrométrie de masse, on parle d'ICP-MS (ICP mass spectrometry). Cette technique utilise le fait que des ions peuvent être séparés les uns des autres par applications de champs électromagnétiques, en fonction de leur masse atomique, de leur charge électrique et de leur vitesse. Partant du principe que les ions générés par le plasma d'argon sont en général ionisés une seule fois, il est possible de séparer les ions du plasma en fonction de leur seule masse atomique. Bien que plusieurs éléments chimiques puissent avoir la même masse, chaque élément possède une composition isotopique, c'est-à-dire une distribution de ses atomes entre plusieurs isotopes, unique. Les ICP-MS permettent de doser en routine la plupart des éléments à des concentrations de l'ordre de la partie par milliard en masse (ppb).

Les concentrations des éléments traces (ppm), dont les terres rares, sont mesurées à partir d'un second quart de la digestion de départ (~10mg d'échantillon sec). Cette solution est dopée au thulium (Tm) et diluée pour obtenir une solution mère finale d'HNO₃ 2%. La solution mère est injectée et mesurée par l'ICP-MS à haute résolution ELEMENT 2 de l'IUEM, Brest.

Ces mesures élémentaires ont été accompagnées de mesures de blancs toujours inférieurs à 1% et donc considérées comme négligeables.

II.2.3.1.2 Mesures XRF (X-ray fluorescence)

Les mesures de concentrations élémentaires par ICP-AES et ICP-MS étant longues et destructrices, les demi-tronçons de la carotte ont été passés au banc à fluorescence X « Avaatech core scanner » de l'université de Bordeaux en collaboration avec Philippe Martinez et Isabelle Billy. Deux passages successifs à 10Kv et 30Kv ont été réalisés avec un pas de résolution de 0,5 cm. L'analyse XRF est une technique qui permet d'obtenir une analyse « géochimique » non destructrice et rapide des éléments majeurs et mineurs de la carotte. Cette méthode n'étant pas quantitative, il est essentiel d'utiliser des rapports d'éléments et d'essayer de les calibrer avec d'autres mesures concrètes (ex : Taux de calcium mesuré par XRF et taux de carbonates par calcimétrie ou mesures pas ICP (détails dans le chapitre 4). En fluorescence X, l'intensité d'une raie n'est pas proportionnelle à la concentration de l'élément : les autres atomes constituant l'échantillon modifient le signal, c'est ce que l'on appelle les effets de matrice. Les mesures d'éléments effectuées sont donc influencées par l'inhomogénéité, la rugosité et la teneur en eau de la surface de l'échantillon. La carotte MD03-2705 étant composée à 60-80% de carbonates, le calcium (Ca) induit un fort effet de matrice sur les autres éléments mesurés ; sa tendance conditionnent donc celles des autres éléments (cf Annexe 3).

II.2.3.2. Spectrométrie de masse à thermo-ionisation

La thermo-ionisation, ou ionisation de surface, est une technique employée pour produire des faisceaux d'ions dans les sources des spectromètres de masse TIMS utilisés pour l'analyse isotopique. Elle consiste à faire ioniser par chauffage l'élément chimique à analyser déposé sur un filament métallique. Installé dans la source de l'instrument et après mise en pompage, le filament est parcouru sous vide par un courant électrique qui provoque son échauffement par effet de Joule. L'échantillon chauffé s'évapore et s'ionise pour former un faisceau d'ions; celui-ci est ensuite analysé dans le spectromètre de masse par une séparation en masse donnant plusieurs faisceaux détectés par des collecteurs d'ions (cages de Faradays). Les résultats sont présentés sous forme de rapports isotopiques, donnés par les intensités relatives mesurées des différents faisceaux.

Avant d'être analysés, la moitié de la digestion de départ (~20mg d'échantillon sec) ont été utilisés pour séparer le strontium et le néodyme des autres éléments. Une première séparation du Sr se fait par élution à l'HCl 2N, au travers d'une colonne en quartz cationique

(Fig 2.11) remplie de résine AG50W-X8 Biorad® préalablement conditionnée en HCl 2N. La séparation des REE se fait ensuite, par cette même résine et par élution à l'HCl 6N. Le Nd est séparé des autres REE par un second passage au travers d'une colonne de quartz cationique remplie de résine AG50W-X4 BioRad® préalablement conditionnée en α -HIBA (acide alpha-hydroxyisobutyrique).

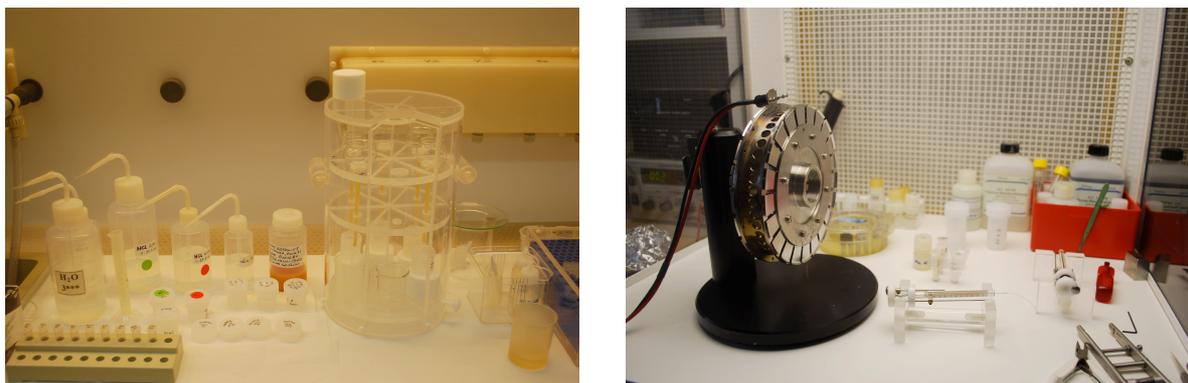


Figure 2.11. La photo de gauche présente la paillasse en salle blanche où s'effectue la séparation élémentaire à l'aide des colonnes de quartz disposées dans le carrousel. La photo de droite représente la paillasse de « loadage » avec la roue qui porte les portes filaments sur lesquels les échantillons auront été déposés.

Une fois collecté, le Sr repris dans de l'acide nitrique et déposé à l'aide d'une microseringue sur un filament simple de tungstène (W) en sandwich entre deux micro-dépôt d'une solution d'activateur chimique à base d'oxyde de tantale (Birck, 1986 ; Fig 2.11). Le néodyme est déposé sur double filament de rhénium avec une microgoutte d'acide phosphorique (H_3PO_4) en guise d'activateur. Les mesures isotopiques ont été effectuées sur un TIMS Triton Finnigan au MPI de Mayence. Les échantillons de Sr ont été mesurés en mode multi-dynamique et les ratios $^{87}Sr/^{86}Sr$ obtenus ont été normalisés par le ratio $^{86}Sr/^{88}Sr=0,1194$. De nombreux répliques du standard international « SRM 987 » ont été mesurés pour quantifier la déviation interne de la machine au cours du temps. Les ratios $^{143}Nd/^{144}Nd$ ont été normalisés par le ratio $^{146}Nd/^{144}Nd = 0,7219$ et de multiples mesures du standard Nd « La Jolla » ont également été mesurés pour quantifier la reproductibilité des mesures.

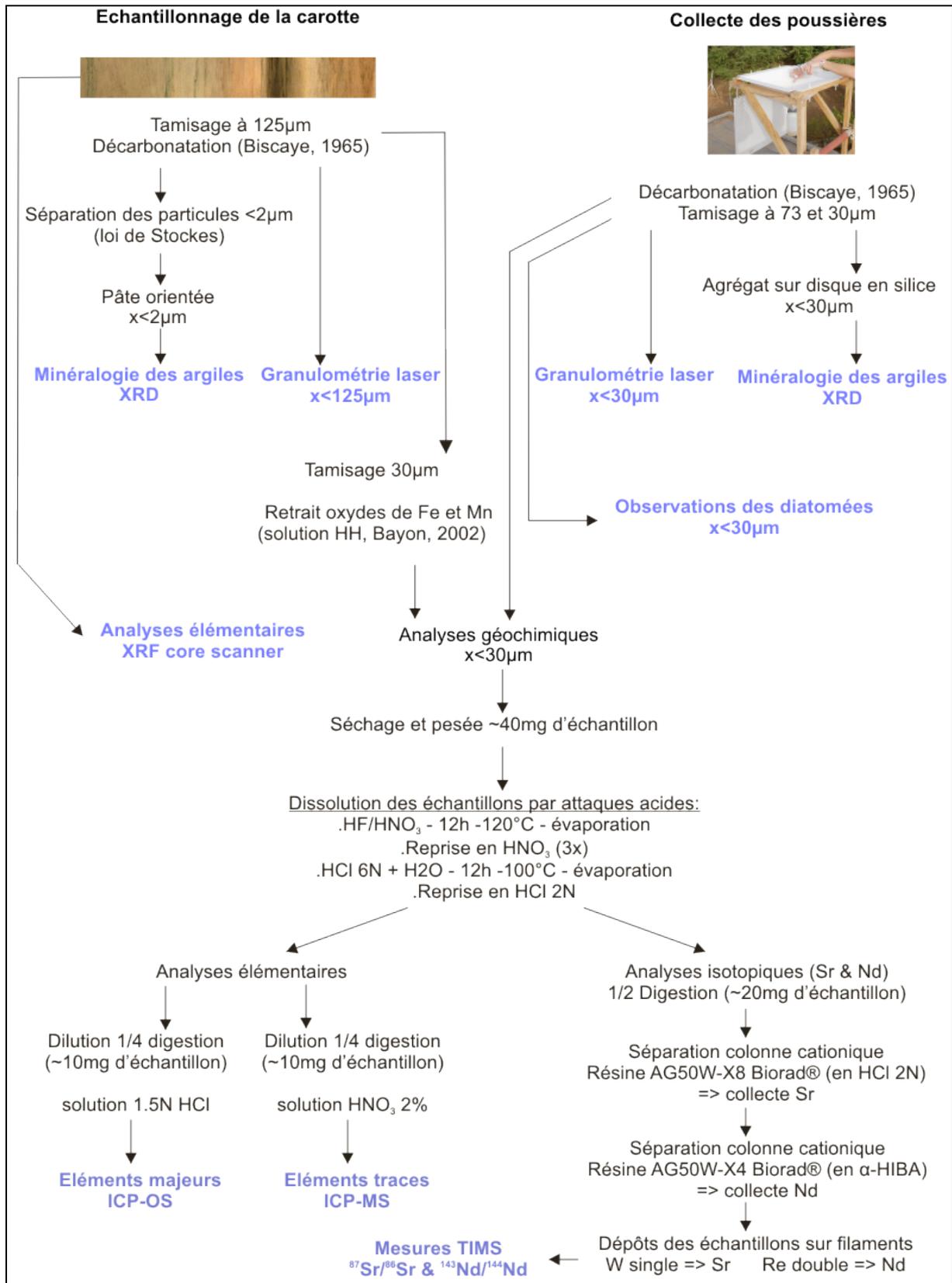


Figure 2.12. Récapitulatif de l'ensemble des protocoles et analyses effectués sur les échantillons de sédiments marins et de poussières dans le cadre de cette étude.

Chapitre 3

Caractérisation des poussières minérales déposées à l'actuel sur la marge sénégalaise

Introduction

Afin de déchiffrer et d'interpréter la signature terrigène éolienne enregistrée dans les sédiments marins quaternaires de l'océan Atlantique Tropical Nord Est (ATNE), il est intéressant, dans un premier temps, de tenter de « calibrer » les outils utilisés pour ces reconstructions paléoclimatiques dans le contexte climatique actuel. En effet, contrairement aux dépôts passés, les dépôts de poussières minérales actuels sont appuyés, depuis les dernières décennies, par des observations satellitaires et des données optiques. Ces informations, couplées aux mesures in situ, accroissent fortement notre compréhension du système à des échelles temporelles et spatiales différentes, depuis le suivi régional d'un évènement sporadique à des observations interannuelles. L'objectif principal de ce chapitre consiste à caractériser la signature terrigène des poussières déposées à l'actuel sur la marge Ouest africaine (incluant granulométrie, minéralogie des argiles et géochimie isotopique du strontium et du néodyme) et d'y associer une région de provenance et un système de transport. Cette approche que l'on peut qualifier d'« inverse », dans le sens où elle s'intéresse au dépôts des particules et non à la roche ou au sol de leur source, permet de s'affranchir des différents fractionnements granulométriques, minéralogiques ou géochimiques qui se produisent lors de l'émission ou du transport. Cette approche innovante a été rendue possible grâce à la série temporelle de collectes de dépôts mises en place à Mbour dans le cadre du programme AMMA (cf. Ch.2 -Matériel). L'ensemble de ces signatures et les provenances et système de transport associés constitue un pré-requis utile aux reconstructions paléoclimatologiques complexe du signal terrigène éolien dans cette région. Dans ce travail, les signatures terrigènes des dépôts éoliens collectés sur la côte sénégalaise (c'est-à-dire à terre) sont comparées à celles des sédiments océaniques. Comme des travaux antérieurs l'ont montré, on peut considérer dans cette région que la chute des particules dans la colonne d'eau avant d'atteindre les fonds océaniques est (1) relativement rapide (Bory et Newton, 2000 ; Bory et al., 2001) et (2) n'en modifie pas leurs signatures terrigènes (e.g. Ratmeyer et al., 1999).

Après une première partie destinée à définir la représentativité quantitative et qualitative des dépôts collectés par le piège disposé à Mbour, ce chapitre est présenté en grande partie sous forme d'articles scientifiques rédigés en anglais. Le premier a récemment été publié dans la revue *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* et s'intitule « **The 7-13 March 2006 major Saharan outbreak: Multi-proxy characterization of mineral dust**

deposited on the West African margin ». Cet article a pour objectif de caractériser en détail la signature terrigène des dépôts collectés au sein d'un évènement de dépôt majeur et d'en déterminer les zones sources correspondantes et les systèmes de transport associés grâce au calcul de rétrotrajectoires et aux images satellites. Ce premier papier valide notre méthode d'approche « inverse ». Le second article est en préparation pour être soumis à la revue *Earth and Planetary Science Letters* et s'intitule « **A three-years time-series of dust deposition fluxes, grain size, mineralogical and isotopic (Sr and Nd) signatures on the West African margin: implications for the interpretation of paleo-dust records in the North-Eastern Tropical Atlantic Ocean** ». Ce papier regroupe l'ensemble des résultats obtenus pour la série temporelle analysée au cours de ce travail de thèse, c'est-à-dire 3 ans de collectes hebdomadaires de 2006 à 2009. Cet article propose une première comparaison entre les signatures terrigènes retrouvées dans les sédiments marins de surface de l'ATNE et celles obtenues par l'analyse des dépôts collectés à Mbour. Il décrit ensuite dans quelle mesure cette calibration actuelle va nous aider à améliorer notre interprétation du signal terrigène éolien enregistré dans les sédiments marins de l'ATNE.

I. Représentativité quantitative et qualitative des dépôts collectés

I.1 La série temporelle acquise

Depuis 2006, lancement de la SOP0 (short observation period 0) du programme AMMA, le piège installé à Mbour est en fonctionnement continu grâce à la collaboration établie avec l'IRD et notamment à l'investissement d'Aboubacry Diallo et de Thierno Ndiaye. Les collectes de dépôts de matériel éolien sont généralement hebdomadaires mais le pas d'échantillonnage est parfois accru durant les évènements majeurs de poussières. A notre connaissance, ces 5 ans de collectes hebdomadaires « chimiquement propres » font de ces ~300 échantillons une série temporelle de dépôts unique en son genre. En effet, d'autres séries temporelles également focalisées sur l'étude des poussières Sahariennes existent à la Barbade, au Cap Vert ou encore à Mbour (e.g. Chiapello et al., 1997 ; Prospero et al., 2003 ; Marticorena et al., 2010) mais sont des séries temporelles de mesures de concentration par filtration et non directement du dépôt.

Au cours de mes trois années de thèse, j'ai traité les échantillons collectés entre février 2006 et mars 2009. La saison humide 2006 n'a pu être collectée à défaut de protocole adapté à cette époque. Mon travail s'appuie donc sur l'analyse de 175 collectes. Pour la fraction inférieure à 30 μm de chacun de ces échantillons, j'ai calculé le flux de dépôt, déterminé la composition minéralogique des argiles et mesuré la distribution granulométrique. Comme nous le verrons par la suite ces trois années de collectes enregistrent des événements de dépôt majeurs. Leurs signatures ont été plus finement caractérisées par des analyses géochimiques incluant notamment la mesure des rapports isotopiques du strontium et du néodyme. Par ailleurs, en collaboration avec Xavier Crosta (EPOC, Université Bordeaux 1), l'observation des diatomées a été réalisée sur certains échantillons d'événements de poussières importants.

I.2 Efficacité du piège

II.2.1. Etudes antérieures

Plusieurs travaux concernant le dépôt des poussières minérales dans les régions du Sahel et de l'Afrique de l'Ouest ont utilisé le piège de type CAPYR comme technique de collecte et se sont penchés sur la question de l'efficacité de ce piège en terme de rendement (e.g. Herrmann, 1996 ; Rajot, 2001). En effet, une comparaison des flux de dépôts collectés par ce piège a été menée à Dakar et Mbour entre 1984 et 1989 par Orange et al., (1990) ainsi que plus récemment au Niger en 2005 par Goossens et Rajot (2008). Les résultats de l'étude menée par Orange et al. (1990) au Sénégal ont montré que le piège de type CAPYR, décrit comme simple et rudimentaire, permet de mesurer le dépôt à l'échelle régionale puisqu'il a enregistré de manière synchrone les variations de concentrations à Dakar et à Mbour qui sont distantes d'environ 80 km. En effet, le calage des différents pics enregistrés aux deux stations sur 24 mois confirme que le capteur pyramidal, positionné à 5 mètres du sol dans les deux stations, enregistre un phénomène régional global de dépôt de poussières et non des influences locales du site choisi (Fig 3.1). Cette étude a également mis en évidence, après comparaison des collectes obtenues par ce piège avec celles d'autres dispositifs aspirants plus classiques, que ce capteur pyramidal donne une meilleure quantification des apports de poussières que les systèmes aspirants plus facilement colmatés lorsque les concentrations en aérosols peuvent être importantes.

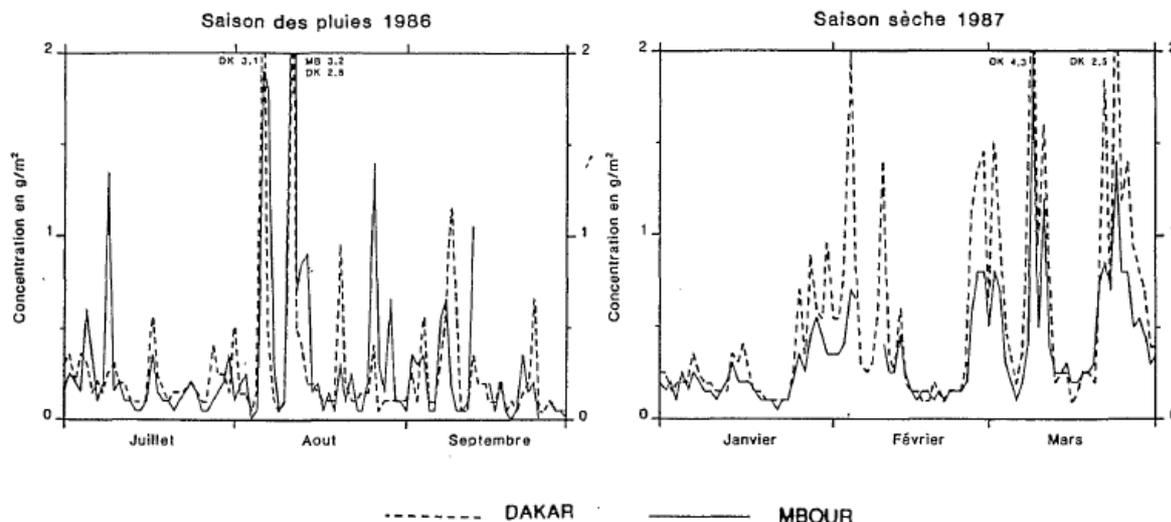


Figure 3.1. Evolution journalières comparées des dépôts de poussières sahariennes à Dakar et Mbour enregistrés par le capteur pyramidal en saison des pluies 1986 et saison sèche 1987 (d'après Orange et al., 1990).

En 2008, Goossens et Rajot ont mené une campagne comparative des techniques utilisées pour mesurer le dépôt sec en régions arides et semi-arides à Banizoumbou au Niger. Deux techniques de collectes différentes ont été installées à la même hauteur, c'est-à-dire à 10 mètres au dessus du sol, que le piège à sédiments de type CAPYR : le MDCO (collecteur de poussière en marbre) et le frisbee (Fig 3.2). Les résultats de cette étude ont montré que le piège de type CAPYR, de part sa forme moins aérodynamique, présente un rendement en terme de dépôt légèrement inférieur aux deux autres techniques d'un facteur 2 à 5 et que ce rendement était fonction de la vitesse du vent (Fig 3.2). Toutefois, cette étude conclue qu'en tenant compte de cette différence d'efficacité, les flux de dépôt mesurés par l'ensemble des techniques restent du même ordre de grandeur et sont donc comparables.

Par ailleurs, comme décrit dans la partie matériel du chapitre 2, nous avons disposé au dessus de notre capteur de type CAPYR une grille d'épaisseur et de maille d'un centimètre afin d'améliorer le rendement du collecteur. En effet, cette grille est placée dans le but de réduire de manière empirique la vitesse et la turbulence du vent local à l'intérieur du piège et donc de minimiser la remise en suspension des particules déposées dans le piège.

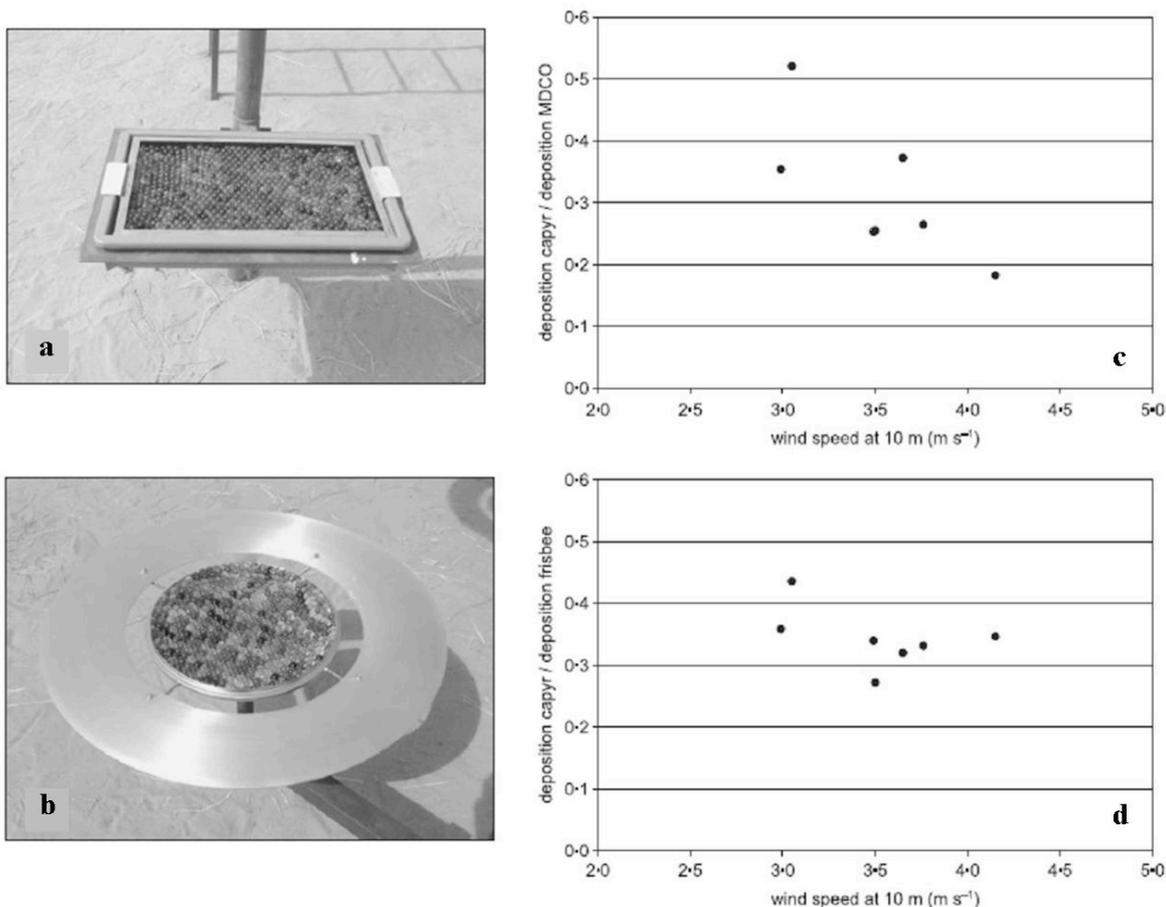


Figure 3.2. Collecteurs MDCO(a) et Frisbee(b) installés au Niger à 10 mètres de hauteur à côté du collecteur CAPYR. Rendement relatif du piège CAPYR en comparaison avec le MDCO(c) et le Frisbee(d) (d'après Goossens et Rajot, 2008).

1.2.2. Efficacité du piège en fonction de la résolution temporelle d'échantillonnage

Afin de tester la sensibilité de notre collecteur au pas d'échantillonnage et à la vitesse du vent, j'ai eu l'opportunité de partir en mission à Mbour en Mars 2009 et de pouvoir durant ce mois installer un deuxième dispositif jumeau à côté du premier (Fig 3.3). L'objectif fut de collecter les dépôts selon un pas d'échantillonnage compris entre un et deux jours, en parallèle aux collectes hebdomadaires habituelles. Le mois de mars a volontairement été choisi puisqu'il s'agit d'une période de l'année où le transport de poussières dans les basses couches est particulièrement actif.



Figure 3.3. Installation du piège jumeau (droite) pour collecter les dépôts quotidiennement (ou tous les deux jours) au cours du mois de Mars 2009 à côté du piège habituel qui fournit des collectes hebdomadaires (gauche).

Nous avons réalisé trois semaines de comparaison dont les résultats sont regroupés dans le tableau 2. Durant les deux premières semaines (I et II), nous avons collecté chaque jour les dépôts dans le piège jumeau et chaque semaine dans le piège habituel. Notons que lors de la première semaine de collecte, un événement de poussières s'est produit entre le 4 et le 10 Mars. Durant la troisième semaine (III) nous avons collecté tous les 2 jours dans le piège jumeau et au bout de 8 jours dans le piège permanent.

	Flux $x < 30\mu\text{m}$ ($\text{mg}/\text{m}^2/\text{j}$)	Flux $30 < x < 73\mu\text{m}$ ($\text{mg}/\text{m}^2/\text{j}$)	Q/H ($x < 30\mu\text{m}$)	Q/H ($30 < x < 73$)	Flux $x < 30$ / Flux $0 < x < 73$ (%)
H-semI 7j	167	66			72
Q-moyenne semI 7x1j	195	88	1,2	1,3	69
H-SemII 7j	53	60			47
Q-moyenne semII 7x1j	133	48	2,5	0,8	74
H-SemIII 8j	97	50			66
Q-moyenne semIII 4x2j	121	91	1,2	1,8	57

Tableau 2. Comparaison des résultats obtenus pour les collectes hebdomadaires habituelles (H) versus les collectes à pas d'échantillonnages temporellement plus rapprochés (Q) des dépôts collectés au cours du mois de Mars 2009.

Une première observation qui ressort de cette étude comparative concerne le flux de dépôt de la fraction inférieure à $30\mu\text{m}$. Cette fraction, susceptible d'être plus facilement transportée sur de longues distances et donc d'être retrouvée préférentiellement dans les sédiments marins (Grousset et al., 1998), correspond à la majorité du dépôt puisqu'elle représente en moyenne 68 % du flux « total » ($0-73\mu\text{m}$).

Par ailleurs, cette étude comparative montre que le flux de dépôt est de manière générale légèrement sous-estimé lorsqu'on collecte hebdomadairement plutôt que quotidiennement ou tous les deux jours. En effet, le rendement calculé est inférieur d'un facteur moyen de 1.6 pour la fraction fine ($x < 30\mu\text{m}$) et de 1.3 pour la fraction plus grossière ($30 < x < 73\mu\text{m}$). Malgré la disposition d'une grille au dessus de l'aire de collecte, cette perte de rendement est probablement engendrée par la remise en suspension du matériel déposé dans le piège par le vent local et est indépendante de celle identifiée par Goossens et Rajot (2008) puisque les mesures ont été effectuées sur un dispositif identique.

I.2.3. Relation flux de dépôt /vitesse du vent local

Même si le piège enregistre bien un signal régional et non local comme l'ont montré Orange et al. (1990) et que d'un point de vue technique de nombreuses précautions sont mises en œuvre à Mbour au quotidien pour limiter les apports de particules locales dans le piège comme le contrôle et la vitesse des véhicules circulant dans la station ou encore la disposition du piège sur la terrasse d'un bâtiment à plus de 8 mètres de hauteur, un vent local important reste susceptible (en plus de favoriser la remise en suspension des particules dans le collecteur comme décrit précédemment) de soulever les particules des sols environnants et ainsi contaminer le signal terrigène des dépôts de *poussières Sahariennes* de sources plus lointaines collectées dans le piège. Toutefois, si une relation existe entre la vitesse du vent local et le flux de dépôt, la contribution des particules locales aux poussières Sahariennes collectées dans le piège sera certainement plus notable en dehors des périodes d'évènement qui sont comme nous le verrons par la suite sont des épisodes sporadiques durant lesquels les flux de dépôt sont très supérieurs aux flux mesurés hors évènement et dont les particules minérales sont originaires de zones sources beaucoup plus distantes (cf Ch3. II et III).

Nous avons pu comparer les flux de dépôts obtenus hors évènement au cours du mois de Mars 2009 avec les mesures de vitesses de vent local mesurées à Mbour grâce aux données météorologiques obtenues par Béatrice Marticorena et Bernadette Châtenet du LISA, Paris. La vitesse du vent étant mesurée toutes les six heures, nous avons associé à chaque flux de dépôt quotidien la vitesse moyenne de vent sur 24 heures correspondante. En revanche, il apparaît peu représentatif de calculer la vitesse moyenne du vent sur sept jours et de l'associer à un flux de dépôt hebdomadaire. En conclusion, nous nous sommes focalisé sur l'influence du vent local sur les flux de dépôt quotidiens obtenus hors évènement au cours de Mars 2009,

dont le pas d'échantillonnage est plus proche de celui de la vitesse du vent, en distinguant la fraction fine ($x < 30 \mu\text{m}$) de la fraction grossière ($30 < x < 73 \mu\text{m}$) (Fig 3.4).

Les flux de dépôts quotidiens en fonction de la vitesse du vent moyenne journalière présentent, hors événement, une relation de proportionnalité avec un coefficient de corrélation significatif ($R^2 \sim 0.64$) pour les particules grossières ($30-73 \mu\text{m}$) alors qu'aucune corrélation significative ne se dessine pour la fraction plus fine ($R^2 \sim 0.03$). Ces résultats suggèrent, lors des périodes de vents locaux plus intenses, une possible contamination des poussières déposées dans le piège par les particules grossières « locales ».

En revanche, l'absence de proportionnalité entre la vitesse du vent locale et le flux de dépôt de la fraction fine ne suggère pas de contamination locale majeure sur cette fraction granulométrique lors de vents locaux importants.

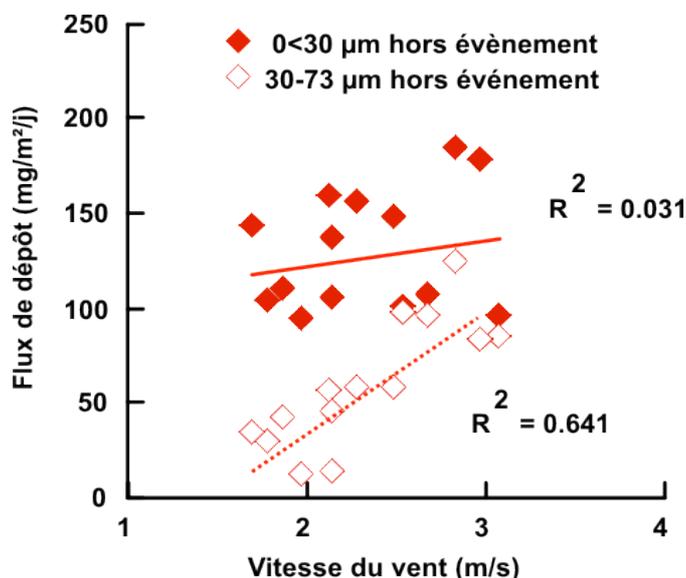


Figure 3.4. Flux de dépôt quotidiens en fonction de la vitesse du vent mesurés en Mars 2009 pour la fraction 0-30 μm et 30-73 μm . La vitesse du vent associée à chaque flux de dépôt journalier correspond à la moyenne des vitesses de vents mesurés à 00h, 06h, 12h et 18h pendant la durée de collecte. Les courbes rouges continue et discontinue représentent les droites de régression linéaire des fractions respectives 0-30 et 30-73 μm .

I.3 Caractérisation des sols environnants le piège

Nous venons de montrer qu'en tamisant à 30 μ m les échantillons collectés dans le piège, nous nous affranchissions de la possible contamination par les particules locales grossières. Toutefois, la fraction inférieure à 30 μ m des dépôts, bien que son flux ne présente aucune relation linéaire avec la vitesse du vent, reste susceptible d'être contaminer par l'apport de particules fines locales. Dans le but de caractériser cette possible contamination des dépôts par les particules fines locales, une étude minéralogique et géochimique d'échantillons de sols collectés sur la station IRD de Mbour (Fig 3.5) a été menée. Afin d'essayer d'identifier si cette hypothétique contribution locale peut potentiellement modifier la signature terrigène des poussières collectées dans le piège, l'ensemble des protocoles analytiques réalisés sur les sols a été conduit de manière scrupuleusement identique à ceux effectués sur les poussières (cf Ch2. Méthodes).

Au préalable, la distribution granulométrique des sols environnants le piège a été mesurée sur la fraction inférieure à 100 μ m (Fig 3.6). Le tamisage à 100 μ m permet de s'affranchir des particules plus grossières constituant les sols qui peuvent difficilement être transportée par le vent et masquer le signal de la fraction plus fine lors de l'analyse au granulomètre laser.

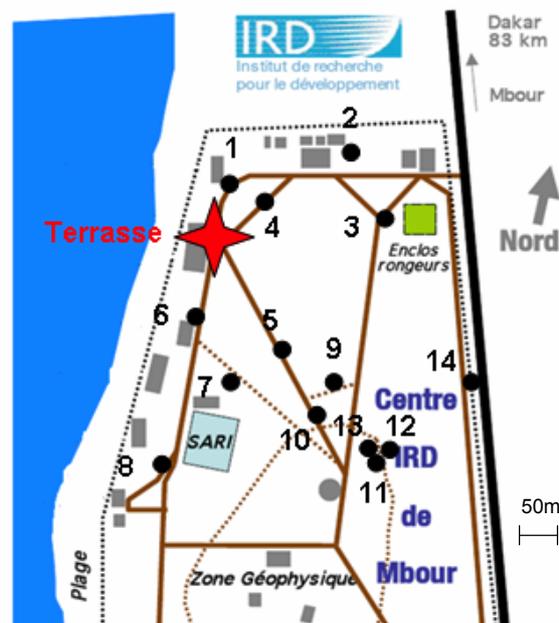


Figure 3.5. Plan de la partie Nord de la station IRD de Mbour. La position de la terrasse du bâtiment sur lequel est installé le piège correspond à l'étoile rouge. Les différents points noirs chiffrés correspondent à la localisation et nomenclature des différents échantillons de sols collectés.

Les différents sols analysés présentent tous une distribution globalement bimodale (Fig 3.6). Le mode principal oscille entre 40 et 70 μ m. Un second mode s'étend au niveau des particules plus fines entre 3 et 8 μ m. Cette distribution granulométrique conforte le choix de

tamissage à 30 μ m pour s'affranchir du mode grossier susceptible de contaminer les dépôts lors des vents intenses. Toutefois, ces analyses granulométriques montrent que la fraction fine (0-30 μ m) de ces sols représente entre 12 et 54% de la fraction totale et est donc hypothétiquement susceptible de modifier la signature terrigène des dépôts ce qui confirme la nécessité de bien en caractériser la composition minéralogique et géochimique.

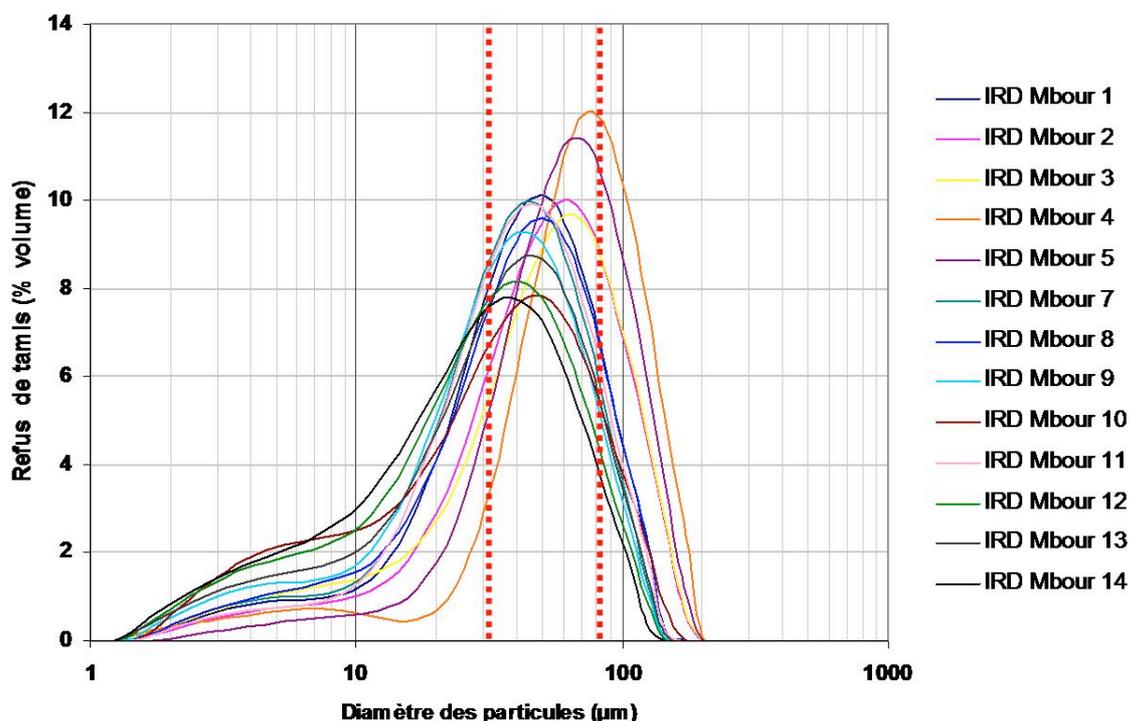


Figure 3.6. Distribution granulométrique de la fraction inférieure à 100 μ m des sols environnants le piège à Mbour. La ligne discontinue représente les tamisages à 30 et 73 μ m effectués sur les échantillons de poussières collectés dans le piège.

L'ensemble des échantillons prélevés sur le site présente une composition minéralogique argileuse et isotopique du strontium semblable (Figure 3.7, Tableau 3.3). En effet, le cortège argileux moyen représente 62% de kaolinite, 25% de chlorite, 5% d'illite et 4 % de palygorskite et de smectite (Fig 3.7) et le rapport isotopique du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ moyen est de ~ 0.7117 (Tableau 3.3). Le rapport illite/Kaolinite (I/K) moyen est de 0.08 et

correspond à une signature latitudinale typiquement sahélienne ($I/K \sim 0.1$ selon Caquineau et al., 1998) ce qui est cohérent avec la position géographique du site (Sénégal, $14^\circ N$).

Représentant plus de 60% de la fraction argileuse des sols, la kaolinite et éventuellement la chlorite sont les minéraux argileux les plus susceptibles de contaminer les dépôts collectés dans le piège. Cependant, la proportion moyenne des minéraux argileux composants les échantillons de poussières collectés entre 2006 et 2009 dans le piège est totalement différente de celle des sols enregistrant 38% de smectite, 25% de kaolinite, 15% d'illite, 14% de chlorite et 7% de palygorskite avec un I/K moyen de 0.65.

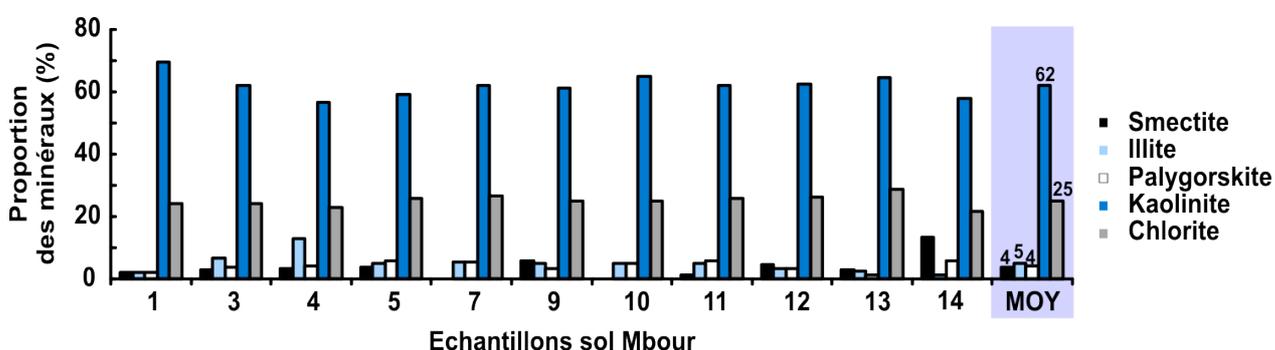


Figure 3.7. Composition minéralogique argileuse de la fraction inférieure à $30\mu m$ des sols environnants le piège échantillonnés sur de la station IRD de Mbour. « MOY » correspond à la composition moyenne des sols analysés.

De plus, en comparaison au signal moyen du background régional d'hiver (~ 0.714), du signal d'été (~ 0.715) et de la signature enregistrées lors des événements de dépôts majeurs de printemps (> 0.717), le rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ moyen de ~ 0.711 mesuré sur les sols de Mbour est moins radiogénique. Au vu de ces résultats et comme nous le reverrons dans la partie III de ce chapitre, bien qu'il soit important de garder à l'esprit que les dépôts collectés à Mbour peuvent avoir leurs pourcentages de kaolinite et de chlorite hypothétiquement surestimé et éventuellement un rapport isotopique $^{87}Sr/^{86}Sr$ légèrement tiré vers des valeurs moins radiogéniques, il apparaît que la contribution locale ne pourra modifier le signal terrigène des dépôts collectés que de manière marginale. Par ailleurs, comme nous nous intéressons préférentiellement aux apports événementiels dont la signature minéralogique et géochimique est totalement différente de celles des sols environnants (Ch3, II et III), nous pouvons considérer cette hypothétique contribution locale comme étant négligeable lors de ces périodes d'apports majeurs.

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ
IRD Mbour 1	0,711959	5,4E-06
IRD Mbour 4	0,711230	5,1E-06
IRD Mbour 5	0,712189	5,3E-06

Tableau 3. Rapports isotopiques du strontium mesurés sur des échantillons du sol de la station de Mbour

I.4. Conclusions préliminaires

Le piège de type CAPYR installé à Mbour a une efficacité de collecte légèrement inférieure aux autres types de collecteurs utilisés d'un facteur moyen de 2 à 5 qui est fonction de la vitesse du vent (Goossens et Rajot, 2008). Malgré la disposition d'une grille sur la surface de collecte, le fait de collecter chaque semaine plutôt que quotidiennement sous-estime le flux de dépôt d'un facteur supplémentaire compris entre 1.3 et 1.6 lié à la vitesse du vent local. Toutefois, les études antérieures concernant ce capteur, dépourvu de grille, montre qu'il enregistre bien un signal régional des apports éoliens et non celui du site de collecte (Orange et al., 1990). Ce signal régional reste de même ordre de grandeur que celui mesuré par d'autres techniques de collectes et donc comparable.

Pendant les deux semaines de test, une corrélation entre la vitesse de vent local et les apports de particules grossières dans le piège est observée, ce qui suggère un apport possible de ces particules grossières lors de périodes de vent important. En revanche, la vitesse du vent ne semble pas influencer de manière proportionnelle l'apport de particules fines. La calibration du piège réalisée en Mars 2009 à Mbour couplée aux études antérieures concernant le piège justifie notre choix de tamiser les dépôts collectés à Mbour à 30 μm afin de s'affranchir de la possible contamination locale par les particules grossières. Les analyses minéralogiques et géochimiques des sols environnants le piège enregistre des signatures qui ne se retrouvent jamais dans les dépôts événementiels suggérant la contamination locale comme négligeable lors de ces flux de dépôts importants.

Dans le cadre de cette étude, le choix du piège de type CAPYR plutôt que d'autres techniques de collecte réside en deux intérêts majeurs :

- Collecter une quantité de matériel suffisante pour l'ensemble des analyses souhaitées
- Obtention de collectes chimiquement « propres » pour mener des analyses géochimiques

I.5. Contribution locale, régionale et événementielle : définitions

En préambule à la présentation et l'interprétation des résultats obtenus sur l'ensemble des collectes analysées entre 2006 et 2009, il me semble important de définir les différents apports susceptibles de contribuer aux dépôts collectés au cours de l'année. En effet, participant de manières quantitatives très différentes au dépôt, il apparait nécessaire de distinguer les contributions locale, régionale et événementielle (Fig 3.8).

Comme définit précédemment (I.3), la notion de « contribution locale » dans cette thèse fait référence aux particules émises depuis les sols environnants le capteur de Mbour dont le périmètre géographique se restreint probablement à la réserve ou la ville de Mbour. Cette contribution au dépôt de la fraction étudiée, c'est-à-dire la fraction inférieure à $30\mu\text{m}$, est considérée comme quantitativement négligeable (Orange et al., 1990) et qualitativement marginale.

La contribution régionale, que nous nommerons par la suite « background régional » correspond, dans le cadre de ce travail, au signal apporté par les particules terrigènes présentes dans les basses couches de l'atmosphère en flux continu dont le périmètre géographique est difficile à délimiter mais dont d'envergure est nettement inférieure aux régions sources distales Sahariennes et Sahéliennes.

Les apports majeurs d'aérosols minéraux à la marge Ouest sénégalaise se produisent au cours d'évènements de poussières Sahariennes qui correspondent à des épisodes sporadiques dont l'ampleur géographique peut balayer de larges régions de l'Afrique au Nord de l'équateur.

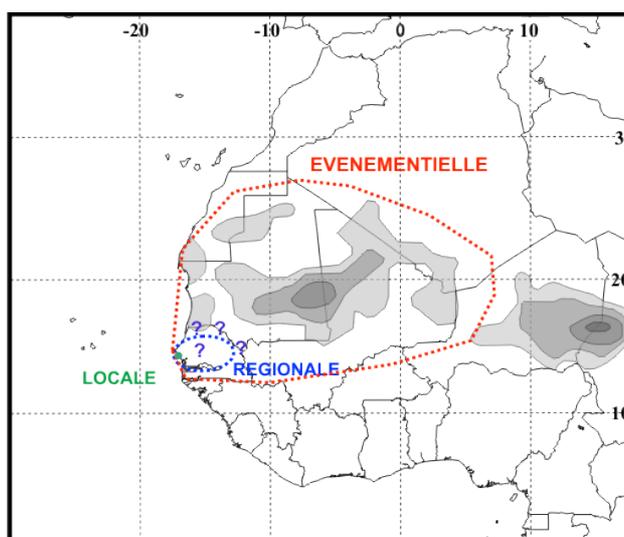


Figure 3.8. Représentation schématique des périmètres géographiques des différents apports pouvant contribuer aux dépôts collectés dans le piège de Mbour. Les pointillés matérialisent le fait que ces limites sont purement spéculatives. Les zones grisées du fond de carte représente les zones de concentration en aérosol majeures (d'après Goudie et Middleton, 2001).

II. Caractérisation multi-proxy de l'évènement majeur du 7-13 Mars 2006

Dans un premier temps, la représentativité des dépôts collectés étant vérifiée, je me suis focalisée sur l'analyse de l'évènement majeur qui s'est déroulé en Afrique de l'Ouest du 7 au 13 Mars 2006. En effet, cet évènement qui est le premier de notre série temporelle s'est produit au cours de la période intensive d'observation de la campagne AMMA. Par conséquent, il est extrêmement bien référencé dans la littérature par des données optiques, météorologiques ou encore satellitales (Slingo et al., 2006 ; Derimian et al., 2008 ; Thomas et al., 2009 ; Maticorena et al., 2010). Toutes ces données ont favorisé l'interprétation des dépôts collectés au cours de cet évènement et notamment en terme de zones sources et de systèmes de transport. L'analyse multi-proxy de cet évènement fait l'objet d'un article publié dans *JGR-atmospheres*.

Résumé de l'article

Des dépôts de poussières minérales ont été collectés à Mbour au Sénégal au cours du printemps 2006 et plus particulièrement durant l'important et très documenté évènement de poussières sahariennes qui s'est produit du 7 au 13 Mars. Durant ces 7 jours, des changements significatifs en termes de flux de dépôt, de granulométrie, de minéralogie des argiles et de compositions isotopiques du strontium et du néodyme ont été enregistrés indiquant des sources de provenances distinctes pour les poussières transportées et déposées pendant et en dehors de l'évènement. Tous ces traceurs terrigènes, ainsi que les espèces de diatomées, montrent également des variations temporelles significatives au cours de l'évènement impliquant des contributions originaires d'au moins deux régions de provenance. Les rétrotrajectoires et les images satellites nous ont permis de relier ces signatures distinctes à deux régions de provenance localisées, au cours de l'évènement, de plus en plus vers le Sud-Est à l'intérieur de la large zone couvrant la Mauritanie, le Mali et le sud de l'Algérie identifiée par les données TOMS comme la source d'apport à l'océan Atlantique Tropical la plus importante au cours de l'hiver et du printemps. L'analyse multi-proxy de cet évènement du 7-13 Mars 2006 nous permet de caractériser la signature terrigène de deux régions différentes alimentant en poussières minérales la région Ouest africaine et fournit des indications précieuses pour l'interprétation des sédiments marins d'origine éolienne composant l'ATNE en termes de changements de régions de provenance et des systèmes de transport.

The 7–13 March 2006 major Saharan outbreak: Multiproxy characterization of mineral dust deposited on the West African margin

C. Skonieczny,¹ A. Bory,¹ V. Bout-Roumazeilles,¹ W. Abouchami,² S. J. G. Galer,² X. Crosta,³ J.-B. Stuut,^{4,5} I. Meyer,⁵ I. Chiapello,⁶ T. Podvin,⁶ B. Chatenet,^{7,8} A. Diallo,⁹ and T. Ndiaye⁹

Received 2 May 2011; revised 29 June 2011; accepted 8 July 2011; published 29 September 2011.

[1] Mineral dust deposits were collected at Mbour, Senegal, throughout the spring of 2006 and especially during the well-documented March 7–13 large Saharan dust outbreak. During this 7-day period, significant changes in mass flux, grain-size, clay mineralogy and Sr and Nd isotopic compositions were recorded, indicating distinct provenances for the dust transported and deposited during and outside the event. All these terrigenous proxies, as well as freshwater diatom taxa, also showed significant temporal variations during the outbreak, implying contributions from at least two different provenance regions. Tri-dimensional back-trajectories and satellite imaging enabled us to link those distinct signatures to regions increasingly to the southeast within a large area covering Mauritania, Mali and southern Algeria, identified by the Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) as the main source of the prominent winter/spring plume over the tropical Atlantic. The multiproxy characterization of the March 7–13 dust fall therefore enables us to typify the terrigenous signature of two different regions supplying dust off West Africa, and provide valuable clues for the interpretation of Northeastern Tropical Atlantic Ocean dust sedimentary records in terms of changes in provenance regions and transport systems. Additionally, because dust deposition data are scarce, flux and grain size data obtained in this study, among other parameters such as clay assemblages, provide important constraints for atmospheric transport models and dust deposition budget estimates in this area.

Citation: Skonieczny, C., et al. (2011), The 7–13 March 2006 major Saharan outbreak: Multiproxy characterization of mineral dust deposited on the West African margin, *J. Geophys. Res.*, 116, D18210, doi:10.1029/2011JD016173.

1. Introduction

[2] It is well established that wind-blown mineral dust plays an active role in the Earth climate system [e.g., Maher *et al.*, 2010]. During its transport, dust modifies scattering and absorption properties of the atmosphere as well as cloud characteristics [Sassen *et al.*, 2003], ultimately affecting the

radiative balance of the Earth and the hydrological cycle [Arimoto, 2001]. Dust may also affect climate indirectly via the boosting of the biological productivity in surface waters in iron-depleted areas [Duce *et al.*, 1991; Martin *et al.*, 1991] and/or of the export of organic matter down the water column, both of which having some impact on the uptake of atmospheric CO₂ by marine ecosystems [Bopp *et al.*, 2003]. Yet, despite the potential impact of mineral dust on global climate, dust remains one of the less well-quantified elements of the climate system [Forster *et al.*, 2007].

[3] Dust deposition in particular is poorly constrained. Even in the vicinity of major arid and semi-arid areas, such as the Sahara-Sahel region – the world's largest dust source [Prospero *et al.*, 2002] – there are virtually no data available in the literature. Dust deposition quantification is essential for assessing the role of dust on the ocean realm, however, and for validation of dust transport models [Teegen, 2003]. The characterization of present-day dust deposits signatures may also be useful for the interpretation of the marine sedimentary records, especially in the North Eastern Atlantic Tropical Ocean, where most of the terrigenous fraction is of aeolian origin.

¹Geosystemes, FRE CNRS 3298, Université Lille1, Villeneuve d'Ascq, France.

²Max Planck Institute for Chemistry, Mainz, Germany.

³EPOC, UMR CNRS 5805, Université Bordeaux1, Talence, France.

⁴Marine Geology, Royal Netherlands Institute for Sea Research, Den Burg, Netherlands.

⁵MARUM, University of Bremen, Bremen, Germany.

⁶LOA, UMR CNRS 8518, Université Lille1, Villeneuve d'Ascq, France.

⁷LISA, UMR CNRS 7583, Universités Paris Est–Paris Diderot–Paris 7, IPSL, Créteil, France.

⁸IRD/UJF–Grenoble 1, LTHE UMR 5564, Grenoble, France.

⁹IMAGO, US 191, IRD, Dakar, Senegal.

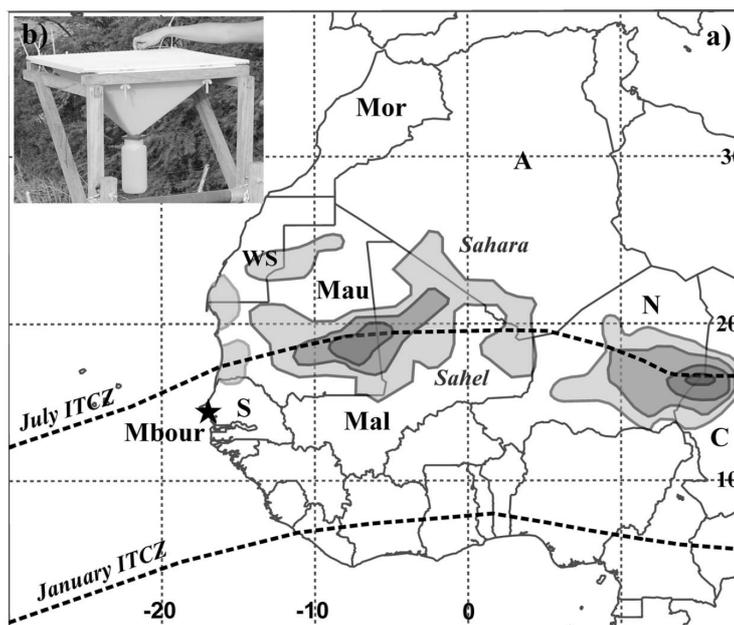


Figure 1. (a) Location of the Mbour site (star). The gray areas represented the >15 annual mean Aerosol Index derived from TOMS after Goudie and Middleton [2001]. Dotted lines represent the winter (January) and summer (July) ITCZ position. Countries are distinguished by letters: A (Algeria), C (Chad), Mal (Mali), Mau (Mauritania), Mor (Morocco), N (Niger), S (Senegal), WS (Western Sahara). (b) Picture of our Capyr-type trap.

[4] The African Multidisciplinary Monsoon Analysis (AMMA) field campaign in spring 2006 was partly devoted to improving our current knowledge of the dust particle atmospheric cycle in this region [Redelsperger *et al.*, 2006]. During March 2006, dust activity was very pronounced over a large part of West Africa, and especially throughout the March 7–13 period, when the formation of an intense dust haze was observed over the region [Slingo *et al.*, 2006; Tulet *et al.*, 2008; Thomas and Gautier, 2009]. Here we present a multiproxy characterization of the terrigenous signature of the dust that fell over Mbour, Senegal, during the spring 2006 AMMA field campaign, with focus on the March 7–13 event, which is regarded as a typical example of a winter monsoon season mineral dust event [Derimian *et al.*, 2008; Marticorena *et al.*, 2010].

2. Methods

[5] The sampling site was located at the southern end of the city of Mbour (~80 km south of Dakar; Figure 1a), on the premises of the Institut de Recherche pour le Développement (IRD) ecological center. It is a vegetated area and car traffic on the site is minimal, reducing any influence from locally produced-dust. Dust was collected using a Capyr-type reversed pyramid-shaped PVC collector [Goossens and Rajot, 2008] installed at about 8 m above ground on the rooftop terrace of the IRD research building facing the Atlantic Ocean. This collector has the advantage of being made entirely of plastic (Figure 1b), minimizing potential contamination of the dust samples with chemical elements of interest. The original Capyr-type collector,

however, has relatively lower efficiency (up to a mean factor of ~3) than other sampling devices due to its poorer aerodynamic shape [Goossens and Rajot, 2008]. For this reason, the 2500 cm² sampling area was covered in this study with a 1-cm thick honeycomb-like grid in order to reduce wind turbulence within the collector. This adjustment should have limited post-depositional remobilization, thus improving the collector's efficiency. Dust deposited in the device was recovered weekly from February 23 until May 29, 2006 by thorough rinsing with ultra-pure water. Temporal sampling resolution was increased around the March 7–13 outbreak (Table 1).

[6] Subsequent treatments were carried out in clean laboratory facilities. In order to remove the calcium carbonate component without altering clays, samples were leached using an acetic acid (HOAc) - sodium acetate buffer at pH ~4.5 [Biscaye, 1965]. Although there are studies that demonstrate that distal dust can be relatively coarse [e.g., Glaccum and Prospero, 1980], modern dust collected over the Atlantic Ocean at the latitude of our dust collector has been observed to be $<30 \mu\text{m}$ [Stuut *et al.*, 2005]. Therefore, samples were wet-sieved at $30 \mu\text{m}$ in order to prevent contamination by potential large 'local' mineral particles and vegetation detritus. Mass fluxes were calculated for the <30 and $<73 \mu\text{m}$ fractions, but all the following analyses were performed on the $<30 \mu\text{m}$ fraction.

[7] Grain-size measurements were carried out using a Malvern Mastersizer 2000 laser diffractometer as described by Sperazza *et al.* [2004] and the mean modal size was calculated from the volume size distribution of the dust deposits. Semiquantitative clay mineralogical composition

Table 1. Results of the Multiproxy Characterization of the Spring 2006 Dust Deposits Collected at Mbour^a

Sampling Start	Sampling End	Mass Flux 0-30 μm ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$)	Mass Flux 0-73 μm ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$)	Grain Size Mode ^b (μm)	Smectite ^c (%)	Kaolinite ^c (%)	Illite ^c (%)	Palygorskite ^c (%)	Chlorite ^c (%)	I/K	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr $\pm 2\sigma$ ($\times 10^{-6}$)	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd $\pm 2\sigma$ ($\times 10^{-6}$)	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ $\pm 2\sigma$	<i>Hantschia</i> <i>Amphioxys</i> ^d ($10^6 \text{ v}\cdot\text{g}^{-1}$)	<i>Aulacoseira</i> <i>Golzeana</i> ^d ($10^6 \text{ v}\cdot\text{g}^{-1}$)
2/23/2006	3/3/2006	85	92	16.6	34	27	19	5	15	0.70	0.714741 \pm 5	0.511952 \pm 5	-13.4 \pm 0.1	0.36	0.00
10:22	9:54														
3/3/2006	3/7/2006	103	116	16.8	25	27	26	5	16	0.96	0.715007 \pm 5	0.511960 \pm 5	-13.2 \pm 0.1	0.58	0.00
10:10	16:45														
3/7/2006	3/9/2006	261	279	14.3	32	27	24	8	8	0.89	0.720475 \pm 6	0.511942 \pm 2	-13.6 \pm 0.1	1.96	0.39
16:55	9:20														
3/9/2006	3/10/2006	209	244	n.d.	50	20	17	6	7	0.84	0.719425 \pm 6	0.511949 \pm 5	-13.4 \pm 0.1	n.d.	n.d.
9:30	10:47														
3/10/2006	3/13/2006	285	298	14.3	63	22	8	3	5	0.35	0.717348 \pm 7	0.511973 \pm 4	-13.0 \pm 0.1	0.00	2.73
11:01	9:45														
3/13/2006	3/20/2006	106	151	15.8	37	34	11	5	13	0.32	0.713595 \pm 9	0.511967 \pm 4	-13.1 \pm 0.1	1.20	0.72
10:00	9:53														
3/20/2006	3/27/2006	123	157	18.6	48	25	9	6	12	0.36	0.715038 \pm 5	0.511900 \pm 5	-14.4 \pm 0.1	1.09	0.44
10:07	10:35														
3/27/2006	4/10/2006	61	77	16.8	43	28	12	5	12	0.44	0.713867 \pm 5	n.d.	n.d.	0.37	1.30
10:44	10:09														
4/10/2006	4/17/2006	137	179	16.8	30	33	17	5	14	0.51	0.712445 \pm 6	n.d.	n.d.	0.20	1.64
10:20	11:04														
4/17/2006	4/24/2006	65	86	17.5	36	34	8	8	15	0.23	0.711954 \pm 6	n.d.	n.d.	0.00	1.22
11:14	10:20														
4/24/2006	5/1/2006	12	47	15.7	35	29	8	10	18	0.28	n.d.	n.d.	n.d.	0.00	0.84
10:33	12:21														
5/1/2006	5/8/2006	113	148	16.7	40	28	9	9	14	0.32	0.712448 \pm 6	n.d.	n.d.	0.00	0.42
12:05	11:45														
5/8/2006	5/15/2006	75	132	16.0	33	32	10	9	17	0.31	0.711005 \pm 6	n.d.	n.d.	0.00	0.00
12:05	10:38														
5/15/2006	5/22/2006	44	98	16.8	41	27	13	9	11	0.48	0.713233 \pm 6	n.d.	n.d.	0.00	0.00
10:53	10:36														
5/22/2006	5/29/2006	76	103	12.7	29	45	9	7	11	0.20	0.714322 \pm 6	n.d.	n.d.	0.00	0.00
10:50	11:00														

^aAbbreviation: n.d., no data.

^bAnalytical error less than 0.4 μm .

^cAnalytical error less than 5%.

^dUnit is 10^6 valves per gram of sediment.

of the dust particles was carried out by X-ray diffraction (XRD). Non-oriented aggregates of the $<30 \mu\text{m}$ carbonate-free fractions were deposited on silicon disks and measured by XRD on a Bruker D4 Endeavor set (with a Lynxeye fast detector; Cu X-ray tube; 30 kV voltage; 30 mA intensity). Two XRD runs were performed routinely for each sample: (1) air-dried sample, and (2) ethylene-glycol vapor saturation for 12 h. Each clay mineral was characterized as described by *Bout-Roumazeilles et al.* [1999] and semiquantitative estimation of clay mineral abundances (%) was performed using the Macintosh MacDiff[®] 4.2.5 software (R. Petschick, <http://www.geologie.uni-frankfurt.de/Staff/Homepages/Petschick/RainerE.html>).

[8] For strontium (Sr) and neodymium (Nd) isotope analyses, aliquots of about 20 mg were dissolved in PFA Savillex[®] beakers using a mixture of hydrofluoric acid (HF) and nitric acid (HNO₃). Sr and the rare earth elements (REE) were separated using standard cation exchange column chromatography procedures. Nd was purified from the REE fraction by cation exchange using α -hydroxyisobutyric acid (HIBA) as eluent. Sr and Nd isotopic compositions were measured by Thermal Ionization Mass Spectrometry (TIMS) on a ThermoFisher TRITON at the Max Planck Institute for Chemistry, Mainz, Germany. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios were normalized to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ and replicate measurements of the NIST SRM 987 standard yield an average $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710262$ ($2\text{SD} = 8 \times 10^{-6}$, $n = 19$). $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ and measurements of La Jolla Nd standard yielded $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511844$ ($2\text{SD} = 5 \times 10^{-6}$, $n = 8$). The $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios are reported as ϵ_{Nd} , the relative deviation from the Bulk Silicate Earth $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.512638 in parts per 10000. Analytical blanks were always less than 0.1% of Sr and Nd analyzed and can be considered negligible.

[9] Diatom species were identified and counted using a Olympus BX51 phase contrast microscope at a magnification of $\times 1000$ at University Bordeaux-1, France, following procedures described by *Rathburn et al.* [1997].

3. Results and Discussion

3.1. The 7–13 March 2006 Major Dust Event: The Context Over Mbour

[10] Westward Saharan dust transport across West Africa and the Northeastern Tropical Atlantic Ocean occurs nearly all year-round but is most prominent through the spring and the summer seasons [*Swap et al.*, 1996]. During the summer, when the ITCZ sits at its northernmost position and the West African monsoon provides rainfall to the Sahel region, dust transport occurs at high altitudes (5–6 km) in the so-called Saharan Air Layer [*Prospero and Carlson*, 1981], that is above the trade wind inversion along the African coast where it goes nearly unnoticed at ground level [*Bory et al.*, 2002]. Saharan outbreaks affecting the West African margin and the Northeastern Tropical Atlantic Ocean mainly occur during the winter and spring seasons (November to May), when dust is transported within the Harmattan (i.e., dry, winter monsoon continental trade winds) below 1.5–3 km altitude [*Chiapello et al.*, 1995]. The position of the low-level dust plume over the Atlantic Ocean moves northward throughout the winter monsoon season following the migration of the ITCZ [*Swap et al.*, 1996]. At the latitude of

Senegal, most dust events are recorded at the beginning of the year, often sweeping large parts of West Africa before reaching the Atlantic Ocean and generally peaking around February–March [e.g., *Caquineau et al.*, 2002; *Knippertz and Fink*, 2006].

[11] This was the case in 2006: significant dust activity began on March 5 initiated by a cold front in the lee of the Atlas Mountains, and developed further between March 7 and March 13, as the dust haze progressed across West Africa toward the Atlantic Ocean [*Slingo et al.*, 2006; *Tulet et al.*, 2008; *Thomas and Gautier*, 2009]. During this period, the aerosol optical thickness (AOT) at 440 nm measured by the Mbour Sun photometer jumped from its background level around 0.5 to values above 2.5 (Figure 2a). The AOT peaked first on March 9, and then again on March 11, implying a two-phased event in the atmospheric column. This was associated with changes in the Ångström exponent $\alpha_{440/870}$ (used in this case as an indicator of the particle-sizes), which dropped to its lowest level, indicating the presence of a “pure” mineral dust event (i.e., free of black carbon from biomass burning; see *Derimian et al.* [2008] for details).

[12] On the ground, at the Mbour station, the 7–13 March event led to the highest daily mean atmospheric particulate concentration ($<10 \mu\text{m}$) recorded during the 2006 dry season (Figure 2b), but also the most important of the following three years of monitoring (2006–2008) by Tapered Element Oscillating Microbalance (TEOM) (see *Marticorena et al.* [2010] for details). As expected, this huge dust outbreak resulted in an important deposition event at our site. The terrigenous deposition flux recorded for the March 7–13 period averages $250 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, which represents a 2- to threefold increase compared to the mean spring background level (Figure 2b and Table 1). Comparison of the $<30 \mu\text{m}$ fraction and the total (0–73 μm) deposition fluxes confirms that most of the dust deposited in this area is $<30 \mu\text{m}$ (Figure 2b). To our knowledge, there are no available deposition data in the literature with which we could compare our results. The deposition fluxes we obtained, however, are of the same order of magnitude as downward lithogenic fluxes in the water column estimated from sediment traps moored in the nearby Northeastern Tropical Atlantic [*Ratmeyer et al.*, 1999; *Bory and Newton*, 2000; *Bory et al.*, 2002]. Fluxes measured at Mbour, however, are higher, consistent with the fact that the mooring locations are farther afield from the dust sources compared to our site. As indicated by the AOT, two distinct phases were also recorded on the ground, as seen in both atmospheric concentration and deposition flux data.

3.2. Terrigenous Signature: March 7–13 Dust Event Versus Spring Background

[13] All dust deposits display a well-sorted unimodal grain-size distribution (Figure 3), which is a well-known characteristic of wind-blown sediments [*Krumbein and Pettijohn*, 1938]. The 2006 dry season mean modal size ranges from 12.7 to 18.6 μm (Figure 2c and Table 1). These values are comparable to those obtained for dust collected off NW Africa (9 to 18 μm) [*Stuut et al.*, 2005]. During the March 7–13 dust event, it is noteworthy that the mode decreased from $\sim 16 \mu\text{m}$ to $\sim 14 \mu\text{m}$, coinciding with a sharp decrease in the local wind intensity (Figure 2c). This

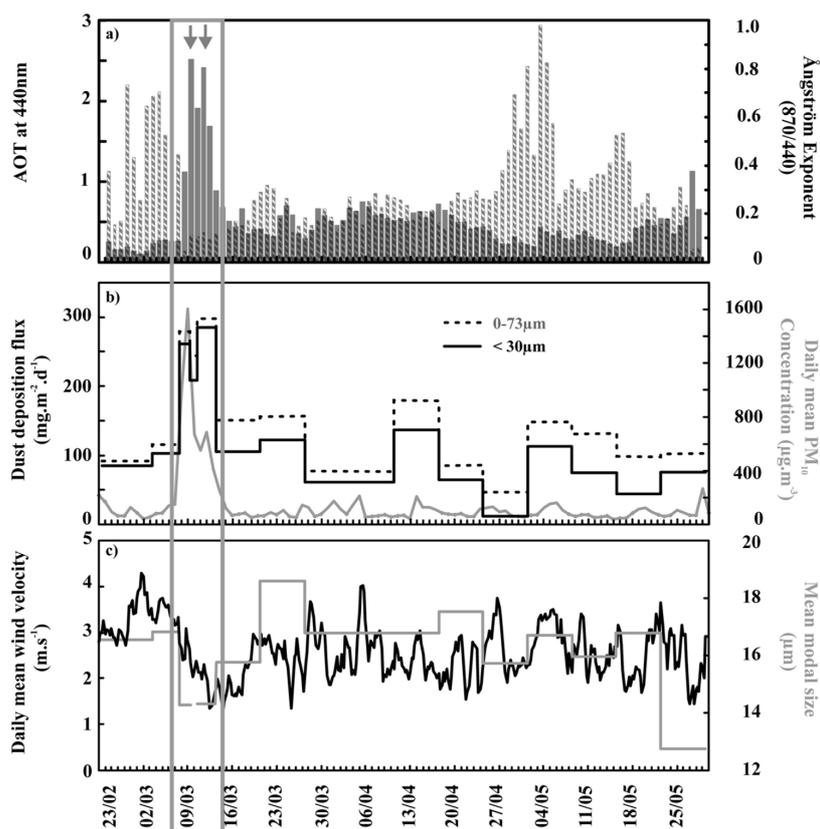


Figure 2. (a) Aerosol optical thickness at 440 nm (solid bars) and Ångström exponent ($\alpha_{440/870}$) (dash bars) from Feb. Twenty-three to May 25 2006 (AERONET database at <http://aeronet.gsfc.nasa.gov/>). (b) Dust deposition flux: $<73 \mu\text{m}$ (dash line) and $<30 \mu\text{m}$ (solid line) carbonate-free fractions and daily mean PM_{10} concentration ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) [Marticorena *et al.*, 2010]. The gray frame indicates the March 7–13 dust event. (c) Daily mean surface wind velocity ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$) [Marticorena *et al.*, 2010] and mean modal size of the dust deposits.

reduction in air velocity during the event excludes significant local contribution at that time, and must have instead favored deposition of fine aeolian particles transported within the large-scale plume from Saharan-Sahelian sources.

[14] Clay mineralogy and Sr and Nd isotopic compositions have been shown to vary with dust provenance, and are therefore useful tracers for source discrimination [Grousset and Biscaye, 2005; Bout-Roumzeilles *et al.*, 2007; Meyer *et al.*, 2011]. Outside the March 7–13 dust event, the clay mineralogy of the dust deposited at Mbour consisted mainly of smectite and kaolinite, with additional contribution of illite, chlorite and palygorskite (Table 1). During the March 7–13 outbreak, there was a significant increase in smectite, with proportions rising above 60% (Figure 4a). There was also an important change in the ratio between illite and kaolinite (I/K), which reached 0.9 compared to a background range of 0.2–0.5 for the rest of the sampling period (Table 1). These changes in the mineralogical composition of the dust were accompanied by a marked shift in Sr isotopic composition. The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios suddenly became more radiogenic during the March 7–13 event, with measured values up to 0.720 (Figure 4b). By contrast, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios background remained within

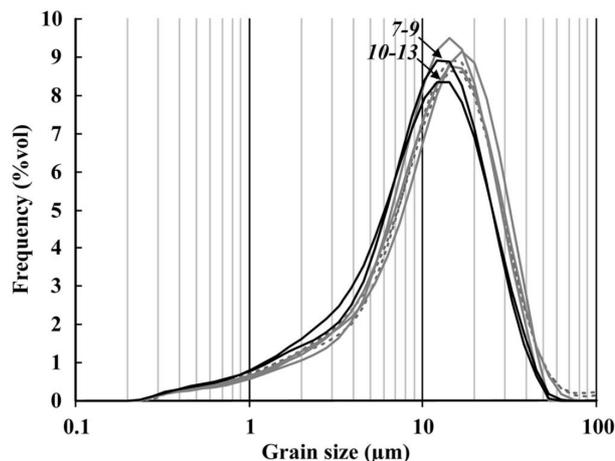


Figure 3. Comparison of grain-size distributions of mineral dust deposited in the sediment trap before the event (dashed gray lines), during the event (dark lines) and after the event (gray lines).

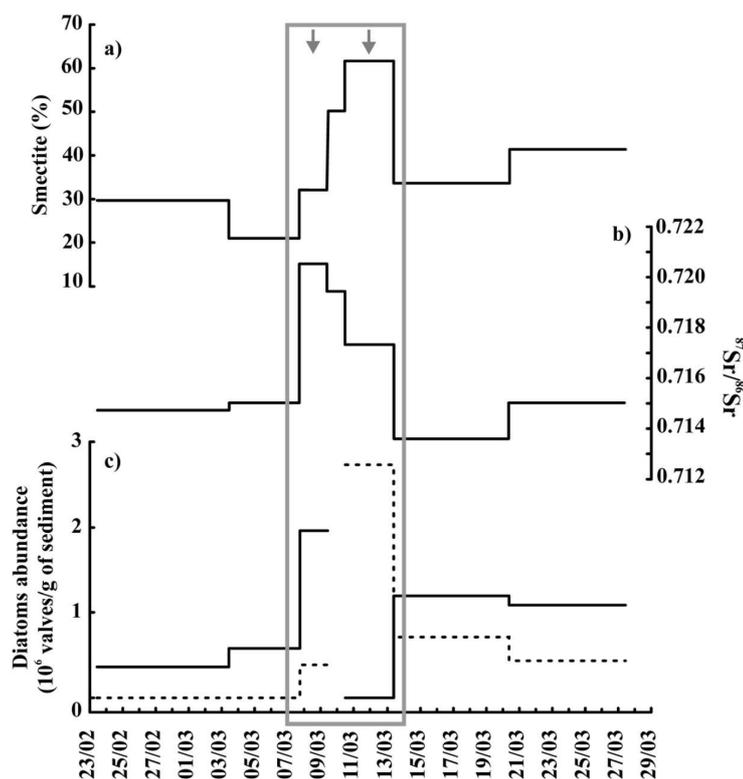


Figure 4. (a) Smectite content (%) and (b) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the dust deposits throughout the March 7–13 event 2006. (c) Fresh-water diatoms *Hantzshia amphioxys* (solid line) and *Aulacoseira granulata/gotzeana* (dash line) relative abundances. The gray frame highlights the March 7–13 dust event.

the 0.711–0.715 range, supposedly representing the signatures of local and/or regional contributions. It is noteworthy that the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio in terrigenous sediments is generally sensitive to grain size, with higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ generally found in smaller size classes [Grousset *et al.*, 1998]. However, the shift in mean modal size of the dust is too subtle to account for the large difference in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio we observe. Thus, the major dust outbreak of March 7–13 can be clearly fingerprinted in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in addition to changes in clay-minerals assemblages. Taken together, these data imply a shift in dust provenance regions, along with an increased dust flux, during the March event relative to that of the spring of 2006 background period.

3.3. Change in Dust Provenance Within the Event

[15] The increased sampling resolution around the March 7–13 outbreak enabled us to document the temporal variability of the terrigenous signal throughout the event. The distinct two phases identified in the atmospheric column by optical data were captured at the ground site at Mbour as well, as readily shown by the dust deposition flux record (Figure 2b). Noticeably, the two stages were accompanied by changes in the nature/characteristics of the dust itself. For instance, the relative abundance of smectite increased from ~34 to 63% during the 7-day event whereas the I/K ratio decreased from 0.9 to 0.4 (Figure 5a and Table 1). The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios exhibit a decrease from ~0.720 during the

early phase to ~0.717 toward the end, while ε_{Nd} displayed a moderate change from –13.6 to –13.0. When plotted against each others, the ε_{Nd} and the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of the three samples collected during the event define a hyperbola (Figure 5b), suggestive of a two-component mixing.

[16] In an attempt to identify the main atmospheric transport patterns and regions of dust activity that led to the large deposition episode at Mbour, tri-dimensional back trajectories were calculated using the HYSPLIT model of NOAA. These back trajectories (Figure 6) show that air masses reaching Mbour during the March 7–13 event swept through Northern Algeria (Atlas region), where the dust storm was initiated. These air masses then progressed across southern Algeria, northern Mali and southeastern Mauritania, that is right through the second most important region of dust emission identified from the Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) satellite data over the Sahara/Sahel region [Goudie and Middleton, 2001]. This is consistent with Goudie and Middleton's suggestion that the dust transported by the Harmattan from the Bodélé depression in Chad—the most important source area in the world—may not be the source of the prominent winter plume over the Northeastern tropical Atlantic. It is quite apparent, though, that during the event, air mass pathways shifted progressively to the southeast, reaching lower latitudes and longitudes further to the east; indeed, the trajectory ending on March 13 even passes over Northwest Niger (Figure 6). This

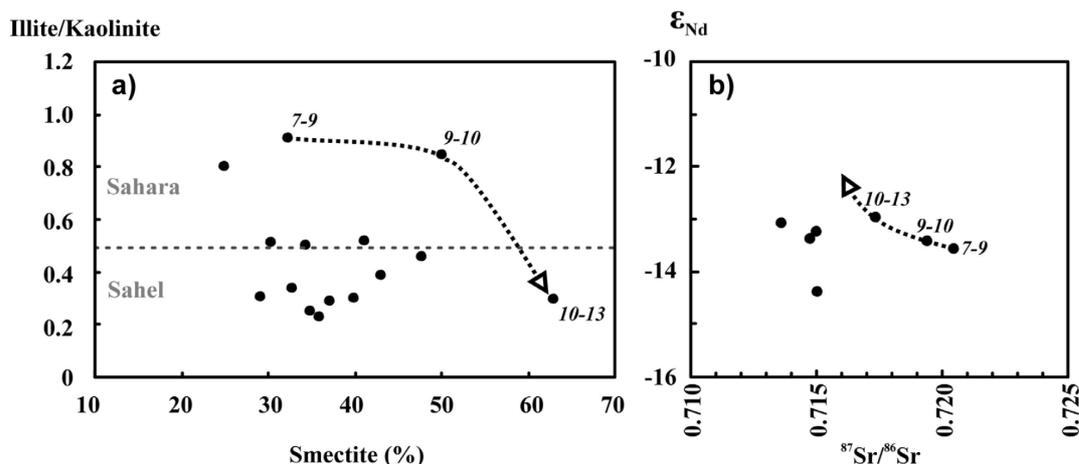


Figure 5. (a) Illite/kaolinite ratio versus smectite content (%). The dotted line indicates the approximate limit between Saharan and Sahelian I/K values as described by *Scheuvens et al.* [2009]. (b) ϵ_{Nd} versus $^{87}Sr/^{86}Sr$ (error bars less than or equal to symbol size) during the study period. For Figures 5a and 5b, samples from the March 7–13 event are labeled with the corresponding sampling dates. Arrows underline the chronological order of the samples.

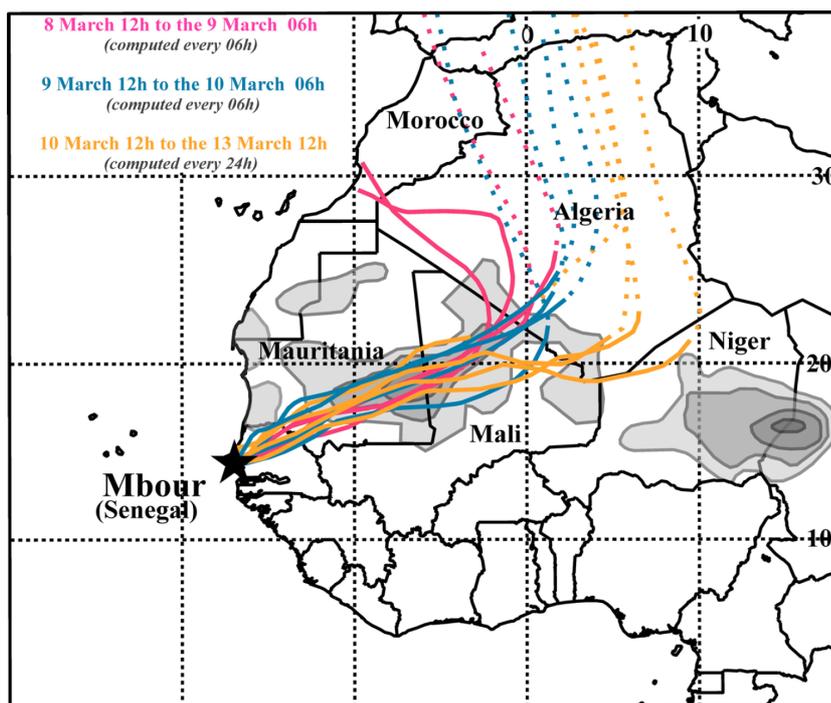


Figure 6. Tri-dimensional air masses back trajectories computed to end at approximately 400 m AGL above the Mbour station during the March 7–13 sampling period. Trajectories' duration varies from 3 days at the beginning of the time series to 6 days toward the end (durations were adapted so that trajectories reached the continent's hedges). Air mass latitude higher than 1500 m (dashed lines) are distinguished from lower transport (solid lines). Calculation was made using the HYSPLIT model (R. R. Draxler and G. D. Rolph, HYSPLIT (HYbrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory) Model, 2011, access via NOAA ARL READY Website <http://ready.arl.noaa.gov/HYSPLIT.php>; G. D. Rolph, Real-time Environmental Applications and Display system (READY) Website, <http://ready.arl.noaa.gov>). Background map shows the annual mean Aerosol Index (AI) values >15 from TOMS data (1980–93, 1997–2000) (adapted from *Goudie and Middleton* [2001]).

observation is in agreement with the change in dust transport direction already identified on MSG/SEVIRI satellite data [Tulet et al., 2008; Marticorena et al., 2010]. In fact, these images show that the initial dust plume, which formed in northern Algeria, first moved southwestward producing further dust emissions along its path before reaching Mbour on March 8. Then, between March 9 and 10, satellite images indicate a change in the direction of the plume, with dust being transported increasingly westward, in a narrower atmospheric corridor sweeping through the Sahelian band.

[17] Clay mineralogy signatures recorded during the March 7–13 event were compared with those of West African soils, loess and aerosols available from the literature. Although chemical and mineralogical fractionations may accompany grain-size sorting during deflation and transport processes, and may thus complicate direct comparison between aerosols and soils/sediments characteristics [Schütz and Seibert, 1987; Sabre et al., 1997], such a comparison supports a southeastern shift in provenance areas supplying dust to Mbour during the event. Specifically, the Western Sahara region is depleted in smectite compared to Sahelian sources [Avila et al., 1997]. Furthermore, the I/K ratio of mineral dust has been shown to decrease overall with decreasing latitude, as well as eastward across the Saharan-Sahelian stretch [Caquineau et al., 2002]. This is consistent with the fact that higher chemical weathering generally results in higher abundances of kaolinite, which mainly forms through hydrolysis processes [Chamley, 1989]. Thus, more kaolinite is expected to be found in the Sahelian band [Caquineau et al., 1998], which was subjected to a higher precipitation regime (summer West African monsoon) during the Quaternary. Southern Saharan and Sahelian regions are thus typified by low I/K ratios (typically <0.5) as well as by particularly low amounts of palygorskite [Scheuvs et al., 2009; Formenti et al., 2010], which both characterize the end of the March 2006 event.

[18] Sr and Nd isotope ratios of dust deposited at Mbour during the event fall within the range of values found in the “Sub-Saharan/Sahelian” zone (Chad, Niger, central Mali and Mauritania) defined by Scheuvs et al. [2009]. This author suggested that this area can be further subdivided into a “western” area with higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (>0.720) and lower ε_{Nd} (around -15), and an “eastern” area with lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (<0.720) and higher ε_{Nd} values (around -12). This geographical variation in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and ε_{Nd} must largely reflect the fact that the “northwestern” area contains old Precambrian outcrops compared to the “southeastern” area, which is characterized by younger, Paleozoic terrains [Konate et al., 2003]. According to this subdivision, the Sr and Nd isotope ratios measured in our samples (Figure 5b and Table 1) also support a west-to-east shift within the Sub-Saharan/Sahelian regions that supplied Mbour during the March 2006 event.

[19] Microscopic examination of the fresh-water diatoms in the samples indicates significant changes in the proportions of two taxa, with greater abundances of *Hantzshia amphioxys* during the early phase and greater occurrences of *Aulacoseira granulata/gotzeana* during the later phase of the dust event (Figure 4c and Table 1). These two freshwater diatom taxa are usually encountered in deflation basins, wadi valleys or hydrographic paleolakes throughout the Sahara and Sahel [Gasse et al., 1989]. The very low

abundances of these diatoms in the dust samples argue for a remote origin. *Hantzshia amphioxys*, which occurs in various freshwater biotopes, is able to survive subaerial conditions and is common in Northern Mauritania [Gasse et al., 1989]. The other observed taxon, *Aulacoseira granulata*, is common in lacustrine environments from East Africa [Gasse, 1986]. Changes in diatom dominance thus also corroborate a southeastern migration of the dust deflation zones throughout the dust event.

[20] The changing dust composition that we observe therefore seems to reflect differing mixtures. Dust deposited at Mbour during first phase of the event (March 8–10) likely reflects provenances from the northern and western part of this large Mauritania-Mali-Algeria area. On the other hand, the dust deposited at the end of the event (March 11–13) reflects additional inputs from more southeastern, Sahelian/sub-Saharan areas. Back trajectories presented here and earlier investigations [Slingo et al., 2006; Thomas and Gautier, 2009], emphasize the fact that major Saharan dust events, such as the March 7–13 outbreak, involve a large geographical domain within which it is unrealistic to accurately pin-point the numerous contributing sources down to a local scale. Nevertheless, our data do show that it is still possible to identify different regional dust signatures associated with changing regional provenance during a major event.

3.4. Implications

[21] Major aeolian events, such as the March 7–13 one, are thought to account for most of the total annual dust depositional flux to the ocean [Guerzoni et al., 1997]. For this reason, data obtained in this study provide valuable constraints for developing realistic atmospheric transport models, as well as estimates of dust deposits composition (grain size, mineralogy) and budgets (estimated deposition flux; see Methods for our Cypyr-type trap efficiency) for the Western African region. For instance, the comparison of the clay mineralogy of the dust deposited at Mbour during the event shows mismatches with mineralogy modeled from optical measurements for the same event (mainly in terms of clay minerals proportions [Thomas and Gautier, 2009]), underlying the need for field measurements in order to improve model calibrations.

[22] Owing to their significant influx to the ocean, major Saharan-Sahelian dust events have an overriding influence on the terrigenous marine sedimentation in the Northeastern Tropical Atlantic [Rea, 1994]. This conclusion is supported by the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the dust deposited during the 7–13 March 2006 outbreak. The corresponding ratios (0.717–0.720; Figure 5b) overlaps with the 0.718–0.722 range published for surface sediments, on the similar <30–40 μm size fraction, from the Cape Verde - Canaries Islands latitudinal band in the Northeastern Tropical Atlantic Ocean [Grousset et al., 1998; Cole et al., 2009]. Conversely, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios found outside the main event (~0.711–0.715), have no counterparts in surface sediments. Therefore, the multiproxy characterization of present-day dust deposited on the Atlantic margin during major events, combined with reliable estimates of dust emission and transport patterns involved, provides essential background information for the interpretation of marine sedimentary records in the Tropical Atlantic. Knowledge of particles provenance is indeed crucial information if we are to

interpret reliably the terrigenous signal in marine sediments in terms of changes in paleo-environmental conditions in sources areas and/or wind transport patterns.

4. Conclusion

[23] Dust deposited at Mbour, Senegal, was sampled during the spring 2006. The 7–13 March 2006 outbreak resulted in a large dust fall, whose mineralogical and Sr isotopic composition contrast with that of the background signal. Dust compositional changes were also observed between the beginning and the end of the outbreak, with marked differences in clay mineralogy, Sr and Nd compositions, and freshwater diatom taxa. Back trajectories and satellite images enabled us to link those distinct signatures to two different provenance regions. These regions lie within the large area identified by *Goudie and Middleton* [2001] as the main source of the prominent winter/spring plume over the tropical Atlantic —encompassing Mauritania, Mali and southern Algeria and some adjacent areas. Clearly, this survey will need to be repeated to capture other major events and should ideally be extended to other locations on the West African shoreline. Our mineralogical and isotopic fingerprinting of dust provenance and transport systems in West Africa, however, constitutes a first step toward a present-day “calibration” of the dust proxies measured in marine sediment records of the North-Eastern Tropical Atlantic. Since measurements of dust deposition are scarce, the flux and grain size data obtained in this study, among other parameters, provide much needed constraints for atmospheric transport models and dust deposition estimates in this area.

[24] **Acknowledgments.** We thank the AMMA international scientific group. Detailed information on AMMA scientific coordination and their sources of funding is available at <http://www.amma-international.org>. We are indebted to the IRD-Senegal for granting us access to its Mbour facilities and for technical and logistical support. We gratefully thank all members of the AERONET group, in particular Philippe Goloub and Didier Tanré from the French part of this program (PHOTONS), for operation of the Mbour (Dakar) site. We would like to acknowledge Ingrid Raczek for her precious assistance in the laboratory, Heinz Feldmann for help on the TIMS, Louis Gonzalez for most useful SEVIRI satellite images, Béatrice Marticorena for kindly providing TEOM data and fruitful discussions, and Jean-Louis Rajot for helpful comments on an earlier version of the manuscript. The authors gratefully acknowledge the NOAA Air Resources Laboratory (ARL) for the provision of the HYSPLIT transport and dispersion model and/or READY website (<http://www.arl.noaa.gov/ready.php>) used in this publication. The manuscript benefited from the helpful comments of two anonymous reviewers.

References

Arimoto, R. (2001), Eolian dust and climate: Relationships to sources, tropospheric chemistry, transport and deposition, *Earth Sci. Rev.*, *54*(1–3), 29–42, doi:10.1016/S0012-8252(01)00040-X.

Avila, A., I. Queralt-Mitjans, and M. Alarcón (1997), Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain, *J. Geophys. Res.*, *102*(D18), 21,977–21,996, doi:10.1029/97JD00485.

Biscaye, P. E. (1965), Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans, *Geol. Soc. Am. Bull.*, *76*, 803–832, doi:10.1130/0016-7606(1965)76[803:MASORD]2.0.CO;2.

Bopp, L., K. E. Kohfeld, C. Le Quere, and O. Aumont (2003), Dust impact on marine biota and atmospheric CO₂ during glacial periods, *Paleoceanography*, *18*(2), 1046, doi:10.1029/2002PA000810.

Bory, A. J.-M., and P. P. Newton (2000), Transport of airborne lithogenic material down through the water column in two contrasting regions of the

eastern subtropical North Atlantic Ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, *14*, 297–315, doi:10.1029/1999GB900098.

Bory, A., F. Dulac, C. Moulin, I. Chiapello, P. P. Newton, W. Guelle, C. E. Lambert, and G. Bergametti (2002), Atmospheric and oceanic dust fluxes in the northeastern tropical Atlantic Ocean: How close a coupling?, *Ann. Geophys.*, *20*, 2067–2076, doi:10.5194/angeo-20-2067-2002.

Bout-Roumazielles, V., E. Cortijo, L. Labeyrie, and P. Debrabant (1999), Clay mineral evidence of nepheloid layer contribution to the Henrich layers in the northwest Atlantic, *Palaeclimatol. Palaegeogr. Palaeoecol.*, *146*, 211–228, doi:10.1016/S0031-0182(98)00137-0.

Bout-Roumazielles, V., N. Combourieu Nebout, O. Peyron, E. Cortijo, A. Landais, and V. Masson-Delmotte (2007), Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000 yr BP North Atlantic cold events, *Quat. Sci. Rev.*, *26*, 3197–3215, doi:10.1016/j.quascirev.2007.07.015.

Caquineau, S., A. Gaudichet, L. Gomes, M.-C. Magonthier, and B. Chatenet (1998), Saharan dust: Clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil-derived aerosols, *Geophys. Res. Lett.*, *25*, 983–986, doi:10.1029/98GL00569.

Caquineau, S., A. Gaudichet, L. Gomes, and M. Legrand (2002), Mineralogy of Saharan dust transported over northwestern tropical Atlantic Ocean in relation to source regions, *J. Geophys. Res.*, *107*(D15), 4251, doi:10.1029/2000JD000247.

Chamley, H. (1989), *Clay Sedimentology*, Springer, Berlin.

Chiapello, I., G. Bergametti, L. Gomes, and B. Chatenet (1995), An additional low layer transport of Sahelian and Saharan dust over the north-eastern tropical Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, *22*, 3191–3194, doi:10.1029/95GL03313.

Cole, J. M., et al. (2009), Contrasting compositions of Saharan dust in the eastern Atlantic Ocean during the last deglaciation and African Humid Period, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *278*(3–4), 257–266, doi:10.1016/j.epsl.2008.12.011.

Derimian, Y., J.-F. Léon, O. Dubovik, I. Chiapello, D. Tanré, A. Sinyuk, F. Auriol, T. Podvin, G. Brogniez, and B. N. Holben (2008), Radiative properties of aerosol mixture observed during the dry season 2006 over M’Bour, Senegal (African Monsoon Multidisciplinary Analysis campaign), *J. Geophys. Res.*, *113*, D00C09, doi:10.1029/2008JD009904.

Duce, R. A., et al. (1991), The atmospheric input of trace species to the world ocean, *Global Biogeochem. Cycles*, *5*(3), 193–259, doi:10.1029/91GB01778.

Formenti, P., L. Schütz, Y. Balkanski, K. Desboeufs, M. Ebert, K. Kandler, A. Petzold, D. Scheuven, S. Weinbruch, and D. Zhang (2010), Recent progress in understanding physical and chemical properties of mineral dust, *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, *10*, 31,187–31,251, doi:10.5194/acpd-10-31187-2010.

Forster, P., et al. (2007), Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, in *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, pp. 129–234, Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.

Gasse, F. (1986), *East African Diatoms: Taxonomy, Ecological Distribution, Biblio. Diatomol.*, vol. 11, 44 plates, 92 pp., Cramer, Berlin.

Gasse, F., B. Stabell, E. Fourtanier, and Y. van Iperen (1989), Freshwater diatom influx in intertropical Atlantic: Relationships with continental records from Africa, *Quat. Res.*, *32*, 229–243, doi:10.1016/0033-5894(89)90079-3.

Glaccum, R. A., and J. M. Prospero (1980), Saharan aerosols over the tropical North Atlantic mineralogy, *Mar. Geol.*, *37*, 295–321, doi:10.1016/0025-3227(80)90107-3.

Goossens, D., and J.-L. Rajot (2008), Techniques to measure the dry aeolian deposition of dust in arid and semi-arid landscape: A comparative study in West Niger, *Earth Surf. Processes Landforms*, *33*, 178–195, doi:10.1002/esp.1533.

Goudie, A. S., and N. J. Middleton (2001), Saharan dust storms: Nature and consequences, *Earth Sci. Rev.*, *56*, 179–204, doi:10.1016/S0012-8252(01)00067-8.

Grousset, F., and P. E. Biscaye (2005), Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd, and Pb isotopes, *Chem. Geol.*, *222*, 149–167, doi:10.1016/j.chemgeo.2005.05.006.

Grousset, F. E., M. Parra, A. Bory, P. Martinez, P. Bertrand, G. Shimmield, and R. Ellam (1998), Saharan wind regimes traced by the Sr-Nd isotopic composition of the tropical Atlantic sediments: Last glacial maximum vs. today, *Quat. Sci. Rev.*, *17*, 395–409, doi:10.1016/S0277-3791(97)00048-6.

Guerzoni, S., E. Molinaroli, and R. Chester (1997), Saharan dust inputs to the western Mediterranean Sea: Depositional patterns, geochemistry and sedimentological implications, *Deep Sea Res., Part II*, *44*(3–4), 631–654, doi:10.1016/S0967-0645(96)00096-3.

Knippertz, P., and A. H. Fink (2006), Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *132*(617), 1153–1177, doi:10.1256/qj.05.109.

- Konate, M., M. Guiraud, J. Lang, and M. Yahaya (2003), Sedimentation in the Kandi extensional basin (Benin and Niger): Fluvial and marine deposits related to the Late Ordovician deglaciation in West Africa, *J. Afr. Earth Sci.*, *36*, 185–206, doi:10.1016/S0899-5362(03)00026-5.
- Krumbein, W. C., and F. J. Pettijohn (1938), *Manual of Sedimentary Petrography*, 549 pp., Appleton-Century-Crofts, New York.
- Maher, B. A., J. M. Prospero, D. Mackie, D. Gaiero, P. P. Hesse, and Y. Balkanski (2010), Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum, *Earth Sci. Rev.*, *99*, 61–97, doi:10.1016/j.earscirev.2009.12.001.
- Marticorena, B., B. Chatenet, J.-L. Rajot, S. Traoré, M. Coulibaly, A. Diallo, I. Koné, A. Maman, T. Ndiaye, and A. Zakou (2010), Temporal variability of mineral dust concentrations over West Africa: Analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect, *Atmos. Chem. Phys.*, *10*, 8899–8915, doi:10.5194/acp-10-8899-2010.
- Martin, J. H., R. M. Gordon, and S. E. Fitzwater (1991), The case for iron, *Limnol. Oceanogr.*, *36*(8), 1793–1802, doi:10.4319/lo.1991.36.8.1793.
- Meyer, I., G. R. Davies, and J.-B. Stuut (2011), Grain size control on Sr-Nd isotope provenance studies and impact on paleoclimate reconstructions: An example from deep-sea sediments offshore NW Africa, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, *12*, Q03005, doi:10.1029/2010GC003355.
- Prospero, J. M., and T. N. Carlson (1981), Saharan air outbreaks over the tropical North Atlantic, *Pure Appl. Geophys.*, *119*(3), 677–691.
- Prospero, J. M., P. Ginoux, O. Torres, S. E. Nicholson, and T. E. Gill (2002), Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product, *Rev. Geophys.*, *40*(1), 1002, doi:10.1029/2000RG000095.
- Rathburn, A. E., J.-J. Pichon, M. A. Ayress, and P. De Deckker (1997), Microfossil and stable-isotope evidence for changes in Late Holocene paleoproductivity and paleoceanographic conditions in the Prydz Bay region of Antarctica, *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, *131*, 485–510, doi:10.1016/S0031-0182(97)00017-5.
- Ratmeyer, V., G. Fischer, and G. Wefer (1999), Lithogenic particle fluxes and grain size distributions in the deep ocean off NW Africa: Implications for seasonal changes of aeolian dust input and downward transport, *Deep Sea Res., Part I*, *46*, 1289–1337, doi:10.1016/S0967-0637(99)00008-4.
- Rea, D. (1994), The paleoclimatic record provided by eolian deposition in the deep sea: The geologic history of wind, *Rev. Geophys.*, *32*, 159–195, doi:10.1029/93RG03257.
- Redelsperger, J., D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. Parker, and J. Polcher (2006), African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An international research project and field campaign, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, *87*, 1739–1746, doi:10.1175/BAMS-87-12-1739.
- Sabre, M., M. V. López, S. C. Alfaro, J. L. Rajot, and L. Gomes (1997), Characterization of the fine dust particle production process by wind erosion for two types of bare soil surface, in *Wind Erosion—An International Symposium [CD-ROM]*, edited by E. L. Skidmore and J. Tatarko, 11 pp., USDA-ARS Wind Erosion Res. Unit, Manhattan, Kans.
- Sassen, K., P. J. DeMott, J. M. Prospero, and M. R. Poellot (2003), Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTAL-FACE results, *Geophys. Res. Lett.*, *30*(12), 1633, doi:10.1029/2003GL017371.
- Scheuvs, D., L. Schütz, K. Kandler, M. Ebert, and S. Weinbruch (2009), Composition of Saharan dust and its possible source regions—A review, paper presented at European Aerosol Conference 2009, Assoc. for Aerosol Res., Karlsruhe, Germany.
- Schütz, L., and M. Seibert (1987), Mineral aerosols and source identification, *J. Aerosol Sci.*, *18*, 1–10, doi:10.1016/0021-8502(87)90002-4.
- Slingo, A., et al. (2006), Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L24817, doi:10.1029/2006GL027869.
- Sperazza, M., J. N. Moore, and M. S. Hendrix (2004), High resolution particle size analysis of naturally occurring fine-grained sediment through laser diffractometry, *J. Sediment. Res.*, *74*(5), 736–743, doi:10.1306/031104740736.
- Stuut, J.-B., M. Zabel, V. Ratmeyer, P. Helmke, E. Schefuß, G. Lavik, and R. Schneider (2005), Provenance of present-day eolian dust collected off NW Africa, *J. Geophys. Res.*, *110*, D04202, doi:10.1029/2004JD005161.
- Swap, R., S. Ulanski, M. Cobett, and M. Garstand (1996), Temporal and special characteristics of Saharan dust outbreaks, *J. Geophys. Res.*, *101*, 4205–4220, doi:10.1029/95JD03236.
- Tegen, I. (2003), Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system, *Quat. Sci. Rev.*, *22*, 1821–1834, doi:10.1016/S0277-3791(03)00163-X.
- Thomas, S., and C. Gautier (2009), Investigations of the March 2006 African dust storm using ground-based column-integrated high spectral resolution infrared (8–13 mm) and visible aerosol optical thickness measurements: 2. Mineral aerosol mixture analyses, *J. Geophys. Res.*, *114*, D14209, doi:10.1029/2008JD010931.
- Tulet, P., M. Mallet, V. Pont, J. Pelon, and A. Boone (2008), The 7–13 March 2006 dust storm over West Africa: Generation, transport, and vertical stratification, *J. Geophys. Res.*, *113*, D00C08, doi:10.1029/2008JD009871.
- W. Abouchami and S. J. G. Galer, Max Planck Institute for Chemistry, PO Box 3060, D-55020 Mainz, Germany.
- A. Bory, V. Bout-Roumazeilles, and C. Skonieczny, Geosystemes, FRE CNRS 3298, Université Lille1, F-59655 Villeneuve d'Ascq CEDEX, France. (charlotte.skonieczny@ed.univ-lille1.fr)
- B. Chatenet, LISA, UMR CNRS 7583, Universités Paris Est-Paris Diderot-Paris 7, IPSL, 61, av. du General de Gaulle, F-94010 Créteil, France.
- I. Chiapello and T. Podvin, LOA, UMR CNRS 8518, Université Lille1, F-59655 CEDEX Villeneuve d'Ascq, France.
- X. Crosta, EPOC, UMR CNRS 5805, Université Bordeaux1, F-33400 Talence, France.
- A. Diallo and T. Ndiaye, IMAGO, US 191, IRD, CP 18524 Dakar, Senegal.
- I. Meyer, MARUM, University of Bremen, Leobener Strasse, D-28359 Bremen, Germany.
- J.-B. Stuut, Marine Geology, Royal Netherlands Institute for Sea Research, PO Box 59, NL-1790 Den Burg AB, Netherlands.

III. La série temporelle analysée de 2006 à 2009 : quelles implications ?

Suite aux résultats encourageants de l'étude détaillée de l'évènement de mars 2006, l'analyse de la série temporelle a été poursuivie. En effet, grâce à la collaboration avec l'IRD et notamment à l'investissement d'Aboubacry Diallo et de Thierno Ndiaye, les collectes hebdomadaires ont pu continuer. En 2006, la saison humide n'a pas été collectée. Au cours de mes trois années de thèse, j'ai pu traiter les échantillons de 2006 à 2009 ce qui représente 175 collectes. L'analyse granulométrique et minéralogique de ces trois années de collectes hebdomadaires permet une première observation des tendances saisonnières de la signature terrigène du matériel éolien déposé sur la marge Ouest africaine. Par ailleurs, la validité de l'approche choisie permettant de relier la signature terrigène enregistrée par les dépôts collectés lors de l'évènement de mars 2006 -en termes de provenance et de systèmes de transport -ayant été démontrée, j'ai poursuivi l'analyse « multi-proxy » des différents évènements de dépôts majeurs secs et humides qui se sont produit au cours de ces trois années dans le but d'accroître la calibration, c'est-à-dire d'associer la maximum de signatures terrigènes événementielles à leurs zones sources et aux systèmes de transport aux quelles elles sont associés. Cette calibration et les implications que l'on peut en tirer pour essayer d'améliorer notre interprétation du signal terrigène éolien en ATNE font l'objet d'un article en préparation pour être soumis à la revue *Earth and Planetary Science Letters*.

Résumé de l'article

Cette étude présente les signatures terrigènes des dépôts de poussières éoliennes collectées en continue avec une résolution temporelle de sept jours ou moins à Mbour entre 2006 et 2009. Les flux de dépôt et le mode granulométrique ont été calculés pour chacune des collectes hebdomadaires de la série temporelle. Les variations de ces traceurs au cours des trois années confirment pour la première fois par des mesures de flux de dépôts que la majorité des apports à la marge se produisent au cours de l'hiver et du printemps par un système de transport « basses altitudes » : l'Harmattan. Au contraire, les dépôts sont moins importants en été lorsque le transport se fait à plus haute altitude. Par opposition aux flux, la granulométrie présente une saisonnalité inverse présentant des modes plus élevés en été. Ceci semble s'expliquer par le fait que seules les grosses particules ont une vitesse de sédimentation suffisante pour traverser la colonne atmosphérique ; les plus fines, elles, sont entraînées par le système de transport sur de plus longues distances. En complément de ces mesures, la composition minéralogique des argiles des dépôts a été analysée. Les résultats

obtenus indiquent un changement de provenance saisonnier latitudinal qui semble refléter la migration saisonnière de la ZCIT. Les flux de dépôts obtenus pour les deux années complètes de mesure, 2007 et 2008, sont respectivement de 44.6 et 36.7 g.m².an⁻¹. Toutefois, à l'intérieur de ces flux annuels, un évènement majeur de dépôt sporadique peut contribuer en quelques jours à apporter entre 10 et 20% du budget annuel. Les données quantitatives de dépôt de poussières éoliennes étant rares, le flux et la granulométrie mesurés au cours de cette étude fournissent des contraintes particulièrement utiles pour les modèles de transport atmosphérique ainsi que pour les estimations de budget du dépôt éolien dans cette région. Une approche "multi-proxy" incluant des analyses géochimiques (isotopes du Sr et du Nd), des observations des diatomées et le calcul des rétrotrajectoires, en plus de la granulométrie et de la minéralogie des argiles ont été réalisées sur les évènements de dépôts majeurs secs et humides qui ont été collecté au cours de la période étudiée. La majorité des évènements importants de dépôts « secs » enregistrés entre 2006 et 2009 se sont produits au printemps et plus précisément au cours du mois de Mars. Ces évènements sont originaires de trois zones localisées à l'intérieur de la même région identifiée par TOMS en Afrique de l'Ouest. Cette zone couvre la Mauritanie, le Mali et le Sud de l'Algérie. Ces résultats renforcent l'idée que les dépôts éoliens au niveau de la marge Ouest africaine sont principalement le résultat d'évènements sporadiques originaires de la région Ouest de l'Afrique. Un évènement majeur de dépôt humide, unique dans notre série, s'est produit en Juillet 2007. Cet évènement humide suggère que lors du transport d'été à haute altitude, des évènements de précipitations occasionnels lessivant la colonne atmosphérique peuvent engendrer des dépôts important dans cette région. Les résultats isotopiques (Sr et Nd) obtenus au cours de cette étude ont été comparés à ceux des sédiments de surface Holocène de l'ATNE disponibles dans la littérature, sédiments localisés dans la bande latitudinale qui s'étend des Canaries aux îles du Cap Vert. Cette comparaison montre que les signatures des évènements de poussières majeurs enregistrés en Mars tombent dans la même gamme de valeurs que les sédiments de surface Holocène. A l'inverse les signatures des dépôts du background (c'est-à-dire en dehors des évènements de dépôts majeurs) présentent une signature non comparable aux sédiments de surface Holocène. La signature isotopique de l'évènement humide notable ne trouve pas non plus d'analogue dans les signatures des sédiments de surface disponibles. A partir de la synthèse de ces résultats, des implications des différents traceurs sont proposées afin d'améliorer l'interprétation du signal terrigène éolien enregistré dans les sédiments passés de l'ATNE et notamment pour aider à retracer les changements de sources et des systèmes de transport atmosphérique associés.

A three-years time-series of dust deposition fluxes, grain size, mineralogical and isotopic (Sr and Nd) signatures on the West African margin: implications for the interpretation of paleo-dust records in the North-Eastern Tropical Atlantic Ocean.

Skonieczny C.¹, Bory A.¹, Bout-Roumazeilles V.¹, Abouchami W.², Galer S.², Crosta X.³, Diallo A.⁴, Ndiaye T.⁴

¹Geosystemes, FRE CNRS 3298, Université Lille1, 59655 Villeneuve d'Ascq cedex, France.

²Max Planck Institute for Chemistry, P.O. Box 3060, 55020 Mainz, Germany.

³EPOC, UMR CNRS 5805, Université Bordeaux1, 33400 Talence, France.

⁴IRD, US 191, IMAGO, Dakar, Senegal.

*Corresponding author: Charlotte Skonieczny
GEOSYSTEMES, FRE CNRS 3298
Bâtiment SN5, Université Lille 1
59655 Villeneuve d'Ascq, France
Email: charlotte.skonieczny@ed.univ-lille1.fr
Tel: +33 3 20 33 71 17
Fax : +33 3 20 43 41 25

Co-authors mail addresses and phone numbers

Aloys Bory (PhD) / alloys.bory@univ-lille1.fr / +33 3 20 43 65 47

Viviane Bout-Roumazeilles (PhD) / viviane.bout@univ-lille1.fr / +33 3 20 43 43 95

Wafa Abouchami (PhD) / wafa.abouchami@mpic.de / +49 6131 305 260

Stephen Galer (PhD) / steve.galer@mpic.de / +49 6131 305 220

Xavier Crosta (PhD) / x.crosta@epoc.u-bordeaux1.fr / +33 5 40 00 33 18

Aboubacryl Diallo / aboujallow2004@yahoo.fr / +221 33 957 10 44

Thierno Ndiaye / ndthier@yahoo.fr / +221 33 957 10 44

1. Introduction

The Northeastern Tropical Atlantic Ocean (hereinafter NETAO) receives large amount of mineral dust transported by the atmosphere from the Sahara and Sahel arid and semi-arid regions (Prospero, 1996). In the absence of significant fluvial sediment discharge on the West African margin, these dust inputs represent most of the non-biogenic material reaching the open ocean floor (Kolla et al., 1979; Grousset et al., 1988). The geological history of these aeolian deposits is thus well recorded in the marine sediments of the NETAO region (e.g., Matthewson et al., 1995). As dust supplies reflect dryness conditions and wind patterns over the continent, they contribute to document long-term environmental and climatic changes that have taken place in West Africa throughout the Quaternary and beyond (Rea, 1994). Increased dust fluxes, for instance, have been interpreted as indicative of aridity intensification (e.g., Tiedmann et al., 1989; Rea, 1990). Similarly, larger dust grain sizes have been linked to stronger winds (Sarnthein et al., 1982; Ruddiman, 1997). The ability to use dust records to monitor wind strength is particularly useful, as there is virtually no other tracer available to constrain low-latitude atmospheric circulation's vigor in paleo-climate reconstructions and models.

Yet, the interpretation of marine sediment dust records in the NETAO has been somewhat limited by the lack of information regarding the dust provenance. Although the Saharan-Sahel region stretches over ~2000 x ~4000 km area at present, and contains numerous distinct high-emission "hot spots" (e.g. Goudie and Middleton, 2001 ; Prospero et al., 2002 ; Engelstaedter et Washington, 2007), it has been considered as a whole in most paleo-climatic studies. Valuable additional information on shifts in transport systems and the distribution of arid areas over West Africa would surely be gained if we were able to define more precisely the origin of the dust and its variability with time in paleo-dust records. Specific mineralogical and geochemical intrinsic tracers, which reflect the geological and weathering history of the dust source area, can be analyzed for this purpose (Grousset et al., 1998; Bout-Roumzeilles et al., 2007 ; Meyer et al., 2011). Provenance can then be inferred by matching the dust signature with those of potential source areas (Grousset and Biscaye, 2005). There have actually been a few attempts to use radiogenic isotopes (Sr and Nd), for instance, to try identifying possible shifts in dust provenance through recent climate transitions (Grousset et al., 1998; Jullien et al., 2007; Cole et al., 2009). These studies have been hampered, however, by the fact that the signature of the potentially contributing source areas is not well documented. There is indeed clearly insufficient data coverage over the wide Sahara-Sahel area, mostly due to the large number of possible dust sources spread over this

vast territory (Engelstaedter et Washington, 2007). Previous provenance investigations had therefore to rely on a limited number of data obtained from various types of geological samples (rocks, soils, sediments...), whose representativity was difficult to assess. As a result, inference obtained from these provenance proxies up till now were limited. Additionally, some of the Sr isotope ratios variability in the NETAO has recently been attributed to changes in weathering on the continent (Cole et al., 2009; Meyer et al., 2011). Improving our understanding of source Sr composition will be able to test these hypotheses and verify whether the observed variability in these studies could not instead be explained by provenance changes.

As importantly, the interpretation of dust records has been somewhat hindered by the fact that there is also a poor comprehension of the wind systems responsible for the dust deposited to the NETAO. Today dust transport in this region occurs nearly all year long (Chiapello et al., 1995). Depending on the season, however, dust follows distinct atmospheric pathways. In winter and spring (November to May), dust is transported southwesterly across West Africa below 1.5-3 km within the Harmattan (i.e., the dry, winter monsoon continental trade winds). During the summer, on the other hand, major westerly dust transport occurs within the so-called Saharan Air Layer (SAL) at higher altitude (5-6 km), that is, above the trade winds, which have a marine origin at that time of the year along the African margin. This seasonal switch in the altitude of transport is likely to have implications on the dust deposition to the NETAO, both quantitatively and qualitatively, and therefore on the interpretation of the marine dust records, assuming that the main features of the atmospheric circulation prevailed over the timescales of the studied paleo-records. This issue, however, has been largely overlooked, and the dust inputs have been associated to one or the other wind system depending on the studies, without a clear rationalization.

One way to improve the interpretation of the paleo-dust records might therefore be to turn to modern deposits reaching the NETAO. The main interest of monitoring current dust deposition in the NETAO region is that information on the contributing source regions and associated wind patterns can be obtained simultaneously using meteorological and remote sensing data. The obtained mineralogical and isotopic signature of the dust can therefore be traced back to its region of provenance in West Africa. Another advantage in collecting dust at present as it reaches the oceanic domain is that the dust samples then directly reflect the complex mixing that occur from multiple contributing sources during Saharan outbreaks. Those mixing would probably be close to impossible to match using the existing incomplete

potential source area database. In addition, it is known that fractionation processes (i.e., grain size sorting) occurring during deflation and atmospheric transport, may modify the mineralogical composition of the dust and thus its isotopic composition (e.g. Mason, 1982; Martin and Withfield, 1983; Schütz and Sebert, 1987; Sabre et al., 1997). Consequently, even reliable data obtained from soils or sediments found in well-identified dust sources may not reflect the signature of the airborne fraction emitted from these areas, making it even more complex to base provenance investigations only on source data. So, in that it enables us to circumvent these major caveats, this “reverse” approach using a combination of deposition measurements and atmospheric transport data may thus provide some calibration of the proxies, not only in terms of source areas complex (likely mixed), signatures but also in terms of transport patterns. Although dust emission, transport and deposition patterns observed at present may not offer the best match for past configurations, such an approach should still give us new insights for the interpretation of the mineralogical and isotopic proxies in marine sediments.

We therefore started sampling dust deposits at Mbour (~80 km south of Dakar) on the Senegalese margin in 2006 (Skonieczny et al., 2011), within the African Multidisciplinary Monsoon Analysis (AMMA) framework (Redelsperger et al., 2006). The sampling site, located near the western tip of West Africa as well as under major corridors for both winter/spring and summer dust outbreaks, is ideally situated to monitor mineral aerosols inputs as they reach the NETAO. Here we report a unique ~3 years time-series of weekly mineral dust deposits at Mbour, spanning the spring 2006-spring 2009 period. Mass fluxes, grain-size, and clay mineralogy measurements were carried out throughout the entire record. This deposition record enabled us, for the first time, to document the temporal pattern of dust deposition in this region in response to the changing wind systems throughout the year. Additional Sr and Nd isotopes analyses as well as fresh-water diatoms identification were carried out during some of the major deposition events. Provenance information was then inferred from tri-dimensional back-trajectories and satellite images, enabling to draw preliminary conclusions on the significance of the measured proxies in terms of provenance and transport systems. We then discuss what implications these finding may have for the interpretation of the paleo-dust records retrieved from the NETAO.

2. Material and Methods

Mineral dust was collected using a CAPYR-type reversed pyramid-shaped PVC collector installed at about 8 meters above ground on the rooftop terrace of the IRD research building facing the Atlantic Ocean (Skonieczny et al., 2011). The sampling site was located in a protected ecological center, which is a vegetated area where car traffic is minimal, reducing the influence from locally produced-dust. This collector has the advantage of being made of plastic matter only, minimizing potential contaminations of the dust samples with chemical elements of interest. However, due to its rather poor aerodynamic shape, the original CAPYR-type collector, has lower efficiency (down to a factor of three) compared to other sampling devices (Goossens and Rajot, 2008). In this study, the 2500 cm² sampling area was therefore covered with a 1-cm thick honeycomb-like grid in order to reduce wind turbulence within the collector. This adjustment is thought to have limited post-depositional remobilization, thus improving the collector's efficiency.

Dust deposited in the device was recovered weekly from February 2006 through March 2009 (except during June-October 2006 period) by thorough rinsing of the collector with ultra-pure water, yielding a total of 145 samples. Temporal sampling resolution was increased during major outbreaks (Table 1). Following treatments were carried out in clean laboratory facilities. In order to make our results comparable to those obtained on the carbonate-free fraction of marine sediments, calcium carbonate was leached using an acetic acid (HOAc) - sodium acetate buffer at pH ~4.5. Although some studies have shown that relatively coarse material can be transported over long distances (e.g., Glaccum and Prospero, 1980), modern dust collected over the Atlantic Ocean at the latitude of our sampling site was observed to be mainly <30 µm (Grousset et al., 1998; Stuut et al., 2005; Skonieczny et al., 2011). Samples were thus wet-sieved at 30 µm before subsequent analyses, in order to prevent contamination from possible large 'local' mineral particles and vegetation detritus.

Grain size distributions and clay minerals assemblages were determined for the entire time-series, using a Malvern Mastersizer 2000 laser diffractometer and a Bruker D4 Endeavor X-ray diffractometer, respectively. Sr and Nd isotopic measurements were carried out on a selection of high-flux samples by Thermo Ionization Mass Spectrometry using a ThermoFisher TRITON at the Max Planck Institute for Chemistry, Mainz, Germany. For some of these high samples, fresh-water diatom species were also identified and counted using an Olympus BX51 phase contrast microscope at University Bordeaux-1. Analytical protocols are fully described in Skonieczny et al. (2011). All standards and analytical blanks,

which were carefully monitored and could always be considered negligible. Complementary Sr and Nd concentrations were obtained using an ULTIMA2 inductively coupled plasma emission spectrometer (ICP-AES) and an Element2 high resolution inductively coupled plasma mass spectrometer (HR-ICPMS), respectively, at the Institut Universitaire Européen de la Mer, Brest, France (see Nonotte, 2007 for details).

Tri-dimensional back-trajectories were calculated using the HYSPLIT model of NOAA in an attempt to identify the main atmospheric transport patterns and regions of dust activity that led to the major deposition episodes. In addition, this study benefited from satellite animations computed using SEVIRI images (not shown), which contributed to constrain dust emission patterns and transport during major outbreaks.

3. Results and discussion

3.1. Seasonal variability in the dust deposition fluxes

One of the most striking features revealed by our ~3-year time-series on the West African margin is the marked seasonal variability in the dust deposition, with high fluxes (~80-180 mg.m².d⁻¹) during winter/spring seasons (from November to May) peaking in March, contrasting with much lower values (~20-30 mg.m².d⁻¹) in the summer and the fall (from June to October; Figure 1a). Remarkably, optical measurements of the atmospheric dust load (e.g., aerosol optical thickness, hereinafter AOT) from January 2006 through September 2008 showed that maximum dust transport over Mbour occurred, by contrast, during the summer months (June-July) (Léon et al., 2009). This is consistent with long-term satellite observations showing highest atmospheric dust content over the NETAO during the summer (e.g. Swap et al., 1996). Such an apparent disconnection in this area between the total dust content in the atmospheric column and its imprint at ground level has already been documented using dust concentration data, first at Sal, Cape Verde Archipelago (Chiapello et al., 1995), and more recently at Mbour (Léon et al., 2009). This mismatch was shown to be the result of the increasing altitude of the dust transport between the winter/spring, when it occurs the low-level continental trades (i.e., below 3 km), and the summer when dust is transported in the SAL (up to an altitude of 6 km) above the trade winds (Chiapello et al., 1995; Bory et al., 2002; Léon et al., 2009). This strongly suggests that the dust deposition fluxes at Mbour are driven primarily by the dust carried in the atmosphere's low layers. Actually, there is overall a very good correlation between our dust deposition fluxes and the

PM₁₀ (i.e., <10 µm particles) concentrations seasonal trends during our 2006-2009 survey (Figure 1b; Marticorena et al., 2010). Our deposition flux results therefore support that the winter/spring dust transport system over West Africa is the one impacting the NETAO predominantly.

3.2 Large contribution from major deposition events

Superimposed on the seasonal patterns, a few major deposition flux events stick out in the time-series (Figure 1a). During these events, deposition fluxes were multiplied by a factor ranging from ~2 to ~8 compared to the seasonal background deposition flux. Most of these events were recorded during the winter-spring high deposition flux season, except for one sizable dust fall, which occurred in the summer. In each of these two contrasting seasonal context, processes leading to the large deposition fluxes were sharply different. In fact, during the dry winter/spring season, aerosols can only be removed from the atmosphere by gravitational settling (dry deposition). During the summer, on the other hand, important precipitations occur frequently at our site, which is under the influence of the summer monsoonal regime at that time of the year. As a result, large dust events likely result from rain washout of the atmospheric column (wet deposition).

Three out of the four major events recorded in the dry winter/spring seasons took place during the month of March. The most important deposition flux was recorded during the 27-30 March 2008 period, yielding a deposition flux of ~1150 mg.m².d⁻¹ (compared to a mean seasonal background <100-150 mg.m².d⁻¹); dust deposited during this single event represented about 12% of the total 2008 annual flux (Table 2). The second most important dry season event occurred between the 4th and 6th of March 2009, with a maximum deposition flux of ~465 mg.m².d⁻¹. Another notable March depositional event took place during the 7-13 March 2006 period, and was already described in details by Skonieczny et al. (2011). No major spring peak was observed, however, in 2007, and an important deposition event was also recorded in January 2009. In 2007, on the other hand, the summer was marked by an episode of wet deposition spanning during about 3 weeks and representing two third of the seasonal yield and about a quarter of the annual deposition.

So, although winters and springs appear overall to be the seasons when dust deposition on the West African margin is the most prominent, our 2006-2009 times series shows that sporadic events can lead to significant year-to-year variability in the mean seasonal deposition rates (Table 2 and Figure 2). In addition, our times series strongly suggest that, as it was

shown for the Mediterranean Sea (Guerzoni et al., 1997), major dust deposition events can account for a significant fraction of the total annual dust deposition to the nearby NEATO.

3.3 Grain size range and contrasting temporal pattern

The average grain-size mode is about $\sim 19\mu\text{m}$, which is in the same order with values reported in the literature for the NETAO margin (e.g. Stuut et al., 2005). However, although grain-size mode shows a high-frequency variability, this parameter also presents a clear seasonal trend (Figure 1c). Interestingly, coarser material ($\sim 22\mu\text{m}$ on average) is deposited during the summer low flux period. The larger dust deposits collected during the winter/spring season, on the other hand, consist in relatively finer particles, as indicated by a lower mean grain size mode ($\sim 16\mu\text{m}$). In fact, similar trends were identified in the ocean water column by Ratmeyer et al. (1999) near the Cape Verde Islands. This somewhat unexpected anti-correlation between flux and grain size can also be explained, as first acknowledged by these authors, by the changing altitude of the dust transport throughout the year. During the summer, when the dust layers reach mid-tropospheric altitudes, only the coarser particles must have sufficient settling velocities to reach the surface, while most of the fine particles are carried across the Atlantic Ocean all the way to the Caribbean and even beyond within the SAL wind system (e.g., Prospero and Carlson, 1972; Chiapello et al., 1997). As a result the proportion of large particles deposited at ground level increases, shifting the mean modal sizes to higher values. In winter, on the other hand, the lower altitude of transport diminishes the height of fall for the particles, increasing the relative proportion of fine material collected in our trap. Flux and grain size time-series thus provide consistent temporal patterns, which both reflect the changing altitude of the dust transport over the NETAO throughout the year.

3.4 Temporal variations in the dust clay-mineral composition

Clay minerals may give valuable information on the provenance of mineral dust (e.g., Chamley, 1989 ; Caquineau et al., 1998 ; Bout-Roumzeilles et al., 2007). Clay minerals deposited at Mbour throughout the 2006-2009 time period consist mainly in smectite and kaolinite with additional contributions of chlorite, illite and palygorskite (see supplementary material). As observed for the flux and the grain size, a seasonal variability in the clay minerals assemblages was discernable throughout the 2006-2009 studied period, as best reflected by the illite/kaolinite ratios (I/K) and palygorskite percentages (Figures 3d,e). In winter, these two proxies, which present a significant correlation, display values averaging

0.4-0.6 and 0-5%, respectively. By contrast, during the wet summer months, the I/K ratio and the palygorskite percentage increased to reach mean values of 0.8-1.2 and 5-10%, respectively.

In this region, the I/K ratio, which is not affected by the various fractionation processes that occur during emission and long-range dust transport (Caquineau et al., 1998), and the abundance of palygorskite were already proven to be useful for assessing the origin of atmospheric dust samples (Caquineau et al., 1998; 2002) and of aeolian particles extracted from marine sediments (Bout-Roumazeilles et al., 2007). In fact, the I/K ratio, was shown to decrease largely from North to South throughout the Saharan/Sahelian latitudinal band (Caquineau et al., 1998), reflecting the increasing efficiency of weathering processes propitious to the formation of kaolinite as climate becomes wetter equatorward (Chamley, 1989). Palygorskite, which is a fibrous clay mineral characteristic of the sub-arid belt of the northern hemisphere (Singer and Galan, 1984, Chamley, 1989), can be distributed through aeolian processes over long-range distance (Coudé-Gaussen et al., 1982; Molinaroli, 1996). It is mainly present in the northern part of West Africa and particularly abundant in regions such as in the anti-Atlas Morocco region and the Tunisian loess (Grousset et al., 1992, Avila et al., 1997).

The seasonal changes observed in the I/K ratio and palygorskite content, which imply a seasonal variability in dust provenance, therefore suggest a latitudinal shift from southern, Sahelian provenance areas in winter to more northern, Saharan sources during the summer months. Such a seasonal feature is consistent with the latitudinal progression of the ITCZ position following the insolation maxima. In summer, when the ITCZ reaches its highest latitudes, the Sahel region is under the rain belt that increases the vegetation cover. Precipitations and vegetation on the Sahel region during this season thus strongly reduce dust emissions (e.g. Marticorena et al., 1997). Consequently, the proportion of dust originated from Saharan soils, in which illite and palygorskite are more abundant, becomes prominent in the dust deposited on the West African margin. Clay mineralogy time-series, more precisely the I/K ratio and palygorskite percentages, thus provide consistent temporal pattern, which both reflect the changing latitude of the dust provenances supplying the NEATO throughout the year.

3.5 Multi-proxy signatures of the major deposition events

Due to their impact on the total annual deposition flux on the West African margin

(Table 2 and Figure 2), major events must make up to a large part of the terrigenous material in marine sediments off West Africa. It is therefore of particular relevance to characterize the mineralogical and geochemical/isotopic signatures of such large events, and investigate their relationships with provenance and transport patterns. Unlike minor dust events, massive dust outbreak also present the advantage of being discernible on satellite images, which greatly helps constraining emission and transport mechanisms. For these reasons, additional analyses, including Sr and Nd isotope ratios measurements and freshwater diatoms identification, were carried out on some of the major events that occurred during the 2006-2009 sampling period. Dry and wet major depositions were distinguished in the following discussion since they involve clearly dissimilar transport mechanisms and deposition processes.

3.5.1 Dry major deposition events

Previous detailed analysis of the March 2006 major event enabled us to typify the mineralogical and Sr-Nd isotopic signatures of at least two different regions supplying dust off West Africa (Skonieczny et al., 2011). Similar investigations, including the use of tri-dimensional back-trajectories, were carried out in this present study for the March 2008 and March 2009 events and are compiled Figure 3 together with results obtained for March 2006. This compilation highlights the fact that the three spring outbreaks all originate from the second most important emission area evidenced by the Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) in West Africa (Goudie and Middleton, 2001, Prospero et al., 2002). This “western” region encompasses the Western Sahara, Mauritania, Mali and southern Algeria, and includes several hot spots of dust emission (Engelstaedter and Washington., 2007). Conversely, these three case studies therefore support the fact that supplies of aeolian mineral dust to the West African margin do not derive from the more south-eastern Bodélé depression in Chad, although it is the most important dust source in the region and the world (Goudie and Middleton, 2001).

It is apparent from Figure 3, however, that the three March events swept different sectors inside this large western emission area, and that distinct source regions therefore contributed to the dust deposited during each of these events. These different provenances are characterized by dissimilar terrigenous signatures. Back-trajectories, clay mineralogy and isotopic fingerprints, enable us to distinguish some spatial distribution patterns. As already evidenced by the long-term seasonal variations, the clay mineralogical composition appears to vary with latitude inside the “western” TOMS area, but also with longitude: the I/K ratio

decreases from 2.2/0.8 in the northwest Sahara to ~0.3 in the southeast Sub-Sahara (Tableau 1 and Figure 3). These results are in agreement with earlier observations from Caquineau et al. (2002) based on dust samples collected by air filtration on the Cape Verde archipelago. Similarly, marked differences in the measured $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios are observed between the samples that air-masses trajectory traced back to north-western areas (South Marocco/Western Sahara), characterized by radiogenic values (0.720-0.721), and those derived from regions further to the south and the east within the sub-Saharan/Sahelian band typified by lower $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ down to ~0.717; corresponding Rb-Sr model ages yield 170 and 97My, respectively, and Sm-Nd model ages around 1.55 and 1.35Gy. Following this same northwest to southeast trend, the ϵ_{Nd} presents increasingly radiogenic values, from -15 to -13. These gradients are consistent with the geology of West Africa, characterized by Precambrian outcrops in the Western Sahara, much older compared to the Paleozoic terrains found in the “southeastern” area (Konate et al., 2003). It is noteworthy that the observed patterns show significant discrepancies with the existing source data on the continent (Grousset et al., 1998), which underlines the difficulty to build provenance investigations on such database.

The March 2009, which was sampled at a higher, daily, temporal resolution, enables us to follow the evolution of the terrigenous signature across the event, particularly the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios (Table 1). This 5-days sequence reveals that $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ did not switch instantly from its initial value (~0.713) to its most radiogenic value (~0.721), but that intermediate values were observed on each side of the peak. These rather gradual changes in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ suggests that dust deposited at Mbour consisted in mixtures of material from different terrains swept along the pathway of the dust plume, including possible contributions from the more regional sources thought to account for the background signal. In any case, taking into account the distances crossed during each of the studied outbreak (>>1000km) and considering the numerous emissions areas in north-western Africa (Engelstaedter and Washington, 2007), it would be unrealistic to associate the measured terrigenous signatures to unique, precise locations. Our record thus highlights that the terrigenous signature of the dust deposited on the West African margin over one episode must often reflects variable mixtures from multiple contributing source areas activated along the path of the corresponding outbreak.

3.5.2 A single but significant wet deposition event

Deposition fluxes during the two wet seasons investigated (2007 and 2008) were

generally much lower than during the dry season, except for a 3-weeks period in July 2007 (spanning July 12-August 2 period) when considerable wet deposition occurred (mean deposition flux of $\sim 500 \text{ mg.m}^2.\text{d}^{-1}$). In accordance with the high altitude of the dust transport at that time of the year, dust concentration at ground level was very low. Incidentally, this excludes the possibility of local contamination, which was most unlikely anyway considering the important vegetation cover in this region at this time of the year. In any case, a possible local contribution was definitely ruled out based on mineralogical and isotopic measurements of the surrounding soils, characterized by extremely low I/K ratios (<0.1) and low $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio ($\sim 0.711\text{-}0.712$). Mineral dust deposited during this time period, characterized by a relatively uniform mineralogical composition with an I/K of ~ 0.6 and a narrow range in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($0.7158\text{-}0.7164$), must therefore have been scavenged from high atmospheric layers by precipitations systems. This is supported by the sharp drop in the grain-size mode reaching $14\mu\text{m}$ all through the event (Table 1) in comparison with the summer background of about $22\mu\text{m}$. During this period, fresh-water diatoms, whose abundances were much larger than during the main dry deposition events, showed differing abundances compared to immediately before and after the event (Table 1).

In an attempt to identify the main atmospheric transport patterns and regions of dust activity that led to the large wet deposition episode, tri-dimensional back trajectories were calculated at the altitudes of 400 and 4500 m (Figure 4). These 7-days back-trajectories confirm that air masses reaching Mbour at low altitude come from ocean, and cannot therefore account for the dust deposited during this period. Conversely, at the altitude typical of the SAL (4500 m), back-trajectories showed that air masses had, as expected, a Saharan origin. Back trajectories indicate an ENE-WSW pathway over West Africa prior to attain the vertical position of Mbour, crossing south Algeria/northwest Niger, Mali and east Mauritania. Remarkably, some of these back-trajectories show that air masses initially underwent steep ascensions from lower atmospheric levels. Although most of the 7-days trajectories presented on Figure 4 are too short to capture such features, the latter were clearly apparent when trajectories were extended further back in time (see supplementary material); HYSPLIT model back-trajectories becomes somewhat less reliable, however, beyond 7 days. Anyway, the area where important vertical transport occurred, which is generally found when the Harmattan flux meets the Monsoonal flux creating high turbulence and thermal convection (BouKaram et al., 2008), included southern Algeria, northern Niger, and south-western Lybia. This suggests that the dust originated from this relatively distant region and was transported at

high altitude over Mali, Mauritania and Senegal towards the NETAO, before being rained down on the West African margin, resulting in a large wet deposition event at Mbour. It is noteworthy that dust deposited during this event was particularly homogenous as shown by its mineralogical and isotopic composition, which remained constant throughout. This implies that, in contrast to the dry deposition events, there was no significant mixing from distinct source areas, as supported by the calculated back trajectories.

This particular episode suggests that, although the summer, elevated dust transport goes nearly undetected at ground level as shown by atmospheric concentration measurements in particular (Chiapello et al., 1995), occasional precipitation events could lead to important dust deposition at that time of the year on the West African margin. Such observation may thus have important implications for both our understanding of the annual deposition cycle on the West African margin and for our interpretation of the marine sediments paleo-records. The spatial extent to which such an event is representative, and whether the precipitation systems that lead to it is restricted to the continental margin or could be found offshore, remains to be investigated.

4. Implications and conclusions

4.1 Present-day dust deposition estimates in the NETAO

Present-day dust deposition estimates in the NETAO are poorly constrained due to the paucity of deposition flux data, which are virtually non-existing or isolated and whose significance is thus difficult to measure. Although such deposition data are essential for atmospheric transport model validation and for the assessment of the dust impact on the ocean biogeochemistry, there has been particularly little effort to carry out long-term direct measurements of the dust deposition to the ocean. This is probably due to the fact that it is always a challenge (1) to measure vertical fluxes as even the better designed instruments have variable efficiencies, and (2) to sustain the appropriate equipment and maintenance for long time periods either at sea or in remote arid locations. Best estimates have to therefore rely on indirect measurements such as dust concentration in the atmosphere or sediment trap data in the water column (e.g. Prospero, 1996).

Our time-series of weekly deposits collected at Mbour which includes two continuous years of measurements (2007 and 2008), enables us to provide an estimate of present-day Saharan yearly average deposition fluxes to this area of the West African margin. Estimated

deposition fluxes calculated for the 2007 and 2008 years are respectively about 44.6 and 36.7 $\text{g.m}^2.\text{y}^{-1}$ (Table 2). Considering the relatively low efficiency of our Capyr-type sediment trap, however, these numbers should be regarded as lower estimates of present day values. Ballpark annual deposition fluxes obtained by models in this region are overall in good agreement with our measurements (Table 2), especially the GEMSAP model which gives a value of 30.8 $\text{g.m}^2.\text{y}^{-1}$ close to the West African coast (Prospero, 1996). Yet, the GEMSAP model includes one of the lowest dust emission flux for particles emitted from North Africa (e.g. Goudie and Middleton, 2001 ; Zender et al., 2004 ; Mahowald et al., 2005 ; Table 2).

The deposition fluxes recorded at Mbour present, as we have seen, a marked seasonal variability. According to our 2006-2009 record, winters and springs appear to be the seasons when dust deposition to the NETAO are the most prominent (Figure 1 and 2). This feature, on the other hand, is not correctly reproduced by models, which calculate instead that highest dust deposition occurs by far in the summer (Prospero, 1996). Such a mismatch reveals that compensating errors in models' seasonal estimates may lead, erroneously, to realistic annual estimates. This underscores the importance of producing long time-series of direct flux measurements to constrain models outputs better.

4.2 Imprint of the Saharan dust Sr and Nd isotopic signature in the NETAO's sediments

It is interesting to see how the present-day dust signatures we obtained during and outside large flux events during the 2006-2009 period compare with those measured on the terrigenous fraction of top cores in the NETAO, i.e., sediments deposited during the late Holocene, a climate configuration very similar than today. Such a comparison enables us to test some of the provisional conclusions we made based on our modern time-series. Measured $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios and ϵ_{Nd} in the carbonate-free terrigenous fraction of surface sediments of the NETAO range from ~ 0.718 to ~ 0.722 and ~ -12 to ~ -15.7 , respectively (Grousset et al., 1998 ; Cole et al., 2009). While the ϵ_{Nd} of core-tops sediment seems overall more radiogenic near the Mauritanian margin, the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios distribution in the NETAO margin, on the other hand, does not show any notable pattern (see Grousset et al., 1998).

Figure 5 reports the ϵ_{Nd} versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of our present deposits together with sediment core-tops data available in the literature. Unfortunately, the differing analytical protocols do not allow direct comparison of mineralogical tracers as well (I/K ratio for instance) between our present-day time-series and surface sediments data from the literature. It is notable that dust deposited during the major spring outbreaks and presenting the most

radiogenic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios, have isotopic signatures falling within the isotopic domain defined by surface sediments. In contrast to the dust deposited during the large outbreaks, the isotopic signatures of background dust deposits have no equivalent in marine sediments, despite the fact these deposits represent a significant fraction of the seasonal flux during the dry season at Mbour. Interestingly, the isotopic signature of the major wet deposition event recorded in July 2007 has no analogous either in marine surface sediments.

These results support our understanding that sporadic winter/spring major dust events make up for most of the dust supply to the deep-sea sediments off the West African margin. Incidentally, this good match shows that this isotopic signal is well preserved in marine sediment of the NETAO. These results also suggest that, conversely, the background signal recorded at present on the Senegalese margin (which likely pulls some of the events' $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ as well towards less radiogenic values), assumed to reflect "regional" emissions, is not exported very far offshore. Similarly, assuming that the isotopic signature of the only wet event recorded is representative of the wet deposition signature, its isotopic signature suggests that such events may be more important on the West African margin than they are off shore. This would be consistent with the monsoonal precipitation system, which results from the intrusion of marine humid air masses over the continent. In addition, the ITCZ shows a southward inflexion over the ocean, suggesting that potential precipitation would occur in any case further to the south over the ocean.

4.3 Implications for our interpretation of the paleo-dust records in the NETAO

Results presented here need of course to be completed by additional data. However, this unique 3-year time-series already provides important clues for our interpretation of the terrigenous signal in the NETAO's marine sediments. First, as discussed above, our deposition flux record supports that aeolian deposits off Mauritania/Senegal should be interpreted as reflecting primarily large dust outbreaks transported at low atmospheric levels within the continental trades (i.e., the Harmattan). This appears to be verified at least for the late Holocene, as shown by the good agreement between the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of dust deposited at present during such events and the isotopic signature of surface sediments. Although the changing seasonal positions of the ITCZ during the last glacial-interglacial cycles may have induced latitudinal shifts in the trade winds patterns (Grousset et al., 1998), it seems reasonable to consider that this configuration, in which dust inputs are largely derived from low atmospheric transport, has prevailed by and large throughout the late Quaternary. In any

case, this pattern should be considered first when trying to interpret marine records, prior bringing into play other atmospheric transport systems.

This has implications for the provenance of the mineral particles deposited in the NETAO. In agreement with the main direction of the northeasterly trade winds, our findings highlight the fact that the dust deposited on the Senegalese margin at present derives mainly from the Moroccan/Mauritania/Mali/southern-Algeria area, more or less corresponding to the “hot spot” identified by the TOMS imagery. Although changes in environmental conditions over West Africa may have switched-off some of the active sources today and/or allowed others to contribute, this north-western sector of West Africa should be regarded as the most likely source region for the dust deposited in the NETAO. In any case, this should hold true at least for climatic settings similar than present.

Second, the seasonal variability over our three-year time-series of some of the measured proxies, such as the clay mineralogy and the grain size distribution, offers additional inference for the interpretation of these tracers in marine sediments. The fact that the I/K ratio, for instance, appears to reflect the seasonal migration of the ITCZ at present suggests that this ratio could be used as an indicator for variations of the ITCZ latitudinal position over longer time scales in paleo-dust records. Although extracting precise location of the ITCZ based on the I/K ratio is probably unrealistic, our data suggest that this ratio may represent a reliable proxy to monitor relative latitudinal shifts of the ITCZ within marine paleo-dust records.

Similarly, the observed increase in the grain-size mode of the particles deposited on the margin during the summer, when dust is transported at high altitude within the SAL, may have implication for our reading of grain size variability in marine sediments. Even if grain size variation must reflect predominantly changes in the strength of the trades which are thought to deliver as we have seen most of the dust to the NETAO, our results show that a supplementary modulation of the grain size may also result from changes in the relative contribution from the two prevailing dust-laden wind systems. Increase summer transport combined with a decreasing influence of the trades, for example, would then likely cause an apparent shift toward coarser grain sizes in marine records.

Finally, despite relatively limited variation in the Sr and Nd isotopic composition of the major dust events recorded during our three-year sampling, our record enable us to document the isotopic signature of a least four distinct sectors within the large Moroccan/Mauritania/Mali/southern-Algeria region (Figure 6). First, a narrow strip along the

north-west Africa coast including Western-Sahara and the westernmost region of Mauritania where the March 2008 event originated from, stick out with the most unradiogenic ϵ_{Nd} of ~ -15.2 value and a $^{87}Sr/^{86}Sr$ of about ~ 0.7204 . Slightly more radiogenic $^{87}Sr/^{86}Sr$ values (~ 0.7205 – ~ 0.7212) and markedly more radiogenic ϵ_{Nd} of about ~ -13.6 seem to characterize the region further to the north (northern Western Sahara and southern Morocco), where the beginning of the large March 2006 outbreak and the March 2009 event appear to have originated from. In contrast to these western signatures, dust originating from areas further inland within central Sahara (including possibly eastern Mauritania, northern Mali, southern Algeria and possibly areas even further east) appear to display less radiogenic $^{87}Sr/^{86}Sr$ values (< 0.720) and more radiogenic ϵ_{Nd} (up to ~ -13) as shown by the dust deposited during the second phase of the March 2006 outbreak.

Surely this database must be extended further, at our site, but ideally at other sites as well at higher and lower latitudes along the West Africa margin, in order to ensure that we capture, for instance, the complete mineralogical and geochemical signatures of present day dust deposits on the West African margin. Results obtained so far, still, should already provide useful clues for the interpretation of the mineralogical and geochemical/isotopic proxies in marine sediments of the NETAO in terms of paleo-environmental changes over West Africa. Even if the current climate setting does not apply to past configurations and that other source regions, whose signatures are yet to be identified, were active in the past, the provenance signature of present-day deposits represents a precious database against which we can compare paleo-dust signatures. Yet un-matching signatures might in this case help in that they will then allow to exclude possible provenance from the source regions identified today. In any case, the important outcomes retrieved from this 3-year record represent an encouragement to pursue building long-times series of present-day dust deposits in order to further our understanding of the present-day dust cycle and of its imprint in marine natural environmental archives.

References

- Avila, A., I. QueraltMitjans, et al.** (1997). "Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **102**(D18): 21977-21996.
- Bory, A., F. Dulac, et al.** (2002). "Atmospheric and oceanic dust fluxes in the northeastern tropical Atlantic Ocean: how close a coupling?" *Annales Geophysicae* **20**(12): 2067-2076.
- Bou Karam, D., C. Flamant** (2008). "Dust emissions over the Sahel associated with the West African Monsoon inter-tropical discontinuity region : a representative case study." *Q. J. R. Meteorology Society* **134** : 621-634.
- Bout-Roumazeilles, V., N. C. Nebout, et al.** (2007). "Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000 yr BP North Atlantic cold events." *Quaternary Science Reviews* **26**(25-28): 3197-3215.
- Caquineau, S., A. Gaudichet, et al.** (1998). "Saharan dust: Clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil-derived aerosols." *Geophysical Research Letters* **25**(7): 983-986.
- Caquineau S. , A. Gaudichet, et al.**(2002). "Mineralogy of Saharan dust transported over northwestern tropical Atlantic Ocean in relation to source regions." *Journal of Geophysical research* **107**(D15): 4251.
- Chamley, H.** (1989), *Clay Sedimentology*, Springer, Berlin
- Chiapello, I., G. Bergametti, et al.** (1995). "An Additional Low Layer Transport of Sahelian and Saharan Dust over the North-Eastern Tropical Atlantic." *Geophysical Research Letters* **22**(23): 3191-3194.
- Chiapello, I., G. Bergametti, et al.** (1997). "Origins of African dust transported over the northeastern tropical Atlantic." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **102**(D12): 13701-13709.
- Cole, J. M., S. L. Goldstein, et al.** (2009). "Contrasting compositions of Saharan dust in the eastern Atlantic Ocean during the last deglaciation and African Humid Period." *Earth and Planetary Science Letters* **278**(3-4): 257-266.
- Coudé-Gaussen, (1982).** "Les poussières éoliennes sahariennes." *Mise au point. Revue de Géomorphologie Dynamique* **31**, 49–69.
- Engelstaedter, S. and R. Washington** (2007). "Temporal controls on global dust emissions: The role of surface gustiness." *Geophysical Research Letters* **34**(15).
- Glaccum, R. A., and J. M. Prospero, (1980).** "Saharan aerosols over the tropical North Atlantic Mineralogy." *Marine Geology*, **37**, 295-321.
- Goossens, D. and J. L. Rajot** (2008). "Techniques to measure the dry aeolian deposition of dust in arid and semi-arid landscapes: a comparative study in West Niger." *Earth Surface Processes and Landforms* **33**(2): 178-195.
- Goudie, A. S. and N. J. Middleton** (2001). "Saharan dust storms: nature and consequences." *Earth-Science Reviews* **56**(1-4): 179-204.
- Grousset, F. E. and P. E. Biscaye** (2005). "Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes." *Chemical Geology* **222**(3-4): 149-167.
- Grousset, F. E., P. Rognon, et al.** (1992). "Origins of Peri-Saharan Dust Deposits Traced by Their Nd and Sr Isotopic Composition." *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **93**(3-4): 203-212.
- Grousset, F. E., M. Parra, et al.** (1998). "Saharan wind regimes traced by the Sr-Nd isotopic composition of subtropical Atlantic sediments: Last Glacial maximum vs today." *Quaternary Science Reviews* **17**(4-5): 395-409.

- Guerzoni, S., E. Molinaroli, et al. (1997).** "Saharan dust inputs to the western Mediterranean Sea: Depositional patterns, geochemistry and sedimentological implications." *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography* **44**(3-4): 631-654.
- Jullien, E., F. Grousset, et al. (2007).** "Low-latitude "dusty events" vs. high-latitude "icy Heinrich events"." *Quaternary Research* **68**(3): 379-386.
- Kolla, V., P. E. Biscaye, et al. (1979).** "Distribution of Quartz in Late Quaternary Atlantic Sediments in Relation to Climate." *Quaternary Research* **11**(2): 261-277.
- Konate, M., M. Guiraud, et al. (2003).** "Sedimentation in the Kandi extensional basin (Benin and Niger): fluvial and marine deposits related to the Late Ordovician deglaciation in West Africa." *Journal of African Earth Sciences* **36**(3): 185-206.
- Leon, J. F., Y. Derimian, et al. (2009).** "Aerosol vertical distribution and optical properties over M'Bour (16.96 degrees W; 14.39 degrees N), Senegal from 2006 to 2008." *Atmospheric Chemistry and Physics* **9**(23): 9249-9261.
- Mahowald, N. M., A. R. Baker, et al. (2005).** "Atmospheric global dust cycle and iron inputs to the ocean." *Global Biogeochemical Cycles* **19**(4).
- Marticorena, B., G. Bergametti, et al. (1997).** "Factors controlling threshold friction velocity in semiarid and arid areas of the United States." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **102**(D19): 23277-23287.
- Marticorena, B., B. Chatenet, et al. (2010)** "Temporal variability of mineral dust concentrations over West Africa: analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect." *Atmospheric Chemistry and Physics* **10**(18): 8899-8915.
- Martin, J.-M., and M. Withfield (1983).** "The significance of the river input of chemical elements to the ocean, in *Trace Metals in Sea Water*" edited by C. S. Wong et al., pp. 265– 296, Plenum, New York.
- Mason, B. (1982)** "Principles of Geochemistry", 3rd ed., 310 pp., John Wiley, New York.
- Matthewson, A. P., G. B. Shimmiel, et al. (1995).** "A 300-Kyr High-Resolution Aridity Record of the North-African Continent." *Paleoceanography* **10**(3): 677-692.
- Meyer, I., G. R. Davies, et al. (2011).** "Grain size control on Sr-Nd isotope provenance studies and impact on paleoclimate reconstructions: An example from deep-sea sediments offshore NW Africa." *Geochemistry Geophysics Geosystems* **12**.
- Molinaroli, E. (1996).** "Mineralogical characterization of Saharan dust with a view to its final destination in Mediterranean sediments." In: Guerzoni, S., Chester, R. (Eds.), *The Impact of Desert Dust across the Mediterranean*. Kluwer Academic, Dordrecht, pp. 153–162.
- Nonotte, P. (2007)** Etude volcano-tectonique de la zone de Divergence Nord Tanzanienne (Terminaison Sud du Rift Kenyan). Caractérisation pétrologique et géochimique du volcanisme récent (8 Ma – Actuel) et du manteau source. Contraintes de mise en place. PhD thesis, Université de Bretagne occidentale – Brest.
- Prospero, J. M. and T. N. Carlson (1972).** "Vertical and Areal Distribution of Saharan Dust over Western Equatorial North-Atlantic Ocean." *Journal of Geophysical Research* **77**(27): 5255-&.
- Prospero, J. M., P. Ginoux, et al. (2002).** "Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product." *Reviews of Geophysics* **40**(1).

- Prospero** J.M. (1996). "Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean: An overview". In: Guerzoni S. et R. Chester (Editors), *The impact of desert dust from northern Africa across Mediterranean*. Kluwer Academic Publisher, Oristano (Sardinia), pp. 133-151.
- Ratmeyer**, V., W. Balzer, et al. (1999). "Seasonal impact of mineral dust on deep-ocean particle flux in the eastern subtropical Atlantic Ocean." *Marine Geology* **159**(1-4): 241-252.
- Rea**, D.K., (1990). "Aspects of atmospheric circulation: the Late Pleistocene 0–950,000 yr. records of eolian deposition in the Pacific Ocean." *Palaeogeogr. Plaeoclimatol. Palaeoecol.* **78** : 217–227.
- Rea**, D. K. (1994). "The Paleoclimatic Record Provided by Eolian Deposition in the Deep-Sea - the Geologic History of Wind." *Reviews of Geophysics* **32**(2): 159-195.
- Redelsperger**, J. L., C. D. Thorncroft, et al. (2006). "African monsoon multidisciplinary analysis - An international research project and field campaign." *Bulletin of the American Meteorological Society* **87**(12): 1739.
- Ruddiman**, W. F. (1997). "Tropical Atlantic terrigenous fluxes since 25,000 yrs BP." *Marine Geology* **136**(3-4): 189-207.
- Sabre**, M., M. V. López, et al. (1997). "Characterization of the fine dust particle production process by wind erosion for two types of bare soil surface" *Wind Erosion - An International Symposium*, edited by E. L. Skidmore and J. Tatarko, USDA-ARS Wind Erosion Res. Unit.
- Sarnthein**, M., M. Erlenkeuser, et al. (1982). "Termination I: the response of continental climate in the subtropics as recorded in deep-sea sediments". *Bull. Inst. Geol. Basin Aquitaine* **31**: 393-407.
- Schütz**, L., and M. Sebert (1987) "Mineral aerosols and source identification." *Journal of Aerosol Sciences* **18**: 1-10.
- Singer**, A., and E. Galan (1984). "Palygorskite-Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses." *Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam.
- Skonieczny** C., Bory A. et al. (2011). "The 7-13 March 2006 major Saharan outbreak: Multi-proxy characterization of mineral dust deposited on the West African margin." *Journal of Geophysical Research* **116**, D18210.
- Stuut**, J. B., M. Zabel, et al. (2005). "Provenance of present-day eolian dust collected off NW Africa." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **110**(D4).
- Swap**, R., S. Ulanski, et al. (1996). "Temporal and spatial characteristics of Saharan dust outbreaks." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* **101**(D2): 4205-4220.
- Tiedemann**, R., M. Sarnthein, et al (1989). "Climatic changes in the western Sahara: Aeolo-marine sediment record of the last 8 million years (site 657-661) ." *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, **108** :241-277.
- Zender**, C.S., R.L. Miller, et al. (2004). "Quantifying mineral dust mass budget: Terminology, constraints and current estimates." *EOS* **85**: 509-512.

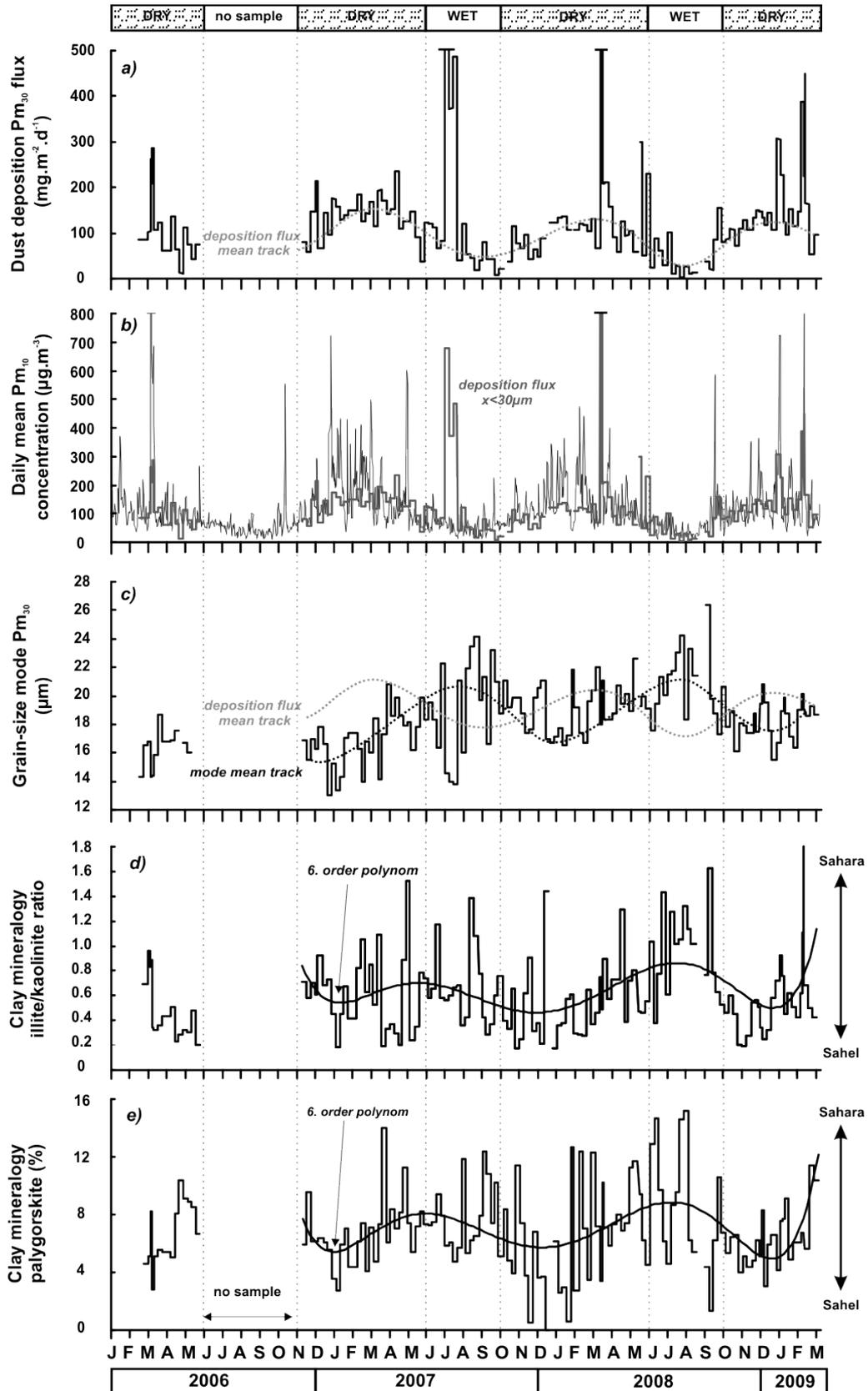


Figure 1. 2006-2009 mineral dust deposits time-series; (a) Dust deposition flux of the $<30\mu\text{m}$ carbonate-free fraction ($\text{mg}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$); (b) Dust deposition flux together with daily mean PM_{10} concentration ($\mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$) (Marticorena et al., 2010); (c) Mean modal grain size (μm); (d) Illite/Kaolinite ratio; (e) Palygorskite content (%).

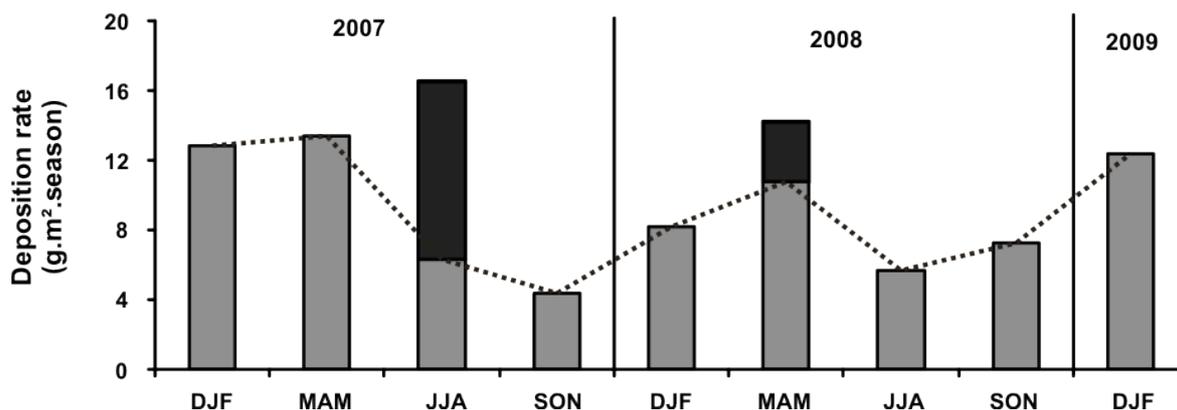


Figure 2. 2007, 2008 and 2009 total (dry plus wet) seasonal mineral dust deposition yields (g.m^{-2}). The black bars represent the July 2007 and March 2008 major depositions contribution. The dashed line materializes what the seasonal pattern would be in the absence of these two major deposition events.

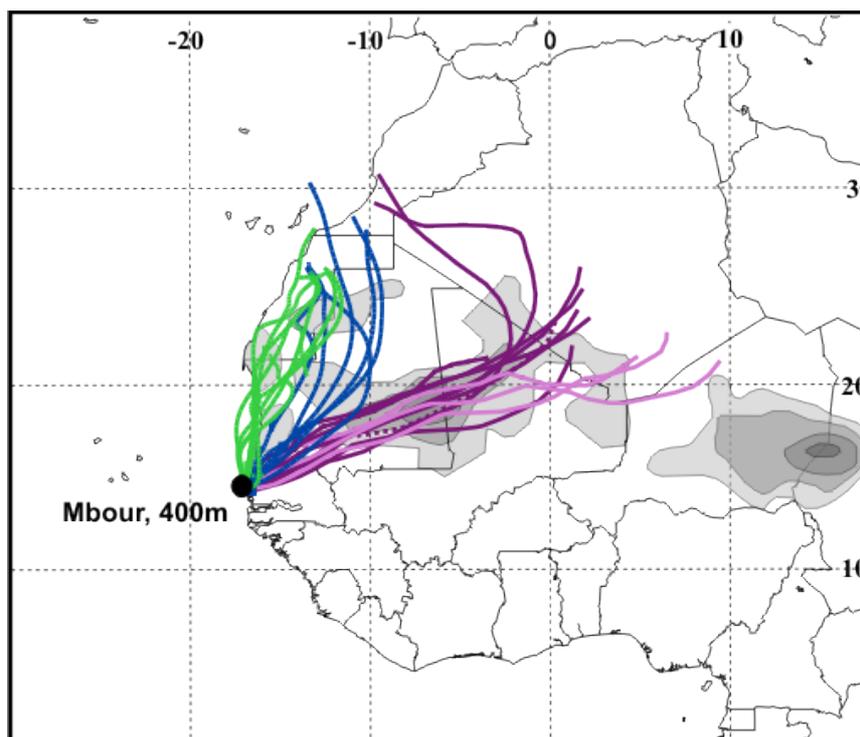


Figure 3. 2006 (purple and pink), 2008 (green) and 2009 (blue) spring outbreaks tri-dimensional air masses back trajectories computed to end at approximately 400 m AGL above the Mbour station. For March 2006 the two successive phases evidenced in Skonieczny et al. (2011) were distinguished (see Skonieczny et al., 2011, for details). Trajectories' duration varies from 3 days to 6 days (durations were adapted so as to match the emission's duration evidenced from satellite data). Calculations were made using the HYSPLIT model (Draxler et al., 2011; Rolph, 2011). Background map shows the annual mean Aerosol Index (AI) values >15 from TOMS data (1980-93, 1997-2000) (adapted from Goudie and Middleton, 2001).

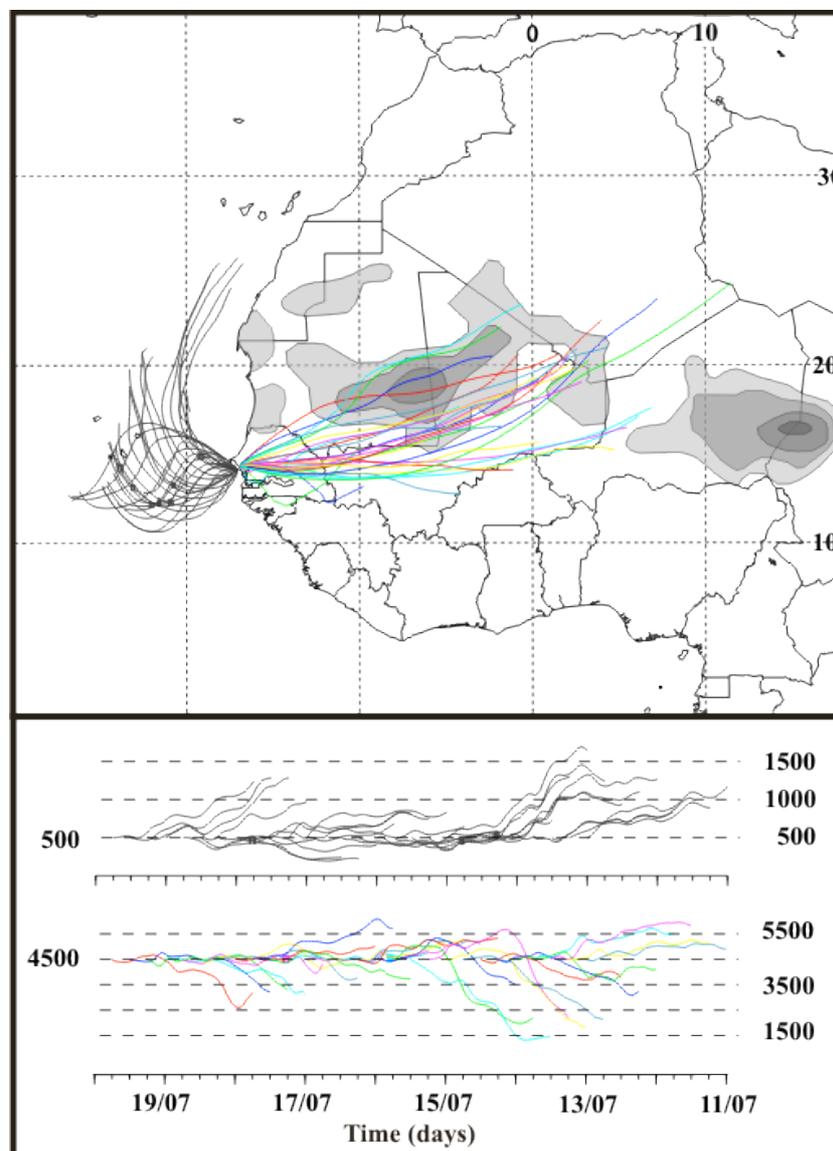


Figure 4. Tri-dimensional air masses back-trajectories computed to terminate over Mbour at 500 m AGL (grey) and 4500 m AGL (colors) throughout the 11-19 July 2007 period (i.e., corresponding to the major wet deposition event's duration), together with the corresponding altitudes of transport (bottom panel).

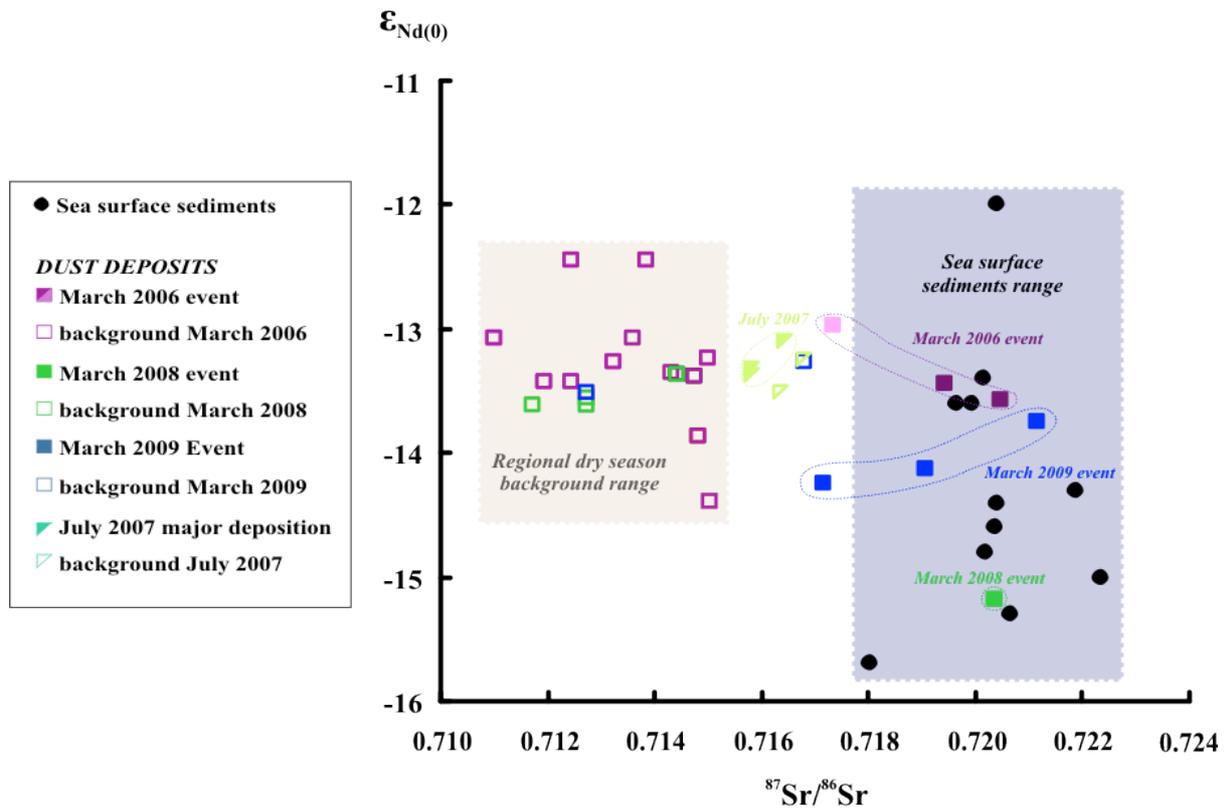


Figure 5. ϵ_{Nd} vs. $^{87}Sr/^{86}Sr$ for all the measured samples of the 2006-2009 mineral dust deposit time-series (squares and triangles) compared to the sea surface sediment values (circles). The pink area delimits the “regional dry-season background range” (open squares), the green zone defines the July 2007 notable wet event signature (closed triangles), and the grey area encompasses the sea surface sediment values available in the literature (Grousset et al., 1998 ; Cole et al., 2009). Samples belonging to the same event (March 2006, 2008 or 2009) and their respective background are contoured using the same color code than for the back trajectories reported on Figure 3.

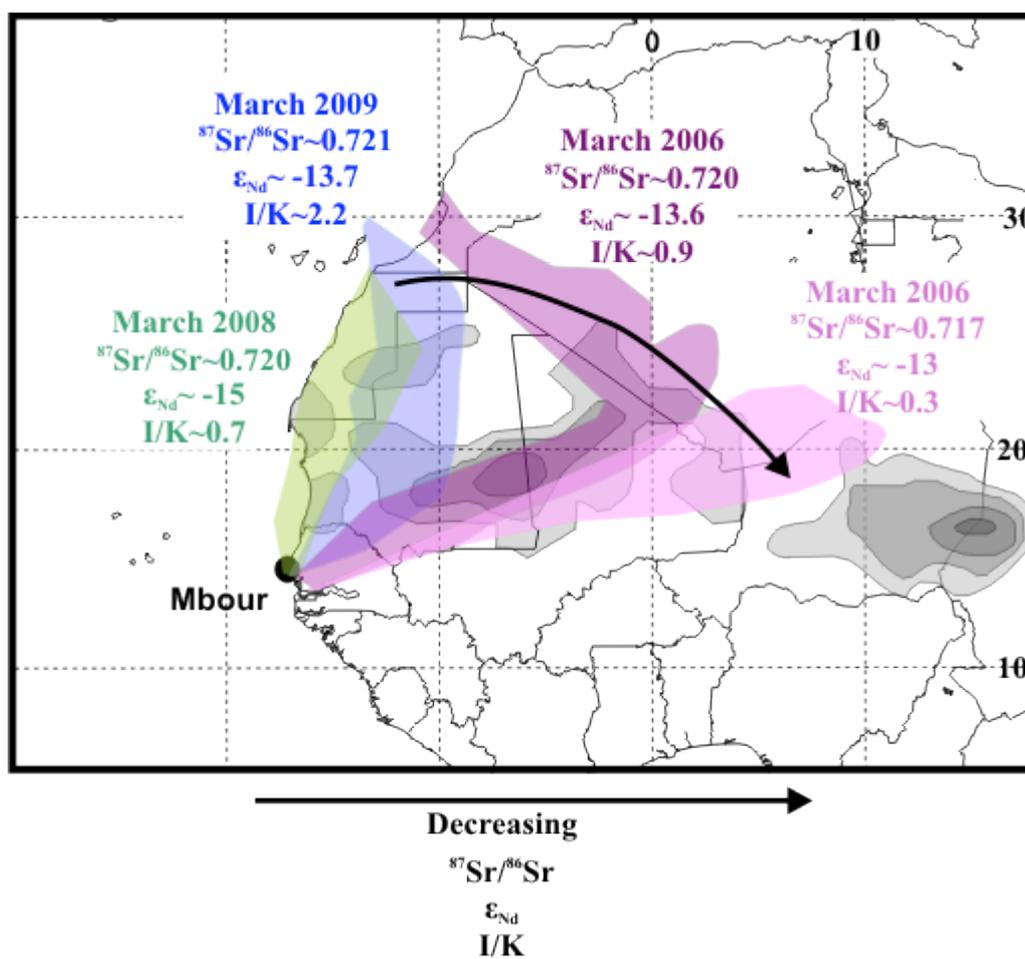


Figure 6. Synthesis of the obtained mineralogical and isotopic (Sr and Nd) data for the major spring outbreaks. The source region “patterns” are based on the back-trajectories presented in figure 3.

Chapitre 3 : Caractérisation des poussières minérales déposées à l'actuel sur la marge sénégalaise

Sampling start	Sampling end	Way of deposition	Mass flux	Grain size	Smeectite	Illite	Palygorskite	Kaolinite	Chlorite	I/K
			0-30µm (mg.m ⁻² .d ⁻¹)	Mode (µm)*	(%)**	(%)**	(%)**	(%)**	(%)**	
March 2006 (Skonieczny et al, 2011)										
07/03/2006 16:55	09/03/2006 09:20	dry	261	14.3	32	24	8	27	8	0.89
09/03/2006 09:30	10/03/2006 10:47	dry	209	n.d.	50	17	6	20	7	0.84
10/03/2006 11:01	13/03/2006 09:45	dry	285	14.3	63	8	3	22	5	0.35
March 2008										
13/03/2008 10:15	20/03/2008 09:55	dry	132	20.4	29	11	12	31	15	0.37
20/03/2008 10:20	27/03/2008 14:25	dry	67	22.0	42	11	7	24	15	0.46
27/03/2008 14:45	31/03/2008 10:35	dry	1150	18.0	60	13	4	17	6	0.74
31/03/2008 11:00	03/04/2008 08:15	dry	208	21.1	35	13	10	27	15	0.49
03/04/2008 08:35	10/04/2008 10:20	dry	212	18.3	38	17	7	19	20	0.89
March 2009										
26/02/2009 16:20	02/03/2009 11:45	dry	105	20.2	45	11	7	18	19	0.62
02/03/2009 12:05	04/03/2009 09:15	dry	106	19.0	55	13	5	12	15	1.11
04/03/2009 09:38	05/03/2009 10:25	dry	465	18.9	39	28	6	13	15	2.23
05/03/2009 11:05	06/03/2009 08:25	dry	270	20.8	55	14	4	17	10	0.80
06/03/2009 08:50	07/03/2009 10:25	dry	19	19.0	21	30	11	17	21	1.77
July 2007										
05/07/2007 10:35	12/07/2007 09:45	wet	84	22.2	42	14	8	24	13	0.58
12/07/2007 10:05	19/07/2007 10:55	wet	679	14.6	43	14	6	26	12	0.56
19/07/2007 11:20	26/07/2007 10:55	wet	373	14.0	46	13	6	21	14	0.60
26/07/2007 11:20	02/08/2007 11:10	wet	486	13.8	41	16	5	25	13	0.66
02/08/2007 11:45	09/08/2007 11:15	wet	40	21.0	39	18	6	26	11	0.69

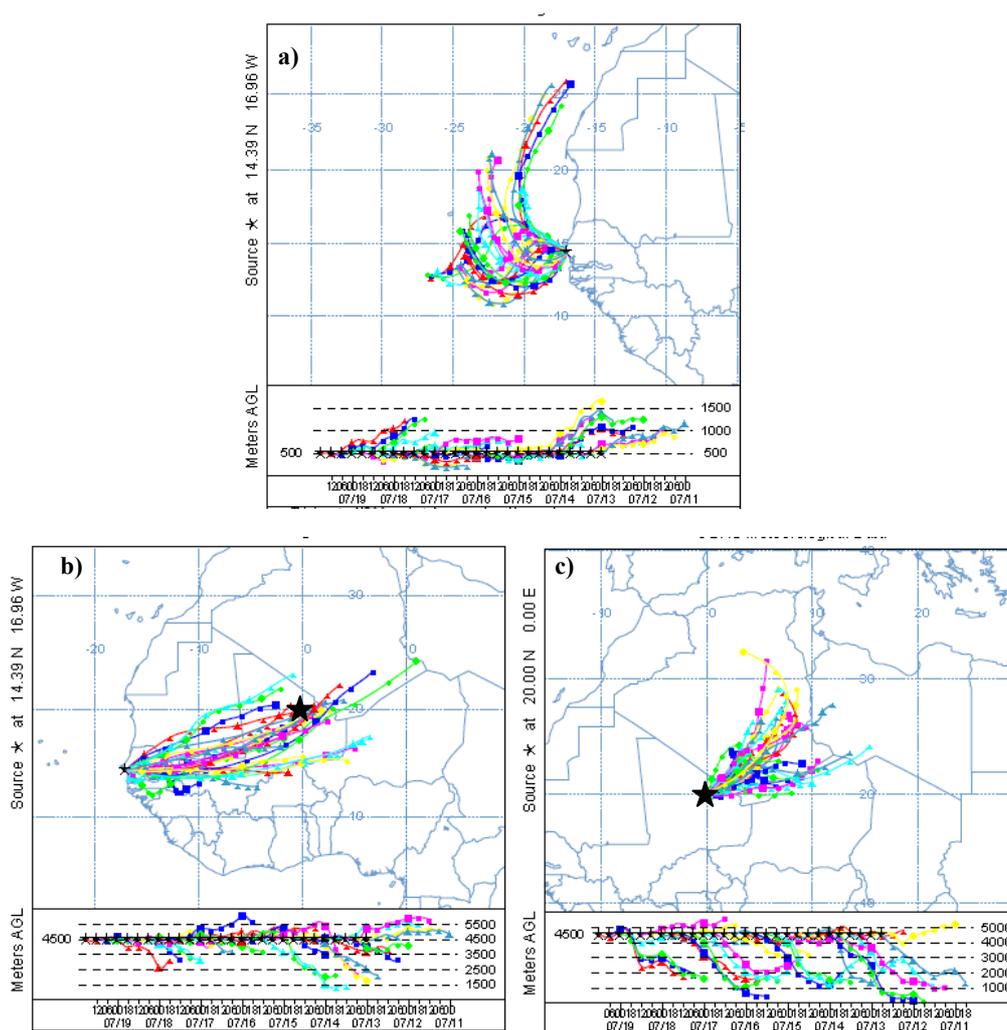
Sampling start	Sampling end	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	ε _{Nd} (0)	Rb-Sr	Sm-Nd	<i>Hantschia</i>	<i>Aulacoseira</i>	Diatoms
		±2σ (x10 ⁻⁶)	±2σ (x10 ⁻⁶)	±2σ	Model age (Ma)	Model age (Ga)	<i>Amphioxys</i> (10 ⁶ v.g ⁻¹)=	<i>Gotzeana</i> (10 ⁶ v.g ⁻¹)=	<i>other taxa</i> (10 ⁶ v.g ⁻¹)=
March 2006 (Skonieczny et al, 2011)									
07/03/2006 16:55	09/03/2006 09:20	0.720475 ±6	0.511942 ±2	-13.6 ±0.1	133	1,37	1.96	0.39	0.39
09/03/2006 09:30	10/03/2006 10:47	0.719425 ±6	0.511949 ±5	-13.4 ±0.1	112	1,35	n.d.	n.d.	n.d.
10/03/2006 11:01	13/03/2006 09:45	0.717348 ±7	0.511973 ±4	-13.0 ±0.1	97	1,27	0.00	2.73	0.55
March 2008									
13/03/2008 10:15	20/03/2008 09:55	0.714428 ±9	0.511953 ±10	-13.4 ±0.3	87	1,39	2.08	1.04	0.00
20/03/2008 10:20	27/03/2008 14:25	0.711715 ±7	0.511940 ±4	-13.6 ±0.1	22	1,42	0.00	0.00	0.00
27/03/2008 14:45	31/03/2008 10:35	0.720365 ±5	0.511860 ±4	-15.2 ±0.3	170	1,55	0.42	0.84	5.02
31/03/2008 11:00	03/04/2008 08:15	0.712750 ±6	0.511943 ±4	-13.6 ±0.1	57	1,42	0.00	2.30	0.00
03/04/2008 08:35	10/04/2008 10:20	0.714821 ±5	0.511927 ±5	-13.9 ±0.1	97	1,46	0.65	1.94	0.00
March 2009									
26/02/2009 16:20	02/03/2009 11:45	0.712749 ±5	0.511945 ±11	-13.5 ±0.4	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
02/03/2009 12:05	04/03/2009 09:15	0.717165 ±6	0.511908 ±8	-14.2 ±0.2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
04/03/2009 09:38	05/03/2009 10:25	0.721169 ±6	0.5119334 ±5	-13.7 ±0.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
05/03/2009 11:05	06/03/2009 08:25	0.719064 ±5	0.5119334 ±5	-14.1 ±0.1	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
06/03/2009 08:50	07/03/2009 10:25	0.716800 ±7	0.5119576 ±11	-13.3 ±0.3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
July 2007									
05/07/2007 10:35	12/07/2007 09:45	0.716801 ±4	0.5119588 ±11	-13.2 ±0.3	114	1,36	1.76	0.88	0.00
12/07/2007 10:05	19/07/2007 10:55	0.716406 ±6	0.5119672 ±8	-13.1 ±0.2	101	1,40	0.19	1.16	1.73
19/07/2007 11:20	26/07/2007 10:55	0.715780 ±5	0.5119556 ±10	-13.3 ±0.2	100	1,40	0.24	1.19	1.43
26/07/2007 11:20	02/08/2007 11:10	0.715789 ±4	0.5119526 ±10	-13.4 ±0.2	101	1,34	0.32	0.97	0.65
02/08/2007 11:45	09/08/2007 11:15	0.716354 ±4	0.5119455 ±12	-13.5 ±0.3	103	1,39	0.00	0.00	0.00

Table 1. Dust deposition flux, grain size, mineralogical and isotopic composition, as well as fresh-water diatoms counts, during some of the major dry and wet deposition events recorded throughout the 2006-2009 study period.

Direct measurements (this study)	Annual deposition rate (mg.m ² .y ⁻¹)	Major deposition	Duree (days)	Deposition flux (mg.m ² .event ⁻¹)	Annual contribution (%)
2007	44675	July 2007	21	10782	24
2008	36758	Mars 2008	4	4400	12
Models	Annual deposition rate (mg.m ² .y ⁻¹)	Seasonal deposition (months)	Years	Deposition flux (mg.m ² .season ⁻¹)	
Prospero, 1996a	30800	DJF	2006-2007	12875	
		MAM	2007	13430	
Duce et al., 1991	> 10000	JJA	2007	16542	
		SON	2007	4336	
Tegen and Fung, 1995	5000-10000	DJF	2007-2008	8166	
		MAM	2008	14250	
Mahowald et al, 1999	> 50000	JJA	2008	5668	
		SON	2008	7246	
Kohfeld and Harrison, 2001	10000-100000	DJF	2008-2009	12394	

Table 2. Mean annual, seasonal as well as peak deposition fluxes, compared with models calculations.

SUPPLEMENTARY MATERIAL



Calculated back-trajectories for the July 2007 notable wet event. a) Mbour 500m, b) Mbour 4500m, c) North Mali 4500m. c) was calculated in order to force the Hysplit model to find back-trajectories up to one 7 days.

Conclusion générale du chapitre

Au cours de ce chapitre, j'ai essayé d'élaborer, à partir de l'analyse d'une série temporelle de dépôts éoliens d'une durée de 3 années, une calibration à l'actuel de différents traceurs terrigènes utilisés lors des reconstructions paléoclimatiques, à savoir le flux de dépôt, la granulométrie, la minéralogie des argiles et les rapports isotopiques du strontium et du néodyme. En préambule, nous avons démontré que la signature terrigène des dépôts collectés dans notre piège représente bien les apports éoliens régionaux ou événementiels et non la signature locale des sols environnants remis en suspension par le vent. Cette première étape a permis de valider la représentativité de nos collectes pour répondre aux objectifs de notre étude.

Les résultats obtenus au cours de ce chapitre ont permis de conforter et/ou de mettre en évidence un certain nombre de points concernant les systèmes de transport et les sources actives actuelles approvisionnant la marge Ouest africaine et ainsi d'améliorer notre compréhension du système dans le contexte climatique actuel. Les points majeurs qui en résultent sont donc que :

- ⇒ La variabilité des flux de dépôt à l'échelle saisonnière indique l'hiver et le printemps comme les saisons où les apports à la marge sont les plus importants. Ce résultat suggère l'Harmattan dans les basses couches de l'atmosphère comme étant le système de transport principal des apports à l'ATNE.
- ⇒ Les événements sporadiques de dépôts majeurs contribuent en quelques jours à apporter entre 10 et 20% du flux de dépôt annuel.
- ⇒ L'ensemble des dépôts événementiels de printemps, plus précisément de Mars, sont tous originaires de la deuxième zone d'émission la plus importante mise en évidence par les données TOMS à savoir la région couvrant la Mauritanie, le Mali et le Sud de l'Algérie.
- ⇒ Les signatures isotopiques des événements de Mars sont dans la même gamme de valeur que les sédiments de surface de l'ATNE suggérant que la signature isotopique retrouvée dans les sédiments Holocène de surface est essentiellement le reflet d'événements sporadiques printaniers plutôt que le fruit d'apports saisonniers continus.

- ⇒ Les modes granulométriques montrent des changements saisonniers cohérents avec les variations des systèmes de transport des particules : l'été présentant des modes plus grossiers que l'hiver.
- ⇒ La minéralogie des argiles indique des variations en accord avec la migration saisonnière de l'ITCZ.
- ⇒ Les signatures isotopiques des différents événements printaniers et les rétrotrajectoires qui leurs sont associés mettent en évidence 4 zones sources différentes à l'intérieur de la large région TOMS couvrant la Mauritanie, le Mali et le Sud de l'Algérie.

La calibration élaborée à partir de la relation entre les signatures terrigènes des dépôts collectés et les zones de provenance et systèmes de transport associés, permet de proposer les implications paléoclimatiques suivantes :

1. Si l'on considère que la circulation atmosphérique et la structure de la colonne d'air au niveau de l'Afrique au Nord de l'équateur, caractérisés notamment par la présence des alizés dans les basses couches de l'atmosphère et des vents d'Est en altitude, n'a pas fondamentalement changé au cours du Quaternaire, le système de transport principalement responsable des apports de poussières à l'ATNE réside donc en l'Harmattan et reflète essentiellement un transport hivernal et printanier. Par ailleurs, les sédiments éoliens déposés en ATNE au cours du temps sont probablement le reflet d'événements sporadiques majeurs plutôt qu'un flux saisonnier continu.
2. Bien que les changements de granulométrie au cours du temps indiquent essentiellement des changements d'intensité des vents et donc des alizés, les données actuelles suggèrent que certaines variations des modes granulométriques dans les enregistrements paléoclimatiques de l'ATNE pourraient, hypothétiquement, également refléter des changements dans la saisonnalité des deux systèmes de transport prédominants. En effet, les apports d'été depuis la Saharan Air Layer à haute altitude étant plus grossiers, un accroissement éventuel de la contribution estivale de la SAL par rapport à celle des alizés devrait se traduire par une augmentation du mode granulométrique, et inversement.
3. Puisque les variations du rapport Illite/Kaolinite et du pourcentage de Palygorskite

reflètent les variations saisonnières de l'ITCZ à l'actuel, elles devraient également permettre de retracer les variations de la position de l'ITCZ sur les régions du Sahara et du Sahel sur de plus longues échelles de temps. Ainsi, nos résultats suggèrent qu'une diminution des valeurs de ces traceurs enregistrée au cours du temps dans les sédiments marins de l'ATNE indique une position plus basse de l'ITCZ à cette période, et qu'à l'inverse, une augmentation du rapport I/K et du pourcentage de palygorskite signale une remontée vers le Nord de l'ITCZ.

4. Lorsqu'elles sont retrouvées dans les sédiments marins quaternaires, les différentes signatures isotopiques du strontium et du néodyme mesurées pour les dépôts évènementiels peuvent, par analogie, être mises en relation avec les zones sources et les systèmes de transport auxquels elles ont été associées à l'actuel. Il est évident que l'ensemble des sources actives à l'actuel n'a pas pu être identifié au cours de cette étude qui représente pour le moment trois années de dépôts analysés. Toutefois, les résultats obtenus restent utiles même lorsqu'il n'y a pas de correspondance entre les signatures enregistrées dans les sédiments marins de l'ATNE et les signatures identifiées à l'actuel. En effet, dans ce cas, cela permet d'éliminer par déduction la zone source Ouest africaine TOMS comme étant la région d'apport, et donc d'indiquer que la source est à rechercher ailleurs.

Finalement, en plus des implications paléoclimatologiques, les données de dépôt de poussières minérales étant des denrées rares, les mesures de flux et de granulométrie obtenus dans cette étude, ainsi que d'autres paramètres comme la composition minéralogique des argiles fournissent d'importantes contraintes pour les modèles de transport atmosphérique et les estimations de budgets du dépôt de poussières dans cette région.

Chapitre 4

**Propositions de reconstructions
du signal terrigène éolien enregistré
en Atlantique Tropical Nord-Est
au cours des derniers 26 000 ans**

Introduction

Au cours du chapitre précédent, nous avons caractérisé par une approche multi-proxy, trois années de dépôts éoliens hebdomadaires collectés à l'actuel. Nous avons essayé d'établir des relations entre, d'une part, la signature terrigène de ces dépôts actuels, et d'autre part, la provenance et les systèmes de transport associés, et ainsi proposer plusieurs implications paléoclimatologiques pour améliorer l'interprétation du signal terrigène éolien en ATNE. Une première comparaison test des signatures terrigènes obtenues à l'actuel avec celles des sédiments de surface de l'ATNE a permis de valider un certain nombre d'entre elles. Cette seconde partie du manuscrit consiste en une étude détaillée du signal terrigène éolien enregistré au cours des derniers 26 000 ans (26ka) dans les sédiments de l'ATNE, qui s'appuiera autant que possible sur les enseignements obtenus au cours du chapitre précédent. Cette reconstruction est développée à partir d'une analyse multi-proxy de la fraction terrigène de la carotte MD03-2705 prélevée au large de la Mauritanie, qui est caractérisée comme étant d'origine essentiellement éolienne (Jullien et al., 2007)

Pourquoi avoir choisi de se focaliser sur les derniers 26 ka ?

-Tout d'abord, cet intervalle temporel comprend la dernière transition glaciaire/interglaciaire ainsi que l'Holocène. Cette période climatique la plus proche de l'actuel apparaît la plus pertinente pour essayer de comparer le signal enregistré par les sédiments marins passés aux dépôts collectés sur la marge à l'actuel (dans la continuité de l'approche dépôts actuels-sédiments de surface développée au cours du chapitre 3).

-Ensuite, les derniers 26 ka enregistrent des périodes climatiques majeures telles que le dernier maximum glaciaire (LGM), l'oscillation Bölling-Alleröd/Younger Dryas ou encore la transition Younger Dryas/Holocène, dont l'étude va permettre de « tester » si les observations actuelles peuvent permettre de mieux comprendre ces variations climatiques passées.

-Finalement, les derniers 26 ka comportent une période plus chaude que l'actuel, la période humide africaine (AHP), dont la caractérisation, pour la modélisation, présente un intérêt dans le cadre du réchauffement climatique global actuel.

Cette approche « multi-proxy » haute résolution se base donc sur l'analyse des sédiments marins de l'enregistrement MD03-2705 à partir des mêmes traceurs employés au cours de l'étude actuelle développée dans le chapitre 3, à savoir les paramètres granulométriques ainsi que la composition minéralogique et géochimique des sédiments. L'interprétation de ces traceurs en fonction du temps va nous permettre, en s'appuyant sur les résultats obtenus au cours de l'étude des dépôts actuels de Mbour, de contribuer à retracer les variations enregistrées au cours des derniers 26 ka en termes de provenance des particules éoliennes et des systèmes de transport associés. A partir de la compilation de ces traceurs et des données disponibles dans la littérature au niveau des sites voisins continentaux, lacustre et marins, des hypothèses seront proposées dans le but d'essayer de faire avancer notre compréhension du signal éolien en ATNE.

En résumé, la reconstruction paléoclimatologique proposée dans ce chapitre a donc pour objectif d'essayer de préciser notre compréhension des changements paléoenvironnementaux en Afrique de l'Ouest en termes d'aridité et de systèmes de vents au cours des derniers 26 ka par (1) le déchiffrement du signal terrigène éolien de la carotte MD03-2705 étayé par les résultats issus de la série temporelle actuelle AMMA, ainsi que par (2) comparaison avec les résultats des enregistrements voisins et notamment le site ODP-658C de référence en ATNE.

I. Stratégie d'analyse et cadre stratigraphique

I.1. Stratégie d'analyse

Les derniers 26 ka correspondent aux 180 premiers centimètres de la carotte MD03-2705. Une étude haute résolution, avec un pas d'analyse de un cm, a été menée, incluant la granulométrie, la minéralogie des argiles et la spectrocromimétrie de la fraction terrigène. Une première approche géochimique a également été réalisée par le passage des demi-tronçons de la carotte au banc à fluorescence X (XRF ; résolution de 0,5 cm). De plus, pour 50 de ces 180 échantillons, des analyses géochimiques élémentaires par ICP (majeurs et traces) et isotopiques (Sr) ont été menées. Les isotopes du néodyme (Nd) ont également été mesurés pour 18 de ces 50 échantillons. L'ensemble des protocoles d'analyse utilisé est détaillé dans le chapitre 2.

I.2. Modèle d'âge des derniers 26 ka de la carotte MD03-2705

L'intérêt d'étudier les derniers 26 ka consiste, entre autres, à s'intéresser aux variabilités rapides climatiques que cette période renseigne. Par conséquent, la construction de l'échelle d'âge se devait d'être suffisamment précise pour caractériser ces changements. L'établissement du modèle d'âge est basé sur l'utilisation de différents marqueurs stratigraphiques dont principalement des datations radiocarbones mesurées sur les tests de foraminifères planctoniques *Globigerina bulloides* (>150 µm). Cinq datations avaient préalablement été mesurées au niveau du sommet de la carotte au cours de la thèse d'Elsa Jullien (Jullien, 2006) et avaient permis d'établir, avec d'autres pointeurs biostratigraphiques et isotopiques, un modèle d'âge pour le dernier cycle climatique (Jullien et al., 2007). Toutefois, le modèle n'était pas suffisamment précis pour l'analyse haute résolution des derniers 26 ka. De ce fait, environ 5 mg de tests de *G. Bulloides* ont été piqués dans 9 autres niveaux répartis sur les 180 cm supérieurs de la carotte, correspondant aux derniers 26 ka. Pour ces piquages, j'ai bénéficié de l'aide de Linda Rossignol (Université Bordeaux 1). Les 9 datations ¹⁴C ont ensuite été mesurées par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) à l'université de Californie en collaboration avec Ricardo Pol-Holz. Chacune de ces datations radiocarbones a ensuite été calibrée grâce au logiciel CALIB 6.0 (Stuiver et Reimer, 1993) en prenant soin de rentrer dans la calibration les paramètres d'âge réservoir issus de la base de données marine09 appropriée à notre zone d'étude (Tableau 4). En effet, le long des côtes Nord-Ouest africaines se développent des upwellings sous l'action des alizées (Cf Chapitre 1) qui transportent des eaux de surface vers le large et engendrent en retour un apport des eaux intermédiaires vers la côte (Cf Chapitre 1) dont l'âge réservoir est plus ancien que celui des eaux de surface. Située à environ 500 kilomètres des côtes mauritaniennes, l'enregistrement n'est pas directement soumis à l'upwelling côtier dans le contexte actuel. En revanche, au cours du dernier cycle climatique, la carotte a pu être sous l'influence de filaments d'upwelling, nécessitant la prise en compte d'un âge réservoir. Ce dernier, fourni par la base de données marine09 du logiciel CALIB 6.0, est en moyenne de 478 ans (soit un delta R de 145 +/- 68) pour la marge Ouest africaine (Tableau 4). Cet âge réservoir moyen est en accord avec celui de 500 ans utilisé par deMenocal et al. (2000a) pour le site de référence voisin ODP-658C et Jullien et al. (2007) pour le dernier cycle climatique de cet enregistrement. Ensuite, l'intervalle de confiance de 95,4 % (2 sigmas) a été choisi pour obtenir la date calibrée en âge calendaire (cal BP). Par conséquent, tous les âges utilisés dans ce chapitre sont

reportés en milliers d'années calendaires BP (ka cal BP ou ka BP). L'ensemble des datations radiocarbone calibrées en âge calendaires sont résumés dans le tableau 5.

Latitude	Longitude	Localité	ΔR	σ	Age Reservoir (ans)
21,4	-17,0	El Manghar	30	30	386
21,3	-17,0	Port Etiénne	107	31	463
21,2	-17,0	Mauritania	114	30	387
21,1	-17,0	El Manghar	89	30	446
21,0	-17,0	Port Etiénne	59	31	408
16,1	-17,3	Senegal	191	31	394
16,0	-17,3	Senegal	215	30	491
15,9	-17,3	Senegal	297	39	502
15,8	-17,3	Senegal	30	50	393
15,7	-17,3	Goree	185	31	534
15,6	-17,3	Rufisque	214	31	563
15,5	-17,3	Senegal	156	40	618
15,4	-17,3	Rufisque	258	60	431
15,3	-17,3	Senegal	105	50	527
15,2	-17,3	Senegal	149	31	493
15,1	-17,3	Senegal	141	40	486
15,0	-17,3	Senegal	128	31	471
14,9	-17,3	Senegal	216	31	561
14,8	-17,3	Goree	134	30	534

Age réservoir moyen : 478 ans / Delta R : 145 +/- 68

Tableau 4. Base de données Calib 6.0 marine09 des âges réservoirs de la zone d'étude utilisés pour calibrer les âges ^{14}C en âge calendaire.

Jullien (2006) a également déterminé d'autres pointeurs obtenus grâce à l'analyse faunistique des échantillons. En effet, l'espèce de foraminifère planctonique *Globorotalia menardii* qui vit uniquement dans des conditions climatiques tempérées et qui est observée pendant les périodes interglaciaires dans l'Atlantique Nord (Zonneveld et al., 2000), est absente de la partie inférieure de l'enregistrement. Cette espèce apparaît à 34 cm et perdure jusqu'au sommet de la carotte définissant ainsi la base de l'Holocène. L'espèce planctonique *Globorotalia inflata* diminue fortement au début du LGM et augmente de manière importante au BA (Duprat, comm.pers dans Jullien, 2006). Un pic isotopique du $\delta^{18}\text{O}$ planctonique a été identifié à 44 cm (Jullien, 2006), alourdissement également observé dans la carotte voisine (ODP-658C ; deMenocal et al., 2000a). Toutefois, ces pointeurs biostratigraphiques, résumés dans le tableau 5, n'ont pas été inclus dans le calcul du modèle d'âge mais ont été utilisés comme points de contrôle.

Profondeur (cm)	Espèce piquée	Age ¹⁴ C AMS (ka)	Erreur (+/- ans)	Age calibré (ka)	Erreur (+/- ans)	Source
16	G. bulloides (>150µm)	4340	20	4266	187	1
23	G. bulloides (>150µm)	5215	20	5430	145	1
27	G. bulloides (>150µm)	7935	20	8248	151	1
38	G. bulloides (>150µm)	10650	70	11635	327	2
60	G. bulloides (>150µm)	11400	30	12752	162	1
75	G. bulloides (>150µm)	11745	35	13070	216	1
94	G. bulloides (>150µm)	13510	80	15716	635	2
107	G. bulloides (>150µm)	14595	40	17153	305	1
119	G. bulloides (>150µm)	15750	45	18353	313	1
135	G. bulloides (>150µm)	17130	60	19751	304	1
142	G. bulloides (>150µm)	17240	60	19865	322	2
154	G. bulloides (>150µm)	19030	70	21970	393	1
160	G. bulloides (>150µm)	20300	100	23590	389	2
176	G. bulloides (>150µm)	21710	120	25355	471	2
198	δ ¹⁸ O benthique			27000		3

Autres pointeurs*						
34	Menardii	10500		11600	267	2
44	comparaison ODP-658C	10600		12740	400	2
85	Inflata	12460		14720	400	2
126	Isotopes + Inflata	14950		18500	120	2

Tableau 5. Pointeurs utilisés pour construire le modèle d'âge de la carotte MD03-2705. Sources (1) cette étude, (2) Jullien, 2006 (3) Martinson et al., 1987. *Les autres pointeurs ne sont pas intégrés au modèle d'âge mais servent de points de contrôle.

Dans le but d'obtenir le modèle d'âge le plus précis et en raison de la complexité de la distribution des âges, trois polynômes d'ordre 2, 3 et 5 ont été nécessaires. Ils sont présentés sur la figure 4.1.

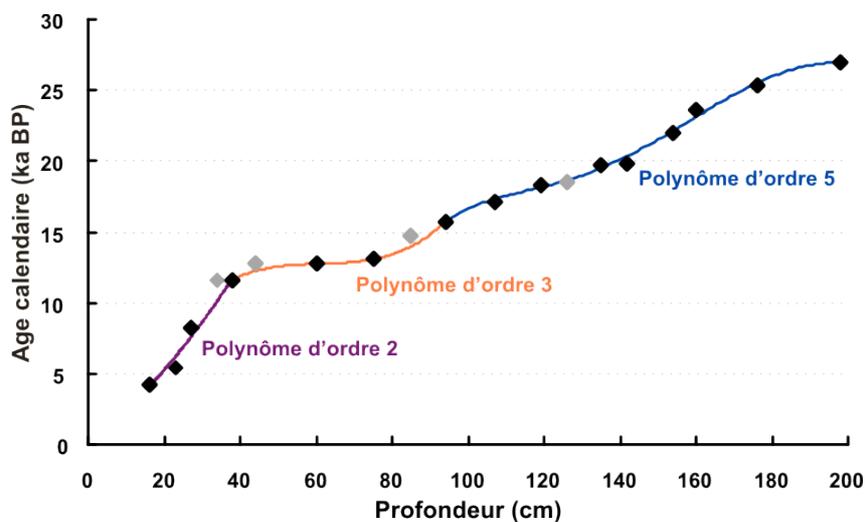


Figure 4.1. Présentation des polynômes calculés pour l'établir l'échelle stratigraphique des derniers 26 ka de la carotte MD03-2705. Les datations ¹⁴C calibrées (losanges noirs) et les points de contrôle biostratigraphiques (losanges gris) sont également présentés.

Toutefois, malgré ces efforts, les derniers 4000 ans sont encore mal contraints. En effet, Jullien (2006) a mesuré un âge calendaire de 5190 ans à 3 cm alors que deux de nos datations les plus proches du sommet mesurées à 10 et 16 cm de profondeur présentent des âges plus récents de respectivement 4360 et 4266 ans. Ces datations montrent, d'une part, que l'enregistrement ne couvre pas l'Holocène supérieur et d'autre part que le sommet de la carotte est probablement affectée par un effet d'étirement des sédiments lié au pistonnage lors du carottage (Skinner et McCave, 2003). Pour cette raison, nous ne pourrions discuter du tardi-Holocène, soit globalement des derniers 4000 et avons pris le parti de débiter le modèle d'âge à 16 cm. L'ensemble des datations radiocarbones calibrées a donc permis d'obtenir une échelle stratigraphique précise et très bien contrainte pour l'intervalle 4000- 26000 ans* (Fig 4.2).

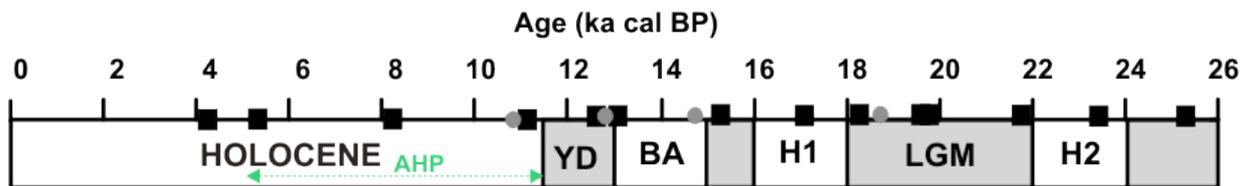


Figure 4.2. Echelle stratigraphique établie pour les derniers 26 ka à partir des datations ^{14}C calibrées (carrés noirs) et des points de contrôle biostratigraphiques (ronds gris). Les limites stratigraphiques des différents évènements climatiques référencés sont proposées d'après deMenocal et al. (2000a).

L'accumulation sédimentaire enregistrée au niveau de notre site reflète deux types d'apports importants : la productivité de surface régionale et les apports éoliens provenant du continent africain adjacent. En effet, à proximité de notre zone d'étude, un important système d'upwelling saisonnier formé à partir des alizés circulant parallèlement à la marge Nord-Ouest africaine (Fig 1.23) résulte en une forte productivité biologique dont les dépôts se superposent aux flux de poussières Sahariennes. Les taux d'accumulation calculés à partir du modèle d'âge oscillent en moyenne entre 2.6 et 20.5 cm/ka et présentent des valeurs atteignant 47cm/ka entre 11.6 et 13 ka (Fig 4.3). Ces taux de sédimentation obtenus entre 11.6 et 13 ka correspondent à la chronozone du YD et sont entre 2 et 4 fois supérieurs à ceux enregistrés au cours des derniers 26 ka, ce qui suggère des apports beaucoup plus importants au cours de cette période climatique.

* Par commodité de rédaction, l'expression « les derniers 26ka » dans le cadre de cette thèse correspondra en réalité à l'intervalle temporel 4000-26000ans.

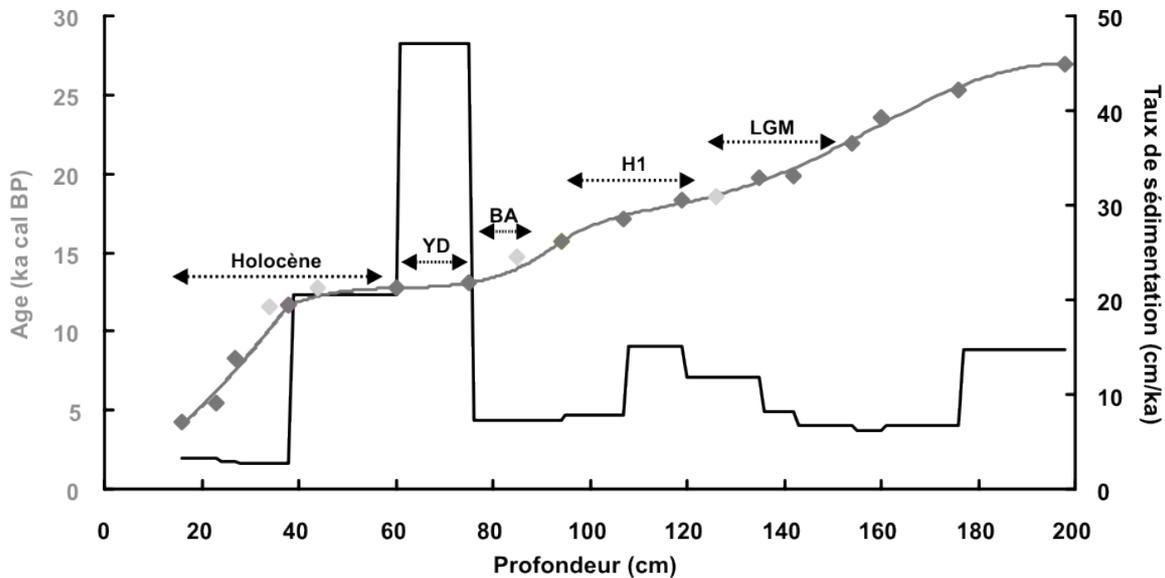


Figure 4.3. Taux de sédimentation calculés selon le modèle d'âge établi à partir des datations ^{14}C calibrés. Les différents évènements climatiques qui composent les derniers 26 ka ont été replacés.

En dehors du YD, le taux de sédimentation moyen sur les derniers 26 ka étant globalement faible (entre 2 et 8 cm/ka), l'étude du sommet de la carotte MD03-2705 (soit les 180 premiers cm) ne permet pas une approche de la variabilité à haute fréquence, mais nous permet en revanche de documenter les changements d'échelle millénaire caractérisant cette période comme le LGM, l'oscillation Bölling-Alleröd/Younger Dryas (BA/YD) ou encore la transition entre le YD/Holocène et notamment la période humide africaine (AHP).

II. Déchiffrage du signal terrigène éolien : présentation des résultats

Comme décrit et détaillé dans le chapitre 2, la carotte MD03-2705 a été prélevée au sommet d'un dôme sous-marin distant des sources fluviales actuelles et des grands courants d'apports gravitaires (Fig 2.5). Localisé en ATNE, ce site est situé au large de la ceinture Saharienne-Sahélienne, bande climatique aride/semi-aride dont les émissions de poussières minérales sont les plus importants au monde dans le contexte climatique actuel (e.g., Prospero et al., 2002). Par conséquent, la fraction terrigène de cet enregistrement est considérée comme étant essentiellement d'origine éolienne (Jullien et al., 2007). Au cours du Quaternaire, ce site a donc été sous l'influence des panaches de poussières minérales transportées depuis le

continent africain vers l'Atlantique (Rea, 1994). Le site MD03-2705 a été préférentiellement choisi à d'autres enregistrements sédimentaires situés à proximité des côtes ou sur le plateau

continental. En effet, la sédimentation dans ces localisations peut être sous la double influence d'apports sédimentaires éoliens et fluviaux ou encore gravitaires, ce qui complique l'interprétation du signal terrigène éolien (e.g., Holz et al., 2004 ; 2007 ; Zühlendorff et al., 2007 ; Mulitza et al., 2008; Nizou et al., 2010).

II.1. Quantification des apports terrigènes éoliens

Dans le but de quantifier les apports de matériel terrigène éolien déposés au cours des derniers 26 ka au niveau du site MD03-2705, plusieurs outils ont été mesurés. Tout d'abord, le pourcentage de la fraction terrigène (Fig 4.4) correspondant au calcul $100 - \% \text{CaCO}_3$ (Matthewson et al., 1995). Le pourcentage de CaCO_3 a été mesuré par calcimétrie Bernard pour certains niveaux des 180 cm de sédiments étudiés. Une calibration à partir de ces mesures et des teneurs en calcium (Ca) mesurées par le scanner à fluorescence X (XRF) avec un pas d'échantillonnage de 0.5 cm a été réalisée. Cette calibration a permis d'obtenir des teneurs de CaCO_3 calibrées pour les 180 cm étudiés de la carotte (Jullien, 2006). La teneur en silice biogène étant inférieure à 8% en moyenne au large des côtes mauritaniennes (deMenocal et al., 2000a), la fraction résiduelle, après soustraction des carbonates, est considérée comme la fraction terrigène éolienne. Par ailleurs, pour s'affranchir des effets de dilutions par la matrice carbonatée (les carbonates représentant en 50 et 80 % du sédiment total), le taux d'accumulation éolienne a été calculé pour retracer la variabilité des apports terrigènes. Ce taux d'accumulation terrigène (mass accumulation rate, MARs ; Fig 4.4) prend en compte le taux de sédimentation et s'obtient de la manière suivante: $\text{MARs (g.m}^2\text{.a}^{-1}) = \text{LSR} \times \text{DBD} \times f$ (e.g. Kohfeld et Harrison, 2001), avec LSR correspondant au taux de sédimentation (Linear Sedimentation Rate en cm.an^{-1}), DBD, la densité de sédiment sec (Dry Bulk Density en g.m^{-3}) et f qui correspond à la fraction terrigène du sédiment, dans notre cas, la fraction éolienne. Bien que le MARs soit encore largement employé dans de nombreuses études, cette approche présente des limites. En effet, un des points le plus important est que le MARs calculé ne fait pas de distinction entre la contribution verticale du flux originaire de la colonne d'eau surplombant le site de carottage et les flux latéraux résultants de la redistribution sédimentaire par les courants (François et al., 2004). Par conséquent, en collaboration avec Roger François, le flux terrigène normalisé au Thorium 230 a été mesuré

(Fig 4.4). Cette méthode développée par Bacon (1984) est basée sur le principe que le flux de ^{230}Th « scavengé » (e.g. entraîné depuis la colonne d'eau vers le sédiment) qui atteint le sédiment est connu et égal au taux de production du ^{230}Th produit par la désintégration de ^{234}U dans la colonne d'eau sus-jacente (François et al., 2004). En effet, le taux de production du ^{230}Th dans l'eau de mer est une constante puisqu'elle résulte de la désintégration de ^{234}U dont la concentration dans l'océan est quasiment stationnaire grâce à son long temps de résidence et à son affinité pour la phase soluble (Chen et al., 1986). A l'inverse, l'affinité du ^{230}Th pour la phase particulaire induit un transfert et un dépôt rapide du thorium vers le fond des océans (Bacon et Anderson, 1982). Ce comportement géochimique du ^{230}Th (e.g. taux de production constant; advection sur les particules), permet de calculer un flux théorique de Thorium « scavengé » qui sera fonction de la hauteur de la colonne d'eau et de la loi de désintégration de ^{234}U . Le flux mesuré dans le sédiment ($^{230}\text{Th}_{\text{xs}}$) est ensuite comparé à ce flux théorique pour déterminer le facteur de focusing (ψ) c'est-à-dire estimer la contribution des apports sédimentaires latéraux (François et al., 2004). La normalisation du flux terrigène au ^{230}Th permet de s'affranchir des apports latéraux et des effets de dilution (Bacon, 1984; Suman et Bacon; 1989; François et al., 2004; Adkins et al., 2006).

Si l'on compare ces trois méthodes d'estimation des apports terrigènes (Fig 4.4), on observe que le pourcentage de la fraction terrigène et le MARs surestiment les apports terrigènes éoliens pour les périodes ayant un fort facteur de focusing par rapport au flux obtenu par la méthode du ^{230}Th , comme notamment aux environs de 18 et 13 ka. Lorsqu'on s'intéresse à la tendance du flux terrigène normalisé au ^{230}Th , on remarque que le YD représente la période d'apports terrigènes éoliens la plus importante des derniers 26 ka et est synchrone au facteur de focusing le plus bas de la période étudiée. Ceci permet d'exclure de possibles apport latéraux de matériel remis en suspension. Toutefois, le fait que le facteur de focusing soit pour l'ensemble des 26 ka généralement supérieur à 1 suggère l'existence d'une certaine redistribution sédimentaire au niveau de notre site comme pour la majorité des sites en Atlantique Tropical (François et Bacon, 1991). Celle-ci est toutefois limitée en comparaison à d'autres régions du monde où les facteurs de focusing atteignent des valeurs largement supérieures ($\gg 50$) (e.g. Denis et al., 2009). Il est également intéressant de noter que comme pour le taux de sédimentation préalablement présenté, le LGM ne présente pas un flux terrigène éolien important.

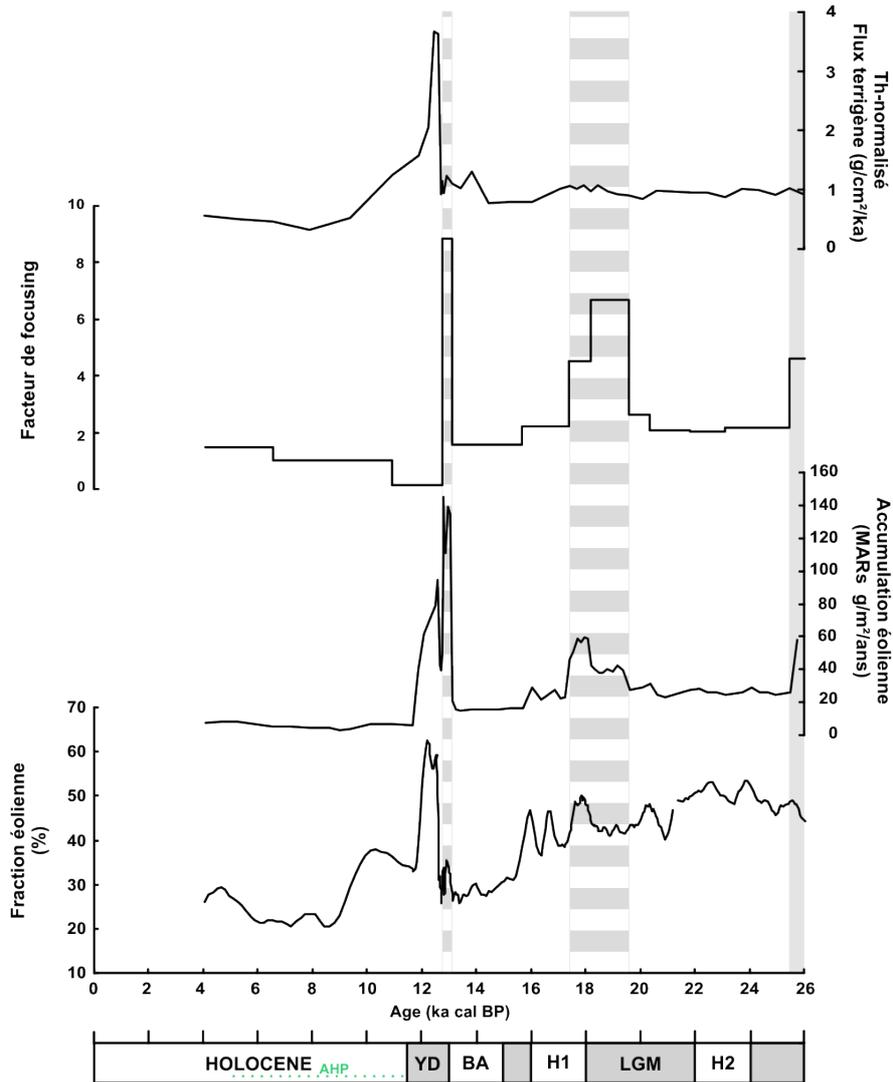


Figure 4.4. Apports terrigènes mesurés au cours des derniers 26 ka. En hachuré sont signalées les zones de focusing importants et la zone grisée centrée au niveau du YD représente la période de flux terrigène la plus notable.

II.2. La distribution granulométrique

La distribution granulométrique des sédiments marins a été mesurée sur la fraction décarbonatée tamisée à 125µm. A l'exception du YD (~12.6 ka) qui présente une distribution granulométrique strictement bimodale, l'ensemble des sédiments couvrant les derniers 26 ka, présente une distribution globalement unimodale, bien que leur asymétrie, aplatissement ou encore classement varient au cours du temps (Fig 4.5). Comme nous l'avons décrit pour les dépôts de la série temporelle AMMA, cette distribution unimodale est caractéristique des sédiments transportés par voie éolienne au large des côtes Ouest africaines (Krumbein et Pettijohn, 1938).

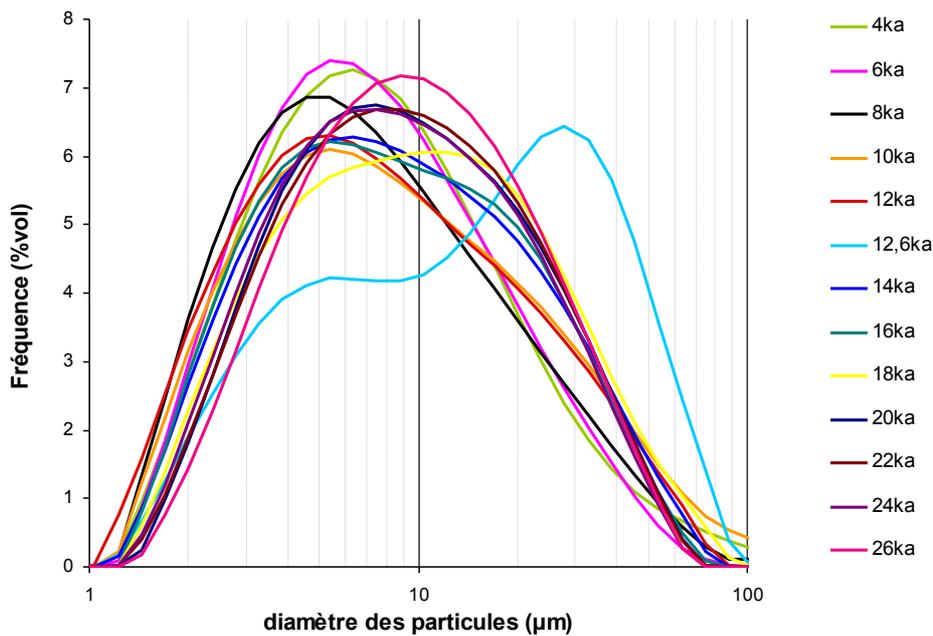


Figure 4.5. Distribution granulométrique de sédiments échantillonnés tous les 2 ka. Aux environ de 12.6 ka, l'ensemble des paramètres granulométrique présentant des changements notables, la distribution granulométrique correspondant à cette période a également été positionnée sur le graphique (courbe bleue clair).

Toutefois, entre 18 et 10 ka, de part leur asymétrie importante vers les grosses particules (16 et 14 ka) ou leur fort aplatissement (18 ka), les distributions granulométriques pourraient suggérer la coexistence de deux modes à l'intérieur du mode principal dont les fréquences en volume seraient proches. Des études antérieures au large de l'Afrique de l'Ouest ont développé une approche de calcul qui permet de déterminer les différents « end members » que peut renfermer une distribution granulométrique (e.g. Tjallingii et al., 2008). De manière générale, la distribution granulométrique est divisée en 3 « end-members » (EM1, EM2 et EM3) dont les modes moyens sont respectivement de 50-60, 20-40 et 3-5 μm selon les sites étudiés sur la marge Ouest africaine (e.g. Tjallingii et al., 2008 ; Holz et al., 2004). Le EM1 est interprété comme correspondant aux sédiments éoliens grossiers d'origine relativement proximale alors que le EM2 représente les sédiments éoliens en provenance de sources plus lointaines. Le EM3 est considéré comme reflétant les apports fluviaux. En effet, les sites analysés par cette méthode sont situés à proximité de la côte et sont donc sous l'influence double éolienne et fluviale. Dans notre cas, hormis vers 12.6 ka qui enregistre une distribution atypique, l'ensemble des distributions, même entre 18 et 10 ka où deux sous-modes peuvent être suggérés, présente des modes compris entre 5 et 18 μm typiques des sédiments éoliens collectés au large de l'Afrique de l'Ouest (Stuut et al., 2005).

La fraction terrigène inférieure à 30µm représente plus de 80 % de la fraction terrigène totale pour l'ensemble des sédiments des derniers 26 ka (Fig 4.6) tandis que seulement 5 à 10 % des particules appartiennent à la classe granulométrique des argiles*. La plupart des particules terrigènes d'origine éolienne collectées en Atlantique Tropical étant des silts inférieures à 30 µm (e.g. Beltagy et al., 1972 ; Schütz, 1980 ; Coudé-Gaussen, 1989 ; Wefer et Fisher, 1993 ; Grousset et al., 1998 ; Stuut et al., 2005 ; chapitre 3), cela conforte l'origine éolienne de la fraction terrigène qui compose la carotte MD03-2705 au cours des derniers 26 ka.

De manière générale, au cours des derniers 26 ka, l'ensemble des paramètres granulométriques calculés décrit des variations par « paliers » communs (Fig 4.6). Un premier palier s'étend durant le glaciaire entre 26 et 19 ka, ce qui indique une distribution relativement stable dont le mode moyen est d'environ 10-12 µm au cours de cette période. La proportion de particules inférieures à 30 µm approche les 100 % durant cet intervalle. Paradoxalement, ces sédiments glaciaires représentent le pourcentage de fraction argileuse le plus faible de la période étudiée. Par conséquent, la majorité des sédiments composant cette période sont donc des silts compris entre 2 et 30 µm. La début de la déglaciation* (19-13 ka) représente la période où les paramètres granulométriques montrent des variations à plus haute fréquence. En effet, les modes calculés oscillent entre 8 et 20 µm. H1 se caractérise par une augmentation de la fraction silteuse non cohésive et une diminution de la fraction argileuse. La transition Bölling-Alleröd/Younger Dryas (~14-12 ka) montre des tendances similaires à l'évènement H1 incluant vers 12.6 ka un optimum marqué notamment par des valeurs du mode atteignant 35µm. Ce maximum à 12.6 ka présente une distribution bimodale (Fig 4.5) dont le mode principal se situe entre 30-40 µm et le mode secondaire avoisine les 5-6 µm de diamètre. Le passage climatique du YD à l'entrée dans l'Holocène présente une transition granulométrique très abrupte entre les modes grossiers du YD et fins du début de l'Holocène. Ces sédiments Holocène couvrent la Période Humide Africaine (AHP) qui s'étend entre 12.3 et 5.5ka selon deMenocal et al. (2000a). Ils présentent les pourcentages de fraction argileuse

les plus importants des derniers 26 ka, synchrones aux proportions de silts non cohésifs les plus faibles. Au cours de l'AHP, le mode est fin (compris entre 5 et 6µm) et constant.

* La famille granulométrique des argiles comprend les particules dont le diamètre est inférieur à 2 µm. Les silts cohésifs représente les grains dont des diamètres sont compris entre 2 et 10 µm alors que les silts non cohésifs regroupe les particules dont le diamètre est compris entre 10 et 63 µm, 63 µm marquant la limite entre la famille granulométrique des silts et des sables.

* Dans le cadre de ce travail, on parle de « début de la déglaciation » pour la période comprise entre 19 et 13 ka (soit entre le LGM et le YD) par analogie aux conditions qui règnent en Atlantique Nord à cette même période.

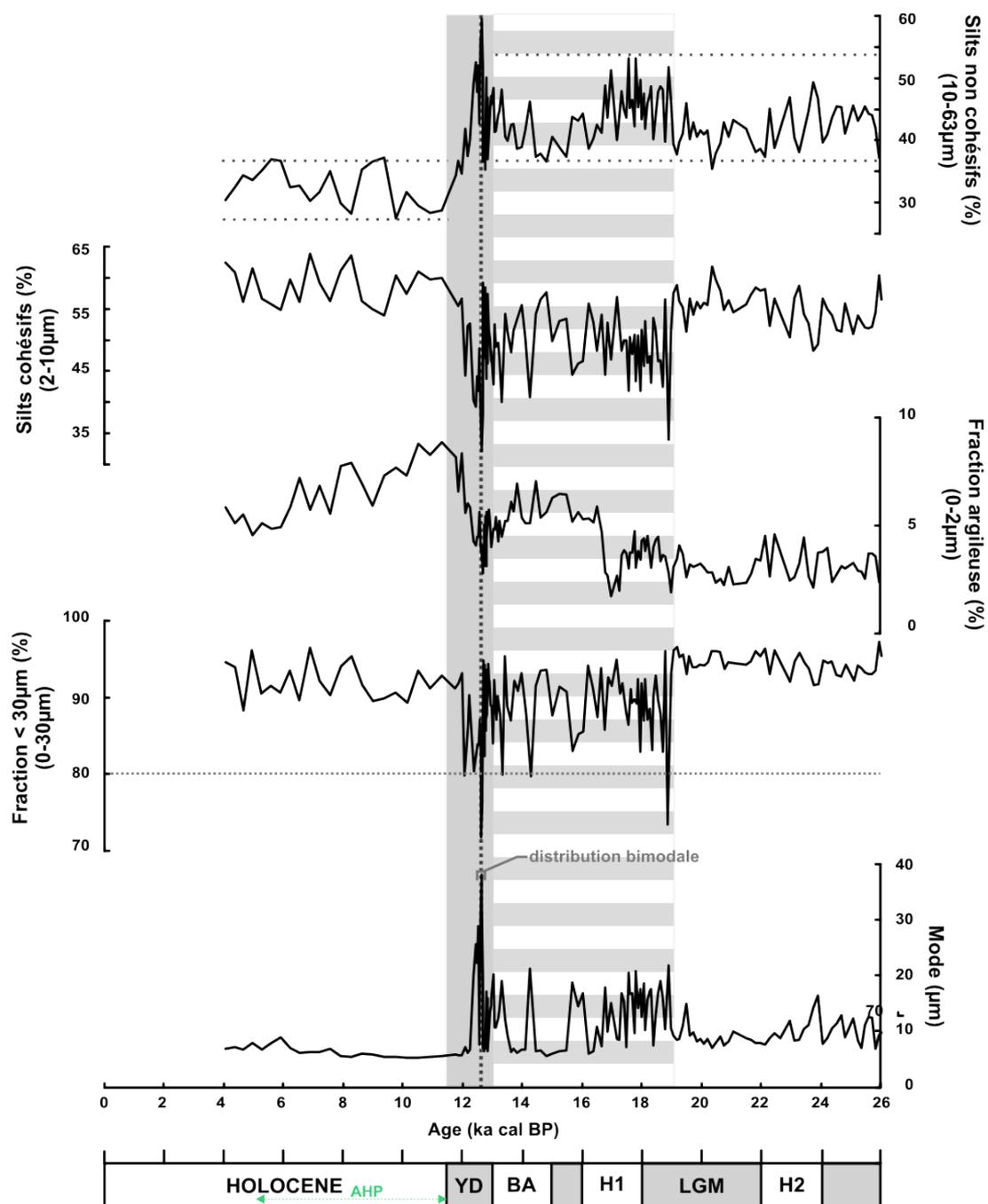


Figure 4.6. Paramètres granulométriques. La zone grisée correspond au YD alors que la zone hachurée couvre la déglaciation.

II.3. La minéralogie des argiles

La minéralogie des argiles a été mesurée sur la fraction décarbonatée inférieure à 2 μm (cf chapitre 2 pour les détails du protocole). Les pâtes orientées préparées sur des lames de verre pour l'analyse par diffraction X ont préalablement été passées au spectrocromimètre afin de mesurer la réflectance de la fraction terrigène argileuse (L^* ; Fig 4.7a).

De manière générale, bien que des changements rapides soient notables vers 17-16, 12.5 et 9.5ka, la réflectance des sédiments tend à diminuer au cours des derniers 26 ka. Le YD est caractérisé par un niveau très sombre de la fraction argileuse unique dans l'enregistrement (Fig 4.7a et 2.6).

La smectite, la kaolinite, l'illite, la chlorite et la palygorskite représentent les principaux minéraux argileux composant les sédiments marins qui couvrent les derniers 26 ka de la carotte MD03-2705 (Fig 4.7a). Pour l'ensemble de la période étudiée, la smectite représente entre 60 et 90 % de la fraction argileuse mesurée. Les tendances décrites par le pourcentage de kaolinite sont similaires à celles de la chlorite mais sont globalement inverses à celles du pourcentage de smectite. D'un autre côté, le pourcentage de palygorskite et le pourcentage d'illite présentent des tendances communes. La courbe de réflectance présente également une corrélation significative avec ces 2 paramètres minéralogiques.

Afin de s'affranchir de l'influence de la smectite sur les autres minéraux^{*}, le rapport illite/kaolinite^{*} a été calculé (Fig 4.7). En effet, ce rapport est utilisé comme un indicateur de provenance latitudinale sur le continent africain (Caquineau et al., 1998 ; chapitre 3).

Globalement, entre 26 et 19 ka, les pourcentages des différents minéraux ne montre pas de tendance claire. Le rapport I/K, relativement stable jusqu'à la fin du LGM, décrit des variations plus importantes au début de la déglaciation. Ce rapport semble augmenter au cours du BA et montre une diminution drastique au début du YD. A l'inverse l'Holocène est caractérisé par un rapport qui augmente de manière progressive qui atteint les valeurs les plus élevées de la période étudiée. Pour essayer de compléter les informations fournies par ces valeurs de pourcentages, les aires de diffraction des principaux minéraux argileux ont été représentées à titre indicatif (Fig 4.7b). La somme des aires des minéraux argileux mesurés met en évidence deux périodes d'apports de phyllosilicates importantes entre 26 et 24 ka puis entre 12 et 10 ka. Pour la période 26-24 ka, cette augmentation des apports argileux semble

^{*} Les teneurs en minéraux argileux mesurés étant des pourcentages dont la somme est bouclée à 100%, les variations des pourcentages de chacun de ces cinq minéraux rencontrés sont interdépendantes, c'est-à-dire que la variation d'un minéral peut entraîner par compensation celles des autres.

^{*} I/K = rapport des intensités mesurées à 10Å et 7Å.

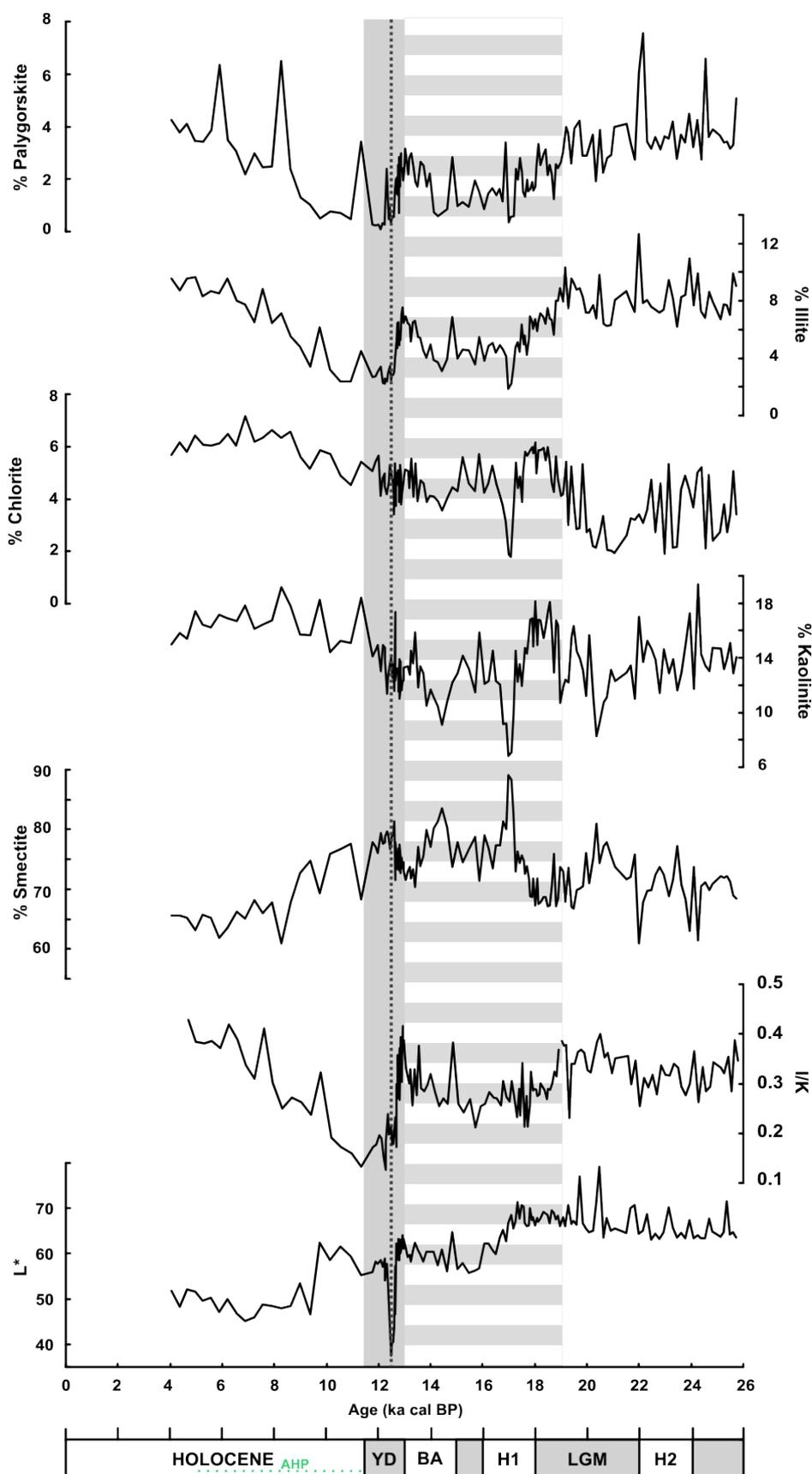


Figure 4.7a. Proportions (%) des principaux minéraux argileux mesurés pour les derniers 26 ka. La réflectance (L*) et le rapport I/K sont également représentés.

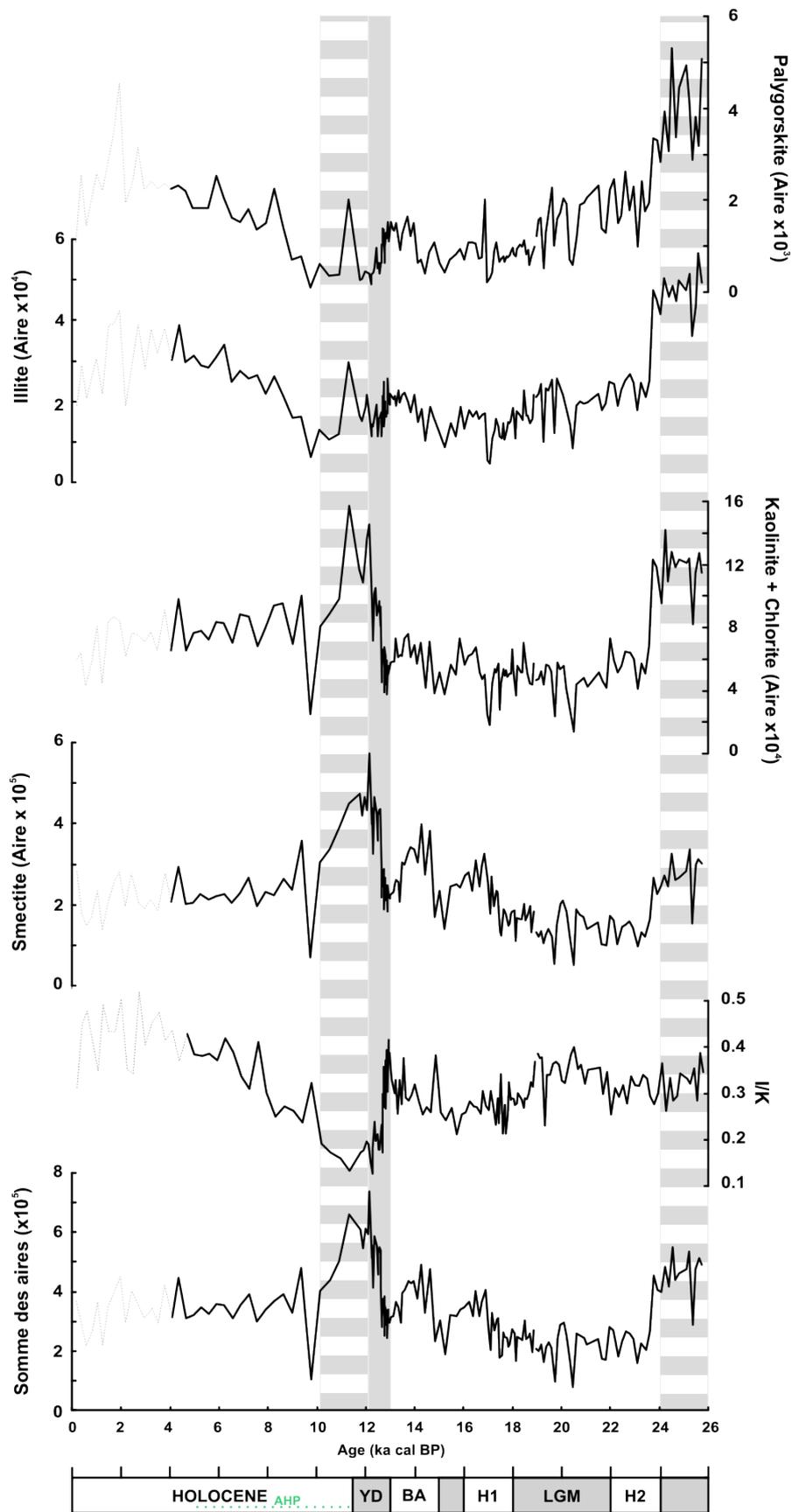


Figure 4.7b. Aires de diffraction des principaux minéraux argileux. La somme des aires ainsi que le rapport I/K ont également été représentés.

provoquée par une augmentation générale de l'ensemble des minéraux. En revanche, à la sortie du YD, entre 12 et 10 ka, l'augmentation de la quantité de phyllosilicates semble essentiellement corrélée aux apports plus importants de kaolinite et de smectite.

II.4. La composition élémentaire et isotopique

Afin de caractériser de la façon la plus complète la composition des sédiments marins accumulés au cours des derniers 26 ka, des analyses géochimiques élémentaires et isotopiques de la fraction terrigène inférieure à 30 μm ont été menées. Les protocoles analytiques sont détaillés dans le chapitre 2.

II.4.1. Analyses élémentaires

Depuis quelques années, un moyen rapide et non destructif d'obtenir la composition géochimique élémentaire à haute résolution de carottes sédimentaires réside en l'utilisation du banc à fluorescence X. Toutefois cette analyse ne fournit pas la concentration mais l'intensité (coups/seconde) des éléments détectés. Une cinquantaine d'échantillons des derniers 26 ka a donc été mesurée par ICP pour en obtenir les concentrations élémentaires. Cependant, à l'inverse du XRF, l'analyse par ICP est longue et destructrice. Le but est donc de calibrer par ICP les intensités XRF en concentrations pour ainsi obtenir une plus haute résolution des valeurs de concentrations. Les résultats des analyses XRF et ICP des principaux éléments sont détaillées en annexe 3. La comparaison XRF-ICP des différents éléments mesurés a révélé qu'aucune calibration ne peut être établie entre ces deux analyses géochimiques élémentaires au niveau de notre site (Annexe 3). En effet, les sédiments marins du carottage présentent une matrice carbonatée trop importante qui influence les variations des éléments. Le seul élément dont la tendance XRF est en accord avec les mesures obtenues par ICP est le zirconium (Zr). Ce dernier qui est mesuré à une intensité différente (30kv) de celle utilisée pour le calcium (10kv) confirme l'effet de matrice qui influence la tendance des autres éléments (détails en annexe 3).

Les variations de concentration au cours des derniers 26 ka des éléments (majeurs et traces) obtenus par ICP-AES ou ICP-MS qui sont discutés dans ce chapitre sont synthétisées dans la figure 4.8. Cependant, pour s'affranchir d'éventuels biais analytiques, il est préférable de normaliser les teneurs à un élément de référence. Concernant l'interprétation de la fraction terrigène éolienne, les rapports Ti/Al ou Rb/Zr sont généralement les plus utilisés puisqu'il a été montré qu'ils étaient de bons indicateurs des changements de la taille des particules et par

conséquent assimilés aux variations d'intensité du vent (Boyle, 1983 ; Matthewson et al, 1995).

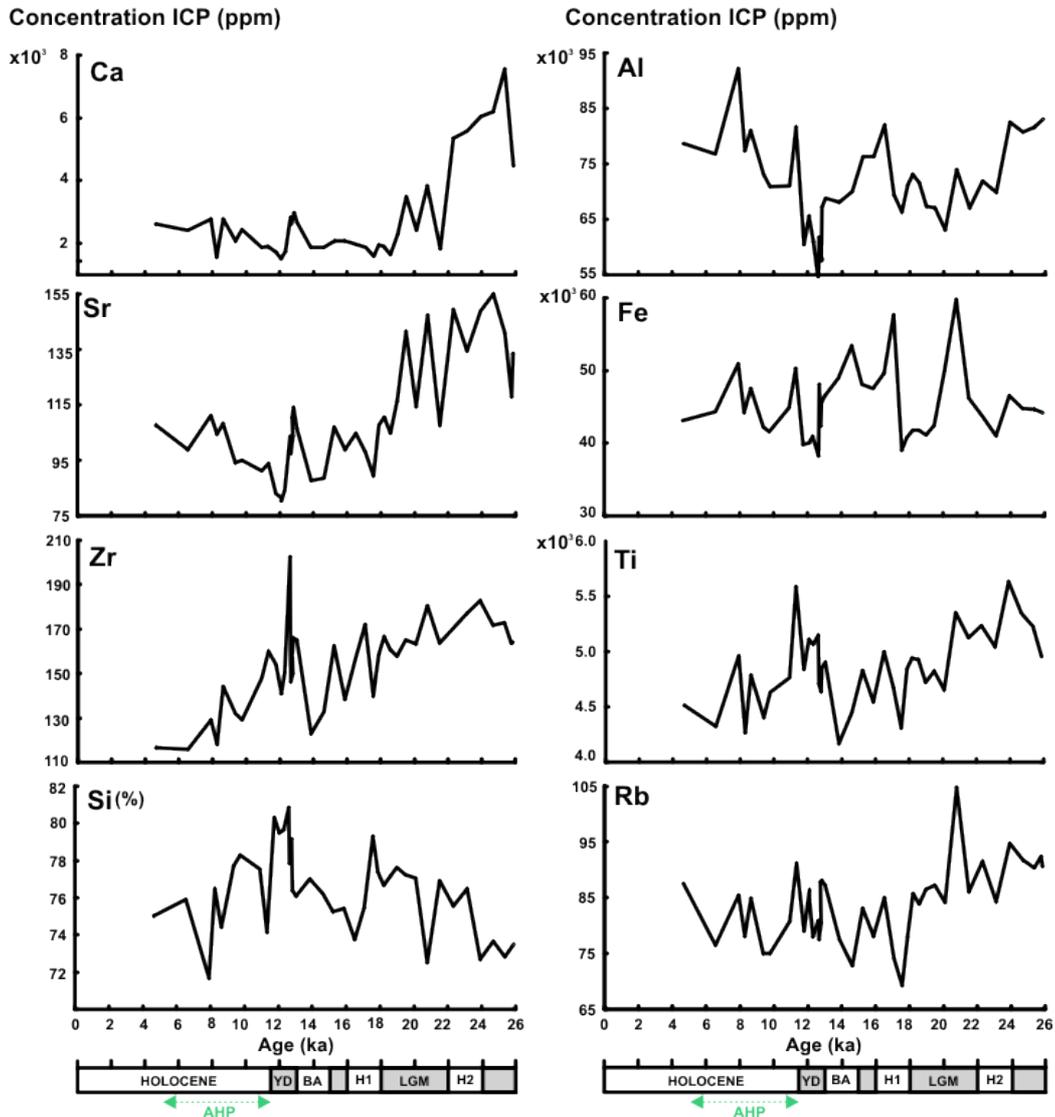


Figure 4.8. Présentation des variations au cours des derniers 26 ka de la concentration de certains éléments de la fraction terrigène obtenu par ICP-AES et ICP-MS (échantillons décarbonatés dont les oxydes de fer et de manganèse authigéniques ont été retirés - cf Annexe 1): calcium (Ca), aluminium (Al), titane (Ti), fer (Fe), potassium (K), zirconium (Zr), strontium (Sr), rubidium (Rb). Le silicium est exprimé en pourcentage puisque n'étant pas mesuré directement (attaque acide à l'HF) il est obtenu par le calcul 100- % des éléments majeurs).

Par ailleurs, à partir des analyses géochimiques élémentaires, l'indice d'altération chimique (CIA) ainsi que le rapport Rb/Sr ont été calculés (Fig 4.9a). Le CIA permet d'estimer l'importance de l'altération chimique des roches continentales et des sédiments et (e.g., Mc Lennan et al., 1990 ; Eisenhauer et al., 1999 ; Hemming, 2007 ; Colin et al., 2006 ; Cole et al., 2009), de fortes valeurs indiquant une altération chimique importante. Les CIA

des sédiments reflètent le mélange des valeurs de CIA des différents minéraux qui le compose (kaolinite : 100, smectite : 70 à 85, illite : 65, feldspath : 50). Par conséquent, la proportion des différents minéraux au sein d'un sédiment va influencer le CIA du sédiment total.

Le rapport Rb/Sr varie fortement dans les différentes roches continentales et peut être modifié par l'altération chimique et la distribution granulométrique du sédiment (cf synthèse biblio pour détails).

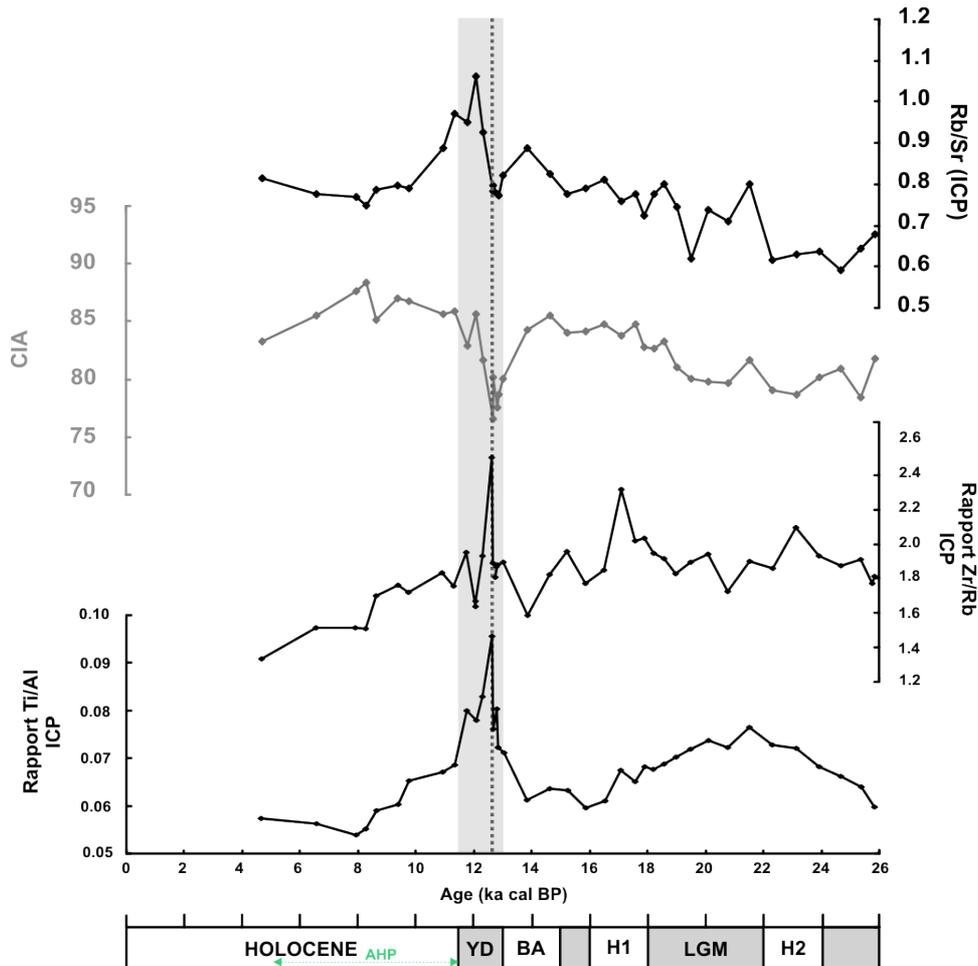


Figure 4.9a. Analyses élémentaires. Les rapports Ti/Al et Zr/Rb, Rb/SR ainsi que le CIA sont présentés.

Si on se focalise sur les courbes des rapports élémentaires Ti/Al et Zr/Rb obtenus par ICP pour les derniers 26 ka (Fig 4.9a), on remarque que leurs tendances présentent des tendances similaires. Par ailleurs, ces deux rapports présentent des tendances comparables au pourcentage des silts non cohésifs (Fig 4.6a). Ces rapports présentent des valeurs importantes entre 26 et 17 ka c'est-à-dire au cours du LGM et au début de la déglaciation, notamment lors de H1. Entre 16 et 14 ka, ils diminuent légèrement et remontent à la fin du BA pour atteindre les valeurs les plus importantes au YD. L'Holocène se caractérise par une diminution de ces

rapports. A l'échelle des derniers 26 ka, le CIA et le rapport Rb/Sr présentent tous deux une tendance croissante à partir de 19 ka jusqu'à 14 ka. L'entrée dans le YD se caractérise par une chute brutale de ces deux indicateurs qui augmentent à nouveau à la fin du YD. Au cours de l'Holocène et plus particulièrement de la période humide africaine, ces deux indicateurs se découplent. Le CIA est relativement stable et montre les valeurs les plus élevées des derniers 26 ka alors que le Rb/Sr diminue progressivement jusqu'à 10 ka. Il se stabilise ensuite à la fin de l'Holocène et montre des valeurs identiques à celles enregistrées au début de la déglaciation.

II.4.1. Analyses isotopiques

Les rapports isotopiques du strontium et du néodyme ont également été mesurés (Fig 4.9b). Ces rapports sont utilisés dans les dépôts éoliens comme traceurs de sources puisque dépendant de la géologie du terrain dont ils sont issus (e.g. Grousset et al., 1988 ; Grousset et al., 1998 ; Grousset et Biscaye, 2005 ; Cole et al., 2009 ; Meyer et al., 2011 ; chapitre 3). Un fractionnement granulométrique peut faire varier le rapport isotopique du strontium des particules issues de la même source : plus la taille des grains diminue, plus le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmente. Toutefois, comme détaillé en annexe 1, l'ensemble des échantillons a été tamisé à 30 μm pour essayer de s'affranchir de ce fractionnement. Par ailleurs, l'altération chimique est également susceptible de modifier les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (cf synthèse bibliographique pour détails et références). En revanche, ces fractionnements ne modifient pas les rapports isotopiques du néodyme. Enfin, les âges modèles des sources ont été calculés à partir de ces rapports isotopiques et des concentrations de Sr, Rb, Sm et Nd (Fig 4.9b ; annexe 4 pour les calculs détaillés).

A l'échelle des derniers 26 ka, le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et l'épsilon Nd sont anti-corrélés. Il est important de noter que la résolution d'analyse n'est pas la même pour les deux traceurs (50 analyses de Sr versus 18 de Nd). De 26 à 22 ka, le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ est relativement stable et présente des valeurs autour de ~ 0.718 . Au cours du LGM, il oscille entre ~ 0.718 et ~ 0.721 et l'épsilon néodyme moyen est de -13. A partir de 19 ka, le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmente progressivement jusqu'à environ 13 ka où il atteint un ratio de ~ 0.7225 . L'épsilon Nd évolue de manière symétrique au strontium au cours de cette période et avoisine les -13.6 vers 13 ka. Le YD est marqué par une excursion importante du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atteignant un ratio supérieur à 0.726 synchronisée à une chute de l'épsilon Nd qui atteint -14.3. L'entrée dans l'Holocène présente pour les deux outils un retour progressif vers des valeurs identiques à celle enregistrée au

cours de la déglaciation. A partir de 8 ka, alors que l'épsilon néodyme continue à devenir plus négatif, le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ augmente à nouveau pour atteindre vers 4 ka un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ~ 0.722 .

Les âges modèles Sm-Nd semblent indiquer des terrains d'âge relativement constant autour de 1.8 Ga pour la période des derniers 26 ka, ponctuée par une phase où les terrains semblent légèrement plus jeunes (1.7Ga) entre 11 et 9 ka. Les âges modèles Rb-Sr montrent des variations très importantes entre 26 et 18 ka et présentent des tendances globalement similaires à celle enregistrées par le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ à partir de 18 ka.

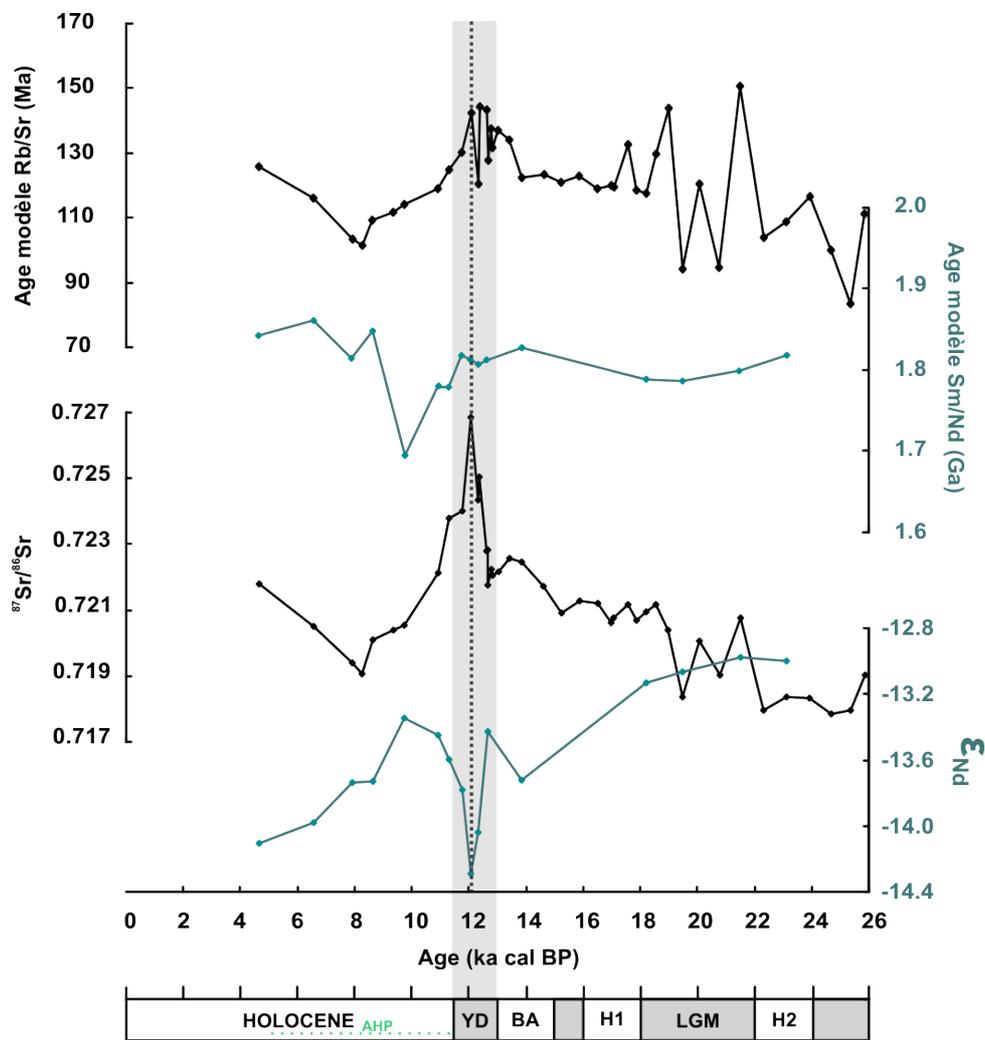


Figure 4.9b. Résultats des analyses isotopiques du strontium et du néodyme et présentation des âges modèles (Rb-Sr et Sm-Nd).

III. Déchiffrage du signal terrigène éolien au cours des derniers 26 ka

III.1. Implications de la calibration actuelle

Avant de se lancer dans les interprétations paléoclimatiques que l'analyse multi-proxy du signal terrigène éolien enregistré au cours des derniers 26 ka peut suggérer, cette première partie, du déchiffrage propose de comparer les résultats de derniers 26 ka détaillés précédemment avec les résultats obtenus à l'actuel (au cours du chapitre 3) suite à l'analyse des dépôts collectés entre 2006 et 2009 à Mbour (Fig 4.10a et b)

III.1.1. La granulométrie

Une partie des valeurs de modes obtenues au cours des derniers 26 ka est inférieure à celles de la série temporelle actuelle d'Mbour qui oscillent saisonnièrement entre 14 et 26 μm (Fig 4.10a). Cette différence laisse supposer l'influence de deux principaux paramètres sur le mode des sédiments accumulés au niveau du site du carottage MD03-2705: la distance à la source supérieure par rapport au site d'Mbour et/ou la variabilité de l'intensité du vent au cours du temps. En effet, le site MD03-2705 est distant de la côte africaine d'environ 500 km. Cette distance suppose la perte des particules les plus grossières par gravité au cours du transport avant d'atteindre le site du carottage. Ceci suggère que le site d'Mbour reçoit plus de particules grossières que le carottage MD03-2705. Cependant, la distance entre les deux sites ne varie pas au cours du temps. Par conséquent, le fractionnement granulométrique qui s'opère au cours du transport en fonction de la distance parcourue a donc du être constant au cours des derniers 26 ka. Il ne permet donc pas d'expliquer la variabilité des modes dans les sédiments, à moins d'imaginer des sources plus distales lorsque les apports sont plus fins et au contraire des sources plus proximales lorsque les modes sont élevés.

Des études granulométriques dans les pièges à sédiments positionnés dans la colonne d'eau au large des îles du Cap vert, et donc à une distance de la côte africaine similaire à celle du site MD03-2705, présentent au cours de l'année 1993 des modes granulométriques moyens compris entre 11 et 19 μm (Ratmeyer et al., 1999). Ces modes valeurs de mode restent supérieurs aux à celle plus fines enregistrées dans notre carotte notamment au cours du début de l'Holocène et du glaciaire (Fig 4.10a). La carotte MD03-2705 n'ayant pas enregistrée le tardi-Holocène, les modes des sédiments de surface ne peuvent être directement comparés à

ceux obtenus dans les pièges actuels de Mbour et du Cap-Vert. Toutefois, les valeurs de mode enregistrées à l'actuel qui sont globalement comprises entre 9 et 24 μm (Ratmeyer et al., 1999 (colonne d'eau) ; Stuut et al., 2005 (filtration à bord d'un navire au large de la côtes Ouest africaine) ; chapitre 3 (piège d'Mbour)) sont parfois inférieurs et/ou supérieurs aux valeurs qui caractérisent les sédiments des derniers 26 ka. Ceci semble donc indiquer que la variabilité granulométrique observée dans l'enregistrement sédimentaire de la carotte MD03-2705 refléterait plutôt des variations de l'intensité des vents au cours des derniers 26 ka, ce qui est cohérent avec les différentes études antérieures qui notamment compare les périodes glaciaires et interglaciaires (e.g. Broecker et al., 1958 ; Hays et Peruzza, 1972 ; Bacon, 1984 ; Grousset et al., 1988 ; François et al., 1990 ; Ruddiman, 1997).

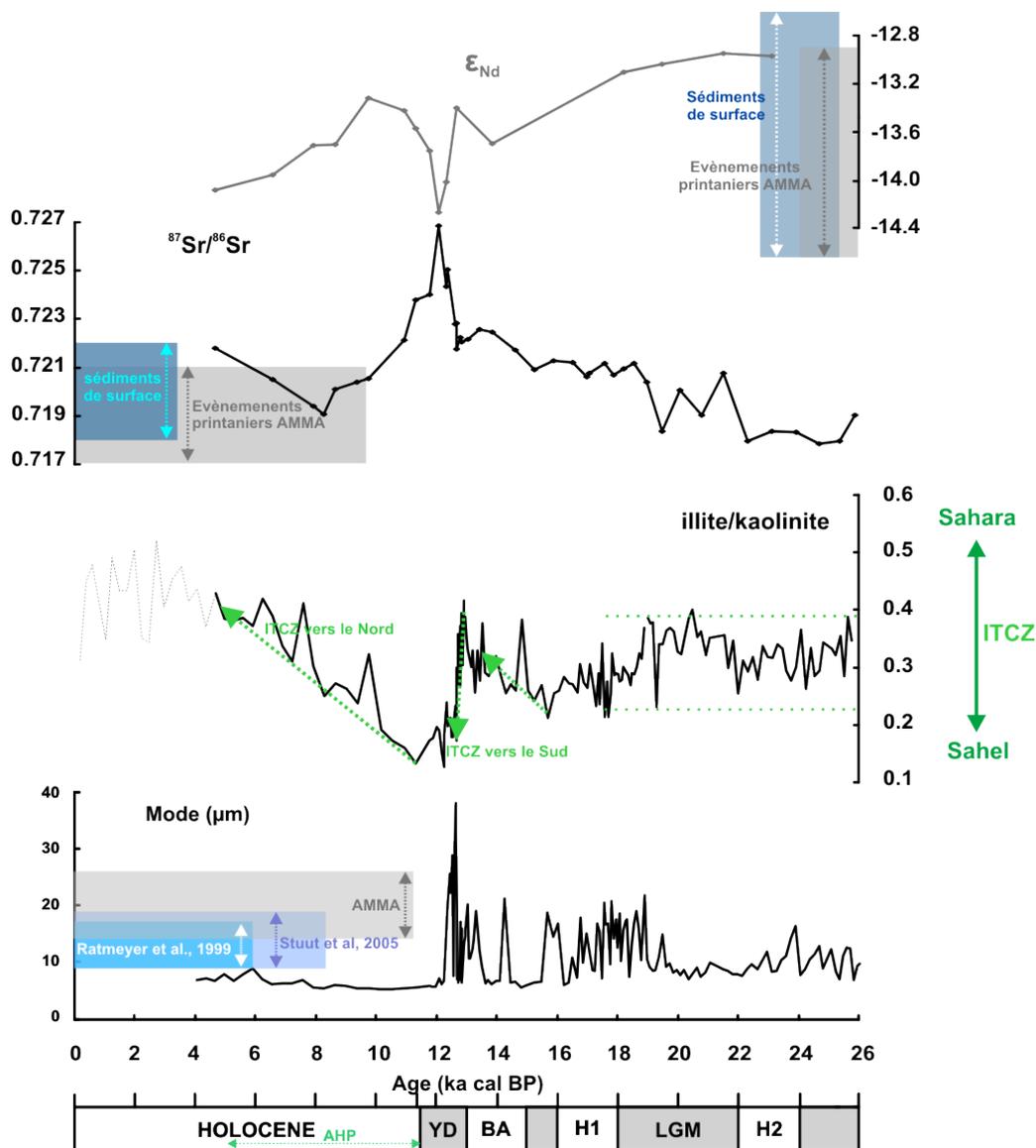


Figure 4.10a. Positionnement des gammes de valeurs et tendances obtenues au cours de l'étude des dépôts actuels sur les analyses des sédiments des derniers 26 ka de la carotte MD03-2705.

III.1.2. La minéralogie des argiles

Comme nous l'avons vu au cours du chapitre 3 à partir des dépôts de la série temporelle de Mbour, les variations minéralogiques du rapport I/K et du pourcentage de palygorskite reflètent à l'actuel les changements saisonniers latitudinaux de la position de l'ITCZ. Si l'on transpose cette interprétation de la variabilité saisonnière des traceurs minéralogiques aux archives sédimentaires, on peut proposer une reconstruction de la migration de la position de l'ITCZ au cours des derniers 26 ka. Toutefois, il est important de rappeler que les échantillons de sédiments marins de la carotte MD03-2705 et des poussières collectées à Mbour n'ont pas pu être préparés de manière identique ce qui induit un biais analytique (détails en annexe 2). Les variations relatives du rapport I/K et du pourcentage de palygorskite peuvent cependant être utilisées pour documenter la migration de l'ITCZ au cours du temps mais en interprétant la tendance de ces traceurs plutôt que les gammes de valeurs. Par conséquent, l'augmentation du I/K au cours de l'Holocène suggère une remontée de l'ITCZ alors que sa diminution abrupte enregistrée au cours du YD semble refléter une migration vers le Sud (Fig 4.10a). Il est intéressant de noter que la gamme de valeurs du rapport I/K enregistrée au cours de la dernière période glaciaire et au début de la déglaciation (26 -18 ka) est similaire à celle enregistrée au cours de l'Holocène. Intuitivement, les conditions climatiques complètement différentes qui caractérisent ces périodes supposent des positions de l'ITCZ également différentes. Cette remarque confirme la nécessité pour cet outil de s'intéresser aux tendances qu'il trace et non aux valeurs.

III.1.3. Les isotopes du strontium et du Néodyme

L'analyse des dépôts événementiels de la série temporelle AMMA a permis d'identifier des rapports isotopiques du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compris entre ~ 0.717 et ~ 0.721 associés à des ϵ_{Nd} compris entre ~ -13 et ~ -15 qui correspondent aux zones d'émission incluant la Mauritanie, le Mali et le Sud de l'Algérie. La gamme de valeurs que présente l'épsilon néodyme au cours des derniers 26 ka, c'est-à-dire entre ~ -12.9 et ~ -14.4 , se situe à l'intérieur de la gamme des valeurs obtenue à l'actuel lors des événements de dépôts majeurs (Fig 4.10a). A l'inverse, la gamme de valeurs des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ caractérisée à Mbour lors des événements, ne couvre pas la totalité des valeurs obtenues au cours des derniers 26 ka (comprises entre ~ 0.718 et ~ 0.727), notamment durant la chronozone du YD.

Entre 26 et 15 ka puis entre 10 et 4 ka, les signatures isotopiques (couple Sr/Nd) enregistrées sont comparables à celles identifiées lors des événements de poussières actuels et dans les sédiments de surface (Fig 4.10b). Par analogie à l'actuel, ces périodes pourraient être caractérisées par des apports de poussières provenant de la région couvrant la Mauritanie, le Mali, le Sud de l'Algérie. Par contre, l'excursion isotopique du YD ne semble pas correspondre à la zone source identifiée pour les événements actuels. A ma connaissance, aucune donnée isotopique de poussières minérales ou encore de sol africain dans la littérature ne correspond à un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ~ 0.7268 associé à un ϵ_{Nd} de -14.3 . Cette absence d'analogue actuel est probablement lié à une banque de donnée relativement pauvre sur le continent africain étant donné l'étendue géographique et les variabilités géologiques qu'il représente et souligne d'autant plus l'importance de poursuivre les analyses à l'actuel.

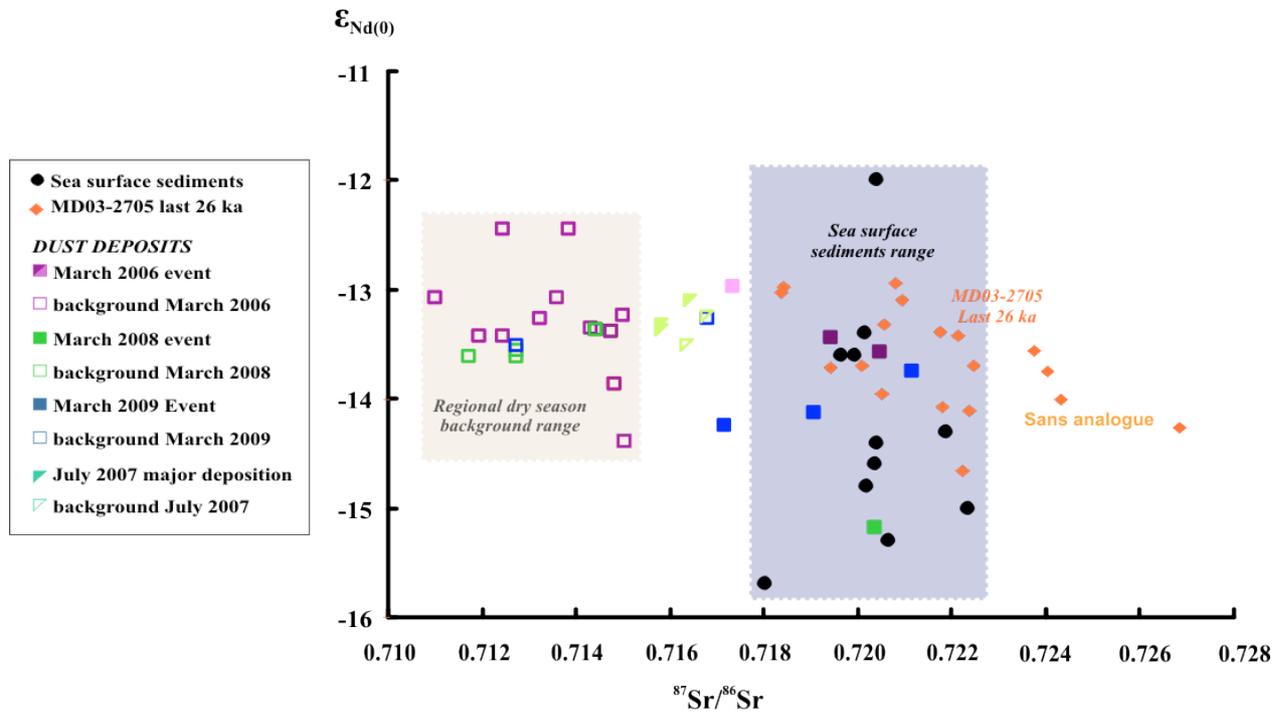


Figure 4.10b. Plot $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des échantillons des derniers 26 ka, des échantillons AMMA (dépôts actuels) et des sédiments de surface de l'ATNE.

III. 2. Reconstructions paléoclimatologiques des derniers 26 ka

Dans la figure 4.11, les différents traceurs terrigènes mesurés au cours de cette étude ont été superposés aux variations du niveau marin et à la courbe d'insolation d'été à 20°N. Ainsi, les signatures terrigènes couplées à ces informations paléoclimatiques vont permettre de mettre en évidence les différents couplages « continent-atmosphère-océan » que notre site a enregistré.

Entre 26 et 19 ka, c'est-à-dire à la fin de la dernière période glaciaire, le pourcentage important de silts cohésifs (10-63 μm), suggère une intensité des vents prononcée. La stabilité des paramètres granulométriques à cette période en comparaison avec le début de la déglaciation (19 - 13 ka) suggère une dynamique éolienne relativement constante. Etonnamment, le LGM ne présente pas de flux éoliens importants bien qu'à l'échelle globale cette période soit caractérisée par des dépôts éoliens 2 à 20 fois supérieurs à l'actuel (e.g. Cragin et al., 1977; Fisher, 1979; Petit et al., 1981; Hammer et al., 1985; Petit et al., 1990; Hansson, 1994; Rea, 1994; Steffensen, 1997). Pendant cette période, le CIA indique que les particules terrigènes dérivent de terrains ayant subi peu d'altération chimique. Cette observation, replace dans le contexte d'une insolation d'été à 20°N basse est conforme avec l'hypothèse d'une hyperaridité du Sahara à cette période. En effet, les premiers travaux concernant la distribution des dunes de sable (Sarnthein, 1978) et les bas niveaux des lacs (Steve et Grove, 1976) ont établi que le dernier maximum glaciaire (LGM) était une période d'hyperaridité au niveau des régions du Sahara ; hyperaridité confirmée par les études ultérieures (e.g. Sarnthein et al., 1982 ; Hooghiemstra, 1988 ; Dupont, 1989). Aux basses latitudes, la circulation atmosphérique et les systèmes de précipitations associés sont intimement liés à la position de la ZCIT. Des preuves dans les lacs, les sédiments ou encore les paléosols confirment ce mouvement vers le sud de la ZCIT de 5 à 8° vers le sud au cours du LGM, responsable de la diminution d'humidité en Afrique du Nord-Ouest (e.g. Kolla et al., 1979 ; Nicholson et Flohn, 1980 ; Nicholson, 1982 ; Pokras et Mix, 1985) et par conséquent engendrant une migration de 5 à 10° vers le sud de la ceinture de végétation (Dupont et Agwu, 1992) et des contrastes saisonniers importants. Les valeurs du rapport I/K caractérisant les sédiments déposés au site MD03-2705 au cours du LGM suggèrent une position de l'ITCZ plus au sud au LGM qu'à l'Holocène. De plus, l'expansion des calottes de glace des hautes latitudes au cours du dernier maximum glaciaire a forcé une migration vers l'équateur du front polaire.

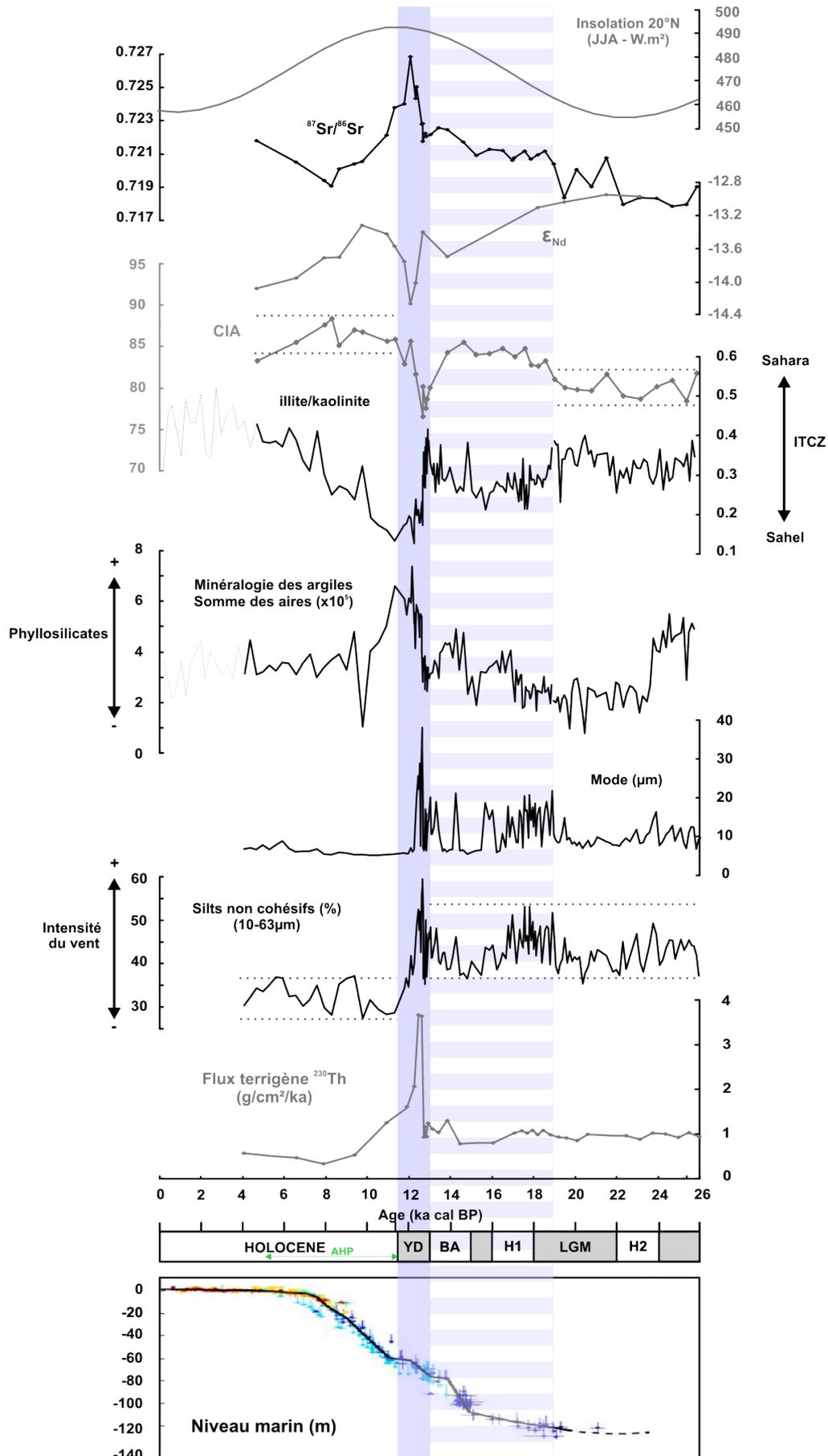


Figure 4.11. Compilation multi-proxy des derniers 26 ka.

Cette migration du front polaire a probablement augmenté le gradient de pression méridional, favorisé l'augmentation de l'aridité sur le continent Nord africain et intensifié la circulation atmosphérique au dessus de la région Nord-Ouest africaine (Pokras et Mix, 1985; Sarnthein et al., 1981; Street-Perrott et Perrott, 1990). En comparaison avec l'Holocène, le LGM semblait se caractériser, au large de l'Afrique de l'Ouest, par de forts systèmes d'upwelling, une importante production marine, des températures océaniques de surface inférieures et des apports de poussières plus importants (e.g. Sarnthein et al., 1981, 1982, 1992; Hooghiemstra, 1988 ; Matthewson et al., 1995 ; Bertrand et al., 1996), ce qui caractérisent les périodes de glaciations de manière générale. Cependant, comme le précisent Zhao et al. (2000), la plupart des cadres chronostratigraphiques de ces études présentaient des résolutions insuffisantes pour permettre de clairement détailler l'enregistrement du LGM au sens propre, puisqu'ils associaient généralement la période 25-15 ka au terme de « glaciaire », bien que cette période inclue des changements climatiques rapides et de grande ampleur dans cette région comme l'évènement de Heinrich 1 qui ponctue la déglaciation (Eglinton et al., 1992). L'étude haute résolution des derniers 35 ka de Zhao et al (2000) suggère des températures océaniques plus élevées en ATNE (dans un site voisin du notre) au LGM qu'au cours de la déglaciation, ainsi qu'une diminution de l'intensité des vents impliquant une réduction du système d'upwelling côtier au large de la Mauritanie. Ces conclusions sont en désaccord avec les études précédentes basées également sur des données de flux terrigènes éoliens enregistrés au cours des derniers 25 ka en ATNE (Francois, 1990 ; Ruddiman, 1997) et avec le signal enregistré au niveau de notre site d'étude.

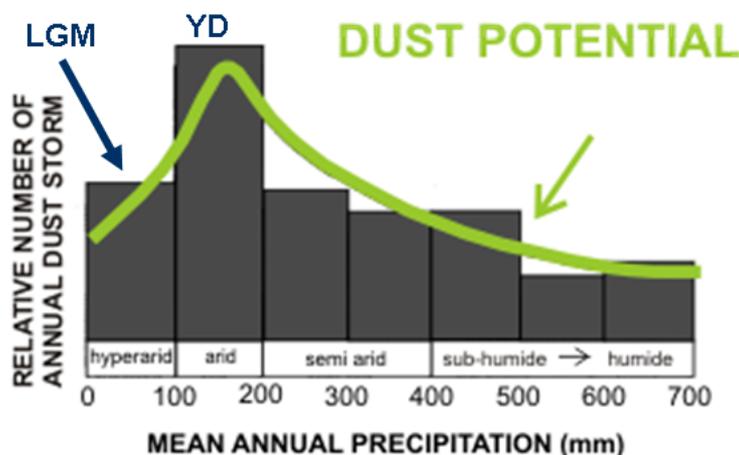


Figure 4.12. Relations générales entre les précipitations annuelles et le nombre de tempête de poussières minérales annuelles, ou « potentiel de poussières », d'une surface continentale donnée (modifié d'après Rea, 1994 et Pye, 1989).

Néanmoins, il apparaît clair pour l'ensemble des études qu'un climat hyperaride régnait sur le Sahara au LGM. De manière générale, l'interprétation du signal éolien dans les enregistrements paléoclimatiques se base sur différentes suppositions (Rea, 1994) dont l'une d'elle, fondamentale, associe la quantité de poussières générée à partir d'une source au climat qui règne au niveau de cette source : moins il y a de précipitations, plus il y a de poussières émises. Cependant, comme l'ont montré Pye (1989) puis Goudie (1983), les environnements hyperarides, régions recevant moins de 100 mm de précipitations annuelles, génèrent moins de poussières que les régions arides (Fig 4.12). En effet, il n'y a plus suffisamment d'apport d'humidité pour alimenter les processus d'altération et d'érosion et désolidariser les minéraux de la roche mère, ce qui par conséquent diminue la production de poussières. Cependant, l'interprétation des flux de poussières dans la littérature reste très souvent basée sur cette hypothèse « plus de poussières correspond à une source plus aride » sans forcément prendre en compte le cas extrême de l'hyperaridité. Au niveau de notre site, dont les contraintes stratigraphiques sont supérieures aux premières études, le LGM n'enregistre pas de flux éoliens importants (Fig 4.11). Bien que Ruddiman (1997) conclue à une influence réduite de l'aridité par rapport à l'intensité des vents à l'échelle orbitale sur l'importance des flux de poussières, le faible flux enregistré au LGM au niveau du site MD03-2705, étonnant au vue des conclusions des travaux antérieures, demeure en réalité cohérent avec l'hyperaridité mise en évidence sur le Sahara à cette période. Toutefois, les données de flux terrigènes obtenues au niveau des sites voisins de la carotte MD03-2705 (Ruddiman, 1997 ; Adkins et al, 2006) montrent que sur une distance inférieure à ~300km, les tendances enregistrées ne sont pas similaires d'un site à un autre. Ceci confirme la complexité de l'interprétation du signal éolien en Atlantique Tropical mise en évidence par Rea, 1994, région d'affrontement entre les conditions froides des hautes latitudes et les influences équatoriales plus chaudes, sous l'influence directe des panaches de poussières Sahariennes.

Notons que la migration vers le sud de l'ITCZ au cours du LGM s'est probablement accompagnée du déplacement de la ceinture des alizés vers le sud, apportant les poussières vers le Golfe de Guinée plutôt que vers l'ATNE. Cette observation qui est en accord avec des flux éoliens plus importants au LGM enregistrés dans les carottes au large du Golfe de Guinée (Ruddiman, 1997) pourrait s'ajouter aux conditions continentales hyperarides et permettre d'expliquer les faibles flux enregistrés au niveau de notre site.

Le début de la déglaciation, entre 19 et 13 ka qui est caractérisé par une augmentation progressive de l'insolation d'été à 20°N et l'initiation de la remontée du niveau marin,

présente au niveau de notre site une signature granulométrique très « bruitée » qui laisse suggérer des variations rapides de la vitesse du vent et une dynamique éolienne particulièrement active. En effet, les variations du mode qui oscillent entre 8 et 20 μm sont associées à des pourcentages de silts cohésifs élevés (Fig 4.12) ce qui indique une vigueur du vent importante au cours de cette période et plus particulièrement durant l'évènement H1. Ces oscillations rapides sont synchrones avec la période de déglaciation en Atlantique Nord (Jullien et al., 2007). De plus, cette observation est en accord avec les informations fournies par d'autres enregistrements de cette région comme les températures océaniques de surface ou les variations des niveaux de remplissage des paléo-lacs qui indiquent des variabilités cohérentes entre les hautes et basses latitudes au cours de la déglaciation (deMenocal et al., 2000b; Gasse et al., 1990). Entre 19 et 13 ka, le flux de particules terrigènes éoliens est identique à celui enregistré au cours du LGM, c'est-à-dire qu'il n'indique pas d'apports importants à la marge. Les rapports isotopiques du strontium et du néodyme montrent que les sources d'apport n'ont pas changées depuis le LGM et qu'elles sont toujours situées, par analogie à l'actuel, au niveau de la Mauritanie, du Mali et du Sud de l'Algérie. En supposant que le rapport I/K trace bien les variations de la position de l'ITCZ, il semblerait qu'à partir de 16 ka, soit dès l'entrée dans le Bölling-Alleröd, l'ITCZ entame une remontée vers le Nord. Cette remontée est accompagnée d'un degré d'altération chimique (CIA) assez élevé, ce qui suppose que les terrains sources dont sont originaires les particules sont plus altérés que durant le LGM. Ces changements d'altération suggèrent donc des modifications de l'état d'aridité sur le continent à cette période. Ces changements du climat continental Nord africain au cours de la déglaciation sont amplement documentés dans la littérature (e.g. Gasse et al., 2000, 2008 ; Lézine et al., 1995, 2005 ; Talbot et Johannessen, 1992) mais restent toutefois, principalement au niveau des tropiques, confus et moins bien caractérisés que les changements océaniques (Weijers et al., 2007). La remontée de l'ITCZ, suggérée par l'augmentation du rapport I/K et du degré d'altération au cours du BA, est synchrone aux changements des données polliniques en Afrique du Nord-Ouest qui indiquent, à cette période, une augmentation des composants humides (Marret et Turrón, 1994). Ces observations semblent indiquer un passage vers des conditions plus humides entre 15 et 13 ka (Marret et Turrón, 1994). Ceci est en accord avec ce qui est enregistré en Atlantique Nord à cette période (période généralement plus chaude et humide ; e.g. Weaver et al., 2003) et la remontée de l'ITCZ que nous enregistrons au niveau de notre site qui apporte des précipitations sur les terrains plus au Nord qu'au cours du LGM.

A la fin du BA (entre 14 et 13 ka), l'augmentation du pourcentage de silts cohésifs qui suggère une période d'intensification des vents semble synchrone avec une diminution du degré d'altération des sources (CIA qui diminue ; Fig 4.11). Par ailleurs, au cours de cette période, les sources semblent inchangées (les rapports isotopiques du strontium et du néodyme ne varient pas) tandis que le rapport I/K, qui selon notre calibration symbolise la remontée vers le Nord de l'ITCZ et donc des sources émettrices de plus en plus Nord, augmente. Ces tendances qui diffèrent selon les traceurs, bien que le pas d'analyse diffère selon les proxies, semblent souligner la coexistence de plusieurs processus qui se découplent à cette période.

Pour l'ensemble des outils mesurés, la déglaciation semble enregistrer des changements majeurs vers 12-13 ka c'est-à-dire lors du Younger Dryas en Atlantique Nord (12.9 – 11.6 ka). Cet évènement climatique représente au niveau de notre site, l'évènement le plus notable de la période étudiée. Il apparaît très clairement que l'évènement du YD, important en Atlantique Nord, a également eu un impact significatif en Afrique Tropical (e.g. Roberts et al., 1993 ; Beuning et al., 1998; Stager et al., 2002 ; Barker et al., 2004 ; Johnson et al., 2004 ; Schefuss et al., 2005 ; Weldeab et al., 2005 ; Garcin et al., 2006 ; Talbot et al., 2007). Au niveau de notre site, la chronozone du YD est caractérisée par une augmentation abrupte du flux terrigène éolien qui devient 3 à 4 fois supérieurs aux flux mesurés au cours du LGM et au début de la déglaciation. Cette augmentation s'accompagne d'une distribution granulométrique qui devient bimodale et dont le mode principal atteint jusqu'à 35 μm . Ces valeurs de mode sont très supérieures à celles enregistrées par les dépôts actuels analysés entre 2006 et 2009 (Fig 4.10a). Ces modifications des paramètres granulométriques suggèrent un changement notable dans la dynamique éolienne et une augmentation de l'intensité des alizés très importante. Durant le YD, le rapport I/K chute drastiquement alors que le CIA augmente, ce qui suggère une migration vers le Sud de la position de l'ITCZ. Par ailleurs, les signatures isotopiques du strontium et du néodyme présentent une excursion notable, avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ atteignant ~ 0.7268 , valeur extrême ne présentant pas d'analogie dans les évènements de poussières actuelles (Fig 4.10a et b). Bien que l'altération chimique, susceptible de modifier le rapport isotopique du strontium (détails en synthèse bibliographique), soit importante à cette période, la variabilité du néodyme, élément qui est inerte aux processus d'altération, confirme un changement de source au cours du YD plutôt qu'un changement lié à l'altération. Ces observations mettent en évidence des changements importants dans les processus mis en jeu au cours de cette période. D'autre part, la

contemporanéité de ce changement important de signal éolien avec d'autres enregistrements à l'échelle globale (e.g. Atlantique Nord (Alley et al., 1993) ; Chine (Zhou et al., 2001), Australie (De Deckker et al., 1991)) que le YD est un évènement climatique complexe et énigmatique (e.g. Bradley et England, 2008 ; Brauer et al., 2008 ; Kennett et al., 2009 ; Broecker et al., 2010).

L'entrée dans la période humide africaine (AHP) vers 12 k (les bornes temporelles de cette période seront discutées par la suite) semble se caractériser par une position de l'ITCZ encore relativement méridionale associée à des apports importants de phyllosilicates (Fig 4.12), notamment de kaolinite et de smectite. Les paramètres granulométriques indiquent des changements radicaux par rapport au YD et présentent des modes très fins et des pourcentages de silts cohésifs faibles. Au Nord de l'équateur, des preuves de changements de régime de vent à la fin du YD se retrouvent dans de nombreux enregistrement marins et continentaux. Par exemple, au large de l'Afrique de l'Ouest, deMenocal et al. (2000a) documentent des variations majeures dans les apports des poussières vers l'ATNE avec un déclin très abrupt du flux d'apport terrigène éolien à la fin du YD. Bien que cette diminution du flux puisse partiellement être due à l'augmentation du couvert végétal sur le continent adjacent (deMenocal et al., 2000a ; Hoelzmann et al., 2004; Gasse et Roberts, 2005), elle reflète également une réduction abrupte dans la capacité de transport des vents soufflants sur le continent (Talbot et al., 2007). Ce scénario, établi à partir de nombreux enregistrements marins et continentaux référencés sur et autour du continent africain (travaux de Talbot et al., 2007) est, d'une part, similaire à ce qui est enregistré au niveau de notre site MD03-2705 et d'autre part, compatible avec le déclin général de l'activité éolienne enregistré à la fin du YD au niveau de la région nord-ouest africaine (Swezey, 2001; Lancaster et al., 2002).

La période humide africaine, se caractérise par des tendances contradictoires dans les différents paramètres étudiés. En effet, au cours de cette période, le mode granulométrique fin (5-6 μ m) et les valeurs élevées du CIA sont relativement constants, ce qui semble indiquer une stabilité de la dynamique éolienne associée à une provenance des apports depuis des terrains très altérés chimiquement. Par opposition à la stabilité de ces deux paramètres, le rapport I/K augmente de façon progressive alors que les rapports isotopiques atteignent des valeurs analogues à l'actuel. Ce comportement différent des proxys (constant versus changement progressif) suggère un découplage des différents processus de transport et/ou sédimentaire mis en jeu.

En résumé l'étude multi-proxy du signal terrigène de la carotte MD03-2705 indique que les événements climatiques des derniers 26 ka sont cohérents avec, d'une part, les autres études réalisées sur ou autour du continent africain, et d'autre part, enregistrent des variations cohérentes avec les enregistrements de l'Atlantique Nord. L'approche « multi-proxy haute résolution » développée au cours de cette étude souligne l'intérêt de compiler les traceurs pour mettre en évidence les interactions et interférences existantes entre les différents processus mis en jeu.

Au niveau de notre site, la période contemporaine au Younger Dryas en Atlantique Nord (12.9-11.6 ka) apparaît au comme l'évènement majeur des derniers 26 ka. Toutefois, les différents traceurs semblent varier de manière non synchrone au sein de cette chronozone. Nous nous sommes donc, dans la suite de ce chapitre, intéressés aux différentes phases que semblent enregistrer les sédiments de la carotte MD03-270 au cours du YD. Par ailleurs, il apparaît intéressant de s'intéresser en détail à la transition entre le YD et l'AHP qui est très étudiée sur le continent (Talbot et al., 2007). Finalement, nous proposons d'étudier en détails les découplages entre les processus sédimentaires caractérisant la période humide africaine et leur signification en termes de compréhension du signal éolien enregistré dans cette région pendant cet intervalle particulier.

III.3. Zoom sur le Younger Dryas et la période humide africaine en ATNE

III.3.1. Le YD et l'AHP : état de l'art

Les oscillations rapides du climat, en particulier la chronozone du YD entre 12.9 et 11.6 ka cal. BP, ont été identifiées à partir d'enregistrements répartis sur l'ensemble de l'Atlantique Nord (e.g. Ruddiman et al., 1981 ; Broecker et al., 1990 ; Duplessy et al., 1992 ; Thompson et al., 1995) et suggèrent des réorganisations rapides de la circulation thermohaline (Rind et al., 1986 ; Broecker et al., 1990). En effet, Broecker et al. (1989) proposent que l'abrupt refroidissement du YD fut causé par la décharge d'eau douce à l'Atlantique Nord lorsque le drainage de la calotte Laurentide fut dérouté depuis la rivière Mississippi vers le fleuve St Laurent. Cet apport d'eau douce aurait ainsi réduit la production d'eau profonde au Nord de l'Atlantique, point de départ de la circulation thermohaline (Broecker et al., 1989). Cette hypothèse supportée par le refroidissement des eaux de surface enregistré, l'expansion du couvert de glace et la réorganisation des eaux profondes Atlantique représente l'explication la plus adoptée pour le YD (Broecker et al., 2010), bien que d'autres mécanismes comme un impact météoritique soient proposés (e.g. Bradley et England, 2008 ; Brauer et al., 2008 ; Kennette et al., 2009). De plus des "YD-like events" se sont produits au cours des déglaciations précédentes, soulignant l'importance de considérer ces événements comme faisant partie intégrante des terminaisons glaciaires (Broecker et al., 2010). D'autre part, la chronozone du YD est également contemporaine à des événements plus éloignés de la région Atlantique Nord (e.g. Denton et al., 1994 ; Thompson et al., 1995 ; Zhou et al., 2001 ; Jullien et al., 2007) et notamment en Afrique Tropicale (e.g. Roberts et al., 1993 ; Beuning et al., 1998 ; Stager et al., 2002 ; Barker et al., 2004 ; Johnson et al., 2004 ; Schefuss et al., 2005 ; Weldeab et al., 2005 ; Garcin et al., 2006 ; Talbot et al., 2007).

A l'inverse des conditions arides qui dominant sur la région désertique du Sahara au YD, des conditions humides régnaient au début de l'Holocène (AHP) et ont permis le développement de prairies et de nombreux lacs résultant en un « Sahara vert » végétalisé (Jolly et al., 1998 ; Gasse, 2000 ; Prentice et al., 2000). Globalement, l'AHP s'est étendue de 9 à 6 ka (Ritchie et al., 1985). Cependant, l'étude du site ODP-658C voisin suggère son initiation dès 14.5 ka mais a été interrompue par le YD froid avant de prendre ensuite toute son importance entre 12.3 et 5.5ka (deMenocal et al., 2000a). Par ailleurs, la transition entre le YD

et l'AHP a été mise en évidence comme relativement abrupte dans de nombreux enregistrements continentaux, lacustres ou encore marin au niveau de l'ensemble du continent Africain (e.g. Talbot et al., 2007). Les conditions humides africaines qui règnent au début de l'Holocène sont associées à un optimum de l'insolation des basses latitudes qui a favorisé l'augmentation du gradient thermique continent-océan et ainsi accrue l'importance du système de la mousson africaine sur le continent (Kutzbach et Liu, 1997; Kutzbach et Street-Perrott, 1985). Par ailleurs, les données fournies par les pollens, les plantes macro-fossiles du Sahara ainsi que les reconstructions paléoclimatiques de la région Nord de la Mer Rouge suggèrent des contributions supplémentaires de précipitations et de végétations depuis la zone Méditerranéenne durant l'AHP (Arz et al., 2003; Prentice et al., 2000). Durant ces conditions humides, la région du Sahara était un habitat de faune typique de la savane accueillant, entre autres, antilopes, girafes, éléphants, crocodiles, hippopotames et abritant également des populations humaines. Des indices archéologiques indiquent que ces populations humaines étaient capables de cultiver des bananes, du riz et différentes sortes de céréales. Des études de modélisation du climat indiquent que des rétroactions progressives entre les précipitations régionales, le couvert végétal et l'albédo de la végétation ont joué un rôle crucial dans le développement de ces conditions humides (Brovkin et al., 1998). Ces mécanismes « biophysiques » de rétroaction sont fortement non-linéaires et engendrent le passage relativement rapide d'un état humide vers un état aride du climat et vice versa (Claussen et al., 1999; Renssen et al., 2006). Ces modèles climatiques suggèrent que les changements du climat Holocène Nord africain sont à l'origine forcés par l'insolation (Claussen et al., 1999; Renssen et al., 2003) et les gaz à effet de serre atmosphériques (Renssen et al., 2003; Renssen et al., 2006). Par ailleurs, l'expansion de la végétation au cours de l'AHP semble avoir réduit les apports de poussières minérales à l'océan Atlantique adjacent (deMenocal et al., 2000a).

III.3.2. Le YD au niveau du site MD03-2705

Au niveau de notre site, la période contemporaine au Younger Dryas apparaît au comme l'évènement le plus notable des derniers 26 ka marqué notamment par un niveau sombre atypique et par un flux du matériel terrigène éolien plus de trois fois supérieur au LGM et à l'Holocène. Toutefois les variations enregistrées par l'ensemble des traceurs terrigènes utilisés dans cette étude ne semblent pas se produire de façon synchrone. En effet, comme le montre la figure 4.13, la chronozone couvrant le Younger Dryas entre 12.9-11.6 ka montre une succession de changements rapides de la signature terrigène au niveau de notre site. A partir des variations de ces outils, on peut diviser cette chronozone en 4 phases (que nous avons nommées de « a » à « d ») et dont chacune renseigne sur les conditions paléo-

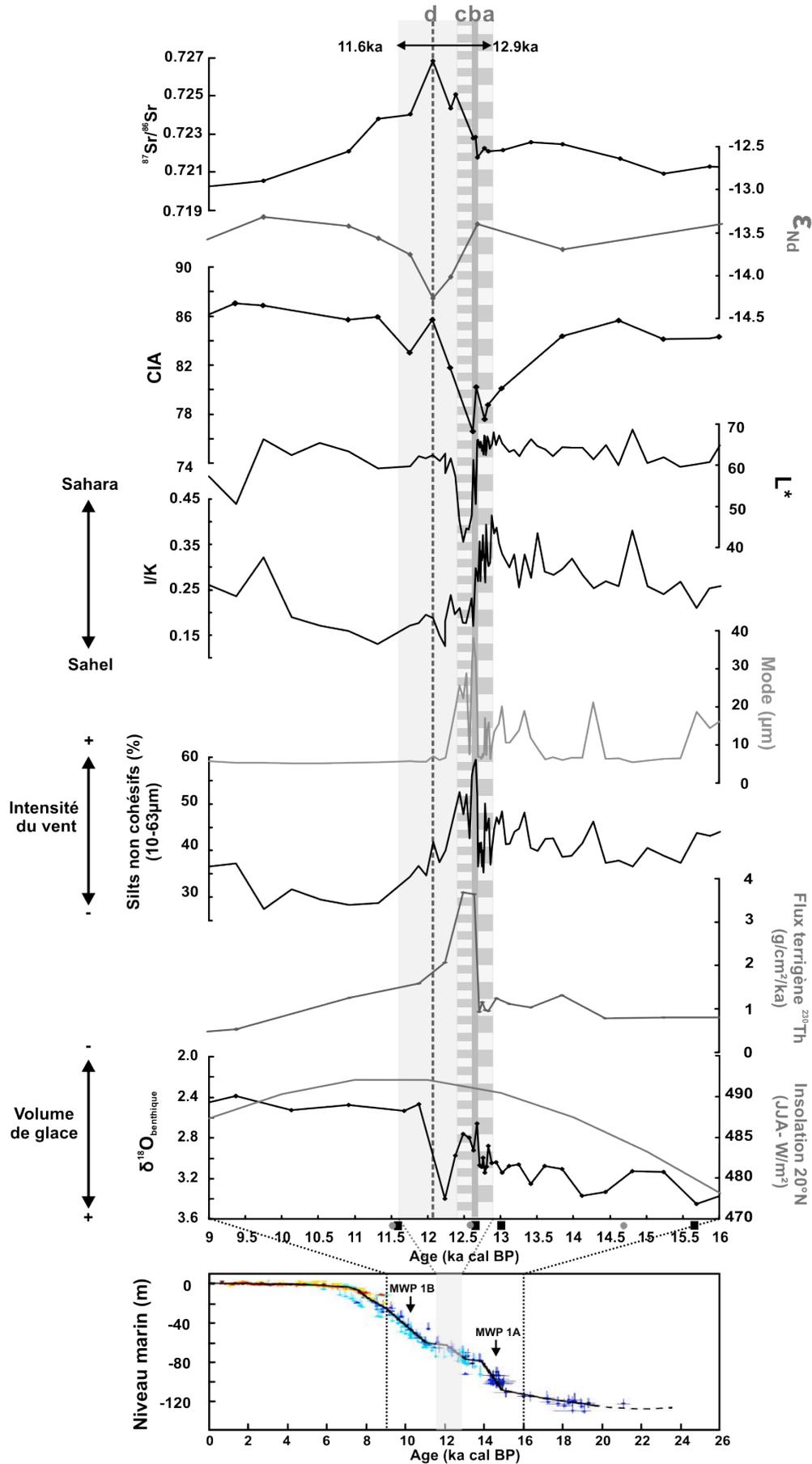


Figure 4.13. Séquences multi-proxy de la chronozone du YD

environnementales régnant à cette période. Cette séquence enregistrée au cours du YD est significative puisque, pour chaque niveau de la chronozone analysé, l'ensemble des mesures fut réalisé sur les mêmes échantillons de sédiment. Cette séquence suggère un évènement contemporain au Younger Dryas des hautes latitudes « multiphasé » au niveau de notre site basses latitudes.

III.3.2.1. Phase « a »

L'entrée dans la chronozone du Younger Dryas entre environ 12.9 et 12.7 ka selon le modèle d'âge établi, représente une première phase (nommée « a » sur la figure 4.13). Elle est marquée par une distribution granulométrique, une réflectance du sédiment, une signature isotopique et un flux de la fraction terrigène globalement similaire à la signature enregistrée au durant de la déglaciation entre 16 et 13 ka, ce qui suggère une vitesse de vent et des sources de provenance du matériel terrigène semblables à cette période. Toutefois, cette phase « a » est caractérisée par l'initiation de la chute du rapport I/K. Ceci suggère l'initiation de la migration de l'ITCZ vers le Sud.

III.3.2.2. Phase « b »

La seconde phase nommée « b » représente un épisode très court qui correspond, selon le modèle d'âge établi, à l'intervalle temporel 12.7-12.6 ka, soit moins d'une centaine d'années. Elle se caractérise par un changement très marqué de la distribution granulométrique qui devient bimodale, une augmentation du pourcentage des silts non cohésifs et une augmentation notable du flux de matériel terrigène éolien. La distribution bimodale atypique dont le mode principal se situe entre 30-40 μ m et le mode secondaire avoisine les 5-6 μ m de diamètre (Fig 4.14) laisse supposer deux processus sédimentaires d'apports distincts au cours de cette période. Toutefois, il est important de rappeler que notre site d'étude est bien distant des potentiels apports gravitaires depuis la côte comme les courants de turbidité ou encore les apports fluviaux (Fig 2.5). L'absence de ces apports à notre site suggère que les deux modes enregistrés au cours de cette phase du YD soient bien le résultat de processus sédimentaires éoliens. Des études récentes concernant la formation des lœss en Afrique et en Arabie ont montré que les dépôts lœssiques ont également une distribution granulométrique bimodale (Crouvi et al., 2008 ; 2010 ; Enzel et al., 2010). Ces lœss sont très souvent associés à un champ de dune. Ces études montrent que l'abrasion des

dunes par des vents forts engendre la production à la fois de particules silteuses grossières (30-60 μm) et à la fois de particules plus fines (3-8 μm). Ainsi, cet unique processus permet de produire la distribution bimodale finale retrouvée dans l'ensemble des lœss d'Arabie et d'Afrique (Crouvi et al., 2008 ; 2010 ; Enzel et al., 2010). Partant de ce principe de production de particules silteuses grossières dans les dépôts éoliens, il est possible d'imaginer qu'au cours de cette phase du YD, les dunes de sables Mauritanienues (Fig 4.15) ou encore les sables du plateau (le niveau marin étant encore 60 m plus bas qu'à l'actuel) ont pu fournir la distribution bimodale enregistrée au niveau de notre site MD03-2705. Il est probable que les apports éoliens plus «longues-distances» s'additionnent à ces modes. Ce processus de fabrication de particules grossières dans les dépôts éoliens nécessite des vents très forts. Par conséquent, la distribution bimodale enregistrée au cours de cette phase suggère que ce fut très probablement le cas au cours du YD comme le montre les différents paramètres granulométriques (Fig 4.13), les optima des rapports Ti/Al et Zr/Rb dont les tendances suivent fortement celles des silts non cohésifs (Fig 4.9) ainsi que les études antérieures sur le continent (e.g. Talbot et al., 2007; Enzel et al., 2010 ; Gasse et al., 2000). Cette phase « b » suppose donc un changement important dans la dynamique éolienne caractérisé par une intensification brutale dont les puissants systèmes de vent étaient capables de transporter des particules supérieures à 30 μm de diamètre au large. Ce processus a été identifié en Méditerranée entre 11 et 13 ka (Enzel et al., 2010) et le transport de particules grossières par voie éolienne vers l'océan Atlantique Tropical n'est pas unique, Glaccum et Prospero (1980) ayant collecté des particules de diamètre supérieur à 90 μm au niveau des îles du Cap Vert.

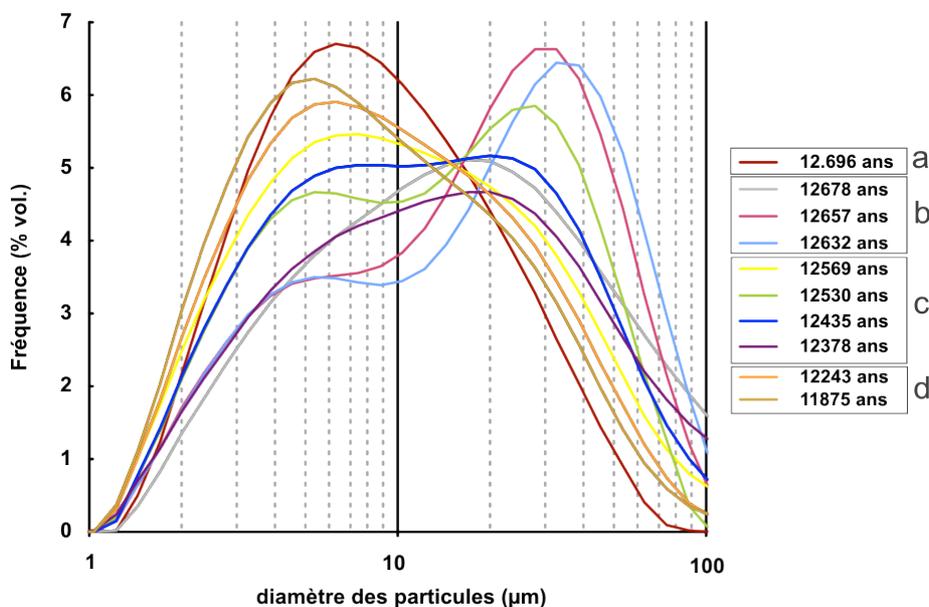


Figure 4.14. Variabilité de la distribution granulométrique enregistrée au cours du Younger Dryas.

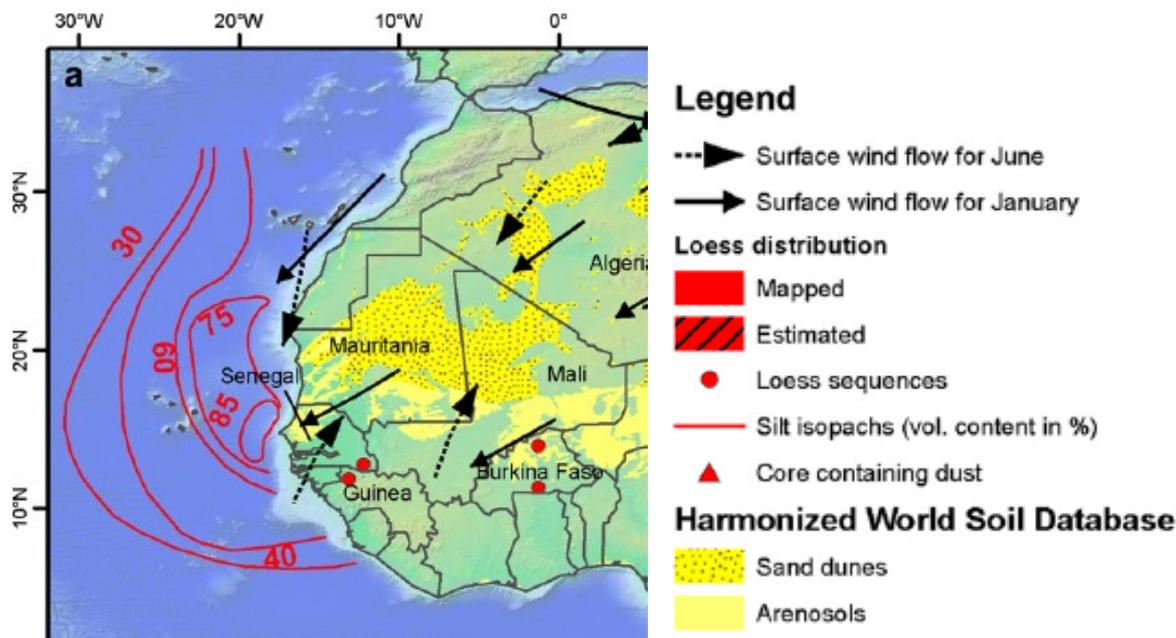


Figure 4.15. Distribution spatiale des loëss en Afrique de l'Ouest (carte extraite de Crouvi et al., 2010, Fig1a).

Par ailleurs, le rapport I/K continue à diminuer au cours de cette phase (Fig 4.13), ce qui indique la poursuite de la migration progressive de l'ITCZ vers le sud et suggère par conséquent une croissance de l'aridité sur la zone Saharienne. En effet, le seul apport d'humidité sur le continent est le système de mousson africaine qui est associé à l'ITCZ. Donc lorsque l'ITCZ se déplace vers le sud, les terrains plus au Nord ne sont plus soumis aux précipitations augmentant ainsi l'aridité sur ces régions. Cette aridité semble confirmée par une hydrolyse minérale (CIA) plus faible à cette période (Fig 4.13). Paradoxalement, la migration de l'ITCZ vers le Sud devrait engendrer l'apport de terrains plus Sahéliens au niveau de notre site et donc des sédiments plus altérés, ce qui est en opposition à ce que l'on enregistre. Ceci suppose que le CIA qui semble indiquer des sources plus Nord est porté par une fraction granulométrique autre que la fraction argileuse ($<2 \mu\text{m}$) qui correspond au rapport I/K et indique une source plus au Sud. La signature isotopique du strontium ($\sim 0.721-0.722$) globalement identique à la phase « a » et associé à un epsilon du Nd proche de -13.4 . Cette signature semble comparable à celles identifiées dans le cadre de l'étude des dépôts collectés à Mbour (Chapitre 3) dont les terrains sources correspondent à la large zone Ouest Saharienne identifiée par TOMS (e.g. Goudie et Middleton, 2001 ; Prospero et al., 2002). Par analogie à l'actuel, cette similitude des signatures isotopiques suppose donc que cette zone Ouest Saharienne fut la région de provenance des particules collectées lors des phases « a » et

« b ». Cette source est cohérente avec l'hypothèse d'abrasion des dunes côtières (Mauritaniennes) supposées à l'origine de la distribution granulométrique bimodale enregistrée à la même période. Selon ces interprétations, les grosses particules identifiées semblent donc porter la signature isotopique « Nord » c'est-à-dire des dunes Mauritaniennes. Comme les rapports isotopiques, le CIA semble indiquer des terrains plus Nord. En revanche, les particules argileuses (I/K) semble indiquer une source plus au Sud. L'ensemble de ces signatures portées par des fractions granulométriques différentes met en évidence le télescopage de différents processus. Ce télescopage suggère à cette période l'influence de l'évènement du YD *sensu stricto* froid qui se produit en Atlantique Nord. En effet, il est possible d'imaginer que le refroidissement soudain enregistré en Atlantique Nord ait augmenté le gradient de température entre les hautes et basses latitudes, ce qui a pu favoriser l'intensification des vents en Afrique de l'Ouest (et donc modifier la granulométrie des apports à notre site) et repousser l'ITCZ vers des latitudes plus méridionales.

III.3.2.3. Phase « c »

Suite à cette période d'intensification des vents, une troisième phase est identifiable s'étendant de 12.6-12.4 ka. Elle représente d'un point de vue sédimentologique un niveau atypique caractérisé par un dépôt très sombre qui est unique sur l'ensemble du carottage couvrant les derniers 1.2Ma. Cette phase est également caractérisée par l'optimum de flux terrigène éolien enregistré pour l'ensemble des derniers 26 ka et correspond à une distribution granulométrique toujours bimodale dont la fréquence en volume des deux modes montre des proportions similaires (Fig 4.14). Cette distribution indique une vigueur du vent toujours très prononcée à cette période. Par ailleurs, cette phase correspond à un rapport I/K qui atteint des valeurs très basses ce qui suggère cette phase comme correspondante à l'arrivée de l'ITCZ à sa position la plus méridionale durant la chronozone du Younger Dryas. Parallèlement, cette période semble indiquer une légère augmentation du degré d'altération de terrains (CIA). Toutefois, en comparaison aux valeurs obtenues au cours de l'Holocène (Fig 4.11), cette variation du CIA ne semble pas significative et suggère des terrains toujours « peu » altérés. De plus, au cours de cet intervalle « c », le rapport isotopique du strontium $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ commence à évoluer vers des valeurs plus radiogéniques (atteignant ~ 0.725) qui sortent de la gamme de valeurs obtenues au cours de la calibration actuelle. Cette augmentation correspond à un changement anti-corrélé de l'épsilon Nd vers des valeurs plus négative qui suggère un déplacement progressif des sources.

De par sa couleur sombre, ce niveau argilo-silteux atypique peut être supposé comme correspondant à une accumulation brutale de matière organique continentale. Cependant, les pourcentages de carbone organique total mesuré au cours des derniers 26 ka, en collaboration avec Philippe Martinez (Université Bordeaux 1), sont d'une part toujours très faibles ($\ll 1\%$) et ne présentent pas de variations notables pour ce niveau noir. Le $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ qui reflète l'assimilation du carbone au cours de la photosynthèse et permet de distinguer l'origine continentale ou marine des végétaux a été mesuré pour ce niveau. Il présente des valeurs comprises entre -20 et -22‰ correspondant à des algues marines (Meyers, 1997). Par ailleurs le rapport C/N (carbone/azote) permettant également de distinguer l'origine de la matière organique (plantes continentales versus algues marines) présente des valeurs comprises entre 5.5 et 9 pour ce niveau, confirmant l'origine marine de la matière organique (Meyers, 1997). Ces analyses réfutent donc l'hypothèse d'un niveau sombre lié à une accumulation soudaine de matière organique continentale. Par ailleurs, les éléments trace tels que le molybdène ou encore l'uranium ne présente pas de variations notables au cours de cette phase. Ceci suppose qu'il n'y pas eu de changements des conditions redox majeurs dans la colonne d'eau à cette période.

En parallèle à ces analyses, différentes observations microscopiques ont été réalisées. Une première analyse réside en l'induration des sédiments composant ce niveau sombre. L'injection d'une résine dans les pores du sédiment permet ainsi d'en obtenir une lame (Zaragosi et al., 2006). Ces lames, qui ont été réalisées par Bernard Martin (Université Bordeaux 1) grâce à une collaboration avec Sébastien Zaragosi (Université Bordeaux 1), représentent la fraction totale du sédiment. L'analyse microscopique de ces lames révèle un faciès sédimentaire très sombre composé essentiellement de grains détritiques (quartz, feldspath, muscovite) et d'une matrice brunâtre d'apparence non minérale. Ce niveau présente, en comparaison aux niveaux voisins, très peu de foraminifères ce qui laisse supposer une dilution du signal biogène par un apport massif de particules détritiques (Fig 4.16a). Par ailleurs, ce niveau noir correspond à un facteur de *focusing* très faible (Figure 4.4) ce qui confirme l'absence de redistribution sédimentaire et d'apports latéraux au cours de cet épisode. Une seconde analyse microscopique a été réalisée à partir de frottis de la fraction terrigène inférieure à 30 μm . L'observation au microscope de ces frottis met en évidence, en plus des quartz, feldspaths et micas préalablement identifiés, la présence de minéraux opaques de formes globalement arrondies assimilables à de petites sphérules (Figure 4.16b). Ces minéraux opaques ont été analysés par spectroscopie RAMAN en collaboration avec Sandra

Ventalon (Laboratoire Géosystèmes). La présence d'anatase (oxyde de fer et titane) et d'hématite (oxyde de fer) a été mise en évidence dans ce niveau mais les minéraux opaques n'ont pas pu être clairement identifiés. Toutefois, le plateau Mauritanien-Sénégalais est connu pour ces ressources minières (source BRGM) notamment en zirconium et ilménite (oxyde de fer et de titane), une exploitation le long de la grande côte Sénégalaise étant prévue pour 2013 (source ERAMET). Bien que des analyses supplémentaires soient en cours pour le vérifier (microscopie électronique à balayage), il est possible que ces minéraux opaques noirs qui constituent ce niveau sombre puissent être de l'ilménite.

Vers une proposition de reconstruction de ce niveau sombre atypique ?

Au cours du Younger Dryas, le niveau marin étant situé environ 60 mètres plus bas qu'à l'actuel (Fig 4.13), une partie du plateau continental, composé de zircons et d'ilménites, était donc émergée. Les vents très intenses, suggérés par (1) la granulométrie des sédiments et le flux terrigène important de notre site ainsi que (2) par les forts influx polliniques enregistrés dans une carotte voisine (Lézine et al., 1995), ont pu rendre possible le transport de ces minéraux lourds en quantité jusqu'au niveau de notre enregistrement. Toutefois, même si ces minéraux opaques se révèlent être de l'ilménite, la phase sombre-marron d'apparence non minérale n'a toujours pas été identifiée et nécessite une étude plus approfondie.

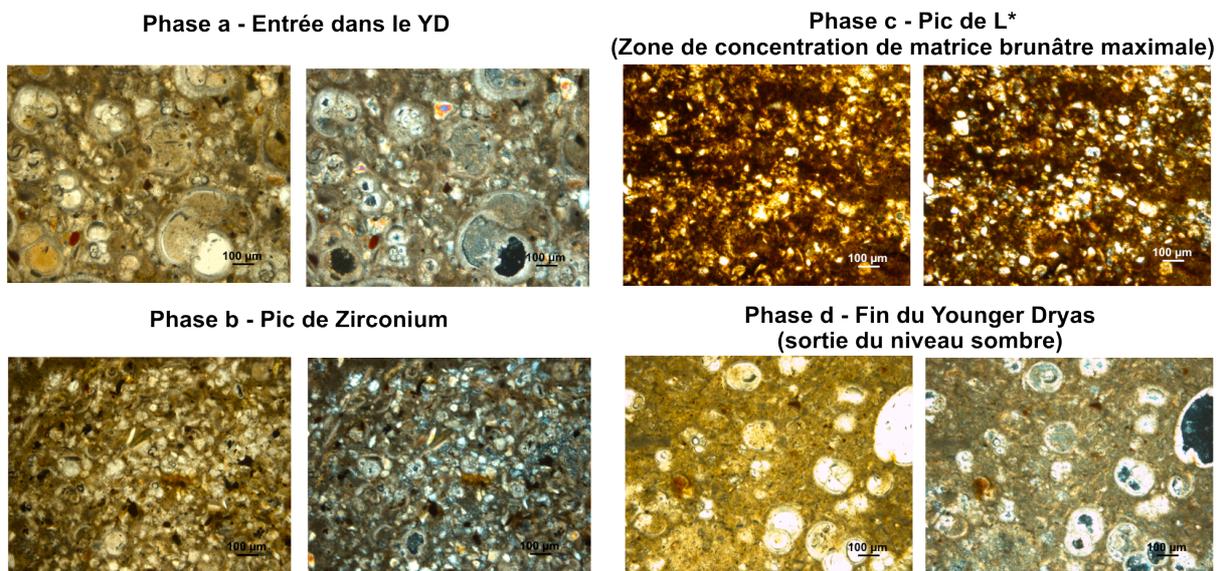


Figure 4.16a. Observation microscopique des différentes phases en lames minces réalisées par induration du sédiment. Pour chaque phase, l'observation en LPNA est à droite, et en LPA à gauche. Ces photos sont le résultat d'une composite de 4 images prise selon 4 angles d'extinction (0°, 90°, 180° et 270°) afin de mettre le maximum de minéraux en évidence. On observe pour les phases b et c des apports minéraux massifs et peu de foraminifères en comparaison aux phases a et d. Toutefois, la phase d présente une matrice argileuse plus présente que la phase a.

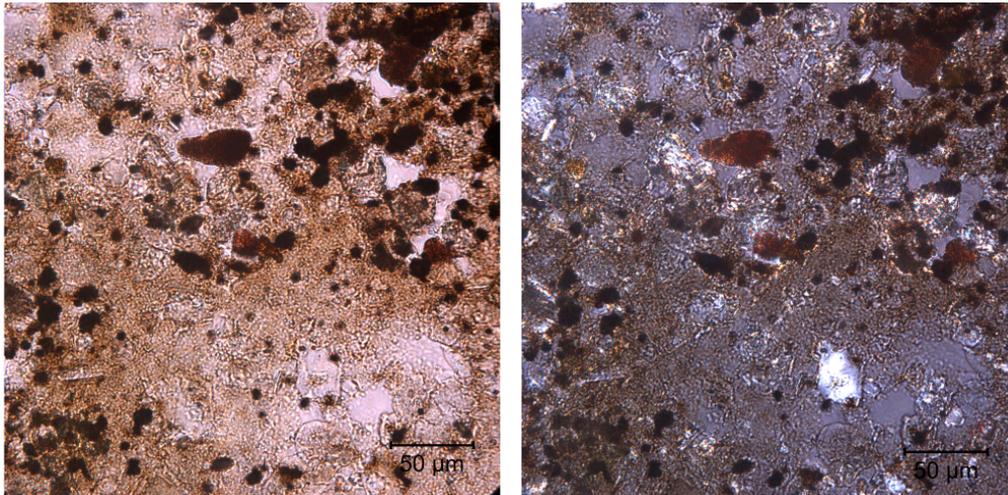


Figure 4.16b. Observation microscopique de frottis réalisé sur le niveau sombre (soit la phase c de la figure 4.16a). L'observation en LPNA est à droite, et en LPA à gauche. Les sphérules noires non identifiées par microscopie RAMAN représentent les hypothétiques grains d'ilménite. Les minéraux transparents en LPNA et blancs brillants en LPA sont des quartz (silice, zircon).

III.3.2.4. Phase « d »

Finalement, la dernière phase « d » de la chronozone du YD a succédé à ce niveau sombre et s'est étendue de 12.3 à 11.6 ka. Cette phase correspond aux pics synchrones et anti-corrélés des deux traceurs isotopiques vers 12 ka. En effet, le rapport isotopique du strontium atteint la valeur la plus radiogénique des derniers 26 ka avoisinant ~ 0.7268 tandis que l'épsilon néodyme décrit sa valeur la plus négative de -14.3. Ces signatures isotopiques n'ont pas d'analogue dans la calibration établie à l'actuel au cours du chapitre 3 (Fig 4.10a et b). Ce pic isotopique est associé à un flux terrigène faible, une distribution unimodale fine (mode $\sim 7 \mu\text{m}$) et à un rapport I/K toujours très bas. Cette période est associée à un apport important de phyllosilicates engendré par l'augmentation de la smectite et de la kaolinite (Fig 4.7b). Le degrés d'altération des sources (CIA) devient par ailleurs très important suggérant cette phase comme la transition entre les conditions aride du YD *sensus stricto* et les conditions plus humides de la période humide africaine. Ces indicateurs minéralogiques et géochimiques suggèrent, par analogie aux sources actuelles, une provenance des particules plus au Sud. En effet, la position de l'ITCZ plus Sud que suggère le I/K bas, permet aux terrains Sahéliens, composés de smectite et de kaolinite souvent associés et généralement issus d'anciens profils latéritiques (Sarnthein et al., 1982 ; Paquet et al., 1984 ; Chamley, 1989), de devenir de potentiels zones sources (la bande de précipitation étant plus au sud). L'attribution de cette signature isotopique, sans analogue actuel, pourrait indiquer comme source la dépression du Bodélé au Tchad. En effet, cette dépression est située dans la bande sahélienne et est à l'actuel

la région la plus émettrice de poussières minérales au monde (e.g. Prospero et al., 2002). Toutefois, il n'existe pas, à ma connaissance, de valeur isotopique pour cette source dans la littérature. Cependant, des poussières collectées dans cette région ont été caractérisée par un rapport Rb/Sr faible (Moreno et al., 2006), ce qui n'est pas en accord avec ce que l'on enregistre (Fig 4.9a). Les valeurs de Rb/Sr et de CIA élevées enregistrées au niveau de notre site à cette période indiquent, en plus du changement de source ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et ε_{Nd} anti-correlés), une région de provenance chimiquement altérée. Par ailleurs, les âges modèles qui correspondent à cette excursion isotopique indiquent des terrains géologiques de provenance plus anciens (Fig 4.9b).

Quelle région source a pu fournir cette signature isotopique sans analogue actuel il y a 12ka?

L'ensemble des outils semble indiquer pour cette source une origine plus Sud que l'actuel. Comme nous venons de le décrire, cette source plus Sud ne semble pas correspondre à la dépression du Bodélé. Par déduction, la potentielle zone source semble contrainte entre le Sud de la zone identifiée à l'actuel et la dépression du Bodélé (Fig 4.17a). La géologie de cette zone potentielle est en accord avec les âges modèles calculés qui indiquent des terrains plus anciens à cette période (Fig 4.17b).

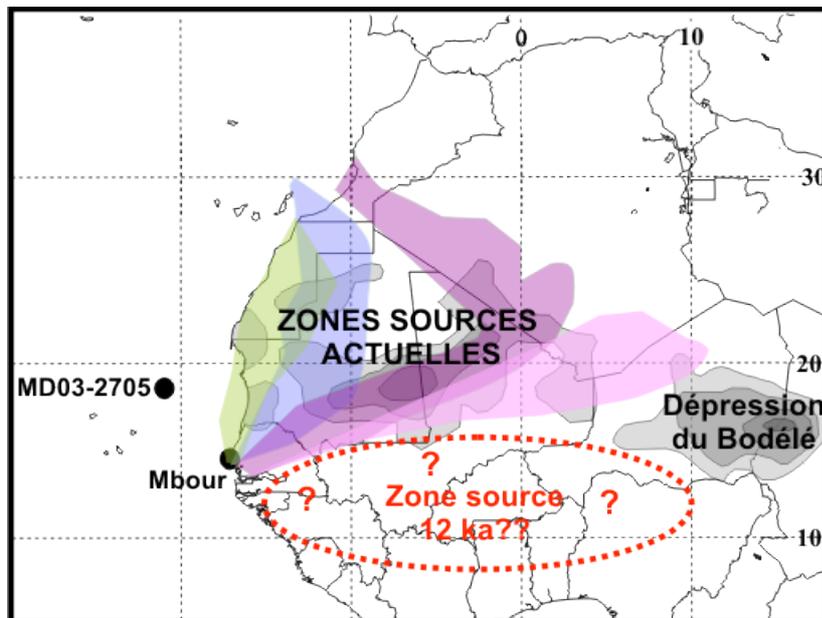


Figure 4.17a. Localisation de la potentielle zone source qui correspond à la signature isotopique sans analogue dans la calibration actuelle enregistrée à 12 ka.

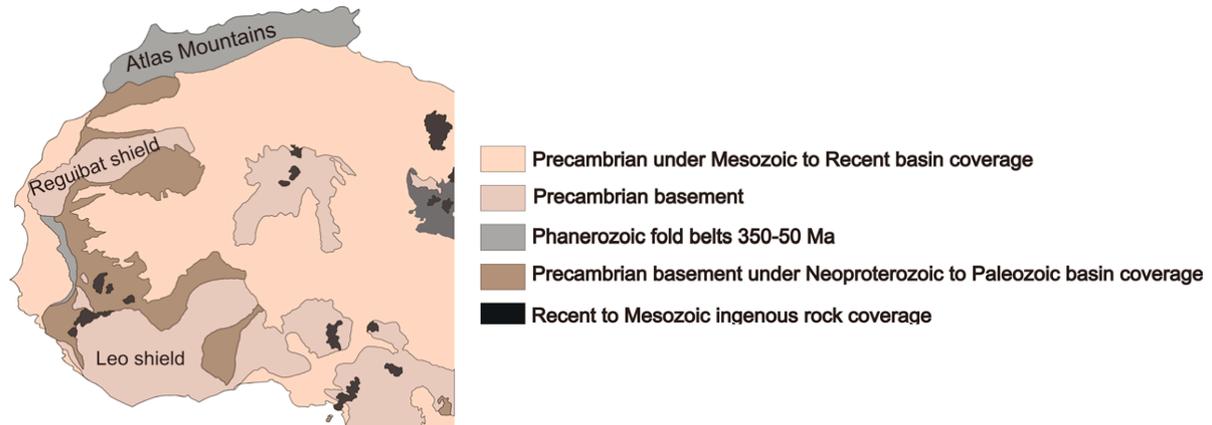


Figure 4.17b. Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest (modifiée à partir de Trauth et Schlüter (2006) dans Meyer et al., 2011).

Par quel processus de transport cette zone source plus Sud a-t-elle pu alimenter notre site?

La granulométrie au cours de cette excursion isotopique présente un mode fin d'environ $7 \mu\text{m}$ ce qui suggère un ralentissement de la vitesse du vent. Si la position de l'ITCZ a migré vers le Sud au cours du YD comme le suggère l'évolution du rapport I/K, des zones préalablement sous l'influence de la mousson Ouest africaine (et donc des systèmes de précipitation altérant les sols par hydrolyse), se sont progressivement aridifiées devenant des régions sources sous l'influence des alizés continentaux (la ceinture des alizés se déplaçant avec l'ITCZ). Cependant, il apparaît difficile qu'une source plus au Sud que le Bodélé (c'est-à-dire de la bande Sahélienne de manière générale) puisse directement alimenter par un système de vent orientée NE-SO le site MD03-2705. En effet, comme il a été mis en évidence lors du chapitre 3, dans le contexte climatique actuel, la grande majorité des dépôts éoliens en ATNE se fait au printemps par l'intermédiaire des alizés continentaux orientés NE-SO. Toutefois, à l'actuel, des images satellites d'évènements de poussières montrent qu'au cours d'évènements importants, des panaches de poussières Sahariennes peuvent remonter vers des latitudes bien plus au Nord une fois au dessus de l'océan (Fig 4.18).

Un autre moyen serait d'imaginer que les convections thermiques, très développées l'été au niveau du FIT à l'actuel, aient engendrées l'ascension des particules de cette potentielle source vers la Saharan Air Layer en altitude. En effet, la convection thermique est probablement d'autant plus accentuée que l'insolation d'été à 20°N atteint son paroxysme à cette période (Fig 4.13). La SAL, orientée E-O, peut hypothétiquement alimenter en poussières sub-Sahéliennes le site MD03-2705. Toutefois, cette hypothèse suggère une distribution des systèmes de transport complètement différente de l'actuel, ce qui sous-entend

qu'il n'y ait plus d'apports par les alizés qui représentent le système de transport majeur dans le contexte climatique actuel. Bien que ce scénario soit cohérent avec une source d'apport plus au Sud, il s'appuie sur un certain nombre d'hypothèses spéculatives.

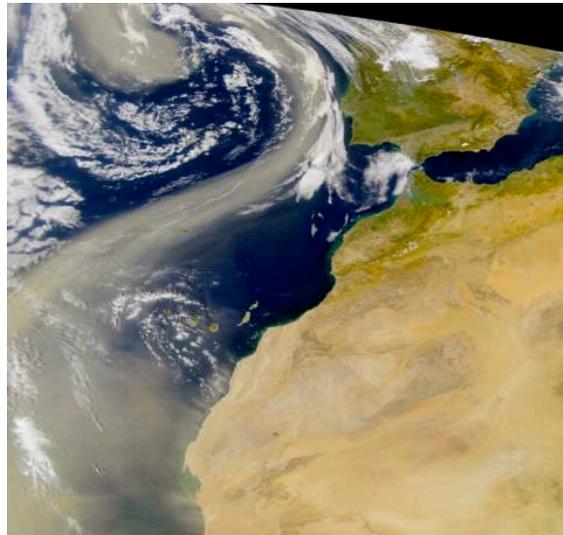


Figure 4.18. Image satellite d'un évènement de poussières Saharienne qui dérive vers l'Atlantique Nord
(Source : http://www.lodyc.jussieu.fr/POMME/PROGRAMME/site_pomme_2002_prospective_proof.html)

Si les processus de transport éoliens ne permettent pas d'expliquer simplement par quels moyens les particules plus Sud ont été apportées au site MD03-2705, c'est peut-être que le processus de transport fut différent.

En effet, une autre hypothèse peut résider en une décharge importante à la fin du YD du fleuve Sénégal dont le bassin versant est située dans la bande Sahélienne (et donc plus au Sud que les sources actuelles). On peut imaginer que les sédiments apportés par le fleuve Sénégal seraient transportés dans l'ATNE par le courant de Guinée qui longe la côte en remontant vers le Nord pour enfin atteindre le site. Toutefois, l'unique système turbiditique (indice gravitaire d'apports fluviaux depuis le continent vers la marge) identifié au débouché du fleuve Sénégal est orienté NE-SO (cf Annexe 5). Cette orientation met en évidence que le chemin sédimentaire qu'empruntent préférentiellement les apports fluviaux depuis le fleuve Sénégal est de direction opposée à un possible transport vers notre site. De plus, le facteur de focusing à cette période est très bas (Fig 4.4), ce qui suggère que peu d'apport latéraux atteignent notre site à cette période. Par ailleurs, les analyses de la matière organique n'indiquent pas d'apports continentaux mais une origine marine pour l'ensemble des derniers 26 ka. Par ailleurs, si ces apports « fluviaux » arrivaient par des courants de fond, ils

alimenteraient le flanc du dôme sur lequel la carotte a été prélevée plutôt que le sommet. La signature isotopique des particules transportées par ces courants n'aurait donc pas pu être apportée au niveau de notre site. De plus, l'embouchure du fleuve Sénégal étant, en ligne droite distante de plus de 500 km du site MD03-2705, il faudrait imaginer un débit fluvial très important pour que les apports sédimentaires puissent atteindre notre site et en modifier complètement la signature isotopique. Finalement, la granulométrie, bien que plus fine qu'au cours de la période 26-12 ka, présente tout de même un mode de 7 μ m ce qui semble déjà « grossier » pour pouvoir être transporté sur une si longue distance par des courants marins.

En résumé, bien que tous nos proxies semblent indiquer une région source plus au Sud que la source actuelle pour la signature isotopique enregistrée vers 12 ka, le processus de transport par lequel le matériel a été apporté au niveau du site MD03-2705 reste incompris, même si les processus éoliens semblent plus probables que des apports par voie fluviale ou par les masses d'eau.

III.3.2.5 Discussion autour du « multiphasage » caractérisant le Younger Dryas

Au niveau du site MD03-2705, le YD présente donc plusieurs phases se succédant rapidement à l'échelle de quelques centaines d'années. Ces différentes phases définies à partir des changements abrupts que dessinent les traceurs terrigènes à cette période mettent en évidence les interactions continent-atmosphère qu'enregistre cette période. La compilation des différents traceurs terrigènes analysés incluant la géochimie élémentaire et isotopique, la minéralogie des argiles et la granulométrie des sédiments décrit donc que 4 phases semblent se succéder à l'intérieur de la chronozone 12.9-11.6 ka qui caractérise le YD:

- La **phase « a »** entre 12.9 et 12.7 ka qui montre une signature terrigène globalement similaire celle du début de la déglaciation. Cette phase marque l'initiation de la migration de l'ITCZ vers le Sud qui semble correspondre à la première manifestation au niveau de notre site du Younger Dryas qui se produit Atlantique Nord.
- Les **phases « b » et « c »** qui s'étendent de 12.7 à 12.4 ka correspondent à une intensification des vents et des flux terrigènes éoliens très importants couplé à une position de la ZCIT très sud. Ces phases semblent correspondre au niveau de notre site à l'évènement froid du YD enregistré en Atlantique entre 12.9 et 11.6 ka.

- La **phase « d »** est ponctuée d'une excursion significative de la signature isotopique du Sr et du Nd vers 12 ka. Cette excursion isotopique, synchrone à une insolation d'été à 20°N et à un degré d'altération des sources qui atteignent leur paroxysme, semble correspondre à la fin du YD et donc l'entrée dans la période humide africaine au niveau de notre site.

Bien que le modèle d'âge puisse être amélioré au niveau de cette chronozone afin d'affiner les âges correspondant aux différentes phases, trois datations ^{14}C entre 11.5 et 13 ka calendaires contraignent cette chronozone confirmant sa contemporanéité avec l'évènement YD décrit en l'Atlantique Nord (e.g. Alley et al., 1993). Les interprétations des différentes phases semblent être en accord avec les données de la littérature, bien que la majorité des études publiées présente des résolutions chronostratigraphiques moins contraintes que la notre et associe généralement l'intensification des vents (Lézine et al., 1995), la position de la ZCIT sud, l'aridité sur le continent (Gasse et al., 2000) ou encore le refroidissement des températures océaniques de surface (Chapman, 1996; Zhao et al., 2000) qui se produisent entre 12.9 et 11.6 ka au terme « YD » de manière globale. Notre étude haute résolution montre que tous ces changements ne se produisent pas de manière synchrone. En effet, il apparaît au niveau de notre site, que l'intensification importante du vent et l'augmentation importante du flux de matériel terrigène éolien enregistré entre 12.7 et 12.4 ka précèdent le refroidissement enregistré par l'alourdissement du $\delta_{18}\text{O}$ benthique (Fig 4.13) vers 12.3 ka. Ce décalage entre proxy « océanique » et « éolien » souligne la réponse plus rapide du système atmosphérique par rapport au système océanique. L'intensification du transport éolien qui caractérise le début du YD est assimilée à une augmentation de la puissance des alizés continentaux (Lézine et al., 1995). L'intensification des alizés en Afrique de l'Ouest est cohérente avec les conditions atmosphériques régnant en Atlantique Nord au cours de cette période : l'oscillation Nord Atlantique (Annexe 6) est suggérée comme étant en phase positive au cours du YD (Kim et al., 2007). Notre étude, met donc en évidence une influence importante des conditions Atlantique Nord au niveau de notre site « basses latitudes » qui se superposent aux influences orbitales (insolation) et par conséquent à la position de l'ITCZ et du système de mousson Africaine (Jahn et al., 2005). Notons qu'un multiphasage du YD a également été mis en évidence au niveau du lac Victoria en Afrique de l'Est suggérant une interruption de cette période aride par des apports d'humidité. Par ailleurs, des études de loess en Chine indiquent également une chronozone du YD aride multiphasée qui est ponctuée par des périodes plus humides (Zhou et al., 2001).

Ces différentes phases décrivent le YD comme une série d'évènements abrupts reflétant les interactions existantes entre le forçage orbital, l'atmosphère, l'océan et les surfaces continentales et mettent en évidence la complexité des processus de couplages « atmosphère-océan-continent » au niveau des basses latitudes.

III.3.3. La période humide africaine au niveau de notre site

La transition entre le Younger Dryas et la période humide africaine est référencée dans la littérature comme abrupte et se produisant aux environs de 12 ka, selon la précision des cadres chronostratigraphiques (e.g. Talbot et al., 2007). Elle correspond notamment à une augmentation de la décharge des différents fleuves africains comme le fleuve Niger (Lézine et al., 2005). Au niveau de notre site d'étude, l'entrée dans l'AHP semble se faire à partir de 12 ka, c'est-à-dire au cours de la fin de la phase « d » de la chronozone du YD décrite précédemment. En effet, entre 12.4 ka (fin de la phase « c » associée au YD sensu stricto) et 12 ka, bien que le rapport I/K reste faible suggérant une position de l'ITCZ toujours basse, les paramètres granulométriques, le CIA et le rapport Rb/Sr décrivent une transition très abrupte (Fig 4.13).

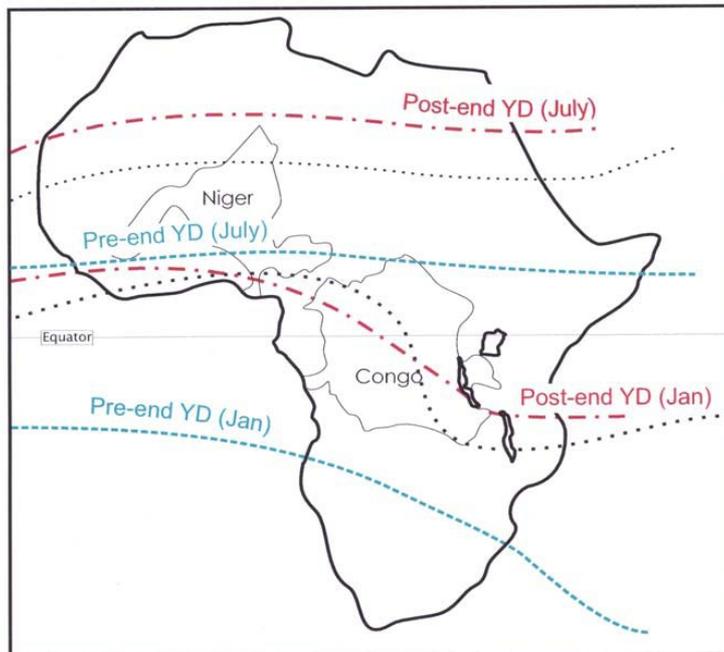


Figure 4.19. Positions saisonnières spéculatives de l'ITCZ (d'après Talbot et al., 2007) avant la fin (c'est-à-dire entre 12.4 et 12 ka au niveau de notre site) et après la fin (à partir de 11.6 ka) de la chronozone du Younger Dryas. Les positions saisonnières de l'ITCZ dans le contexte climatique sont également tracées.

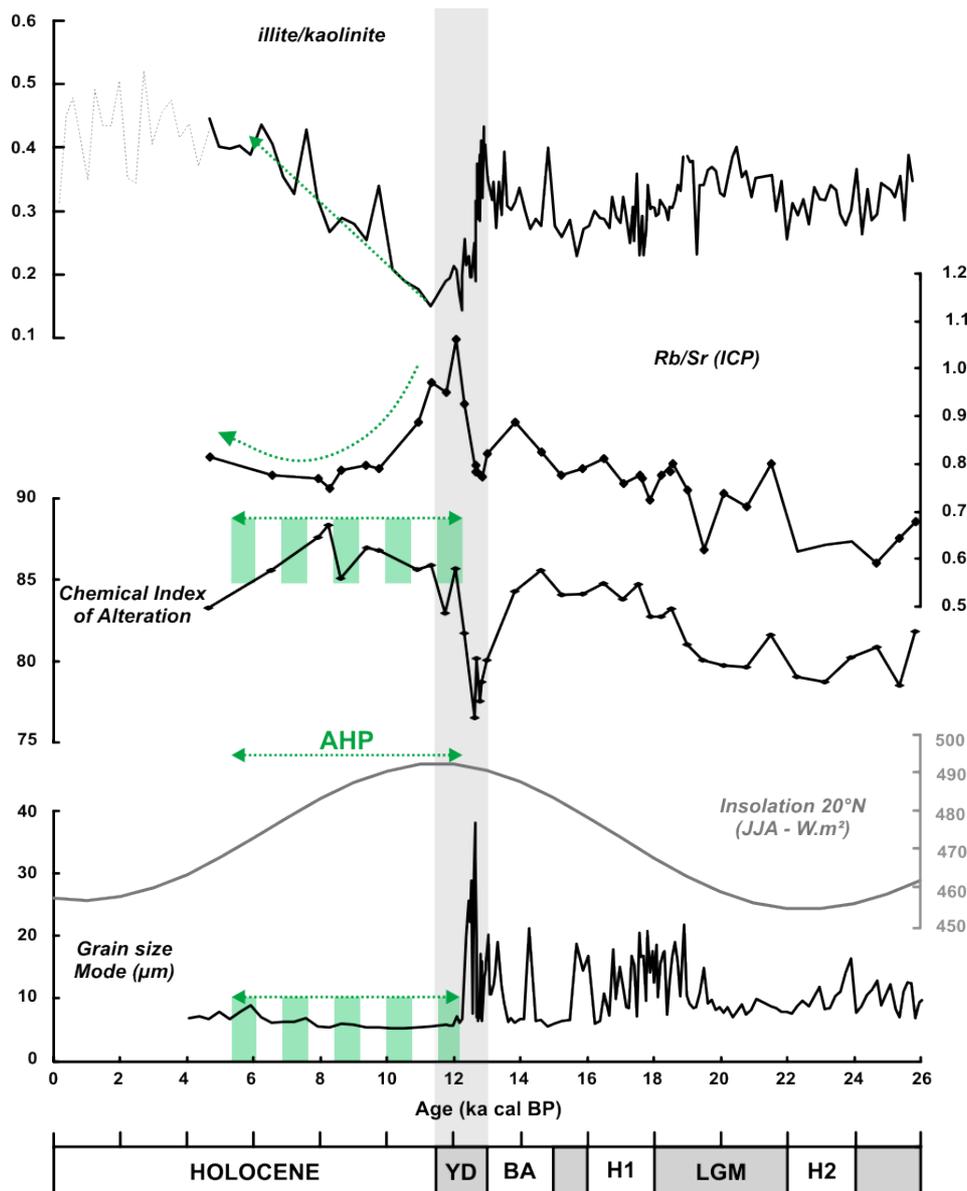


Figure 4.20. Mise en évidence des variations des proxies au cours de la période humide africaine au niveau du site MD03-2705.

L'AHP se caractérise par un rapport I/K qui augmente à nouveau et de manière progressive entre 11.6 et ~6 ka (Fig 4.20). Si comme supposé depuis le début de cette étude, les variations du rapport I/K tracent bien la migration latitudinale de l'ITCZ, cette augmentation du rapport I/K suggère une pénétration de l'ITCZ vers le Nord qui a duré plus de 5000 ans. Les valeurs du CIA correspondent aux degrés d'altération des particules terrigènes les plus élevées des derniers 26 ka. Ces observations indiquent à la fois une migration de l'ITCZ vers le Nord et un système de mousson plus prononcé sur le continent au cours de cette période. La position plus Sud de l'ITCZ mise en évidence à la fin du YD et la remontée vers le Nord que l'on enregistre au cours de l'AHP sont en accord avec les positions

spéculatives de l'ITCZ proposées par Talbot et al. (2007 ; Fig 4.19), bien que des études récentes semblent indiquer l'extension géographique de la migration de l'ITCZ à cette période moins importante que ce qui fut suggéré jusqu'à présent (Weldeab et al., 2011).

Toutefois, le CIA augmente brutalement à la transition YD-AHP puis reste relativement constant au cours de l'AHP alors que le rapport I/K croît de manière progressive (Fig 4.20). Cette différence d'évolution du traceur minéralogique de la migration de l'ITCZ et du traceur géochimique de l'altération des terrains (c'est-à-dire du passage des précipitations) indique un découplage des processus mis en jeu. Le mode granulométrique diminue brutalement à la transition YD-AHP, tandis que le CIA augmente rapidement, puis la taille du mode reste minimale tandis que le CIA reste maximal. Le synchronisme de ces deux paramètres pendant l'AHP pourrait indiquer que la hausse du CIA résulte de l'augmentation de la proportion de particules fines cohésives, notamment des minéraux argileux dont les CIA sont toujours supérieurs à 70. Par ailleurs, le CIA et le rapport Rb/Sr (également utilisé comme indicateur du degré d'altération des terrains) sont également découplés au cours de l'AHP alors qu'au cours du LGM et de la déglaciation, ces deux proxies covarient (Fig 4.20). Les tendances décrites par le rapport Rb/Sr au cours des derniers 26 ka suivent fortement celles du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ suggérant que le rapport Rb/Sr (Fig 4.11), au cours de l'AHP, soit un indicateur de changement de source plutôt que du degré d'altération des terrains.

Les sédiments déposés pendant l'AHP présentent une granulométrie plus fine (Fig 4.20) que lors de la déglaciation. Ce changement granulométrique peut, en partie, être dû à des vitesses de vent globalement plus faibles, mais peut aussi être la conséquence de la pénétration plus au Nord de l'ITCZ, réduisant l'influence saisonnière des alizés continentaux. Cette réduction de l'influence des alizés est enregistrée au niveau du Lac Bosumtwi au Ghana (Golfe de Guinée) où la réduction de la saisonnalité se caractérise par des hivers réduits et des étés beaucoup plus prononcés (Talbot et Johannessen, 1992). Il est également envisageable, que le développement de la végétation sur le continent amenuise les apports et retienne les grosses particules au sol. Ainsi, une diminution du mode granulométrique pourrait correspondre à la végétalisation du continent. Ce développement progressif de la végétation est cohérent avec les valeurs de flux terrigènes éolien qui diminuent graduellement entre 12 et 9 ka (Fig 4.13), bien que la résolution d'analyse de ce traceur soit faible au cours de cette période. Toutefois, le mode granulométrique fin et constant dont la tendance diffère de celle du flux éolien qui diminue progressivement (et semble associé au développement de la végétation sur le continent), correspond principalement à une réduction de l'intensité des alizés.

Bien que l'altération soit importante (ce qui peut affecter le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), l'AHP se caractérise par des variations synchrones du couple isotopique Sr/Nd. Par conséquent, les variations du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ et l'épsilon Nd enregistrées au cours de l'AHP indiquent bien des changements de sources. Les signatures isotopiques obtenues au cours de l'AHP sont similaires à celle enregistrées avant la chronozone du YD. Entre 16 et 10 ka, la courbe qui représente le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dessine une symétrie dont l'axe est représenté par l'excursion isotopique identifiée à la fin du YD vers 12 ka (Fig 4.21). Cette symétrie suggère entre 16 et 10 ka un « balayage » de sources qui se déplace progressivement pour atteindre une source plus radiogénique (12ka). Entre 12 et 10 ka, le balayage semble se faire en sens inverse vers des sources moins radiogéniques dont les signatures sont comparables à celles enregistrées entre 16 et 12 ka. Schématiquement, ce balayage de sources semble suivre la migration de l'ITCZ qui se trouve plus au sud au cours du YD que durant le BA et pendant l'AHP comme semble nous l'indiquer le rapport I/K (Fig 4.11). Ce déplacement progressif vers le Sud ou remontée vers le Nord de l'ITCZ, engendre un mélange isotopique entre les sources moins radiogéniques actives au BA et durant l'AHP qui ont été suggérées, par analogie, comme similaires à celles actives à l'actuel (comprises globalement entre 0.717 et 0.721) et la potentielle zone source plus radiogénique et plus Sud sans analogue actuel détaillée précédemment.

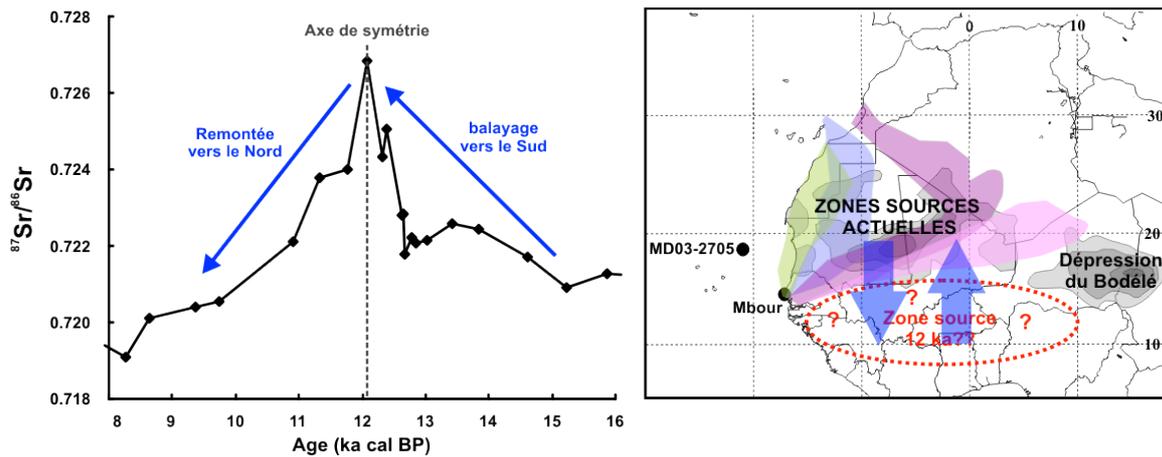


Figure 4.21. Représentations graphique et schématique du balayage « Nord-Sud / Sud-Nord » des sources potentielles entre 16 et 8 ka. Les flèches bleues symbolisent ces déplacements.

En résumé, l'enregistrement sédimentaire de la carotte MD03-2705 révèle, pendant la période humide africaine, des changements environnementaux qui sont cohérents avec les enregistrements référencés océaniques ou continentaux de la région, à savoir une pénétration plus importante de l'ITCZ vers le Nord, des conditions plus humides et une saisonnalité moins marquée. Par ailleurs, le découplage entre les différents paramètres permet de mettre en évidence la coexistence de différents processus. En effet, cette approche multi-proxy permet à la fois de distinguer les changements d'intensité des vents et des conditions d'aridité sur le continent, ainsi que de différencier les changements de sources terrigènes et les changements des conditions d'altération de ces zones sources.

III.3.4. Comparaison avec le site voisin ODP 658C

Le site ODP 658C (4.22) est considéré comme le site de référence de l'ATNE en termes d'apports éoliens. Dans le but de préciser les interprétations du signal terrigène éolien enregistré au niveau de notre site et de les placer dans un contexte plus régional, nous proposons de comparer les signatures terrigènes détaillées au cours de ce chapitre à celles disponibles pour le site ODP 658C.

La fraction terrigène de chacun de ces sites est décrite comme essentiellement d'origine éolienne (Jullien et al., 2007 ; deMenocal et al., 2000a). Toutefois ces deux carottages ont été prélevés dans deux contextes sédimentaires bien distincts. En effet, comme préalablement décrit, la carotte MD03-2705 a été prélevée au sommet d'un dôme sous-marin situé à environ 500 km de la côte et distant des apports gravitaires et fluviatiles. Le site ODP 658C a été prélevé à environ 160 km des côtes mauritaniennes au niveau de la tête d'un canyon sous-marin (Fig 4.23). Large et bien développé, ce canyon sous-marin incise la pente de la côte mauritanienne à 20°N. Ce canyon était connecté à un ancien système fluvial qui fut actif au début de l'Holocène (Zühlsdorff et al., 2007). La décharge fluviale est également supportée par un modèle de drainage de bassins versant basée sur la topographie qui suppose le développement d'une large paléo-rivière nommée « rivière Tamanrasset » drainant le Sahara occidental durant les conditions les plus humides (Vörösmarty et al., 2000 ; Fig 4.24).

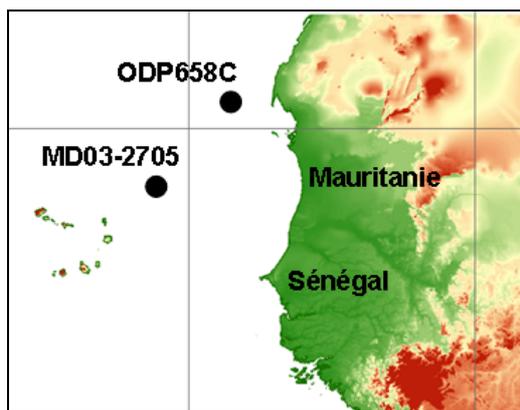


Figure 4.22. Localisation du site ODP 658C sur la marge Ouest africaine par rapport au site MD03-2705.

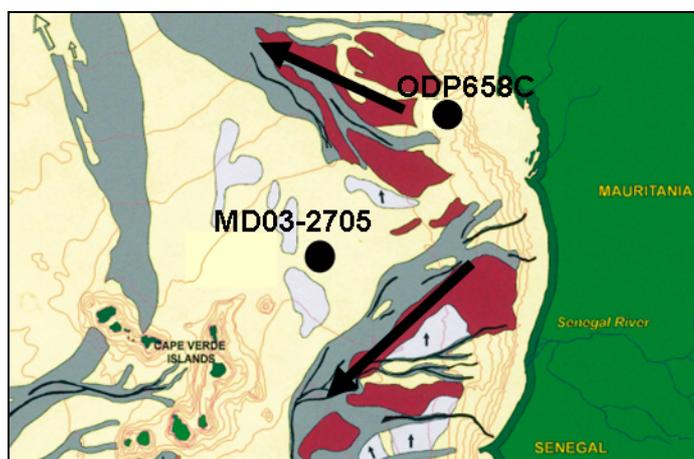


Figure 4.23. Zoom sur les systèmes sédimentaires développés au large de la Mauritanie et du Sénégal. Les flèches noires dessinent les principaux chemins empruntés par les courants gravitaires (L'ensemble de la carte et la légende complète sont présentés en annexe 5).

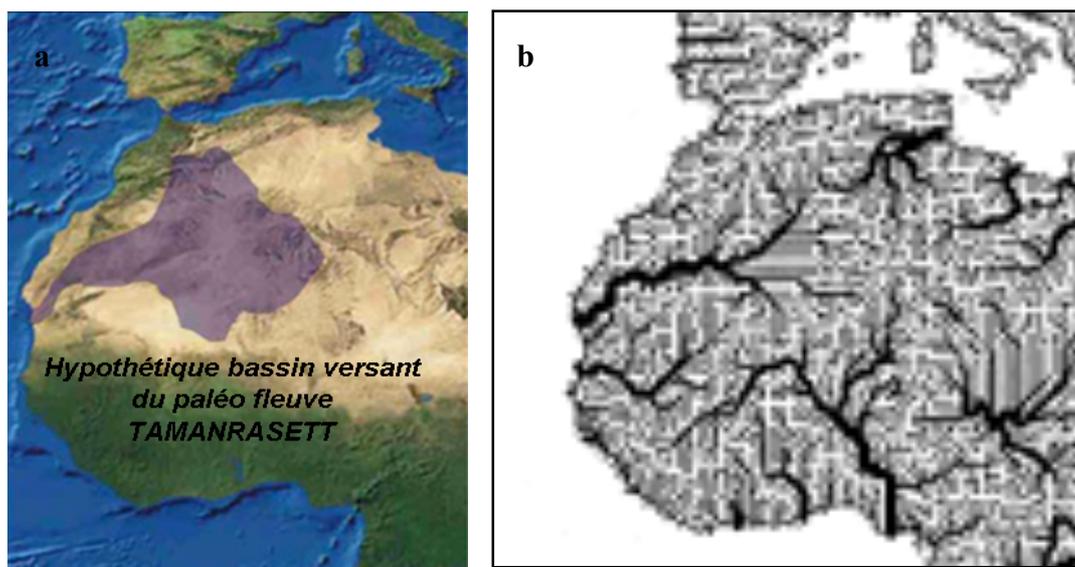


Figure 4.24 (a) Hypothétique bassin versant du paléo fleuve Tamanrasset (d'après Holz et al., 2004). (b) Modélisation des possible systèmes fluviaux développés lors des périodes humide réalisées à partir des données topographiques (d'après Vörösmarty et al., 2000).

Les résultats publiés pour le site ODP 658C sont synthétisés dans la figure 4.25 auxquels sont superposés ceux obtenus au cours de ce travail de thèse au niveau du site MD03-2705.

Les outils mesurés sur la fraction terrigène du site ODP658C montrent une transition entre le YD et l'AHP abrupte qui se stabilise au cours de l'AHP. Cette tendance se retrouve au niveau de certains de nos traceurs comme nous l'avons mis en évidence précédemment, notamment pour le CIA, le mode granulométrique et le flux terrigène. Ceci indique des changements de processus synchrones à l'échelle régionale. Toutefois, en dehors de la période 12-9 ka, le flux d'apports terrigènes enregistré au niveau du site MD03-2705 est inférieur à celui mesuré au niveau du site ODP-658C. Cette différence de flux est cohérente avec la distance à la côte qui est supérieure pour notre site en comparaison au site ODP-658C. En revanche, entre globalement 12 et 9 ka, le flux mesuré à notre site est plus important que celui du site ODP-658C et diminue de manière progressive après l'optimum du YD en comparaison à la transition abrupte enregistré par le site ODP-658C à cette période. Ceci suggère d'imaginer un processus qui permettrait d'apporter des particules au site MD03-2705 mais pas au niveau du site ODP658C qui est situé plus au Nord et plus proche de la côte. Cette observation pourrait conforter l'idée d'une source éolienne plus au Sud (zone potentielle détaillée précédemment) dont le panache remonterait vers le Nord (Fig 4.18) au niveau de l'ATNE mais n'atteindrait pas la côte sous l'influence permanente des alizés maritimes orientées N-S.

Depuis le LGM jusqu'au début du YD, les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ présentent des valeurs relativement similaires, suggérant des sources éoliennes communes. La fin du YD, caractérisée au niveau de notre site par l'augmentation du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ associée à la chute de l'épsilon Nd, se manifeste au niveau du site ODP 658C par une chute brutale du rapport isotopique du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de ~ 0.722 à 0.713 (Fig 4.25). L'AHP est caractérisée au niveau du site ODP 658C par des valeurs basses et assez constantes du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, tandis qu'elle correspond à un retour progressif du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vers des signatures moins radiogéniques vers environ 8-9 ka au site MD03-2705. Bien qu'un possible fractionnement granulométrique puisse exister entre ces deux sites en lien avec une distance à la source différente, il ne peut pas être responsable de l'écart de signatures isotopiques enregistré entre les deux sites au cours de l'AHP. Les valeurs obtenues des épsilon néodyme, en tenant compte du faible nombre d'analyses, ne présentent pas de tendances communes entre les deux sites.

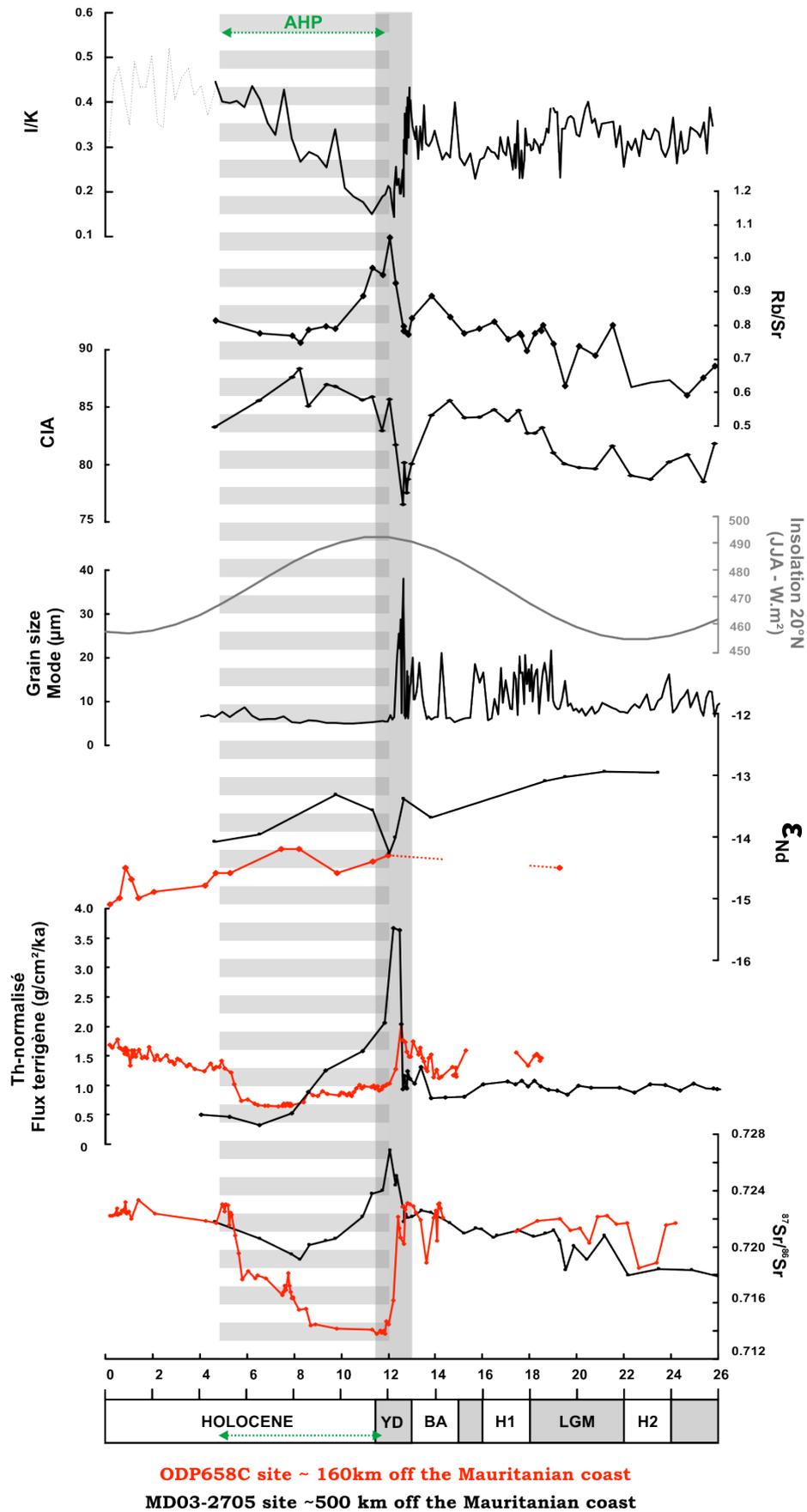


Figure 4.25. Comparaison du signal terrigène enregistré au niveau des sites ODP658C et MD03-2705.

Ces deux enregistrements indiquent un changement brutal des conditions environnementales à la transition entre le YD et l'AHP (CIA, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, mode granulométrique, flux terrigène), ce qui suggère une modification des processus de transport (moins de flux terrigène, granulométrie plus fine). De plus, le changement progressif des traceurs minéralogiques et géochimiques des sources identifié lors du déchiffrement du signal terrigène du site MD03-2705 (alors que d'autres paramètres montrent des variations abruptes), complète les informations obtenues à partir du site ODP 658C et améliore la compréhension du système. En effet, il indique que la modification de processus de transport s'accompagne d'un changement des sources des particules terrigènes, permettant de suivre la migration de l'ITCZ au cours de l'AHP.

Enfin, la différence du comportement des isotopes du strontium aux deux sites pendant l'AHP soulève des questions sur l'interprétation de ce traceur dans ce contexte complexe. En effet, l'interprétation du site ODP 658C (Cole et al., 2009) suggère des apports de particules éoliennes néoformées portant une signature isotopique du strontium modifiée suite à l'assèchement de paléo lacs sur le continent, mais sans changement de source (pas de variation de l'épsilon néodyme), alors que le site MD03-2705 semble montrer des apports de particules éoliennes depuis des sources de plus en plus septentrionales.

Proposition d'une hypothèse pour expliquer ces différences de rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ enregistrées au cours de l'AHP...

L'interprétation des enregistrements sédimentaires a permis de retracer les variations des conditions environnementales qui affectent les transferts terrigènes au cours de la déglaciation. Au cours de l'AHP, on observe donc une remontée de l'ITCZ qui pénètre la région Nord africaine de façon plus importante qu'à l'actuel (Talbot et al., 2007). Cette remontée de l'ITCZ, couplée au système de mousson africaine, a apporté sur le continent des précipitations importantes permettant le développement de la végétation et de nombreux lacs (e.g. deMenocal et al., 2000a ; Gasse et al., 2000). Par ailleurs, ces conditions humides auraient permis la mise en place d'un important système fluvial sur la région Saharienne (la rivière Tamanrasset) dont l'embouchure semble se situer au large du Cap Blanc en Mauritanie (Zühlsdorff et al., 2007 ; Vörösmarty et al., 2000).

Au cours de l'AHP, la connexion entre l'embouchure du fleuve Tamanrasset et la tête du canyon au niveau du plateau a pu favoriser les apports terrigènes fluviaux jusqu'au site ODP 658C. Un argument supplémentaire en faveur de ce potentiel apport fluvial au niveau

du site ODP 658C provient de sa synchronisation avec la décharge du fleuve Niger (Talbot et al., 2007). Il est important de préciser que Cole et al (2009) avaient discuté la possibilité d'un apport fluvial au cours de l'AHP mais l'avait réfuté en s'appuyant sur l'absence de variabilité du néodyme au cours des derniers 26 ka. En effet, ils précisait que cette absence de variabilité impliquait une source géologique constante et réfutait par conséquent des changements de processus (éolien *versus* fluvial). Toutefois, Grousset et al. (1998) montrent qu'à l'actuel, les sédiments de surface prélevés à proximité de la côte Ouest Africaine montrent des valeurs de l'épsilon néodyme qui avoisine -14, indépendamment de leur contexte sédimentaire. En effet, que ce soit aux débouchés des fleuves marocains et du fleuve Sénégal (actif à l'actuel) ou dans des zones distantes des apports fluviaux (Annexe 5), il semble que l'épsilon néodyme varie peu au large des côtes Ouest africaines. Cette observation remet donc en jeu la possibilité d'un apport fluvial au cours de l'AHP au niveau du site MD03-2705. Par conséquent, si l'on poursuit notre hypothèse, les apports terrigènes fluviaux transportés par le paléo-fleuve Tamanrasset ont pu se déposer au niveau du site ODP-658 en supplément des apports éoliens (par ailleurs réduits de par le développement de la végétation sur le continent). Cette différence de processus d'apports terrigènes a pu sensiblement modifier le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des sédiments déposés au niveau du site ODP 658C. Il n'apparaît pas étonnant que les apports fluviaux n'aient pu atteindre le site MD03-2705 qui est distant de la côte de plus de 500 km. Ce dernier enregistre donc uniquement les apports éoliens, qui diminuent en raison du développement du couvert végétal et de la réduction de l'intensité des vents. Cette hypothèse suggère qu'au cours des périodes humides, le site ODP-658C, à la différence du site MD03-2705, reçoit, des apports fluviaux significatifs, en plus des apports éoliens, ce qui permettrait d'expliquer la différence des rapports isotopiques du strontium enregistrée entre les deux sites.

Toutefois, ce scénario ne permet pas d'expliquer les apports éoliens plus importants entre 12 et 9 ka au niveau du site MD03-2705 puisque de manière générale, les apports fluviaux apportent volumétriquement plus de matériel terrigène que les apports éoliens. Cependant, le site ODP 658C étant situé sur une levée de la tête du canyon, il est probable que ce site ne reçoive que les bouffées turbides qui sortent du système chenal-levées dont la granulométrie est généralement plus fine, impliquant un flux particulière, beaucoup moins important que sur le fond du canyon.

Par ailleurs, la remise en eau d'un système fluvial est relativement rapide puisqu'elle dépend essentiellement de la quantité de précipitation et de la topographie du bassin versant, alors que le développement de la végétation sur le continent en réponse aux

précipitations va présenter un temps de réponse plus long. Ces différents temps de réponses pourraient permettre d'expliquer qu'entre 12 et 9 ka, le développement progressif de la végétation réduise peu à peu les apports éoliens au niveau du site MD03-2705, tandis que les apports terrigènes fluviaux par bouffées turbides alimenteraient le site ODP-658C dès 12 ka. Cette hypothèse permet également d'expliquer la transition abrupte enregistrée au niveau du site ODP 658C entre le YD et l'AHP. Le site ODP-658C enregistrerait les effets rapides de la balance hydrologique opérant sur le continent adjacent alors que le site MD03-2705 enregistrerait les variations abruptes du système de transport éolien et donc de la circulation atmosphérique au cours du temps.

En conclusion, les enregistrements des deux sites indiquent des conditions environnementales plus humides avec une réduction de l'intensité des vents (CIA élevé et granulométrie plus fine) de manière cohérente avec les enregistrements au niveau du continent. Toutefois, la comparaison entre ces deux sites au cours de l'AHP met en évidence des différences majeures de signatures isotopiques et de flux terrigènes. Cette comparaison suggère, bien qu'étant tous deux sous l'influence directe des apports éoliens, que chacun de ces sites fut soumis au cours des périodes plus humides à des processus de transfert sédimentaires différents. En effet, la confrontation des résultats des deux sites, et leur comparaison avec les données continentales suggèrent que le site ODP 658C enregistrerait des apports terrigènes fluviaux s'ajoutant aux apports éoliens pendant l'AHP, alors que le site MD03-2705 plus distant du continent serait soumis essentiellement aux apports éoliens. Le site ODP 658C semble être plutôt un site de référence pour retracer l'évolution des conditions environnementales sur le continent au sens large. Par conséquent, cette hypothèse souligne l'importance de ne pas se focaliser sur un seul site de référence lorsque l'on s'intéresse uniquement aux apports éoliens.

Conclusion générale du chapitre

Ce chapitre propose des reconstructions paléoclimatiques des derniers 26 ka en ATNE basées sur un déchiffrement du signal terrigène éolien enregistré par le site MD03-2705. La connaissance des processus établie à partir de la calibration menée à l'actuel (au cours du chapitre 3) a permis d'améliorer l'interprétation de certains traceurs et de mieux contraindre leur domaine d'application.

Le LGM est caractérisé, au niveau de notre site, par peu d'apports terrigènes en comparaison du YD. Cette observation est cohérente avec l'installation au LGM d'une période d'hyperaridité sur le continent associée à une position de l'ITCZ relativement Sud. Toutefois, les données de flux terrigènes obtenues pendant le LGM au niveau de sites voisins de la carotte MD03-2705 (Ruddiman, 1997) montrent des différences notables. Ceci confirme la complexité de l'interprétation du signal éolien en Atlantique Tropical mise en évidence par Rea, 1994. En effet, cette région est non seulement sur le chemin des panaches de poussières Sahariennes mais également sous l'influence des conditions froides apportées depuis les hautes latitudes et les conditions équatoriales plus chaudes.

La déglaciation s'accompagne d'une variabilité des signaux terrigènes haute fréquence qui semble en accord avec les changements climatiques enregistrés en Atlantique Nord à cette période. Nos résultats montrent très clairement que l'évènement du YD, important en Atlantique Nord, a également eu un impact significatif sur les conditions environnementales de manière cohérente avec d'autres études en Afrique Tropical (e.g. Roberts et al., 1993 ; Beuning et al., 1998; Stager et al., 2002 ; Barker et al., 2004 ; Johnson et al., 2004 ; Schefuss et al., 2005 ; Weldeab et al., 2005 ; Garcin et al., 2006 ; Talbot et al., 2007). En effet, la chronozone du YD se manifeste au niveau de notre site comme une succession d'évènements abrupts reflétant les interactions existantes entre le forçage orbital (insolation), l'atmosphère, l'océan et les surfaces continentales. Ce multiphasage souligne la réponse plus rapide des systèmes atmosphériques versus océaniques et met en évidence la complexité des interactions « atmosphère-océan-continent » à ces latitudes. Les réponses différentes des proxies (progressives versus abruptes) aux changements climatiques se produisant à la transition entre le YD et l'AHP met en évidence le télescopage de plusieurs processus. Cela implique notamment des changements rapides de certains processus de transferts terrigènes associés à des modifications plus progressives des sources de particules et de leur mode de transfert.

L'AHP s'accompagne au niveau de notre site par une remontée de l'ITCZ vers le Nord et une pénétration plus septentrionale du système de mousson africaine.

La comparaison de nos données avec le site ODP 658C révèle que plusieurs processus de transfert contrôlent de manière concomitante, mais indépendante le flux terrigène vers l'ATNE.

Le travail présenté au cours de ce chapitre représente donc un premier déchiffrement du signal éolien enregistré au cours des derniers 26 ka en ATNE. Il est évident que les différentes propositions de reconstruction et scénarios proposés dans ce chapitre sont encore à l'état d'hypothèses. Néanmoins, cette approche « multi-proxy haute résolution », bien que préliminaire, souligne la difficulté que pose l'interprétation du signal éolien en ATNE et montre l'intérêt de compiler les traceurs pour mettre en évidence les interactions et découplages entre les différents processus. Cette approche permet de nous rapprocher davantage des scénarios paléoclimatiques enregistrés dans les sédiments et ainsi contribue à améliorer notre compréhension des changements paléoenvironnementaux passés. Par ailleurs, cette étude du signal terrigène éolien en ATNE au cours des derniers 26 ka a permis de mettre en évidence l'importance des téléconnexions existantes entre les hautes latitudes et basses latitudes. Finalement, l'utilisation de la calibration établie à l'actuel dans le déchiffrement des signaux passés démontre l'utilité et l'intérêt de préalablement bien contraindre le système actuel pour améliorer l'interprétation des signaux passés.

Chapitre 5

Synthèse générale et Perspectives

1. Rappel de la problématique

L'étude des dépôts du matériel terrigène éolien dans les archives sédimentaires de l'ATNE contribue à documenter les changements paléoclimatiques dans cette région. Toutefois, l'interprétation de ces enregistrements localisés à proximité de la plus importante source de poussières minérales actuelle au monde est généralement complexe puisque les traceurs utilisés pour retracer les régions de provenance et les systèmes de transport associés sont encore mal caractérisés. **Ce travail de thèse avait pour objectif principal de contribuer à mieux contraindre ces différents traceurs** dont notamment la granulométrie, la minéralogie des argiles et les rapports isotopiques du strontium et du néodyme, en s'appuyant sur une série temporelle de dépôts éoliens collectés sur la marge Ouest africaine. Dans cet objectif, le matériel terrigène qui se dépose à Mbour (Sénégal), est collecté en continu depuis 2006, avec une résolution minimum d'un échantillon par semaine, grâce à un collecteur mis en place dans le cadre d'une collaboration avec l'IRD Sénégal et du programme AMMA. **La majeure partie de cette étude a consisté en une analyse multi-proxy des dépôts éoliens collectés entre 2006 et 2009.** A partir du calcul de rétrotrajectoires et de l'observation d'images satellites, les signatures terrigènes de ces dépôts ont été attribuées à leurs zones sources et systèmes de transport correspondants. Cette approche « inverse », qui consiste à caractériser la signature des dépôts plutôt que celle des sources, a permis d'établir une calibration des différents traceurs dans le contexte climatique actuel, et donc des possibles implications pour l'interprétation des enregistrements sédimentaires passés de la région. Cette calibration a été testée sur les sédiments de surface Holocène de l'ATNE et a permis de valider un certain nombre d'implications mises en évidence par la série temporelle des dépôts. Ces résultats ont ensuite été utilisés pour contribuer au déchiffrement du signal terrigène éolien enregistré dans des sédiments plus anciens, plus particulièrement au cours des derniers 26 ka au niveau du site MD03-2705 (18°05N ; 21°09W) situé au large de la Mauritanie. **Cette seconde partie avait donc pour objectif, au travers de l'utilisation de la calibration établie à l'actuel, d'essayer de faire progresser notre compréhension du signal terrigène éolien en ATNE de la dernière période glaciaire jusqu'à l'Holocène.** Nous nous sommes plus particulièrement intéressés aux événements climatiques extrêmes et abrupts que couvrent les derniers 26 ka comme le dernier maximum glaciaire (LGM), le Dryas récent (YD) ou encore la Période Humide Africaine (AHP) qui sont des périodes intéressantes à caractériser dans le contexte du réchauffement climatique actuel.

2. Synthèse des résultats obtenus

2.1. Caractérisation multi-proxy de trois années de dépôts

La **caractérisation multi-proxy des dépôts collectés entre 2006 et 2009** réalisée au cours de ce travail de thèse représente plus de 145 dépôts hebdomadaires analysés. Les nombreuses analyses qui incluent la granulométrie, la minéralogie, la géochimie ou encore l'observation d'espèces de diatomées sont (1) valorisées ou en cours de valorisation dans des articles scientifiques, ce qui va (2) **permettre d'accroître fortement la base de données des signatures terrigènes actuelles disponibles** dans la littérature. Par ailleurs, les données de dépôt de poussières minérales étant des denrées rares, les mesures de flux et de granulométrie obtenus au cours de cette étude, ainsi que la composition minéralogique des argiles **fournissent d'importantes contraintes pour les modèles de transport atmosphérique et les estimations de budgets du dépôt de poussières** dans cette région.

A partir de l'analyse détaillée de la série temporelle de dépôts actuels et la comparaison de la signature terrigène de ces dépôts avec celles des sédiments (1) de surface Holocène de l'ATNE puis (2) qui couvrent les derniers 26 ka de l'enregistrement MD03-2705 situé au large des côtes mauritaniennes, différentes implications paléoclimatiques ont pu être proposées, testées et enfin validées. **Ces différentes implications, qui pourront directement être utilisée par la communauté des paléoclimatologues pour améliorer l'interprétation du signal terrigène éolien en ATNE, sont synthétisées ci-dessous :**

- 1- Si l'on considère que la circulation atmosphérique et la structure de la colonne d'air en Afrique au Nord de l'équateur n'ont pas fondamentalement changées au cours du Quaternaire, **le principal système de transport responsable des apports de poussières (flux de dépôts) à l'ATNE semble donc être l'Harmattan**, c'est à dire les alizés continentaux qui opèrent dans les basses couches de l'atmosphère et balayent l'Afrique de l'Ouest en hiver et au printemps.
- 2- **Les variations granulométriques majeures enregistrées au cours du temps en ATNE semblent refléter essentiellement les changements d'intensité des alizés.** Les résultats de cette étude semblent indiquer que l'on peut exclure les changements granulométriques observés saisonnièrement à l'actuel, et qui reflètent les différences

d'altitude entre le transport d'été et d'hiver/printemps, comme contribuant aux variations granulométriques enregistrées par les sédiments passés.

- 3- **Les tendances du rapport minéralogique illite/kaolinite semble bien refléter les migrations de la position de l'ITCZ sur les régions Saharienne-Sahélienne au cours du temps.**
- 4- **Des valeurs du rapport isotopiques du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ comprises entre ~ 0.717 et ~ 0.721 associées à des valeurs du ϵ_{Nd} incluses entre ~ -13 et ~ -15 , retrouvées dans les sédiments marins de l'ATNE peuvent être, par analogie aux sources actuelles, attribuées à la région Ouest africaine qui couvre **la Mauritanie, le Mali et le Sud de l'Algérie**, zone identifiée à l'actuel par l'outil TOMS.**
- 5- Par ailleurs, le fait que les signatures isotopiques retrouvées dans les sédiments marins de surface et des derniers 26 ka de l'ATNE soient dans la même gamme de valeur que celles enregistrées à l'actuel uniquement lors des événements majeurs de dépôts suggère que **l'accumulation éolienne dans l'ATNE au cours du Quaternaire est le résultat d'apports essentiellement sporadiques.**

2.2. Amélioration de notre compréhension des changements paléoenvironnementaux au cours des derniers 26 ka en ATNE

L'analyse multi-proxy du signal terrigène des derniers 26 ka développée au cours de cette étude a permis de confirmer **la qualité du carottage MD03-2705 pour retracer la signature éolienne passée** enregistrée en ATNE.

Le déchiffrement de la fraction terrigène éolienne de cet enregistrement a permis de conforter et/ou de mettre en évidence un certain nombre de points qui permettent d'améliorer les reconstructions paléoclimatiques de cette région sur cet intervalle temporelle :

- 1- Le **dernier maximum glaciaire (LGM)** semble caractérisé par une période d'**hyperaridité** du climat Nord-Ouest africain et une **position de l'ITCZ plus au Sud** qu'à l'actuel, ce qui se manifeste au niveau de l'ATNE par des **flux terrigènes éoliens peu élevés.**

- 2- Les **sédiments éoliens** déposés au niveau de notre site qui sont contemporains à l'évènement du **YD** (12.9 -11.6 ka) représentent le **niveau le plus notable** de l'ensemble de la période étudiée qui se caractérise par un **multiphasage des traceurs terrigènes**. Ces différentes phases décrivent la chronozone du YD, au niveau de notre site, comme une série d'évènements abrupts qui reflètent les **interactions existantes entre le forçage orbital (insolation, position de l'ITCZ), l'atmosphère (vitesse des vents et flux éoliens), les surfaces continentales (aridité, état d'altération) et l'océan** et ont permis de mettre en évidence la **complexité des processus « atmosphère-océan-continent » qui se télescopent au niveau des basses latitudes**. Au niveau de notre site l'évènement du **YD sensu stricto** semble **plus court (12.7-12.4 ka)** qu'en Atlantique Nord. Par ailleurs, il semble se manifester par un **apport massif de particules grossières** provoquées par une **intensification importante des alizés** ; intensification qui semble influencée par les conditions climatiques qui se produisent en Atlantique Nord à cette période et qui repoussent l'ITCZ vers le Sud.

- 3- La **transition entre le YD sensu stricto et la période humide africain (AHP)** semble se faire, au niveau de notre site, **entre 12.4 et 12 ka**. Cette transition décrite comme abrupte dans les enregistrements continentaux et océaniques voisins (deMenocal et al., 2000a ; Talbot et al., 2007) **se manifeste de façon différentes selon les traceurs**. En effet, l'intensité du vent, la signature isotopique et l'état d'altération chimique des sources semblent changer brusquement tandis que la position de l'ITCZ semble rester plus Sud comme l'indique la minéralogie. Le comportement de ces traceurs **permet de mettre en évidence le découplage des différents processus mis en jeu (position de l'ITCZ, régions sources et systèmes de transport)**.

- 4- L'AHP est caractérisée par nos traceurs comme une période **humide** (hydrolyse des minéraux très élevée), dont la **position de l'ITCZ est remontée vers le Nord** et par des **apports éoliens à l'ATNE réduits**, ce qui est en accord avec les enregistrements voisins (Talbot et al., 2007). Par ailleurs, l'étude multi-proxy de cette période a permis d'identifier le découplage entre les différents paramètres (variations abruptes versus progressives), et donc la coexistence de différents

processus. En effet, cette approche a permis à la fois de distinguer les changements d'intensité des vents et des conditions d'aridité sur le continent, ainsi que de différencier les changements de sources terrigènes et les changements des conditions d'altération de ces zones sources. La comparaison de nos données avec celles du site ODP 658C voisin, site de référence en termes d'apports éoliens en ATNE, révèle des gammes de signatures isotopiques du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ différentes entre les deux sites. Cette comparaison suggère, bien qu'étant tous deux sous l'influence directe des apports éoliens, que chacun de ces sites fut soumis au cours des périodes plus humides à des processus de transfert sédimentaires différents. Par ailleurs, les contextes sédimentaires de ces deux sites étant très différents, cette comparaison soulève la question de la représentativité des sites choisis pour retracer les variations du signal terrigène éolien en ATNE.

Au-delà de l'interprétation des différents changements climatiques enregistrés, l'approche « multi-proxy haute résolution » développée au cours de ce travail, bien que préliminaire, met en avant la complexité des processus que renseigne l'interprétation du signal éolien en ATNE et souligne l'importance de bien caractériser la fraction granulométrique qui porte le signal du traceur terrigène mesuré (fraction argileuse, silteuse ou les deux). Un point important que souligne cette étude consiste en **l'intérêt de compiler les traceurs pour mettre en évidence les interactions et interférences existantes entre les différents processus mis en jeu**. Bien qu'analytiquement longue et fastidieuse, cette approche « **multi-proxy haute résolution** » **permet de nous rapprocher davantage des scénarios paléoclimatiques enregistrés** dans les sédiments, en comparaison aux études « mono-proxy », et ainsi **d'améliorer notre compréhension des changements paléoenvironnementaux passés**.

3. Perspectives

Les résultats obtenus au cours de ce travail de thèse, bien que parfois préliminaires, sont innovants et très encourageants. Par conséquent, ils permettent de proposer de nombreuses perspectives et axes de recherche pour continuer à améliorer notre compréhension du signal terrigène enregistré en ATNE et d'éclaircir des points encore relativement complexes.

3.1. Caractérisation multi-proxy des dépôts actuels

Dans un premier temps, il est nécessaire de continuer la caractérisation multi-proxy de la série temporelle déjà acquise (2009-2011) et évidemment de poursuivre les collectes le plus longtemps possible pour ainsi espérer caractériser un maximum de sources. Par ailleurs, la poursuite de ces analyses permettra également de mieux caractériser la signature des événements humides afin d'être en mesure de mieux apprécier leur éventuelle contribution au signal enregistré dans les sédiments de surface. Un autre point qui me semble important à caractériser est ce que l'on a nommé le « background régional ». En effet, il apparaît intéressant d'essayer de délimiter le périmètre géographique auquel il correspond et également d'essayer de quantifier sa contribution aux apports à l'ATNE. Bien que difficilement envisageable d'un point de vue logistique, l'idéal serait évidemment de pouvoir multiplier l'implantation de pièges le long des côtes Nord-Ouest africaines pour caractériser le maximum des sources actives qui alimentent l'ensemble de l'ATNE dans le contexte climatique actuel.

Dans la continuité de ce travail, je propose de réaliser une cartographie « multi-proxy » des sédiments de surface de l'ATNE, incluant de nouvelles signatures isotopiques du strontium et du néodyme, mais aussi la minéralogie des argiles et la granulométrie. Cette cartographie pourra dans un premier temps s'établir à partir de l'analyse des tops de carottes disponibles dans la région. Toutefois, ces carottages sont nombreux à proximité de la côte mais moins au large. J'aimerais donc, dans un second temps, proposer une mission océanographique dans cette région pour (1) prélever des échantillons de surface et (2) les coupler à des mesures sismiques et/ou bathymétrique très haute résolution (ex : imagerie sonar). Ces données géophysiques permettront d'associer à un contexte sédimentaire à chacun des prélèvements pour ainsi savoir si leur fraction terrigène représente bien des apports

majoritairement éoliens ou si ils sont couplés à d'autres processus (fluviate, gravitaire...) susceptibles de modifier la signature terrigène des dépôts.

3.2. Conforter ou réfuter les différentes hypothèses proposées

Afin de vérifier si les minéraux opaques identifiés dans le niveau sombre atypique du YD sont des ilménites, des analyses par microscopie électronique à balayage sont programmées.

Les derniers 4000 ans n'étant pas documenté par la carotte MD03-2705, il serait intéressant de dater le top du casq associé à cette carotte pour essayer de voir si ce dernier ne permet pas d'enregistrer la sortie de l'AHP.

Dans le but de mieux définir les couplages et découplages existants entre les différents processus que les variations des traceurs terrigènes ont permis de mettre en évidence au cours de cette étude, plusieurs approches peuvent être développées. Tout d'abord, il apparaît intéressant de s'intéresser aux différentes fractions granulométriques qui composent la fraction terrigène. En effet, il semble important d'essayer de déterminer à quelle fraction granulométrique correspond le signal de chacun des proxies. Dans ce contexte, des analyses géochimiques élémentaires et isotopiques (Sr et Nd) de différentes fractions granulométriques (0-2 μm , 2-10 μm , 10-30 μm et 30-70 μm) sont en cours pour les échantillons qui composent les différentes phases du YD. Ainsi, on espère pouvoir déterminer, notamment pour le CIA ou le $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, la fraction granulométrique qui porte le signal. Par ailleurs, il semblerait intéressant d'essayer de calculer par déconvolution mathématique (e.g. Tjallingii et al., 2008), les différents « end members » granulométriques que les sédiments des derniers 26 ka enregistrent, notamment au cours du LGM et au début de la déglaciation lorsque des sous-modes semblent se dessiner à l'intérieur du mode principal. Toujours dans le but de préciser ces couplages-découplages identifiés entre les traceurs, des études statistiques comme des analyses à composantes principales pourraient être développées à partir des différents outils mesurés pour ainsi essayer de mettre en évidence ceux qui semblent tracer des processus communs ou non.

Afin de confirmer que les variations du rapport I/K tracent bien la migration latitudinale de l'ITCZ, il apparaît intéressant de chercher un autre proxy qui pourrait fournir une information complémentaire. Une proposition serait de s'intéresser aux indicateurs de végétations comme par exemple les pollens. En effet, de nombreuses études polliniques ont été menées sur le continent au cours de la déglaciation et par conséquent les paléo-végétations sont déjà bien renseignées (e.g. Lézine et al., 2005 ; Dupont et al., 2000). Confronter les

données minéralogiques à ces informations paléo-environnementales pourrait permettre d'améliorer la compréhension et l'utilisation de l'outil I/K.

Il serait également intéressant de compiler les résultats obtenus pour notre site avec ceux disponibles sur le continent africain, au niveau de la Mer Méditerranée, ainsi qu'au niveau de l'Amérique du Sud (Bassin de Cariaco) et de collaborer avec de modélisateurs pour essayer de contraindre, au cours de la déglaciation, les variations de l'ITCZ, qui représente un élément clé de la compréhension du système climatique au niveau de l'ATNE.

3.3. Travailler sur des échelles de temps plus longues...

Parallèlement aux analyses présentées dans ce manuscrit, j'ai au cours de mes trois années de thèse réalisé la même approche multi-proxy, incluant les mesures de la spectrocolorimétrie, la granulométrie et la minéralogie des argiles, pour les 37 mètres (avec un pas de résolution de 10 cm) de sédiments qui composent la carotte MD03-2705 et qui couvrent les derniers 1.2 Ma. Les résultats sont encore à l'état préliminaire mais j'espère à partir de ces analyses, toujours en intégrant la calibration établie à l'actuel, pouvoir contribuer à améliorer notre compréhension du signal terrigène éolien enregistré en ATNE sur une plus longue échelle de temps et par conséquent, de proposer des reconstructions des variations de sources et de la circulation atmosphérique dans cette région au cours de derniers 1.2 Ma. A partir de ces mesures et d'analyses spectrales, j'espère également pouvoir contribuer à préciser la complexité existante entre les couplages « atmosphère-océan-continent » au niveau des basses latitudes.

Bibliographie

A

- Adegbie**, A. T., R. R. Schneider, et al. (2003). "Glacial millennial-scale fluctuations in central African precipitation recorded in terrigenous sediment supply and freshwater signals offshore Cameroon." *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 197(3-4): 323-333.
- Adkins**, J., P. Demenocal, et al. (2006). "The "African humid period" and the record of marine upwelling from excess (230)Th in Ocean Drilling Program Hole 658C." *Paleoceanography* 21(4).
- Ahmad**, S. M., G. A. Babu, et al. (2005). "Sr, Nd isotopic evidence of terrigenous flux variations in the Bay of Bengal: Implications of monsoons during the last similar to 34,000 years." *Geophysical Research Letters* 32(22).
- Alley**, R. B., D. A. Meese, et al. (1993). "Abrupt Increase in Greenland Snow Accumulation at the End of the Younger Dryas Event." *Nature* 362(6420): 527-529.
- Al-Momani**, I. F., K. A. Momani, et al. (2008). "Atmospheric deposition of major and trace elements in Amman, Jordan." *Environmental Monitoring and Assessment* 136(1-3): 209-218.
- Andrews**, J. T. (2000). Icebergs and iceberg rafted detritus (IRD) in the North Atlantic: facts and assumptions. *Oceanography* 3, 100-108.
- Arimoto**, R., B. J. Ray, et al. (1997). "Mass-particle size distributions of atmospheric dust and the dry deposition of dust to the remote ocean." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 102(D13): 15867-15874.
- Arimoto**, R. (2001). "Eolian dust and climate: relationships to sources, tropospheric chemistry, transport and deposition." *Earth-Science Reviews* 54(1-3): 29-42.
- Aristegui**, J., E. D. Barton, et al. (2009). "Sub-regional ecosystem variability in the Canary Current upwelling." *Progress in Oceanography* 83(1-4): 33-48.
- Arz**, H. W., J. Patzold, et al. (1998). "Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil." *Quaternary Research* 50(2): 157-166.
- Arz**, H. W., J. Patzold, et al. (2003). "Influence of Northern Hemisphere climate and global sea level rise on the restricted Red Sea marine environment during termination I." *Paleoceanography* 18(2).
- Avila**, A., I. QueraltMitjans, et al. (1997). "Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 102(D18): 21977-21996.

B

- Backman**, J., N. J. Shackleton, et al. (1983). "Quantitative Nannofossil Correlation to Open Ocean Deep-Sea Sections from Plio-Pleistocene Boundary at Vrica, Italy." *Nature* 304(5922): 156-158.
- Bacon**, M. P. (1984). "Glacial to Interglacial Changes in Carbonate and Clay Sedimentation in the Atlantic-Ocean Estimated from Th-230 Measurements." *Isotope Geoscience* 2(2): 97-111.
- Bacon**, M. P. and R. F. Anderson (1982). "Distribution of Thorium Isotopes between Dissolved and Particulate Forms in the Deep-Sea." *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres* 87(NC3): 2045-2056.
- Barker**, P. A., M. R. Talbot, F. et al. (2004). "Late Quaternary climatic variability in intertropical Africa, in *Past Climate Variability Through Europe and Africa*", edited by R. W.
- Barton**, E. D., J. Aristegui, et al. (1998). "The transition zone of the Canary Current upwelling region." *Progress in Oceanography* 41(4): 455-504.
- Bayon**, G., C. R. German, et al. (2002). "An improved method for extracting marine sediment fractions and its application to Sr and Nd isotopic analysis." *Chemical Geology* 187(3-4): 179-199.
- Belnap**, J., D.A., Gillette, (1997). "Disturbance of biological soil crusts: impacts on potential wind erodibility of sandy desert soils in southeastern Utah." *Land Degradation & Development* 8 (4): 355-362.
- Beltagy**, A. I., R. Chester, et al. (1972). "Particle-Size Distribution of Quartz in Some North-Atlantic Deep-Sea Sediments." *Marine Geology* 13(5): 297-310.
- Bergametti**, G., E. Remoudaki, et al. (1992). "Source, Transport and Deposition of Atmospheric Phosphorus over the Northwestern Mediterranean." *Journal of Atmospheric Chemistry* 14(1-4): 501-513.
- Berger**, A. L. (1977). "Support for Astronomical Theory of Climatic Change." *Nature* 269(5623): 44-45.
- Berger**, A. L. (1978). "Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes." *Journal of the Atmospheric Sciences* 35(12): 2362-2367.
- Berger**, A. (1988). "Milankovitch Theory and Climate." *Reviews of Geophysics* 26(4): 624-657.
- Berger**, A. and M. F. Loutre (1991). "Insolation Values for the Climate of the Last 1000000 Years." *Quaternary Science Reviews* 10(4): 297-317.
- Bertrand**, P., G. Shimmiel, et al. (1996). "The glacial ocean productivity hypothesis: The importance of regional temporal and spatial studies." *Marine Geology* 130(1-2): 1-9.

- Beuning**, K. R. M., K. Kelts et al. (1998). "Abrupt climatic changes associated with the arid Younger Dryas interval in Africa." In *Environmental Change and Response in East African Lakes*, edited by J. T. Lehman, pp. 147–156, Elsevier, New York.
- Birck**, J. L. (1986). "Precision K-Rb-Sr Isotopic Analysis - Application to Rb-Sr Chronology." *Chemical Geology* 56(1-2): 73-83.
- Biscaye**, P. E. (1965). "Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans". *Geol. Soc. Am. Bull.*, 76: 803–832.
- Blum**, J. D., Y. Erel, et al. (1993). "Sr-87/Sr-86 Ratios of Sierra-Nevada Stream Waters - Implications for Relative Mineral Weathering Rates." *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 57(21-22): 5019-5025
- Blum**, J. D. and Y. Erel (1997). "Rb-Sr isotope systematics of a granitic soil chronosequence: The importance of biotite weathering." *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 61(15): 3193-3204.
- Bond**, G. C. and R. Lotti (1995). "Iceberg Discharges into the North-Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation." *Science* 267(5200): 1005-1010.
- Bond**, G., H. Heinrich, et al. (1992). "Evidence for Massive Discharges of Icebergs into the North-Atlantic Ocean During the Last Glacial Period." *Nature* 360(6401): 245-249.
- Bond**, G., W. Broecker, et al. (1993). "Correlations between Climate Records from North-Atlantic Sediments and Greenland Ice." *Nature* 365(6442): 143-147.
- Bopp**, L., K. E. Kohfeld, et al. (2003). "Dust impact on marine biota and atmospheric CO₂ during glacial periods." *Paleoceanography* 18(2).
- Bory**, A. J. M. and P. P. Newton (2000). "Transport of airborne lithogenic material down through the water column in two contrasting regions of the eastern subtropical North Atlantic Ocean." *Global Biogeochemical Cycles* 14(1): 297-315.
- Bory**, A., C. Jeandel, et al. (2001). "Downward particle fluxes within different productivity regimes off the Mauritanian upwelling zone (EUMELI program)." *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 48(10): 2251-2282.
- Bory**, A., F. Dulac, et al. (2002). "Atmospheric and oceanic dust fluxes in the northeastern tropical Atlantic Ocean: how close a coupling?" *Annales Geophysicae* 20(12): 2067-2076.
- BouKaram**, D. (2008). "Mécanismes de soulèvement d'aérosols désertiques en Afrique de l'Ouest". Thèse de doctorat, Université Paris VI.
- BouKaram**, D. B., C. Flamant, et al. (2008). "Dust emissions over the Sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity region: A representative case-study." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 134(632): 621-634.
- Bouet**, C. (2007). "Modélisation multi-échelle de la dynamique de panaches d'aérosols naturels en Afrique." Thèse de doctorat, Université Blaise Pascal.

- Bout-Roumazeilles, V., E. Cortijo, et al. (1999).** "Clay mineral evidence of nepheloid layer contributions to the Heinrich layers in the northwest Atlantic." *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 146(1-4): 211-228.
- Bout-Roumazeilles, V., N. C. Nebout, et al. (2007).** "Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000 yr BP North Atlantic cold events." *Quaternary Science Reviews* 26(25-28): 3197-3215.
- Boyle, E. A. (1983).** "Chemical Accumulation Variations under the Peru Current During the Past 130,000 Years." *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres* 88(NC12): 7667-7680.
- Bradley, R. S. and J. H. England (2008).** "The Younger Dryas and the Sea of ancient ice." *Quaternary Research* 70(1): 1-10.
- Brauer, A., G. H. Haug, et al. (2008).** "An abrupt wind shift in western Europe at the onset of the Younger Dryas cold period." *Nature Geoscience* 1(8): 520-523.
- Brindley, G.W. et G. Brown (1980)** "Crystal structures of clay minerals and their X-Ray identification" Mineralogical Society, London, 495 p.
- Broecker, W. S., K. K. Turekian, et al. (1958).** "The Relation of Deep Sea Sedimentation Rates to Variations in Climate." *American Journal of Science* 256(7): 503-517.
- Broecker, W. S. and G. H. Denton (1989).** "The Role of Ocean-Atmosphere Reorganizations in Glacial Cycles." *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 53(10): 2465-2501.
- Broecker, W. S., J. P. Kennett, et al. (1989).** "Routing of Meltwater from the Laurentide Ice-Sheet During the Younger Dryas Cold Episode." *Nature* 341(6240): 318-321.
- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., 1990.** A salt oscillator in the glacial Atlantic ? 1. The concept. *Paleoceanography* 5 (4), 469-477
- Broecker, W. S., G. H. Denton, et al. (2010)** "Putting the Younger Dryas cold event into context." *Quaternary Science Reviews* 29(9-10): 1078-1081.
- Brooks, N. and M. Legrand (2000).** "Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel." In: McLaren, S.J., Kniverton, D. (Eds.), *Linking Land Surface Change to Climate Change*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, pp. 1–25.
- Brovkin, V., M. Claussen, et al. (1998).** "On the stability of the atmosphere-vegetation system in the Sahara/Sahel region." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 103(D24): 31613-31624.
- Brust, J. and J. J. Waniek** "Atmospheric dust contribution to deep-sea particle fluxes in the subtropical Northeast Atlantic." *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 57(8): 988-998.
- Bullen, T., A. White, et al. (1997).** "Chemical weathering of a soil chronosequence on granitoid alluvium .2. Mineralogic and isotopic constraints on the behavior of strontium." *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 61(2): 291-306.

Burpee, R. W. (1972). "Origin and Structure of Easterly Waves in Lower Troposphere of North Africa." *Journal of the Atmospheric Sciences* 29(1): 77-&.

C

Calvert, S. E., T. F. Pedersen, et al. (2001). "Geochemical and isotopic evidence for post-glacial palaeoceanographic changes in Saanich Inlet, British Columbia." *Marine Geology* 174(1-4): 287-305.

Caquineau, S. (1997) "Les sources des aérosols sahariens transportés au dessus de l'Atlantique tropical Nord : localisation et caractéristiques minéralogiques." Thèse de doctorat, Université Paris 12.

Caquineau, S., A. Gaudichet, et al. (1998). "Saharan dust: Clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil-derived aerosols." *Geophysical Research Letters* 25(7): 983-986.

Caquineau, S., A. Gaudichet, et al. (2002). "Mineralogy of Saharan dust transported over northwestern tropical Atlantic Ocean in relation to source regions." *Journal of Geophysical research* 107(D15): 4251.

Carlson T.N. et J.M. Prospero, 1972, The large-scale Movement of Saharan Air Outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic, *Journal of Applied Meteorology*, 11: 283-297

Castañeda, I. S., J. P. Werne et al. (2007). "Wet and arid phases in the southeast African tropics since the Last Glacial Maximum. " *Geology* 35: 823-826.

Chamley, H.. (1988). "Contribution éolienne à la sédimentation marine au large du Sahara". *Bulletin de la Société Géologique de France* IV 6, 1091–1100.

Chamley, H. (1989), "Clay Sedimentology", Springer, Berlin.

Chapman, M. R., N. J. Shackleton, et al. (1996). "Faunal and alkenone reconstructions of subtropical North Atlantic surface hydrography and paleotemperature over the last 28 kyr." *Paleoceanography* 11(3): 343-357.

Chen, J. H., G. J. Wasserburg, et al. (1986). "The U-Th-Pb Systematics in Hot-Springs on the East Pacific Rise at 21-Degrees-N and Guaymas-Basin." *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 50(11): 2467-2479.

Chiang, J. C. H., M. Biasutti, et al. (2003). "Sensitivity of the Atlantic Intertropical Convergence Zone to Last Glacial Maximum boundary conditions." *Paleoceanography* 18(4).

Chiapello, I., G. Bergametti, et al. (1995). "An Additional Low Layer Transport of Sahelian and Saharan Dust over the North-Eastern Tropical Atlantic." *Geophysical Research Letters* 22(23): 3191-3194.

Chiapello, I., G. Bergametti, et al. (1997). "Origins of African dust transported over the northeastern tropical Atlantic." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 102(D12): 13701-13709.

- Chiapello, I., G. Bergametti, et al. (1999).** "Contribution of the different aerosol species to the aerosol mass load and optical depth over the northeastern tropical Atlantic." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 104(D4): 4025-4035.
- Clauer, N. (1979).** "Relationship between the Isotopic Composition of Strontium in Newly Formed Continental Clay-Minerals and Their Source Material." *Chemical Geology* 27(1-2): 115-124.
- Claussen, M., C. Kubatzki, et al. (1999).** "Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene." *Geophysical Research Letters* 26(14): 2037-2040.
- Cole, J. M., S. L. Goldstein, et al. (2009).** "Contrasting compositions of Saharan dust in the eastern Atlantic Ocean during the last deglaciation and African Humid Period." *Earth and Planetary Science Letters* 278(3-4): 257-266.
- Colin, C., L. Turpin, et al. (2006).** "Evolution of weathering patterns in the Indo-Burman Ranges over the last 280 kyr: Effects of sediment provenance on Sr-87/Sr-86 ratios tracer." *Geochemistry Geophysics Geosystems* 7.
- Cook, K. H. (1999).** "Generation of the African easterly jet and its role in determining West African precipitation." *Journal of Climate* 12(5): 1165-1184.
- Coudé-Gaussen G., (1989),** Local, proximal and distal Saharan dusts characterization and contribution to the sedimentation, in *Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*, NATO ASI, Tuscon, USA, 282, 339-358.
- Couvreux, F., F. Guichard et al. (2010).** "Synoptic variability of the monsoon flux over West Africa prior to the onset. " *Quart. Jour. Roy. Meteor. Soc.*, 136(S1) : 159-173.
- Cragin, J. H., M. M. Herron et al. (1977)** "Interhemispheric comparison of changes in the composition of atmospheric precipitation during the late Cenozoic era", in *Polar Oceans, Proceedings of the Polar Oceans Conference*, edited by M.J. Dunbar, pp. 617-641.
- Crouvi, O., R. Amit, et al. (2008).** "Sand dunes as a major proximal dust source for late Pleistocene loess in the Negev Desert, Israel." *Quaternary Research* 70(2): 275-282.
- Crouvi, O., R. Amit, et al. (2010)** "Active sand seas and the formation of desert loess." *Quaternary Science Reviews* 29(17-18): 2087-2098.
- Cullen, H. M., P. B. deMenocal, et al. (2000).** "Climate change and the collapse of the Akkadian empire: Evidence from the deep sea." *Geology* 28(4): 379-382.

D

- D'Almeida G.A. and Schütz L. (1983).** "Number, mass and volume distributions of mineral aerosols and soils of Sahara", *J. Clim. Appl. Meteorol.*, 22: 233-243.
- D'Almeida, G.A. (1986).** "A model for Saharan dust transport. " *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25: 903-916.

- Dansgaard, W., S. J. Johnsen, et al.** (1993). "Evidence for General Instability of Past Climate from a 250-Kyr Ice-Core Record." *Nature* 364(6434): 218-220.
- Darwin, C.** (1846), "An account of this fine dust which often falls on vessels in the Atlantic Ocean", *Q. J. Geol. Soc. London*, 2, 26–30
- Dasch, E. J.** (1969). "Strontium Isotopes in Weathering Profiles, Deep-Sea Sediments, and Sedimentary Rocks." *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 33(12): 1521.
- De Dekker, P., T. Corrège et al.** (1991). "Late Pleistocene record of cyclic eolian activity from tropical Australia suggesting the Younger Dryas is not an unusual climatic event." *Geology* 19: 602-605.
- deMenocal, P. B., W. F. Ruddiman, et al.** (1993). "Influences of High-Latitude and Low-Latitude Processes on African Terrestrial Climate - Pleistocene Eolian Records from Equatorial Atlantic-Ocean Drilling Program Site-663." *Paleoceanography* 8(2): 209-242.
- deMenocal, P., J. Ortiz, et al.** (2000a). "Abrupt onset and termination of African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing". *Quaternary Science Reviews* 19: 347-361.
- deMenocal, P., J. Ortiz, et al.** (2000b). "Coherent high- and low-latitude climate variability during the holocene warm period." *Science* 288(5474): 2198-2202.
- Denis, D., X. Crosta, et al.** (2009). "Holocene glacier and deep water dynamics, Adelie Land region, East Antarctica." *Quaternary Science Reviews* 28(13-14): 1291-1303.
- Denton, G. H. and C. H. Hendy** (1994). "Younger Dryas Age Advance of Franz-Josef Glacier in the Southern Alps of New-Zealand." *Science* 264(5164): 1434-1437.
- Derimian, Y., J. F. Leon, et al.** (2008). "Radiative properties of aerosol mixture observed during the dry season 2006 over M'Bour, Senegal (African Monsoon Multidisciplinary Analysis campaign)." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 113(D17).
- Dubief, J.** (1953). "Les vents de sable dans le Sahara Français". *Colloques Internationaux du CNRS* 35, 45–70.
- Dubief, J.** (1963). "Le climat du Sahara, Tome 2". *Mémoire de l'institut de recherches sahariennes, Université d'Alger*, 275pp.
- Duce, R. A., P. S. Liss, J. T. et al.** (1991) "The atmospheric input of trace species to the world ocean. " *Global Biogeochem. Cycles* 5(3): 193–259.
- Duce, R.A.** (1995). "Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate. " In: Charlson, R.J., Heintzenberg, J. (Eds.), *Aerosol Forcing of Climate*. Wiley, Chichester, pp. 43-72.
- Dunion, J. P. and C. S. Velden** (2004). "The impact of the Saharan air layer on Atlantic tropical cyclone activity." *Bulletin of the American Meteorological Society* 85(3): 353
- Duplessy, J. C., L. Labeyrie, et al.** (1992). "Changes in Surface Salinity of the North-Atlantic Ocean During the Last Deglaciation." *Nature* 358(6386): 485-488.

- Dupont**, L.M. and C.O.c. Agwu (1992). "Latitudinal shifts of forest and savanna in N.W. Africa during the Brunhes chron: further marine palynological results from site M 16415 (9°N; 19°W)." *Vegetation History and Archaeobotany* 1: 163-175.
- Dupont**, L.M.. (1989). "Palynology of the last 680,000 years of ODP site 658 (NW-Africa): fluctuations in paleowind systems." In: Leinen, M., Sarnthein, M. (Eds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport*. Kluwer Academic Publishers, London, pp. 779-794.
- Dupont**, L. M., S. Jahns, et al. (2000). "Vegetation change in equatorial West Africa: time-slices for the last 150 ka." *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 155(1-2): 95-122.

E

- Eglinton**, G., S. A. Bradshaw, et al. (1992). "Molecular Record of Secular Sea-Surface Temperature-Changes on 100-Year Timescales for Glacial Termination-I, Termination-II and Termination-IV." *Nature* 356(6368): 423-426.
- Ehrenberg** C.G. (1862). "Erläuterungen eines neuen wirklichen Passat-satubes aus atlantischen Dunkelmeere vom 29 Oct. 1861. Monatsber. Kg. Preuss. Akad. Wiss., Berlin, pp. 202-224.
- Eisenhauer**, A., H. Meyer, et al. (1999). "Grain size separation and sediment mixing in Arctic Ocean sediments: evidence from the strontium isotope systematic." *Chemical Geology* 158(3-4): 173-188.
- El Mouden**, A., Bouchaou, L. et al. (2005). "Constraints on alluvial clay mineral assemblages in semiarid regions. The Souss Wadi Basin (Morocco, Northwestern Africa)". *Geologica Acta* 3 (1): 3-13.
- Elderfield**, H. (1986). "Strontium Isotope Stratigraphy." *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 57(1): 71-90.
- Elliot**, M., L. Labeyrie, et al. (1998). "Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: Relationship with the Heinrich events and environmental settings." *Paleoceanography* 13(5): 433-446.
- Elliot**, M., L. Labeyrie, et al. (2001). "Coherent patterns of ice-rafted debris deposits in the Nordic regions during the last glacial (10-60 ka)." *Earth and Planetary Science Letters* 194(1-2): 151-163.
- Emiliani**, C. (1955). "Pleistocene Temperatures." *Journal of Geology* 63(6): 538-578.
- Engelstaedter**, S., I. Tegen, et al. (2006). "North African dust emissions and transport." *Earth-Science Reviews* 79(1-2): 73-100.
- Engelstaedter**, S. and R. Washington (2007). "Temporal controls on global dust emissions: The role of surface gustiness." *Geophysical Research Letters* 34(15).

- Enzel, Y., R. Amit, et al.** "Abrasion-derived sediments under intensified winds at the latest Pleistocene leading edge of the advancing Sinai-Negev erg." *Quaternary Research* 74(1): 121-131.
- EPICA** (2004). "Eight glacial cycles from an Antarctic ice core". *Nature* 429, 623-628.

F

- Faure, G.** (1986). "Principles of Isotope Geology" Wiley, New York. 589 pp
- Faye, S., Sow, B.A. et al.** (2009). "Simulation of the Mauritanian upwelling: how are the winds actually driving SST variability and watermass renewal. " Third international AMMA (African monsoon Multidisciplinary Analysis) Conference, July 20–24, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Fisher, D. A.** (1979). "Comparison of 105 years of oxygen isotope and insoluble impurity profiles from the Devon Island and Camp Century ice cores", *Quat. Res.*, 11,299-305
- Fleming, K, P. Johnston** (1998). "Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites". *Earth and Planetary Science Letters* 163 (1-4): 327-342.
- Folger, D. W., L. H. Burckle, et al.** (1967). "Opal Phytoliths in a North Atlantic Dust Fall." *Science* 155(3767): 1243.
- Folger, D. W.** (1970). "Wind Transport of Land-Derived Mineral, Biogenic, and Industrial Matter over North-Atlantic." *Deep-Sea Research* 17(2): 337.
- Folland, C. K., Palmer, T. N. et al.** (1986). "Sahel rainfall and worldwide sea temperatures", 1901–85. *Nature* 320: 602–607.
- Formenti, P., L. Schütz et al.** (2010). "Recent progress in understanding physical and chemical properties of mineral dust" *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 10: 31187–31251.
- Francois, R., M. P. Bacon et al.** (1990). "Th-230 profiling in deep-sea sediments: High-resolution records of flux and dissolution of carbonate in the equatorial Atlantic during the last 24,000 years." *Paleoceanography* 5: 761– 787.
- Francois, R. and M. P. Bacon** (1991). "Variations in Terrigenous Input into the Deep Equatorial Atlantic During the Past 24,000 Years." *Science* 251(5000): 1473-1476.
- Francois, R., M. Frank, et al.** (2004). "Th-230 normalization: An essential tool for interpreting sedimentary fluxes during the late Quaternary." *Paleoceanography* 19(1).
- Franzese, A. M., S. R. Hemming, et al.** (2006). "Reduced Agulhas Leakage during the Last Glacial Maximum inferred from an integrated provenance and flux study." *Earth and Planetary Science Letters* 250(1-2): 72-88.
- Fütterer D.K.** (1983). "The modern upwelling record off northwest Africa." In Thiede J. et E. Suess (editors), *Coastal upwelling: its sediment record*. Plenum Press, New York and London, pp. 105-121.

G

- Gac** J.Y., Carn M. et al. (1986). "Corrélation entre brumes sèches et visibilité horizontale au sol à partir de mesures quotidiennes au Sénégal pendant 3 années", *C. R. Acad. Sc. Paris* 303, Série II, no 11, 1025-1027.
- Garcin**, Y., D. Williamson, et al. (2006). "Centennial to millennial changes in maar-lake deposition during the last 45,000 years in tropical Southern Africa (Lake Masoko, Tanzania)." *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 239(3-4): 334-354.
- Gasse**, F. (1986). "East African diatoms: Taxonomy, ecological distribution" *Bibliotheca Diatomologica*, 11, Cramer, Berlin, pp.92.
- Gasse**, F. (2000). "Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum." *Quaternary Science Reviews* 19(1-5): 189-211.
- Gasse**, F. and E. Vancampo (1994). "Abrupt Postglacial Climate Events in West Asia and North-Africa Monsoon Domains." *Earth and Planetary Science Letters* 126(4): 435-456.
- Gasse**, F., and C. N. Roberts (2005). "Late Quaternary hydrologic changes in the arid and semiarid belt of northern Africa." in *The Hadley Circulation: Present, Past and Future*, edited by H. F. Diaz and R. S. Bradley, pp. 313–345, Elsevier, New York.
- Gasse**, F., B. Stabell, et al. (1989). "Fresh-Water Diatom Influx in Intertropical Atlantic - Relationships with Continental Records from Africa." *Quaternary Research* 32(2): 229-243.
- Gasse**, F., R. Tehet, et al. (1990). "The Arid Humid Transition in the Sahara and the Sahel During the Last Deglaciation." *Nature* 346(6280): 141-146.
- Gasse**, F., F. Chalieu, et al. (2008). "Climatic patterns in equatorial and southern Africa from 30,000 to 10,000 years ago reconstructed from terrestrial and near-shore proxy data." *Quaternary Science Reviews* 27(25-26): 2316-2340.
- Gatz**, D. F. and J. M. Prospero (1996). "A large silicon-aluminum aerosol plume in central Illinois: North African desert dust?" *Atmospheric Environment* 30(22): 3789-3799.
- Giannini**, A., Saravanan, R. et al. (2003). "Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales". *Science* 302: 1027–1030
- Gibbard**, P. and K. M. Cohen (2008). "Global chronostratigraphical correlation table for the last 2.7 million years." *Episodes* 31(2): 243-247.
- Gibbard**, P., Van Kolfshoten, T. (2005). "The Pleistocene and Holocene Series." Cambridge
- Gillette**, D. A. (1988). "Threshold Friction Velocities for Dust Production for Agricultural Soils." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 93(D10): 12645-12662.
- Ginoux**, P., J. M. Prospero, et al. (2004). "Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation." *Environmental Modelling & Software* 19(2): 113-128.

- Ginoux, P., M. Chin, et al.** (2001). "Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 106(D17): 20255-20273.
- Ginoux, P., D. Garbuzov, et al.** (2010) "Identification of anthropogenic and natural dust sources using Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) Deep Blue level 2 data." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 115.
- Glaccum, R. A. and J. M. Prospero** (1980). "Saharan Aerosols over the Tropical North-Atlantic - Mineralogy." *Marine Geology* 37(3-4): 295-321.
- Goldstein, S. L., R. K. Onions, et al.** (1984). "A Sm-Nd Isotopic Study of Atmospheric Dusts and Particulates from Major River Systems." *Earth and Planetary Science Letters* 70(2): 221-236.
- Gomes, L.** (1990). "Approche géochimique du soulèvement des aérosols à l'interface sol-atmosphère en zone désertique." Thèse de doctorat, Université Paris 7.
- Gomes, L. and D. A. Gillette** (1993). "A Comparison of Characteristics of Aerosol from Dust Storms in Central-Asia with Soil-Derived Dust from Other Regions." *Atmospheric Environment Part a-General Topics* 27(16): 2539-2544.
- Goossens, D.** (2000). "Dry aeolian dust accumulation in rocky deserts: A medium-term field experiment based on short-term wind tunnel simulations." *Earth Surface Processes and Landforms* 25(1): 41-57.
- Goossens, D. and J. L. Rajot** (2008). "Techniques to measure the dry aeolian deposition of dust in arid and semi-arid landscapes: a comparative study in West Niger." *Earth Surface Processes and Landforms* 33(2): 178-195.
- Goudie, A. S.** (1983). "Dust Storms in Space and Time." *Progress in Physical Geography* 7(4): 502-530.
- Goudie, A. S. and N. J. Middleton** (2001). "Saharan dust storms: nature and consequences." *Earth-Science Reviews* 56(1-4): 179-204.
- Gouriou, Y.** (1993). "The environment in the Eastern Tropical Atlantic." In: Fonteneau, A., Marcille, J. (Eds.), *Resources, Fishing and Biology of the Tropical Tunas of the Eastern Central Atlantic*. : FAO Fish. Tech. Pap., 292. FAO, Rome, pp. 11–30.
- Grini, A. and C. S. Zender** (2004). "Roles of saltation, sandblasting, and wind speed variability on mineral dust aerosol size distribution during the Puerto Rican Dust Experiment (PRIDE)." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 109(D7).
- Grootes, P. M., M. Stuiver, et al.** (1993). "Comparison of Oxygen-Isotope Records from the Gisp2 and Griep Greenland Ice Cores." *Nature* 366(6455): 552-554.
- Grousset, F. E. and P. E. Biscaye** (2005). "Tracing dust sources and transport patterns using Sr, Nd and Pb isotopes." *Chemical Geology* 222(3-4): 149-167.
- Grousset, F. E., P. E. Biscaye, et al.** (1988). "Neodymium Isotopes as Tracers in Marine-Sediments and Aerosols - North-Atlantic." *Earth and Planetary Science Letters* 87(4): 367-378.

- Grousset, F. E., M. Parra, et al. (1998).** "Saharan wind regimes traced by the Sr-Nd isotopic composition of subtropical Atlantic sediments: Last Glacial maximum vs today." *Quaternary Science Reviews* 17(4-5): 395-409.
- Grousset, F. E., P. Rognon, et al. (1992).** "Origins of Peri-Saharan Dust Deposits Traced by Their Nd and Sr Isotopic Composition." *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 93(3-4): 203-212.
- Guerzoni, S., E. Molinaroli, et al. (1997).** "Saharan dust inputs to the western Mediterranean Sea: Depositional patterns, geochemistry and sedimentological implications." *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography* 44(3-4): 631-654.
- Guerzoni, S., E. Molinaroli, et al. (1999).** "Role of desert aerosol in metal fluxes in the Mediterranean area." *Chemosphere* 39(2): 229-246.

H

- Hagen, E. (2001).** "Northwest African upwelling scenario." *Oceanologica Acta* 24: S113-S128.
- Hammer, C. U., H. B. Clausen et al. (1985).** "Continuous impurity analysis along the Dye 3 deep core, in *Greenland Ice Core: Geophysics, Geochemistry and the Environment*." *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 33, edited by C.C. Langway Jr., H. Oeschger, and W. Dansgaard, pp. 90-94, AGU, Washington D, C., 1985.
- Hansson, M. E. (1994).** "The Renland Ice Core - a Northern-Hemisphere Record of Aerosol Composition over 120,000 Years." *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology* 46(5): 390-418.
- Harrison, S. P., K. E. Kohfeld, et al. (2001).** "The role of dust in climate changes today, at the last glacial maximum and in the future." *Earth-Science Reviews* 54(1-3): 43-80.
- Hastenrath, S. (1985).** "Climate and Circulation of the Tropics" 455 pp., Springer, New York.
- Hays, J. D., and A. Peruzza. (1972).** "The significance of calcium carbonate oscillations in eastern equatorial deep-sea sediments for the end of the Holocene warm interval." *Quat. Res.*, 2: 355-362.
- Hays, J. D., J. Imbrie, et al. (1976).** "Variations in Earth's Orbit - Pacemaker of Ice Ages." *Science* 194(4270): 1121-1132.
- Heinrich, H. (1988).** "Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years". *Quaternary Research* 29: 142-152.
- Hemming, S. R. (2004).** "Heinrich events: Massive late pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint." *Reviews of Geophysics* 42(1).
- Hemming, S.R., (2007).** "Terrigenous sediments." In: Elias, S.A. (Ed.), *Encyclopedia of Quaternary Science*, vol. 3. Elsevier, Oxford, pp. 1776-1785.

- Herbland, A., R. Le Borgne et al. (1983).** "Structure hydrologique et production primaire dans l'Atlantique tropical oriental." *Océanogr. Trop.* 18: 249–293.
- Herman, J. R., P. K. Bhartia, et al. (1997).** "Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 102(D14): 16911-16922.
- Herrmann L. (1996).** "Staubdeposition auf Böden West Afrikas, Eigenschaften und erkunftsgebiete der Stäube und ihr Einfluss auf Böden und Standortseigenschaften." Ph.D. Thesis, *Hohenheim Bodenkundliche Hefte* 36, University of Hohenheim, Stuttgart.
- Herrmann, L., Stahr, K. et al. (1999).** "The importance of source region identification and their properties for soil-derived dust: the case of Harmattan dust sources for eastern West Africa." *Contributions to Atmospheric Physics* 72:141–150.
- Hernandez-Guerra, A., E. Fraile-Nuez, et al. (2005).** "Canary current and North Equatorial Current from an inverse box model." *Journal of Geophysical Research-Oceans* 110(C12).
- Hoelzmann, P., F.Gasse et al. (2004),** "Palaeoenvironmental changes in the arid and sub-arid belt (Sahara-Sahel-Arabian Peninsula) from 150 kyr to present." In *Past Climatic Variability Through Europe and Africa*, edited by R. W. Battarbee, F. Gasse, and C. E. Stickley, pp. 219–256, Springer, New York.
- Hoffmann, C., R. Funk, et al. (2008).** "Effects of grazing and topography on dust flux and deposition in the Xilingele grassland, Inner Mongolia." *Journal of Arid Environments* 72(5): 792-807.
- Holtzapffel, T., 1985.** *Les minéraux argileux : Préparation, analyse diffractométrique et détermination.* Société Géologique du Nord, Villeneuve d'Ascq, 136 p.
- Holz, C., J. B. W. Stuut, et al. (2004).** "Terrigenous sedimentation processes along the continental margin off NW Africa: implications from grain-size analysis of seabed sediments." *Sedimentology* 51(5): 1145-1154.
- Holz, C., J. B. W. Stuut, et al. (2007).** "Variability in terrigenous sedimentation processes off northwest Africa and its relation to climate changes: Inferences from grain-size distributions of a Holocene marine sediment record." *Sedimentary Geology* 202(3): 499-508.
- Hooghiemstra, H. (1988).** "Changes of Major Wind Belts and Vegetation Zones in Nw Africa 20,000-5000 Yr Bp, as Deduced from a Marine Pollen Record near Cap Blanc." *Review of Palaeobotany and Palynology* 55(1-3): 101-140.
- Huybers, P. and C. Wunsch (2004).** "A depth-derived Pleistocene age model: Uncertainty estimates, sedimentation variability, and nonlinear climate change." *Paleoceanography* 19(1).
- Imbrie, J. (1984).** "The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record". *Milankovitch and climate. Proc. NATO workshop, Palisades, 1982. Vol. 1*, 269-305.

I

- IPCC** (2007). "Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing." In *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Itambi**, A. C., T. von Dobeneck, et al. (2009). "Millennial-scale northwest African droughts related to Heinrich events and Dansgaard-Oeschger cycles: Evidence in marine sediments from offshore Senegal." *Paleoceanography* 24.
- Ittekkot**, V. (1993). "The Abiotically Driven Biological Pump in the Ocean and Short-Term Fluctuations in Atmospheric Co₂ Contents." *Global and Planetary Change* 8(1-2): 17-25.

J

- Jenkins**, G. S., A. S. Pratt, et al. (2008). "Possible linkages between Saharan dust and tropical cyclone rain band invigoration in the eastern Atlantic during NAMMA-06." *Geophysical Research Letters* 35(8).
- Jickells**, T. D., Z. S. An, et al. (2005). "Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate." *Science* 308(5718): 67-71.
- Johnsen**, S. J., H. B. Clausen, et al. (1992). "Irregular Glacial Interstadials Recorded in a New Greenland Ice Core." *Nature* 359(6393): 311-313.
- Johnson**, T. C., E. T. Brown et al. (2004). "Diatom productivity in northern Lake Malawi during the past 25,000 years: Implications for the position of the intertropical convergence zone at millennial and shorter time scales." In *Past Climatic Variability Through Europe and Africa*, edited by R. W. Battarbee, F. Gasse, and C. E. Stickley, pp. 93–116, Springer, New York.
- Jolly**, D., I. C. Prentice, et al. (1998). "Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data for Africa and the Arabian peninsula at 0 and 6000 years." *Journal of Biogeography* 25(6): 1007-1027.
- Jullien**, E., (2006). "Empreinte sédimentaire des "évènements de Heinrich" aux moyennes et basses latitudes de l'Atlantique Nord : implications sur les mécanismes déclencheurs", thèse de doctorat, Université Bordeaux 1.
- Jullien**, E., F. Grousset, et al. (2007). "Low-latitude "dusty events" vs. high-latitude "icy Heinrich events"." *Quaternary Research* 68(3): 379-386.

Jung, S. J. A., G. R. Davies, et al. (2004). "Stepwise Holocene aridification in NE Africa deduced from dust-borne radiogenic isotope records." *Earth and Planetary Science Letters* 221(1-4): 27-37.

Junge, C. (1979). "The importance of mineral dust as an atmospheric constituent." *In Saharan Dust: Mobilisation, Transport, Deposition*. Scope 14. C. Morales, Ed.: 4940. John Wiley and Sons. Chichester, United Kingdom.

K

Kalu, A.E. (1979). "The African dust plume: its characteristics and propagation across West Africa in winter." *In: Morales, C. (Ed.), Saharan Dust: Mobilisation, Transport and Deposition*. Wiley, Chichester, pp. 95–118.

Kennett, D. J., J. P. Kennett, et al. (2009). "Nanodiamonds in the Younger Dryas Boundary Sediment Layer." *Science* **323**(5910): 94-94.

Kim, J. H., H. Meggers, et al. (2007). "Impacts of the North Atlantic gyre circulation on Holocene climate off northwest Africa." *Geology* 35(5): 387-390.

Klein, B. and G. Siedler (1989). "On the Origin of the Azores Current." *Journal of Geophysical Research-Oceans* 94(C5): 6159-6168.

Knoll, M., A. Hernandez-Guerra, et al. (2002). "The Eastern Boundary Current system between the Canary Islands and the African Coast." *Deep-Sea Research Part II-Topical Studies in Oceanography* 49(17): 3427-3440.

Kocak, M., N. Kubilay, et al. (2005). "Dry atmospheric fluxes of trace metals (Al, Fe, Mn, Pb, Cd, Zn, Cu) over the Levantine Basin: A refined assessment." *Atmospheric Environment* 39(38): 7330-7341.

Kohfeld, K. E. and S. P. Harrison (2001). "DIRTMAP: the geological record of dust." *Earth-Science Reviews* 54(1-3): 81-114.

Kolbe, R. W. (1957). "Fresh-Water Diatoms from Atlantic Deep-Sea Sediments." *Science* 126(3282): 1053-1056.

Kolla, V., P. E. Biscaye, et al. (1979). "Distribution of Quartz in Late Quaternary Atlantic Sediments in Relation to Climate." *Quaternary Research* 11(2): 261-277.

Konate, M., M. Guiraud, et al. (2003). "Sedimentation in the Kandi extensional basin (Benin and Niger): fluvial and marine deposits related to the Late Ordovician deglaciation in West Africa." *Journal of African Earth Sciences* 36(3): 185-206.

Krumbein, W. C., and F. J. Pettijohn (1938). "Manual of Sedimentary Petrography", 549 pp., Appleton-Century-Crofts, New York.

Kuenen, H., 1950, *Marine Geology*, John Wiley & Sons, New York.

- Kutzbach**, J. E. and F. A. Streetperrott (1985). "Milankovitch Forcing of Fluctuations in the Level of Tropical Lakes from 18 to 0 Kyr Bp." *Nature* 317(6033): 130-134.
- Kutzbach**, J. E. and Z. Liu (1997). "Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the middle Holocene." *Science* 278(5337): 440-443.

L

- Lancaster**, N., G. Kocurek, et al. (2002). "Late Pleistocene and Holocene dune activity and wind regimes in the western Sahara Desert of Mauritania." *Geology* 30(11): 991-994.
- Lange**, C. B., U. F. Treppke, et al. (1994). "Seasonal Diatom Fluxes in the Guinea Basin and Their Relationships to Trade Winds, Hydrography and Upwelling Events." *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 41(5-6): 859-878.
- Lange**, C. B., O. E. Romero, et al. (1998). "Offshore influence of coastal upwelling off Mauritania, NW Africa, as recorded by diatoms in sediment traps at 2195 m water depth." *Deep-Sea Research Part I-Oceanographic Research Papers* 45(6): 985-1013.
- Langway**, C.C., Oeschger et al. (1985) "Greenland Ice Core : Geophysics, geochemistry, and the environment. " *Geophysical Monograph* 33 (American Geophysical Union, Washington DC), 118 pp.
- Laskar**, J., P. Robutel, et al. (2004). "A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth." *Astronomy & Astrophysics* 428(1): 261-285.
- Latimer**, J. C., G. M. Filippelli, et al. (2006). "Glacial-interglacial terrigenous provenance in the southeastern Atlantic Ocean: The importance of deep-water sources and surface currents." *Geology* 34(7): 545-548.
- Laurent**, B. (2005) "Simulation des émissions d'aérosols désertiques à l'échelle continentale: Analyse climatologique des émissions du nord-est de l'Asie et du nord de l'Afrique." Thèse de doctorat, Université Paris 12.
- Lawrence**, C. and Neff J., (2009) "The contemporary physical and chemical flux of aeolian dust: A synthesis of direct measurements of dust deposition." *Chemical Geology* 267(1-2): 46-63.
- Lever**, A. and I. N. McCave (1983). "Eolian Components in Cretaceous and Tertiary North-Atlantic Sediments." *Journal of Sedimentary Petrology* 53(3): 811-832.
- Lezine**, A. M., J. L. Turon, et al. (1995). "Pollen Analyses Off Senegal - Evolution of the Coastal Paleoenvironment During the Last Deglaciation." *Journal of Quaternary Science* 10(2): 95-105.
- Lezine**, A. M., J. C. Duplessy, et al. (2005). "West African monsoon variability during the last deglaciation and the Holocene: Evidence from fresh water algae, pollen and isotope data from

- core KW31, Gulf of Guinea." *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 219(3-4): 225-237.
- Lisiecki**, L. E. and M. E. Raymo (2005). "A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic delta O-18 records." *Paleoceanography* 20(1).
- Llinas**, O., M. J. Rueda, et al. (2002). "Variability of the Antarctic intermediate waters in the Northern Canary Box." *Deep-Sea Research Part Ii-Topical Studies in Oceanography* 49(17): 3441-3453.
- Loizeau**, J. L., D. Arbouille, et al. (1994). "Evaluation of a Wide-Range Laser Diffraction Grain-Size Analyzer for Use with Sediments." *Sedimentology* 41(2): 353-361.

M

- Maher**, B. A., J. M. Prospero, et al. (2010). "Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the last glacial maximum." *Earth-Science Reviews* 99(1-2): 61-97.
- Mahowald**, N. M. and C. Luo (2003). "A less dusty future?" *Geophysical Research Letters* 30(17).
- Mahowald**, N., K. Kohfeld, et al. (1999). "Dust sources and deposition during the last glacial maximum and current climate: A comparison of model results with paleodata from ice cores and marine sediments." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 104(D13): 15895-15916.
- Mahowald**, N. M., D. R. Muhs, et al. (2006a). "Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 111(D10).
- Mahowald**, N. M., M. Yoshioka, et al. (2006b). "Climate response and radiative forcing from mineral aerosols during the last glacial maximum, pre-industrial, current and doubled-carbon dioxide climates." *Geophysical Research Letters* 33(20).
- Mainguet**, M., Chemin, M. C. (1990). "Le Massif du Tibesti dans le système éolien du Sahara: reflexion sur la g n se du Lac Tchad." *Berliner Geographische Studien* 30, 261-276.
- Malaizé** B., E. Jullien, et al. (accepté) "Atlantic deep waters through the Mid Pleistocene Transition: global atmospheric and terrestrial changes in a cooling world, *Quaternary Research*.
- Marret**, F. and J. L. Turon (1994). "Paleohydrology and Paleoclimatology Off Northwest Africa During the Last Glacial Interglacial Transition and the Holocene - Palynological Evidences." *Marine Geology* 118(1-2): 107-117.
- Marticorena**, B., G. Bergametti, et al. (1997). "Factors controlling threshold friction velocity in semiarid and arid areas of the United States." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 102(D19): 23277-23287.

- Marticorena**, B., B. Chatenet, et al. (2010) "Temporal variability of mineral dust concentrations over West Africa: analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect." *Atmospheric Chemistry and Physics* 10(18): 8899-8915.
- Martin**, J. H., R. M. Gordon, et al. (1991). "The Case for Iron." *Limnology and Oceanography* 36(8): 1793-1802.
- Martinson**, D. G., N. G. Pisias, et al. (1987). "Age Dating and the Orbital Theory of the Ice Ages - Development of a High-Resolution-0 to 300,000-Year Chronostratigraphy." *Quaternary Research* 27(1): 1-29.
- Matsuzaki**, K. M. R., F. Eynaud, et al. (2010) "Paleoceanography of the Mauritanian margin during the last two climatic cycles: From planktonic foraminifera to African climate dynamics." *Marine Micropaleontology* 79(3-4): 67-79.
- Matthewson**, A. P., G. B. Shimmield, et al. (1995). "A 300-Kyr High-Resolution Aridity Record of the North-African Continent." *Paleoceanography* 10(3): 677-692.
- McLennan**, S. M., S. R. Taylor, et al. (1990). "Geochemical and Nd-Sr Isotopic Composition of Deep-Sea Turbidites - Crustal Evolution and Plate Tectonic Associations." *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 54(7): 2015-2050.
- McLennan**, S.M.. (1993). "Weathering and global denudation. " *J. Geology* 101: 295-303.
- McLennan**, S.M., Hemming et al. (1993). "Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 284, 21–40.
- McTainsh**, G.H., Walker, P.H., (1982). "Nature and distribution of Harmattan dust". *Zeitschrift für Geomorphologie* 26, 417–435.
- Meese**, D. A., A. J. Gow, et al. (1997). "The Greenland Ice Sheet Project 2 depth-age scale: Methods and results." *Journal of Geophysical Research-Oceans* 102(C12): 26411-26423.
- Meyer**, I., G. R. Davies, et al. (2011). "Grain size control on Sr-Nd isotope provenance studies and impact on paleoclimate reconstructions: An example from deep-sea sediments offshore NW Africa." *Geochemistry Geophysics Geosystems* 12.
- Meyers**, P. A. (1997). "Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes." *Organic Geochemistry* 27(5-6): 213-250.
- Middleton**, N. J. and A. S. Goudie (2001). "Saharan dust: sources and trajectories." *Transactions of the Institute of British Geographers* 26(2): 165-181.
- Middleton**, N.J., 1986. The geography of dust storms. Unpublished PhD thesis, University of Oxford, UK.
- Milankovitch**, M. (1941). "Kanon der erdbestrahlung und seine anwendung auf das eiszeitenproblem." *Serbian Royal Academy (Belgrade), Special Publications* 133, 1-633.
- Mittelstaedt**, E. (1983). "The Upwelling Area Off Northwest Africa - a Description of Phenomena Related to Coastal Upwelling." *Progress in Oceanography* 12(3): 307-331.

- Mittelstaedt**, E. (1991). "The Ocean Boundary Along the Northwest African Coast - Circulation and Oceanographic Properties at the Sea-Surface." *Progress in Oceanography* 26(4): 307-355.
- Moreno**, A., I. Cacho, et al. (2002). "Saharan dust transport and high-latitude glacial climatic variability: The Alboran Sea record." *Quaternary Research* 58(3): 318-328.
- Moreno**, T., X. Querol, et al. (2006). "Geochemical variations in aeolian mineral particles from the Sahara-Sahel Dust Corridor." *Chemosphere* 65(2): 261-270.
- Moulin**, C. and I. Chiapello (2006). "Impact of human-induced desertification on the intensification of Sahel dust emission and export over the last decades." *Geophysical Research Letters* 33(18).
- Moyes**, J., J. Duplantier, et al. (1976). "Etude stratigraphique et sédimentologique, Géochimie organique des sédiments marins profonds", Orgon II, Atlantique N, E Brésil, Ed C.N.R.S., Paris, 105-156.
- Mulitza**, S., M. Prange, et al. (2008). "Sahel megadroughts triggered by glacial slowdowns of Atlantic meridional overturning." *Paleoceanography* 23(4).

N

- Nakai**, S., A. N. Halliday, et al. (1993). "Provenance of Dust in the Pacific-Ocean." *Earth and Planetary Science Letters* 119(1-2): 143-157.
- Nakai**, S., A. N. Halliday, et al. (1993). "Provenance of Dust in the Pacific-Ocean." *Earth and Planetary Science Letters* 119(1-2): 143-157.
- Neff**, J. C., R. L. Reynolds, et al. (2005). "Multi-decadal impacts of grazing on soil physical and biogeochemical properties in southeast Utah." *Ecological Applications* 15(1): 87-95.
- Nesbitt**, H. W. and G. M. Young (1982). "Early Proterozoic Climates and Plate Motions Inferred from Major Element Chemistry of Lutites." *Nature* 299(5885): 715-717.
- Nesbitt**, H. W. and G. M. Young (1984). "Prediction of Some Weathering Trends of Plutonic and Volcanic-Rocks Based on Thermodynamic and Kinetic Considerations." *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 48(7): 1523-1534.
- Nicholson**, S. E. (1982). "Pleistocene and Holocene Climates in Africa." *Nature* 296(5859): 779-779.
- Nicholson**, S. E. and J. C. Selato (2000). "The influence of La Nina on African rainfall." *International Journal of Climatology* 20(14): 1761-1776.
- Nizou**, J., T. J. J. Hanebuth, et al. (2010) "The Senegal River mud belt: A high-resolution archive of paleoclimatic change and coastal evolution." *Marine Geology* 278(1-4): 150-164.

O

- Okin**, G. S. (2005). "Dependence of wind erosion and dust emission on surface heterogeneity: Stochastic modeling." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 110(D11).

- Okin**, G. S. and D. A. Gillette (2001). "Distribution of vegetation in wind-dominated landscapes: Implications for wind erosion modeling and landscape processes." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 106(D9): 9673-9683.
- Oppo**, D., Lehman, S.J., 1995. Suborbital time-scale variability of North Atlantic Deep Water during the past 200, 000 years. *Paleoceanography* 10, 901-910.
- Orange** D., J.Y Gac et al. (1990). "Mesure du dépôt au sol des aérosols désertiques. Une méthode simple de prélèvement, le Capteur pyramidal". *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 311, Série II, 167-172.
- Ozer**, P. (2001). "Les lithometeores en région sahélienne. " *International Journal of Tropical Ecology and Geography* 24, 1–317.

P

- Paillard**, D., Labeyrie, L. et al. (1996). "Macintosh program performs time-series analysis. " *EOS Trans. AGU* 77, 379.
- Paquet**, H., Coudé-Gaussen, G., Rognon, P. (1984). "Etude minéralogique de poussières sahariennes le long d'un itinéraire entre 191 et 351 de latitude nord". *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique* 25: 257-265.
- Parker**, D. J., R. R. Burton, et al. (2005a). "The diurnal cycle of the West African monsoon circulation." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131(611): 2839-2860.
- Pastouret**, L., H. Chamley, et al. (1978). "Late Quaternary Climatic Changes in Western Tropical Africa Deduced from Deep-Sea Sedimentation Off Niger Delta." *Oceanologica Acta* 1(2): 217-232.
- Patterson**, E. M. and D. A. Gillette (1977). "Commonalities in Measured Size Distributions for Aerosols Having a Soil-Derived Component." *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres* 82(15): 2074-2082.
- Peck**, J. A., R. R. Green, et al. (2004). "A magnetic mineral record of Late Quaternary tropical climate variability from Lake Bosumtwi, Ghana." *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 215(1-2): 37-57.
- Petit**, J. R., M. Briat, et al. (1981). "Ice-Age Aerosol Content from East Antarctic Ice Core Samples and Past Wind Strength." *Nature* 293(5831): 391-394.
- Petit**, J. R., L. Mounier, et al. (1990). "Palaeoclimatological and Chronological Implications of the Vostok Core Dust Record." *Nature* 343(6253): 56-58.
- Petit-Maire**, N. (1991). "Paléoenvironnements du Sahara". Editions du Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 237pp.
- Pettke**, T., A. N. Halliday, et al. (2000). "Dust production and deposition in Asia and the north Pacific Ocean over the past 12 Myr." *Earth and Planetary Science Letters* 178(3-4): 397-413.

- Pokras**, E. M. (1991). "Source Areas and Transport Mechanisms for Fresh-Water and Brackish-Water Diatoms Deposited in Pelagic Sediments of the Equatorial Atlantic." *Quaternary Research* 35(1): 144-156.
- Pokras**, E. M. and A. C. Mix (1985). "Eolian Evidence for Spatial Variability of Late Quaternary Climates in Tropical Africa." *Quaternary Research* 24(2): 137-149.
- Prentice**, I. C. and D. Jolly (2000). "Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa." *Journal of Biogeography* 27(3): 507-519.
- Prospero** J.M. (1996a). "Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean: An overview". In: Guerzoni S. et R. Chester (Editors), *The impact of desert dust from northern Africa across Mediterranean*. Kluwer Academic Publisher, Oristano (Sardinia), pp. 133-151.
- Prospero** J.M. (1996b). "The atmospheric transport of particles to the ocean". In : Ittekkot V., P. Schäfer, S. Honjo et P.J. Depretis (Editors), *Particle flux in the ocean*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, New York, Brisbane, Toronto, Singapore, pp. 19-52.
- Prospero**, J. M. (1999). "Assessing the impact of advected African dust on air quality and health in the eastern United States." *Human and Ecological Risk Assessment* 5(3): 471-479.
- Prospero**, J. M. and R. T. Nees (1977). "Dust Concentration in Atmosphere of Equatorial North-Atlantic - Possible Relationship to Sahelian Drought." *Science* 196(4295): 1196-1198.
- Prospero**, J. M. and T. N. Carlson (1972). "Vertical and Areal Distribution of Saharan Dust over Western Equatorial North-Atlantic Ocean." *Journal of Geophysical Research* 77(27): 5255.
- Prospero**, J. M. and R. T. Nees (1986). "Impact of the North African Drought and El-Nino on Mineral Dust in the Barbados Trade Winds." *Nature* 320(6064): 735-738.
- Prospero**, J. M. and T. N. Carlson (1981). "Saharan Air Outbreaks over the Tropical North-Atlantic." *Pure and Applied Geophysics* 119(3): 677-691.
- Prospero**, J. M. and P. J. Lamb (2003). "African droughts and dust transport to the Caribbean: Climate change implications." *Science* 302(5647): 1024-1027.
- Prospero**, J. M., P. Ginoux, et al. (2002). "Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product." *Reviews of Geophysics* 40(1).
- Prospero**, J. M., E. Blades, et al. (2005). "Interhemispheric transport of viable fungi and bacteria from Africa to the Caribbean with soil dust." *Aerobiologia* 21(1): 1-19.
- Pye**, K. (1987). "Aeolian Dust and Dust Deposits" 334 pp., Academic, San Diego, Calif.
- Pye**, K.(1989). "Processes of fine particle formation, dust source regions, and climatic changes, in Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport". Edited by M. Leinen and M. Sarnthein, pp. 3-30, Kluwer Academic, Norwell, Mass.

R

- Rahmstorf, S.** (2002). "Ocean circulation and climate during the past 120,000 years." *Nature* 419(6903): 207-214.
- Rajot, J. L.** (2001). "Wind blown sediment mass budget of Sahelian village land units in Niger." *Bulletin De La Societe Geologique De France* 172(5): 523-531.
- Rasmussen, T. L., T. C. E. VanWeering, et al.** (1997). "Climatic instability, ice sheets and ocean dynamics at high northern latitudes during the last glacial period (58-10 ka BP)." *Quaternary Science Reviews* 16(1): 71-80.
- Ratmeyer, V., W. Balzer, et al.** (1999). "Seasonal impact of mineral dust on deep-ocean particle flux in the eastern subtropical Atlantic Ocean." *Marine Geology* 159(1-4): 241-252.
- Rea, D. K.** (1994). "The Paleoclimatic Record Provided by Eolian Deposition in the Deep-Sea - the Geologic History of Wind." *Reviews of Geophysics* 32(2): 159-195.
- Rea, D. K. and S. A. Hovan** (1995). "Grain-Size Distribution and Depositional Processes of the Mineral Component of Abyssal Sediments - Lessons from the North Pacific." *Paleoceanography* 10(2): 251-258.
- Redelsperger, J. L., C. D. Thorncroft, et al.** (2006). "African monsoon multidisciplinary analysis - An international research project and field campaign." *Bulletin of the American Meteorological Society* 87(12): 1739-+.
- Renssen, H., V. Brovkin, et al.** (2003). "Holocene climate instability during the termination of the African Humid Period." *Geophysical Research Letters* 30(4).
- Renssen, H., V. Brovkin, et al.** (2006). "Simulation of the Holocene climate evolution in Northern Africa: The termination of the African Humid Period." *Quaternary International* 150: 95-102.
- Revel, M., E. Ducassou, et al.** "100,000 Years of African monsoon variability recorded in sediments of the Nile margin." *Quaternary Science Reviews* 29(11-12): 1342-1362.
- Richardson, P. L. and T. K. McKee** (1984). "Average Seasonal-Variation of the Atlantic Equatorial Currents from Historical Ship Drifts." *Journal of Physical Oceanography* 14(7): 1226-1238.
- Rind, D., Peteet, D., Broecker, et al.** (1986). "The impact of cold North Atlantic sea surface temperatures on climate: implications for the Younger Dryas cooling". *Climate Dynamics* 1 : 3-33.
- Ritchie, J. C., C. H. Eyles, et al.** (1985). "Sediment and Pollen Evidence for an Early to Mid-Holocene Humid Period in the Eastern Sahara." *Nature* 314(6009): 352-355.
- Roberts, N.,** 1998. In: *The Holocene* Oxford, Blackwell, 316 pp.
- Roberts, N., M. Taieb, et al.** (1993). "Timing of the Younger Dryas Event in East-Africa from Lake-Level Changes." *Nature* 366(6451): 146-148.

- Romero, O. E.** (1999). "Eolian-transported freshwater diatoms and phytoliths across the equatorial Atlantic record: Temporal changes in Saharan dust transport patterns (vol 104, pg 3211, 1999)." *Journal of Geophysical Research-Oceans* 104(C5): 11225-11225.
- Romero, O. E., L. Dupont, et al.** (2003). "Temporal variability of fluxes of eolian-transported freshwater diatoms, phytoliths, and pollen grains off Cape Blanc as reflection of land-atmosphere-ocean interactions in northwest Africa." *Journal of Geophysical Research-Oceans* 108(C5).
- Ruddiman, W. F.** (1997). "Tropical Atlantic terrigenous fluxes since 25,000 yrs BP." *Marine Geology* 136(3-4): 189-207.
- Ruddiman, W. F.** (2001). "Earth's Climate Past and Future." W. H. Freeman, New York. Ruddiman, W. F., 1977. Late Quaternary Deposition of Ice-Rafted Sand in the Subpolar North Atlantic (Lat. 40°N to 65°N). *Geological Society of America Bulletin* 88, 1813-1827.
- Ruddiman, W. F.** (2003). "Orbital insolation, ice volume, and greenhouse gases." *Quaternary Science Reviews* 22(15-17): 1597-1629.
- Ruddiman, W. F.** (2006). "Orbital changes and climate." *Quaternary Science Reviews* 25(23-24): 3092-3112.
- Ruddiman, W. F. and A. McIntyre** (1981). "The North-Atlantic Ocean During the Last Deglaciation." *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* 35(2-4): 145-214.
- Rutberg, R. L., S. L. Goldstein, et al.** (2005). "Sr isotope evidence for sources of terrigenous sediment in the southeast Atlantic Ocean: Is there increased available Fe for enhanced glacial productivity?" *Paleoceanography* 20(1).

S

- Sarnthein, M., and Koopmann, B.** (1980). "Late Quaternary deep-sea record on northwest African dust supply and wind circulation". *Palaeoecol. Afr.*, 12 : 239-253
- Sarnthein, M., G. Tetzlaff, et al.** (1981). "Glacial and Inter-Glacial Wind Regimes over the Eastern Sub-Tropical Atlantic and Northwest Africa." *Nature* 293(5829): 193-196.
- Sarnthein, M., M. Erlenkeuser et al.** (1982). "Termination I: the response of continental climate in the subtropics as recorded in deep-sea sediments". *Bull. Inst. Geol. Basin Aquitaine*, 31:393-407.
- Sassen, K., P. J. DeMott, et al.** (2003). "Saharan dust storms and indirect aerosol effects on clouds: CRYSTAL-FACE results." *Geophysical Research Letters* 30(12).

- Savoie**, D. L. and J. M. Prospero (1977). "Aerosol Concentration Statistics for Northern Tropical Atlantic." *Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres* 82(37): 5954-5964.
- Schefuss**, E., S. Schouten, et al. (2005). "Climatic controls on central African hydrology during the past 20,000 years." *Nature* **437**(7061): 1003-1006.
- Scheuvens**, D., L. Schütz, et al. (2009). "Composition of Saharan dust and its possible source regions – a review", European Aerosol Conference 2009, Karlsruhe, Abstract T052A17.
- Schütz**, L. (1980). "Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara". *Annals of the New York Academy of Sciences* 338, 515–532.
- Schütz**, L., R. Jaenicke et al. (1981). "Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean", in T. L. Péwé (ed.) *Desert Dust: Origin, Characteristics and Effect on Man*, Geological Society of America, 87-100.
- Scourse**, J. D., I. R. Hall, et al. (2000). "The origin of Heinrich layers: evidence from H2 for European precursor events." *Earth and Planetary Science Letters* 182(2): 187-195.
- Shackleton**, N. J. (2000). "The 100,000-year ice-age cycle identified and found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity." *Science* 289(5486): 1897-1902.
- Shao**, Y. and M. R. Raupach (1993). "Effect of Saltation Bombardment on the Entrainment of Dust by Wind." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 98(D7): 12719-12726.
- Simonson**, R.W. (1995). "Airborne dust and its significance to soils." *Geoderma* 65, 1-43.
- Singer**, A., Galan, E. (1984). *Palygorskite–Sepiolite. Occurrences, Genesis and Uses. Developments in Sedimentology*. Elsevier, Amsterdam.
- Sirocko**, F., D. Garbe-Schonberg, et al. (2000). "Processes controlling trace element geochemistry of Arabian Sea sediments during the last 25,000 years." *Global and Planetary Change* 26(1-3): 217-303.
- Skinner**, L. C. and I. N. McCave (2003). "Analysis and modelling of gravity- and piston coring based on soil mechanics." *Marine Geology* **199**(1-2): 181-204.
- Slingo**, A., T. P. Ackerman, et al. (2006). "Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance." *Geophysical Research Letters* 33(24).
- Sokolik**, I. N. and O. B. Toon (1996). "Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols." *Nature* 381(6584): 681-683.
- Sperazza**, M., J. N. Moore, et al. (2004). "High-resolution particle size analysis of naturally occurring very fine-grained sediment through laser diffractometry." *Journal of Sedimentary Research* 74(5): 736-743.
- Stabell**, B. (1986). "Variations of Diatom Flux in the Eastern Equatorial Atlantic During the Last 400,000 Years (Meteor Cores 13519 and 13521)." *Marine Geology* 72(3-4): 305-323.
- Stager**, J. C., P. A. Mayewski, et al. (2002). "Cooling cycles, Heinrich event 1, and the desiccation of Lake Victoria." *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **183**(1-2): 169-178.

- Stallard**, R. F. (2001). "Possible environmental factors underlying amphibian decline in eastern Puerto Rico: Analysis of US government data archives." *Conservation Biology* 15(4): 943-953.
- Steffensen**, J. P. (1997). "The size distribution of microparticles from selected segments of the Greenland Ice Core Project ice core representing different climatic periods." *Journal of Geophysical Research-Oceans* 102(C12): 26755-26763.
- Sterk**, G. (2003). "European Conference on Wind Erosion on Agricultural Land, 30 April-2 May 2001, Thetford, UK - Preface." *Catena* 52(3-4): 171-172.
- Stramma**, L. and G. Siedler (1988). "Seasonal-Changes in the North-Atlantic Sub-Tropical Gyre." *Journal of Geophysical Research-Oceans* 93(C7): 8111-8118.
- Stramma**, L., S. Huttel, et al. (2005). "Water masses and currents in the upper tropical northeast Atlantic off northwest Africa." *Journal of Geophysical Research-Oceans* 110(C12).
- Street**, F. A. and A. T. Grove (1979). "Global Maps of Lake-Level Fluctuations since 30,000 Yr Bp." *Quaternary Research* 12(1): 83-118.
- Street-Perrot**, F.A., J.F.B. Mitchell et al. (1990). "Milankovitch and albedo forcing of the tropical monsoon: A comparison of geological evidence and numerical simulations for 9000 yr BP". *Transactions of the Royal Society of Edinburgh (Earth Science)* 81, 407-427.
- Streetperrott**, F. A. and R. A. Perrott (1990). "Abrupt Climate Fluctuations in the Tropics - the Influence of Atlantic-Ocean Circulation." *Nature* 343(6259): 607-612.
- Stuiver**, M. and P.J. Reimer (1993). "Extended ¹⁴C data base and revised CALIB 3.0 ¹⁴C age calibration program." *Radiocarbon* 35: 215-230.
- Stuut**, J. B. W., M. A. Prins, et al. (2002). "A 300-kyr record of aridity and wind strength in southwestern Africa: inferences from grain-size distributions of sediments on Walvis Ridge, SE Atlantic." *Marine Geology* 180(1-4): 221-233.
- Stuut**, J. B., M. Zabel, et al. (2005). "Provenance of present-day eolian dust collected off NW Africa." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 110(D4).
- Suc**, J. P., A. Bertini, et al. (1997). "Towards the lowering of the Pliocene/Pleistocene boundary to the Gauss-Matuyama reversal." *Quaternary International* 40: 37-42.
- Sultan**, B. and S. Janicot (2000). "Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability." *Geophysical Research Letters* 27(20): 3353-3356.
- Sultan**, B., C. Baron, et al. (2005). "Agricultural impacts of large-scale variability of the West African monsoon." *Agricultural and Forest Meteorology* 128(1-2): 93-110.
- Sultan**, B. and S. Janicot (2003b). "The West African monsoon dynamics. Part II: The "preonset" and "onset" of the summer monsoon." *Journal of Climate* 16(21): 3407-3427.
- Suman**, D. O. and M. P. Bacon (1989). "Variations in Holocene Sedimentation in the North-American Basin Determined from Th-230 Measurements." *Deep-Sea Research Part a-Oceanographic Research Papers* 36(6): 869-878.

- Swap**, R., M. Garstang, et al. (1992). "Saharan Dust in the Amazon Basin." *Tellus Series B-Chemical and Physical Meteorology* 44(2): 133-149.
- Swap**, R., S. Ulanski, et al. (1996). "Temporal and spatial characteristics of Saharan dust outbreaks." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 101(D2): 4205-4220.
- Swezey**, C. (2001). "Eolian sediment responses to late Quaternary climate changes: temporal and spatial patterns in the Sahara." *Paleogeography Paleoclimatology Paleoecology* 167(1-2): 119-155.
- Syvitski** J.M.P. (1991). "Principles, methods and application of particle size analysis." Cambridge University Press, Cambridge, 368p.

T

- Talbot**, M. R. and T. Johannessen (1992). "A High-Resolution Paleoclimatic Record for the Last 27,500 Years in Tropical West Africa from the Carbon and Nitrogen Isotopic Composition of Lacustrine Organic-Matter." *Earth and Planetary Science Letters* 110(1-4): 23-37.
- Talbot**, R. W., R. C. Harriss, et al. (1986). "Distribution and Geochemistry of Aerosols in the Tropical North-Atlantic Troposphere - Relationship to Saharan Dust." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 91(D4): 5173-5182.
- Talbot**, M. R., M. L. Filippi, et al. (2007). "An abrupt change in the African monsoon at the end of the Younger Dryas." *Geochemistry Geophysics Geosystems* 8.
- Tegen**, I. and I. Fung (1994). "Modeling of Mineral Dust in the Atmosphere - Sources, Transport, and Optical-Thickness." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 99(D11): 22897-22914.
- Tegen**, I. and I. Fung (1995). "Contribution to the Atmospheric Mineral Aerosol Load from Land-Surface Modification." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 100(D9): 18707-18726.
- Tegen**, I., S. P. Harrison, et al. (2002). "Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 107(D21).
- Tegen**, I., M. Werner, et al. (2004). "Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission." *Geophysical Research Letters* 31(5).
- Tetzlaff**, G. and M. Peters (1986). "Deep-Sea Sediments in the Eastern Equatorial Atlantic Off the African Coast and Meteorological Flow Patterns over the Sahel." *Geologische Rundschau* 75(1): 71-79.
- Thomas** S. G., et Middleton, N. J. (1994), *Desertification exploding the myth*, John Wiley and Sons, Sussex, 194 p.

- Thomas**, M. and C. Gautier (2009). "Investigations of the March 2006 African dust storm using ground-based column-integrated high spectral resolution infrared (8-13 μ m) and visible aerosol optical thickness measurements: 2. Mineral aerosol mixture analyses." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 114.
- Thompson**, L. G., E. Mosleythompson, et al. (1995). "Late-Glacial Stage and Holocene Tropical Ice Core Records from Huascaran, Peru." *Science* 269(5220): 46-50.
- Thorncroft**, C. D. and M. Blackburn (1999). "Maintenance of the African easterly jet." *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 125(555): 763-786.
- Tiedemann**, R., M. Sarnthein, and R. Stein, Climatic changes in the western Sahara: Aeolo-marine sediment record of the last 8 million years (site 657-661). *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 108, 241-277, 1989.
- Tjallingii**, R. (2006). "Application and quality of X-Ray Fluorescence core scanning in reconstructing late Pleistocene NW African continental margin sedimentation patterns and paleoclimate variations", Thèse de doctorat, Université Brême, Allemagne.
- Tjallingii**, R., M. Claussen, et al. (2008). "Coherent high- and low-latitude control of the northwest African hydrological balance." *Nature Geoscience* 1(10): 670-675.
- Trauth**, M. H., and T. Schlüter (2006). "Geological Atlas of Africa: With Notes on Stratigraphy, Tectonics, Economic Geology, Geohazards and Geosites of Each Country", 272 pp., Springer, Berlin.
- Trentesaux**, A., P. Recourt, et al. (2001). "Carbonate grain-size distribution in hemipelagic sediments from a laser particle sizer." *Journal of Sedimentary Research* 71(5): 858-862.
- Treppke**, U. F., C. B. Lange, et al. (1996). "Vertical fluxes of diatoms and silicoflagellates in the eastern equatorial Atlantic, and their contribution to the sedimentary record." *Marine Micropaleontology* 28(1): 73-96.
- Tulet**, P., M. Mallet, et al. (2008). "The 7-13 March 2006 dust storm over West Africa: Generation, transport, and vertical stratification." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 113.
- Tutken**, T., A. Eisenhauer, et al. (2002). "Glacial-interglacial cycles in Sr and Nd isotopic composition of Arctic marine sediments triggered by the Svalbard/Barents Sea ice sheet." *Marine Geology* 182(3-4): 351-372.

V

- Vorosmarty**, C. J., B. M. Fekete, et al. (2000). "Geomorphometric attributes of the global system of rivers at 30-minute spatial resolution." *Journal of Hydrology* 237(1-2): 17-39.

W

- Walsh**, J. J. and K. A. Steidinger (2001). "Saharan dust and Florida red tides: The cyanophyte connection." *Journal of Geophysical Research-Oceans* 106(C6): 11597-11612.
- Walter**, H. J., E. Hegner, et al. (2000). "Provenance and transport of terrigenous sediment in the South Atlantic Ocean and their relations to glacial and interglacial cycles: Nd and Sr isotopic evidence." *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 64(22): 3813-3827.
- Weaver**, A. J., O. A. Saenko, et al. (2003). "Meltwater pulse 1A from Antarctica as a trigger of the bolling-allerod warm interval." *Science* 299(5613): 1709-1713.
- Wefer**, G. and G. Fischer (1993). "Seasonal patterns of vertical particle flux in equatorial and coastal upwelling areas of the Eastern Atlantic." *Deep-Sea Research*, 40: 1613-1645.
- Weijers**, J. W. H., E. Schefuss, et al. (2007). "Coupled thermal and hydrological evolution of tropical Africa over the last deglaciation." *Science* 315(5819): 1701-1704.
- Weldeab**, S., K. C. Emeis, et al. (2002). "Sr and Nd isotope composition of Late Pleistocene sapropels and nonsapropelic sediments from the Eastern Mediterranean Sea: Implications for detrital influx and climatic conditions in the source areas." *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 66(20): 3585-3598.
- Weldeab**, S., R. R. Schneider, et al. (2005). "Holocene African droughts relate to eastern equatorial Atlantic cooling." *Geology* 33(12): 981-984.
- Weldeab**, S., M. Frank, et al. (2011) "Spatio-temporal evolution of the West African monsoon during the last deglaciation." *Geophysical Research Letters* 38.
- Winckler**, G., R. F. Anderson, et al. (2008). "Half a million years of coherent dust flux variations in the tropical Pacific and Antarctica." *Geochimica Et Cosmochimica Acta* 72(12): A1026-A1026.
- Wynn**, R. B., D. G. Masson, et al. (2000). "The Northwest African slope apron: a modern analogue for deep-water systems with complex seafloor topography." *Marine and Petroleum Geology* 17(2): 253-265.

Y

- Yoshioka**, M., N. Mahowald, et al. (2005). "Simulation of absorbing aerosol indices for African dust." *Journal of Geophysical Research-Atmospheres* 110(D18).

Z

- Zabel**, M., Wagner, T., deMenocal, P. (2003). "Terrigenous signals in sediments of the low latitude Atlantic - indications to environmental variation during the late Quaternary: Part II: Lithogenic matter". In: Wefer, G., Mulitza, S., Ratmeyer, V. (Eds.), *The South Atlantic in the Late Quaternary: Reconstruction of Mass Budget and Current Systems*. Springer-Verlag, New York.
- Zagwijn**, W. H., 1973, Pollen-analytical studies of Holsteinian and Saalian Beds in the Northern Netherlands. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 24, 139-156.
- Zaragosi**, S., F. Eynaud, et al. (2001). "Initiation of the European deglaciation as recorded in the northwestern Bay of Biscay slope environments (Meriadzek Terrace and Trevelyan Escarpment): a multi-proxy approach." *Earth and Planetary Science Letters* 188(3-4): 493-507.
- Zaragosi**, S., J. F. Bourillet, et al. (2006). "The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay)." *Geo-Marine Letters* 26(6): 317-329.
- Zender**, C.S., R.L. Miller et al. (2004). "Quantifying mineral dust mass budget: Terminology, constraints and current estimates". *EOS*, 85, 509-512
- Zhao**, M. X., G. Eglinton, et al. (2000). "Marine and terrestrial biomarker records for the last 35,000 years at ODP site 658C off NW Africa." *Organic Geochemistry* 31(9): 919-930.
- Zhou**, W. J., M. J. Head, et al. (2001). "Terrestrial evidence for a spatial structure of tropical-polar interconnections during the Younger Dryas episode." *Earth and Planetary Science Letters* 191(3-4): 231-239.
- Zijderveld**, J. D. A., F. J. Hilgen, et al. (1991). "Integrated Magnetostratigraphy and Biostratigraphy of the Upper Pliocene-Lower Pleistocene from the Monte Singa and Crotona Areas in Calabria, Italy." *Earth and Planetary Science Letters* 107(3-4): 697-714.
- Zonneveld**, K. A. F., A. Brune, et al. (2000). "Spatial distribution of calcareous dinoflagellate cysts in surface sediments of the Atlantic Ocean between 13 degrees N and 36 degrees S." *Review of Palaeobotany and Palynology* 111(3-4): 197-223.
- Zuhlsdorff**, C., K. Wien, et al. (2007). "Late Quaternary sedimentation within a submarine channel-levee system offshore Cap Timiris, Mauritania." *Marine Geology* 240(1-4): 217-234.

Annexes

ANNEXE 1

Fractionnements isotopiques du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Vouloir caractériser le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la fraction terrigène de sédiments marins requiert de prendre un certain nombre de précautions. En effet, le signal isotopique du strontium porté par les carbonates biogéniques peut influencer la valeur de du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ puisque les carbonates contiennent beaucoup de strontium enregistrant la valeur de l'eau de mer qui est actuellement de 0.70907. Comme décrits dans le chapitre consacré à la méthodologie, les carbonates ont donc été retirés par une solution tampon n'altérant pas les argiles (Biscaye, 1965). De par la faible concentration en strontium contenue dans la silice biogénique, cette fraction montre des effets négligeables sur le rapport isotopique radiogénique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Bayon et al., 2002). En revanche, les oxydes et hydroxydes de fer et de manganèse contenus dans la fraction authigénique des sédiments marins peuvent également influencer le signal isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de la fraction terrigène allochtone puisque portant le signal de l'eau de mer. Finalement, Dasch (1969) puis plus récemment Meyer et al. (2011) ont confirmé l'importance du fractionnement granulométrique sur le rapport isotopique du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: au plus la taille des particules est importante, au plus le rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diminue.

Dans le cadre de cette thèse, les sédiments marins et échantillons de poussières collectés ont été tamisés à 30 μm dans le but de travailler sur une même fraction granulométrique et ainsi de minimiser un éventuel fractionnement granulométrique et de pouvoir comparer les analyses des deux types d'échantillons. Le retrait des oxydes de Fer et de Manganèse a été réalisé à partir d'une solution d'*hydroxylamine hydrochloride** (HH) mélangé au sédiment pendant 4h à température ambiante puis rincer 3 fois à l'eau pure.

Une étude comparative a été menée sur la fraction décarbonatée des sédiments marins de la manière suivante:

- Test 1 : fraction granulométrique inférieure à 125 μm avec oxydes de fer et de manganèse
- Test 2 : fraction granulométrique inférieure à 30 μm avec oxydes de fer et de manganèse
- Test 3 : fraction granulométrique inférieure à 125 μm sans oxyde de fer et de manganèse
- Test 4 : fraction granulométrique inférieure à 30 μm sans oxyde de fer et de manganèse

* Solution mélangée 0.05M HH - 15% acide acétique

	Echantillon (cm)	#13	#46	#80	#103
X<125µm + oxydes Fe,Mn	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,719275	0,723026	0,719119	0,716939
	2σ	0,000012	0,000007	0,000007	0,000006
X<30µm + oxydes Fe, Mn	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,719291	0,723481	0,719495	0,716987
	2σ	0,000007	0,000006	0,000006	0,000005
X<125µm - oxydes Fe, Mn	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,722024	0,724925	0,722758	0,720926
	2σ	0,000006	0,000006	0,000006	0,000008
X<30µm - oxydes Fe, Mn	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,721720	0,725060	0,722585	0,720619
	2σ	0,000005	0,000005	0,000006	0,000006

Blanc total : 52,64 pg

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2σ
Std 1	0,710274	0,000006
Std 2	0,710266	0,000007
Std 3	0,710276	0,000006
Std 4	0,710273	0,000006

Tableau A1. Résultats de l'étude comparative réalisée sur les sédiments marins concernant les fractionnements granulométrique et lié aux oxydes et hydroxydes authigéniques de fer et de manganèse.

Les résultats obtenus, regroupés dans le tableau A1, montrent un rapport du $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ peu variable entre les analyses des sédiments marins tamisés à 125 ou 30µm, Cette faible différence est certainement liée au fait que plus de 80% de la fraction décarbonatée soit inférieure à 30µm (cf chapitre 4). En revanche, la comparaison entre les analyses des échantillons d'une même fraction granulométrique avec ou sans oxydes montrent un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ systématiquement plus radiogénique pour les sédiments dont les oxydes ont été retirés. Cette étude comparative confirme donc l'importance de retirer les oxydes et hydroxydes de fer et de manganèse dans les sédiments marins de notre enregistrement. Comme précisé précédemment, les oxydes et hydroxydes de fer et de manganèse ont été retirés sur l'ensemble des analyses géochimiques (élémentaires et isotopiques) des sédiments marins de la carotte MD03-2705, sédiments préalablement tamisés à 30µm et décarbonatés.

Une seconde étude comparative concernant l'influence des oxydes et hydroxydes de fer et manganèse authigéniques a été menée sur deux échantillons de poussières dont la quantité de matière était suffisante c'est-à-dire sur deux échantillons de l'évènement majeur de mars 2006 (cf Chapitre 3). En effet, bien que les poussières éoliennes collectées à Mbour ne soient pas en contact avec l'eau de mer, il semblait intéressant de vérifier l'influence de cette méthode HH sur ce type d'échantillon, notamment pour s'assurer de la possibilité de comparer les analyses obtenues sur les sédiments marins avec celles des poussières. Les tests

ont été réalisés sur la fraction inférieure à 30 μ m, puisqu'il s'agit de la fraction granulométrique étudiée dans le cadre de cette thèse. La fraction avec oxydes a été mesurée deux fois pour connaître l'erreur sur la mesure intrinsèque à l'analyse.

	#33	#35	Echantillon
X<30 μ m + oxydes Fe,Mn (1)	0,720475	0,717348	87Sr/86Sr
	0,000006	0,000006	2 σ
X<30 μ m + oxydes Fe, Mn (2)	0,720524	0,717367	87Sr/86Sr
	0,000006	0,000006	2 σ
X<30 μ m - oxydes Fe, Mn	0,720795	0,717798	87Sr/86Sr
	0,000006	0,000006	2 σ

Tableau A2. Résultats de l'étude comparative réalisée sur les échantillons de poussières concernant le fractionnement lié aux oxydes et hydroxydes authigéniques de fer et de manganèse.

Les résultats obtenus, synthétisés dans le tableau A2, montrent que le retrait des oxydes et hydroxydes de fer et de manganèse sur les échantillons de poussières, bien qu'augmentant légèrement le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, peuvent être considérés comme négligeables en comparaison de l'effet qu'il produit sur les sédiments marins. Par conséquent, les analyses géochimiques et isotopiques des échantillons de poussières collectés à Mbour n'ont pas subi le traitement au HH.

En conclusion, les rapports isotopiques du strontium de la fraction terrigène inférieure à 30 μ m des échantillons de poussières collectées à Mbour sont comparables à ceux obtenus pour la fraction terrigène inférieure à 30 μ m des sédiments marins dont les oxydes de fer et de manganèse authigéniques ont été retirés.

ANNEXE 2

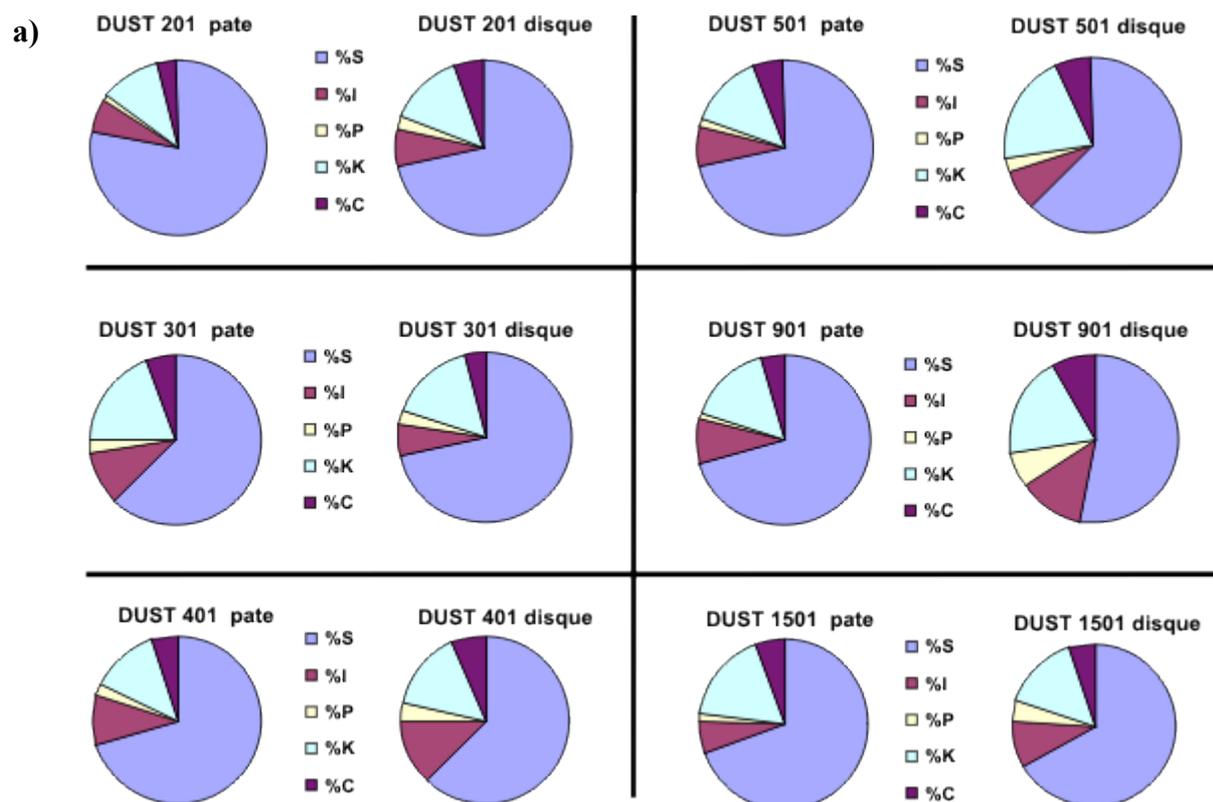
Etude du biais lié aux différents protocoles utilisés pour l'analyse de la fraction argileuse des échantillons de sédiments marins et de poussières

Comme décrits dans le chapitre consacré aux méthodes, la minéralogie des argiles des poussières minérales collectées à Mbour, par manque de quantité de matière, n'a pas pu être mesurée de manière standard par la réalisation de pâtes orientées de la fraction inférieure à 2µm comme les sédiments marins. Une méthode consistant en la préparation d'agrégats de la fraction inférieure à 30µm sur des disques en silice a été élaborée en salle blanche. Cette méthode a l'inconvénient de déposer à la fois les argiles (<2µm) et les silts (2-30µm) ce qui accroît fortement le pourcentage de quartz détecté et donc minimise la qualité du diffractogramme des minéraux argileux. De plus les minéraux argileux qui ne sont pas orientés sont moins bien détectés.

Dans le but de quantifier le biais lié à ces différentes méthodologies et de savoir si les pourcentages (valeurs semi-quantitatives) obtenus à partir du dépouillement des diffractogrammes des sédiments marins obtenus selon la méthode traditionnelle de « pâte orientée » et ceux des poussières obtenus par « agrégat » sont comparables, différents tests ont été réalisés :

- Comparaison de pâtes orientées et d'agrégats pour des mêmes échantillons de sédiments marins.
- Comparaison de pâtes orientées et d'agrégats pour des mêmes échantillons de poussières.

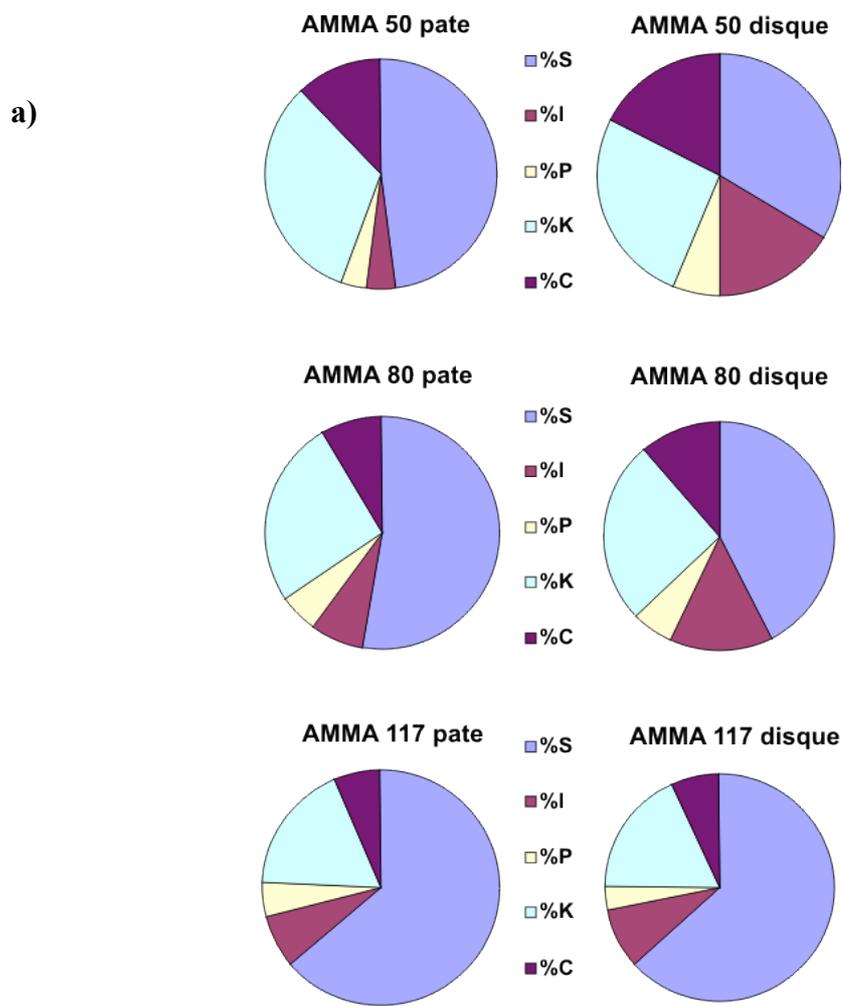
Les résultats de ces tests, présentés en figures A1 et A2, montrent que de manière générale, le pourcentage de smectite, qui est le minéral le plus abondant des sédiments marins au niveau du site MD03-2705, est légèrement surestimé (au-delà de la barre d'erreur de +/- 5%) par la méthode « pâte orientée » en comparaison à la méthode par « agrégat ». Cette surestimation est liée à une meilleure détection des feuillets smectitiques lorsqu'ils sont orientés que ceux des autres minéraux. Cette surestimation du pourcentage de smectite impacte de manière globalement aléatoire le pourcentage des autres minéraux, c'est-à-dire qu'il ne semble pas y avoir un minéral de sous-estimé plutôt qu'un autre. En effet, les variations du rapport I/K d'un protocole à l'autre ne dépasse pas une déviation de +/- 0.2 ce qui reste sensiblement proche de la barre d'erreur de l'analyse en elle-même.



b)

Nom échantillon	%S	%I	%P	%K	%C	I/K
DUST DISQUE 201G	72	7	2	14	5	0,5
DUST DISQUE 301G	71	6	3	16	4	0,4
DUST DISQUE 401G	62	12	4	16	6	0,8
DUST DISQUE 501G	62	8	3	21	7	0,4
DUST DISQUE 901G	52	14	7	20	8	0,7
DUST DISQUE 1501G	66	9	4	15	5	0,6
Nom échantillon	%S	%I	%P	%K	%C	I/K
DUST PATE 201G	78	6	1	11	3	0,6
DUST PATE 301G	62	10	2	19	6	0,5
DUST PATE 401G	70	10	2	14	4	0,7
DUST PATE 501G	71	7	2	14	6	0,5
DUST PATE 901G	70	9	1	15	5	0,6
DUST PATE 1501G	69	6	2	18	6	0,4

Figure A.1. Comparaison des analyses obtenues par les pâtes orientées et agrégats pour des mêmes échantillons de sédiments marins. a) Représentation graphique, b) tableaux de données.



b)

Nom échantillon	%S	%I	%P	%K	%C	I/K
AMMA PATE 50G	48	4	3	33	12	0,1
AMMA PATE 80G	53	7	6	26	8	0,3
AMMA PATE 117G	64	7	5	18	6	0,4
Nom échantillon	%S	%I	%P	%K	%C	I/K
AMMA DISQUE 50G	34	16	6	27	17	0,6
AMMA DISQUE 80G	43	14	6	26	12	0,6
AMMA DISQUE 117G	63	9	3	18	7	0,5

Figure A.2. Comparaison des analyses obtenues par les pâtes orientées et agrégats pour des mêmes échantillons de poussières. a) Représentation graphique, b) tableaux de données.

En ce qui concerne les échantillons de poussières (Fig A2), il apparait une différence significative entre les deux méthodes ; l'écart entre les deux méthodes pouvant aller jusqu'à +/-0.5 pour le rapport I/K. Cette différence semble moins prononcée lorsque l'échantillon est plus riche en smectite (cas de l'échantillon 117), l'erreur (+/- 0.1) devenant identique à de celle obtenue pour les sédiments marins. Ces résultats indiquent qu'il n'est pas possible de considérer les valeurs de pourcentages et du rapport I/K obtenues pour les échantillons de sédiments marins suivant le protocole pâte orientée comme étant directement comparables avec celles obtenues pour les échantillons de poussières par l'analyse d'agrégat.

Donc, en conclusion, concernant le traceur minéralogie des argiles, seules les tendances décrites pour chacune des séries temporelles, c'est-à-dire les échantillons de la série de dépôts actuels de poussières collectées au cours de 2006-2009 (chapitre 3) et l'enregistrement minéralogique des derniers 26ka enregistré au niveau du site MD03-2705 (chapitre 4), sont comparables.

ANNEXE 3

Comparaison des analyses élémentaires obtenues par XRF et ICP

Depuis quelques années, un moyen rapide et non destructif d'obtenir la composition géochimique élémentaire à haute résolution de carottes sédimentaires réside en son passage au banc à fluorescence X. Toutefois cette analyse ne fournit pas la concentration mais une intensité (coups/seconde) des éléments détectés. Une cinquantaine d'échantillons des derniers 26ka ont été mesurés par ICP pour en obtenir les concentrations élémentaires. Cependant, à l'inverse du XRF, l'analyse par ICP est longue et destructrice ; le but est donc de calibrer les intensités XRF en concentrations pour ainsi obtenir une plus haute résolution des valeurs de concentrations. Les résultats des analyses XRF et ICP des principaux éléments sont présentés sur la figure A.3. Il est important de rappeler que les mesures XRF sont réalisées sur la totalité du sédiment alors que les mesures ICP ne se font que sur la fraction terrigène éolienne c'est-à-dire sur les sédiments décarbonatés et tamisés à 30 μ m (cf chapitre 2).

Les sédiments de la carotte MD03-2705 étant composés de 60 à 80% de carbonates dont une majorité est d'origine biogène (Jullien, 2006), le calcium est donc l'élément le plus détecté par XRF. La comparaison XRF-ICP des différents éléments mesurés (Fig A3) montre qu'aucune calibration ne pourra être établie entre ces deux analyses géochimiques élémentaires. En effet, l'ensemble des éléments mesurés par XRF présente des tendances similaires ou inverse à celles du Calcium ; c'est ce qu'on appelle un « effet de matrice carbonatée ». Les tendances observées des éléments représentent donc leurs proportions par rapport au Ca mesuré et non leurs propres variations comme on peut l'obtenir par ICP. Le seul élément dont la tendance XRF semble correspondre à celle obtenu par ICP est le zirconium (Zr) puisque contrairement aux autres éléments mesurés comme le Ca à 10kV, le Zr est obtenu suite à un deuxième passage du sédiment à 30 kV et est donc potentiellement moins influencé par les rayonnements du Calcium. Bien que cette comparaison XRF-ICP ne soit pas un résultat en soit, elle permet tout de même de souligner l'importance de toujours passer par une calibration lorsqu'on souhaite interpréter des données XRF, données obtenues certes rapidement mais mesurées sur le sédiment global et donc influencées par différents types de paramètres fonction du contexte sédimentaire/géochimique de la zone d'étude (ex : matrice siliceuse, ferrugineuse, teneur en eau des sédiments...).

Mesures au banc XRF vs Mesures par ICP

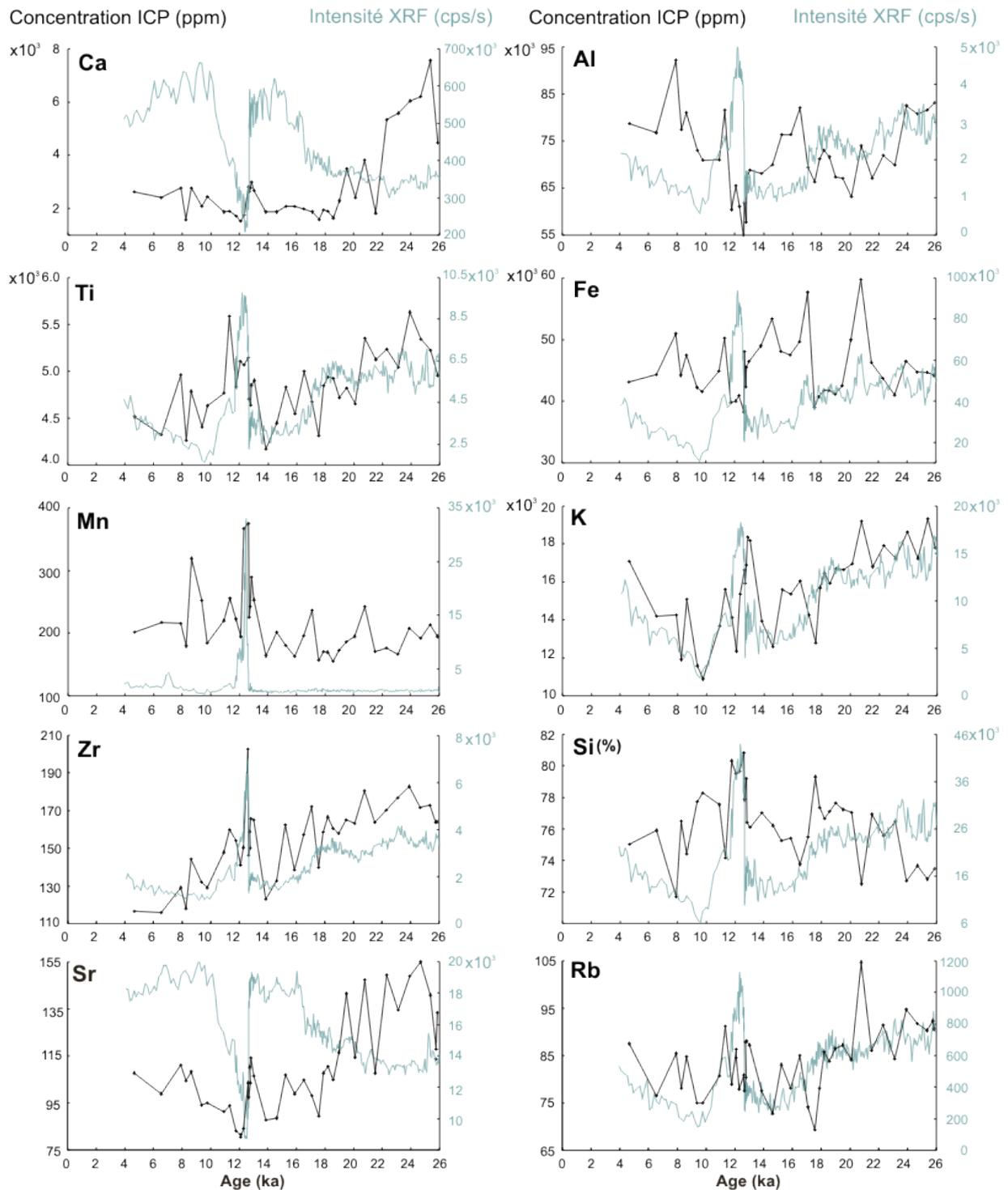


Figure A.3. Composition géochimique élémentaires des derniers 26ka. En bleu sont présentés les différents éléments détectés sur le sédiment total par le XRF core scanner alors qu'en noir ce sont les concentrations élémentaires mesurées par ICP. Rq : La silice (Si) n'est pas sous forme de concentration puisqu'elle est éliminée par l'acide fluorhydrique lors de l'attaque acide. Son pourcentage correspond au calcul $100 - (\% \text{ des éléments majeurs sous forme d'oxyde})$.

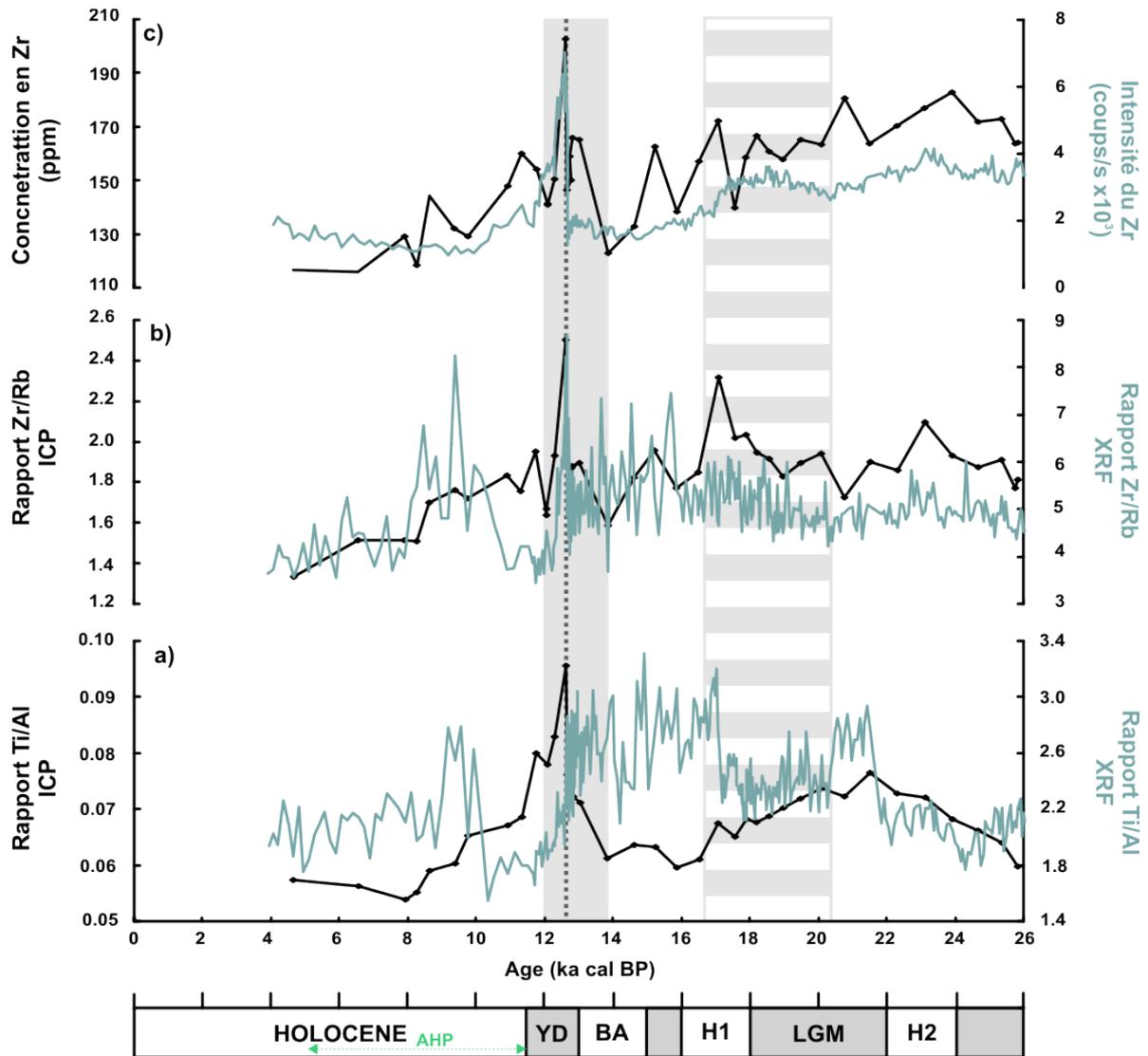


Figure A.4. Présentation des rapports élémentaires (a) Ti/Al, (b) Zr/Rb. L'élément Zr est également présenté (c) puisque correspondant au seul élément dont les données XRF et ICP sont comparables au cours des derniers 26ka. Le code couleur noir des analyses élémentaires correspond aux analyses ICP alors que le bleu correspond aux résultats obtenus par XRF.

Pour s'affranchir d'éventuels biais analytiques, il est préférable de normaliser les teneurs à un élément de référence. Par conséquent, de manière générale, l'interprétation des teneurs en éléments se fait plutôt à partir de rapports. Concernant l'interprétation de la fraction terrigène éolienne, les rapports Ti/Al (Boyle, 1983) ou Rb/Zr (Matthewson et al, 1995) sont généralement les plus utilisés puisqu'ils ont été montré comme de bons indicateurs des changements de la taille des particules en fonction du temps et par conséquent assimilés aux variations l'intensité du vent.

Au niveau du site MD03-2705, les rapports Ti/Al et Zr/Rb ont donc été calculés pour les analyses ICP et XRF (Fig A.4). Si la matrice carbonatée propre à notre site d'étude influence fortement la teneur des éléments, le fait de normaliser les teneurs à des éléments

contenus principalement dans le matériel terrigène devait pensions-nous permettre de s'affranchir de cet effet de matrice. Or, le rapport XRF Ti/Al, ne présente pas de relation significative avec le rapport Ti/Al obtenu par ICP. Bien que le Zr-XRF seul montre des tendances proches de celle du Zr-ICP, le rapport Zr/Rb-XRF ne semble pas non plus fidèlement représenter le rapport Zr/Rb obtenu par ICP. Il apparaît donc que l'effet de matrice ne se traduit pas seulement par un effet de dilution mais qu'il affecte différemment la mesure de chacun des éléments analysés. En conséquence, nous ne pouvons nous servir des données XRF pour interpréter les changements géochimiques de la fraction terrigène enregistrés au cours des derniers 26ka dans la carotte MD03-2705.

ANNEXE 4

Calcul des âges modèles Rb/Sr & Sm/Nd

Formule utilisée dans le cadre de cette thèse pour calculer l'âge modèle du couple Rb-Sr (ans) :

$$\text{Age modèle Rb-Sr (T}_{BE}) = \frac{1}{\lambda} \times (\text{Ln} [(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{mesuré}} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{initial}}) / (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{mesuré}})] + 1)$$

Avec $\lambda = 1.42 \times 10^{-11} \text{ ans}^{-1}$

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{mesuré}}$ = valeur obtenue par l'analyse au TIMS

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{\text{initial}} = 0.7112$

$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{mesuré}}$ = rapport des concentrations obtenue par analyses ICP-MS

Formule utilisée dans le cadre de cette thèse pour calculer l'âge modèle du couple Sm-Nd (ans) :

$$\text{Age modèle Sm-Nd (T}_{DM}) = \frac{1}{\lambda} \times (\text{Ln} [(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{mesuré}} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{initial}}) / (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{mesuré}} - ^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUUR}})] + 1)$$

Avec $\lambda = 6.45 \times 10^{-12} \text{ ans}^{-1}$

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{mesuré}}$ = valeur obtenue par l'analyse au TIMS

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{\text{initial}} = 0.51316$

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{mesuré}}$ = rapport des concentrations obtenue par analyses ICP-MS

$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{\text{CHUUR}} = 0.2141$ (CHUR = chondritic uniform reservoir).

ANNEXE 5

**Contexte sédimentaire de la marge Ouest-Africaine
(dans Wynn et al., 2000)**

R. B. Wynn et al. / Marine and Petroleum Geology 17 (2000) 253–265

255

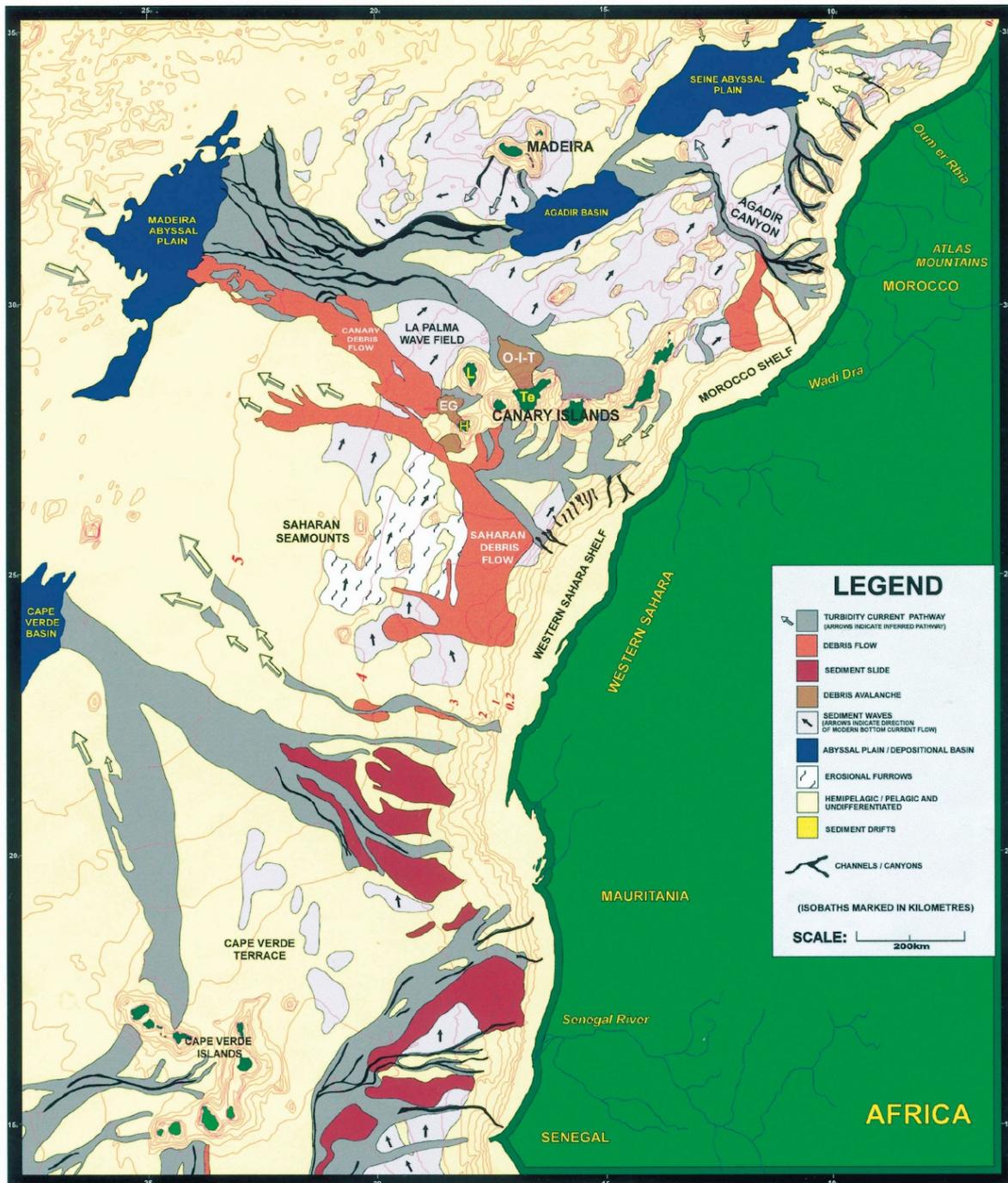


Fig. 1. Sediment process map of the Northwest African margin. This map is largely based on 3.5 kHz-profiles and sidescan sonar images, and shows the complex interplay between pelagic/hemipelagic sedimentation, alongslope bottom currents and downslope gravity flows. Bathymetric contours in kilometres. Abbreviations: *Te*, Tenerife; *L*, La Palma; *H*, El Hierro; *O-I-T*, Oratava-Icod-Tino Debris Avalanche; *EG*, El Golfo Debris Avalanche.

ANNEXE 6

L'oscillation Nord Atlantique

Définition

L'**oscillation nord-atlantique** (ONA, plus connue sous le sigle anglais NAO) désigne un phénomène touchant le système climatique du Nord de l'Océan Atlantique. La NAO décrit les variations du régime océan-atmosphère sur la région Nord Atlantique et se mesure généralement par la différence de pression atmosphérique qui existe entre l'Anticyclone des Açores et la dépression d'Islande (indice NAO).

Description

La circulation atmosphérique au-dessus de l'Atlantique Nord montre une alternance rapide de dépressions et d'anticyclones, conformément aux instabilités de la zone barocline des latitudes moyennes. Cependant, on remarque qu'en moyenne on retrouve des dépressions dans la région islandaise et un anticyclone autour des Açores. Ces systèmes atmosphériques semi-permanents sont causés par l'équilibre général de la circulation atmosphérique à ces latitudes (courant-jet moyen d'Ouest) et sont en équilibre avec la circulation assez stable des courants marins de cette région (Dérive Nord Atlantique, Courant du Labrador et Gulf Stream).

Effets de la NAO sur la marge Ouest Africaine

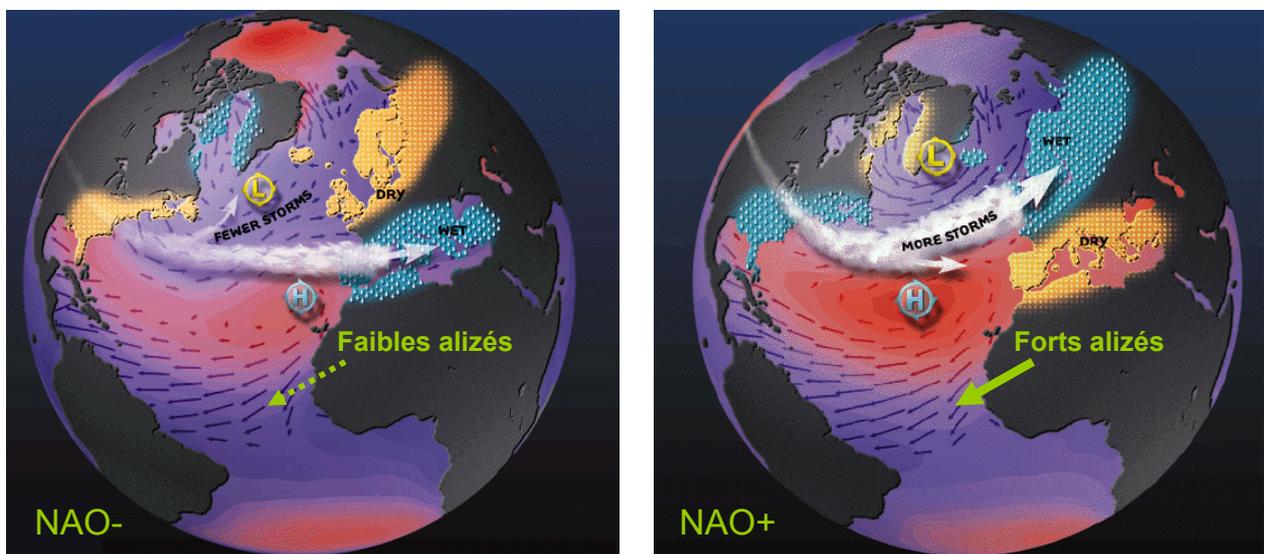


Figure A.5. Schéma des phases de négative et positive de l'oscillation nord Atlantique (Source: Martin Visbeck et Heidi Cullen, Lamont Doherty Earth Observatory, NOAA)

ANNEXE 7

The impact of African aridity on the isotopic signature of Atlantic deep waters across the Middle Pleistocene Transition

Article accepté pour publication dans la revue *Quaternary Research*

Malaizé Bruno*¹, Jullien Elsa¹, Tisserand Amandine^{1,2}, Skonieczny Charlotte³, Grousset E. Francis¹, Eynaud Frédérique¹, Kissel Catherine⁴, Bonnin Jérôme¹, Karstens Svenja, Martinez Philippe¹, Bory, Aloys³, Bout-Roumazeilles Viviane³, Caley Thibaut¹, Crosta Xavier¹, Charlier Karine¹, Rossignol Linda¹, Flores José-Abel⁵ and Schneider Ralph⁶

1. UMR CNRS 5805 EPOC, Université Bordeaux I, 33405 Talence (France)

2. Department of Earth sciences, University of Bergen, Realfagb, Allègt. 41, Bergen; Bjerknes Centre for Climate Research, BCCR, Allègaten 55, 5007 Bergen (Norway).

3. FRE CNRS 3298 GEOSYSTEMES, Université de Lille I, 59655 Villeneuve d'Ascq (France)

4. Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement/IPSL, CEA/CNRS/UVSQ, Avenue de la Terrasse, Bat 12, 91198 Gif-sur-Yvette Cedex, (France)

5. Departamento de Geología, Universidad de Salamanca, 37008, Salamanca (Spain)

6. Institut fuer Geowissenschaften, Christian-Albrechts-Universitaet, 10/24118 Kiel (Germany)

* Corresponding author

Corresponding author:

Bruno Malaizé

University Bordeaux I

UMR 5805 EPOC

b.malaize@epoc.u-bordeaux1.fr

Tel : 33 (0)5 40 00 87 94

Fax : 33 (0)5 56 84 08 48

Abstract

A high resolution analysis of benthic foraminifera as well as of aeolian terrigenous proxies extracted from a 37 m-long marine core located off the Mauritanian margin spanning the last ~1.2 Ma, documents the possible link between major continental environmental changes with a shift in the isotopic signature of deep waters around 1.0-0.9 Ma, within the so-called Mid-Pleistocene transition (MPT) time period. The increase in the oxygen isotopic composition of deep waters, as seen through the benthic foraminifera $\delta^{18}\text{O}$ values, is consistent with the growth of larger ice sheets known to have occurred during this transition. Deep-water mass $\delta^{13}\text{C}$ changes, also estimated from benthic foraminifera, show a strong depletion for the same time interval. This drastic change in $\delta^{13}\text{C}$ values is concomitant with a worldwide 0.3 ‰ decrease observed in the major deep oceanic waters for the MPT time period (Raymo et al., 1997). The phase relationship between aeolian terrigenous signal increase and this $\delta^{13}\text{C}$ decrease in our record, as well as in other paleorecords, supports the hypothesis of a global aridification amongst others processes to explain the deep water masses isotopic signature changes during the MPT. In any case, the isotopic shifts imply major changes in the end-member $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of deep waters.

Key words: Mid-Pleistocene Transition, Atlantic deep waters, Foraminifera, Stable isotopes, African aridity, Ti.

1. Introduction

During the Mid Pleistocene Transition (MPT), which extends from 1.25 to 0.7 Ma (Clark et al., 2006, approximately centered around 0.9 Ma), drastic changes were observed in the glacial isotopic composition of deep water masses of the Equatorial Atlantic Ocean (enriched $\delta^{18}\text{O}$ values and depleted $\delta^{13}\text{C}$ values) (Flower et al., 2000; Schefuss et al., 2003; Raymo et al., 2004). Similar shifts in isotopic values (i.e. enriched $\delta^{18}\text{O}$ values and depleted $\delta^{13}\text{C}$ values) were observed in cores from different oceanic basins, highlighting the global aspect of such changes (Raymo et al., 1997; deMenocal., 2004; Ravelo et al., 2004; Lisiecki and Raymo, 2005; Hoogakker et al., 2006). Global trends are only apparent in deep water signatures. Conversely, records of surface conditions vary: cooling is shown in the equatorial Atlantic (Marlow et al., 2000), while stable sea surface temperatures are observed in the tropical Pacific warm pool (deGaridel-Thoron et al., 2005) at the same time. The global $\delta^{18}\text{O}_{\text{benthic}}$ enrichment mainly results from the build up of large continental ice sheets at high latitudes. The decrease in $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthic}}$ values (>0.3 ‰) between 1.1 and 0.9 Ma B.P. has been

attributed to a net addition of a ^{12}C -enriched reservoir into the ocean (Raymo et al., 1997). Two main candidates were proposed: (1) marine organic matter exposed on continental shelves as sea level dropped, or (2) carbon input from the terrestrial biosphere reservoir. The first hypothesis suggests an increase in the mean ocean nutrient content, implying changes in the Atlantic-Pacific oceanic $\delta^{13}\text{C}$ gradient. As no such changes are observed in the inter-basin $\delta^{13}\text{C}$ gradient, nor in the Redfield nutrients, the first hypothesis has been disregarded. This left the second hypothesis, suggesting, without other robust arguments, a global increase in aridity after 0.9 Ma (Raymo et al., 1997). A global carbon isotope budget, applied to glacial-interglacial climatic shifts (Maslin and Thomas, 2003), estimated the effect of different parameters such as terrestrial biomass volume and carbon isotopic changes (C_3/C_4), together with changes due to exchange of gas hydrates. This study proposed an average shift in the global oceanic $\delta^{13}\text{C}$ values of about 0.3 ‰ between the last glacial maximum (LGM) and the Holocene, reappraising previous average estimates of ~ 0.4 ‰ (Curry et al., 1988; Duplessy et al., 1988). Maslin and Thomas (1993) highlighted here the important consequence of bigger ice sheets on the receding of terrestrial biomass and the impact on the global carbon isotope budget. For the MPT, global models (e.g., Hoogakker et al., 2006) have suggested that such oceanic $\delta^{13}\text{C}$ fluctuations could result from concomitant changes in the burial fluxes of organic and inorganic carbon. On the Atlantic coast of Africa, previous studies on marine records, focusing on the MPT, revealed environmental changes over the continent, linked to atmospheric changes, bringing new pieces of evidence for aridification (Dupont et al., 2001; Schefuß et al., 2003) and wind intensification (Marlow et al., 2000). DeMenocal has even suggested that such changes could have influenced African hominid evolution (deMenocal, 2004).

In addition to this peculiar isotopic shift occurring during the MPT, isotopic changes are observed in Equatorial Atlantic deep water masses on orbital time scales (Duplessy et al., 1980; Duplessy and Shackleton, 1985; Curry et al., 1988; Oppo and Lehman, 1993; Raymo et al., 1997; Flower et al., 2000; Curry and Oppo, 2005). In the modern Atlantic Ocean and more generally during interglacial periods, the northward-flowing surface water becomes denser and sinks as the southward-flowing North Atlantic Deep Water (NADW). This deep water mass is characterized by rather $\delta^{18}\text{O}$ values (~ 3 ‰) due to reduced continental ice sheet volume, and by high $\delta^{13}\text{C}$ values (> 1 ‰) resulting from young waters sinking from the surface, after marine productivity has removed nutrients (PO_3 , NO_3) and ^{12}C , enriching it in ^{13}C (Broecker and Peng, 1982; Curry et al., 1988). This carbon isotopic signature can be traced as far south as the equatorial region, at depths of about 2500-3000 mbs (Flower et al.,

2000) (Figure 1). The southern part of the deep Atlantic Ocean hosts Lower Circumpolar Deep Water (LCDW), originating from the Southern Ocean. This water mass is characterized by lower $\delta^{13}\text{C}$ values (between 0.5 and 0 ‰, after Kroopnick, 1985). Because these southern deep waters have been isolated from the surface for a long time, the continuous oxidation of low $-\delta^{13}\text{C}$ organic matter at depth has lowered its $\delta^{13}\text{C}$ value.

During a glacial period, the build-up of huge continental ice sheets influences the dynamics of this deep water circulation, reducing NADW formation, and delivering it to shallower depths, generating the Upper North Atlantic Deep Water (UNADW). Such change in the deep circulation allows a stronger intrusion of South Oceanic Waters (SOW) at northern latitudes (Figure 1), for which the aging effect has shifted their carbon isotopic composition to negative values. The mixing between these water masses (SOW and UNADW) led to lower $\delta^{13}\text{C}$ values at equatorial latitudes (Duplessy et al., 1988; Sarnthein et al., 1994; Flower et al., 2000).

A schematic pattern of changes in the Atlantic deep water masses circulation can even be drawn by using their isotopic compositions, as the result of mixing between two end-members, with high $\delta^{13}\text{C}$ (>0.5 ‰) and low $\delta^{18}\text{O}$ (around 2.5 ‰) values, attributed to interglacial North Atlantic Deep Waters (NADW), and lower $\delta^{13}\text{C}$ (<0.5 ‰) and higher $\delta^{18}\text{O}$ (~ 4.5 ‰), attributed to glacial South Oceanic Waters (SOW) (Duplessy and Shackleton, 1985; Curry et al., 1988; Sarnthein et al., 1994; Flower et al., 2000; Curry and Oppo, 2005) (Fig.1). Such isotopic oscillations have been observed over tens to hundreds of thousands year time scales (Raymo et al., 1997), but also for millennial scale events over the last climatic cycle, shifting from warm to cold climatic conditions, associated to abrupt NADW circulation changes (e.g. Vidal et al., 1999; Shackleton et al., 2000).

As described previously, glacial-interglacial variations of global oceanic $\delta^{13}\text{C}$ values could also record the expansion and contraction of the terrestrial biosphere (Maslin and Thomas, 2003). However, the consequence of such an effect might have been inadequate for the MPT time period. Indeed, for the LGM-Holocene transition, a 1 ‰ change in the global $\delta^{18}\text{O}_{\text{sw}}$ value has been accompanied by a 0.3 ‰ change in the global $\delta^{13}\text{C}$ value. Since the $\delta^{18}\text{O}$ difference between successive glacial across the MPT time interval is considerably smaller than across the last deglaciation, it seems fair to assume that the additional carbon input from the larger ice sheets was also smaller than 0.3 ‰. This hypothesis is thus not sufficient to explain the entire decrease in benthic $\delta^{13}\text{C}$ values observed for successive glacial across the MPT.

In order to investigate these deep water isotopic composition changes and to distinguish the shorter-term fluctuations (e.g. glacial-interglacial deep oceanic circulation changes) from the MPT shift (possibly linked with atmospheric circulation changes), we present here a study of a deep marine core from the tropical Atlantic Ocean, covering the past 1.10 Ma. Isotopic analyses of stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$) were made on benthic foraminifera to characterize variations in the isotopic composition of deep water masses. The core is located along the north western African margin and heavily influenced by atmospheric dust plumes from the Sahara desert. This allows us to study aridity changes over the African continent in parallel with the stable isotope shifts and therefore to test the global aridity hypothesis.

2. Setting and methods

Core MD03-2705 is located in the eastern tropical Atlantic Ocean [$18^{\circ}05.81'\text{N}$; $21^{\circ}09.19'\text{W}$; 3085 meters below sea floor (mbsf)]. The area is sensitive enough to record the balance between the NADW and the SOW water masses (Figure 1). Previous estimates of mean accumulation rate of about 3.4 cm/ka (Jullien et al., 2007; Tisserand et al., 2009) date the oldest part of this 37-meter long core at greater than 1 million years. The core was retrieved from a bathymetric dome, 300 m above the surrounding seafloor, thus preventing possible perturbations of the sediment from gravity and bottom currents (Jullien et al., 2007).

Benthic foraminifera have been handpicked under stereomicroscope from dry sediment sieved at 150 μm . The sampling interval was 10 cm and splitting of the dry samples was done when weight exceeded 0.5g. A maximum of 4 splits were made for sample at 1.022 Ma (1.8g). Total amount of picked individuals per sample ranges from 81 at 0.910 Ma to 521 at 0.968 Ma (mean 218). The number of counted specimens per sample has been normalised to sample weight. Data presented in this study are limited to those of the Benthic Foraminiferal Number (BFN) that shows the total number of individuals per gram of dry sediment and *Uvigerina peregrina* abundance changes which are considered as an indicator of surface productivity (Lutze and Coulbourn, 1984, Loubere, 1991).

Isotopic analyses were made on monospecific samples of the bathyal epifaunal species of benthic foraminifera *Planulina wuellerstorfi*, and are therefore suitable to record variations in the deep water isotopic composition. For each sample, 2 to 3 individuals were picked and dissolved in acid via the *Micromass Multiprep autosampler* system. The resulting carbon dioxide gas was subsequently analysed against the international reference standard NBS 19,

using an Optima Micromass mass spectrometer. Measurements were carried out at the Bordeaux 1 University, within the EPOC isotopic laboratory. Triplicate measurements were made for each depth horizon (1cm) to reduce uncertainties. The analytical precision is better than 0.05‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 0.03‰ for $\delta^{13}\text{C}$. A $+0.64$ mil⁻¹ correction factor was applied to *Planulina wuellerstorfi* $\delta^{18}\text{O}$ values, according to previous calibration studies (Shackleton and Opdyke, 1973; Duplessy et al., 1984). No correction is necessary for *Planulina wuellerstorfi* $\delta^{13}\text{C}$ values.

Major elements were measured in the bulk sediment using the Bremen XRF-Cortex facility, with a 1cm step resolution (Jullien et al., 2007). Here, we focus on the titanium (Ti) record as a tracer of terrigenous supply (Richter et al., 2006) derived from preferential aeolian contributions (Itambi et al., 2009). The percentage of calcium carbonate is based on the Ca record, using a previously established calibration (Tisserand et al., 2009), that links XRF-based Ca measurements with the classical volumetric method using Bernard calcimeter (Huelsemann, 1966; Muller and Gatsner, 1971). Biogenic opal is a minor to negligible component of the sediment (less than 10%) in this area (deMenocal et al., 2000). A first-order approximation of the dust content is obtained by assuming that the non-carbonate fraction represents the dust fraction as proposed by Jullien et al. (2007) and Tisserand et al. (2009), as well as by deMenocal et al. (2000) for the neighbouring marine core ODP-658.

According to this hypothesis, and in a first step approach, the concentration of terrigenous particles is estimated using the following relationship:

$$\text{Terrigenous content (\%)} = 100 - \text{CaCO}_3 \text{ content}$$

Semi-quantitative quartz content estimates in the clay-mineral fraction have been carried out using X-ray diffraction at the University of Lille. Samples were prepared following the protocol of Bout-Roumazielles et al. (1999). X-ray diagrams were obtained using a BRUKER D4 Endeavor in association with the Lynxeye fast detector (Cu X-ray tube; 35kV voltage; 30mA intensity). XRD runs were performed routinely for each sample between 2.49 and 32.49 °2 θ) on air-dried samples. Quartz intensity (in counts per second) was measured on the 4.26Å peak using the Macintosh MacDiff® 4.2.5 software (Petschick, 2000).

For paleomagnetic analyses, u-channels were sampled in the deepest part of the core, between 27 mbsf and 29.5 mbsf and below 33 mbsf. The analysis of the natural remanent magnetization (NRM) was conducted using a 755-R 2G-cryogenic magnetometer equipped with high-resolution pick-up coils within the μ -metal shielded room of LSCE (Weeks et al.,

1993). Stepwise alternating field demagnetization was conducted with 13 successive steps from 0 to 80 mT. The direction of the characteristic remanent magnetization and the mean angular deviation (MAD) were determined using a PCA analyses (Kirschvink, 1980; Mazaud, 2005).

Stratigraphy of the upper part of core MD03-2705, covering the last two climatic cycles, has been published in Jullien et al. (2007) and in Tisserand et al. (2009). A new stratigraphy, based on a fifth-order polynomial regression, is proposed for the past 0.22 Ma (Matsuzaki et al., 2011). Stratigraphy of the lower part of the core was developed by tuning the $\delta^{18}\text{O}$ benthic record to the LR04 reference record (Lisiecki and Raymo, 2005), using the *Analyserie* program (Paillard et al., 1996) (Figure 2). The $\delta^{18}\text{O}$ benthic record in core MD03-2705 is offset by a relatively constant value of -0.5‰ relative to the LR04 record. The constancy of this difference is remarkable, given that Lisiecki and Raymo (2005) used multiple benthic records from different cores to build their stack, while MD03-2705 $\delta^{18}\text{O}$ curve originates from a single core.

Stratigraphy of the lower part of core MD03-2705 is further constrained using the paleomagnetic record. Three main polarity reversals are identified with a MAD value very rarely exceeding $7\text{--}8^\circ$ (maximum value: 16°): a reverse to normal polarity change centered around 35.85 mbsf, a normal to reverse polarity around 33.60 mbsf and a reverse to normal polarity at 28.30 mbsf. These three polarity reversals correspond to the lower and upper Jaramillo and to the Matuyama/Bruhnes reversals. They occur during marine isotopic stages 31, 27 and 19 respectively, consistent with previous studies (Shackleton et al., 1990; Horng et al., 2002). The ages assigned to these horizons in core MD03-2705, when reported on the LR04 scale (1.07 Ma, 0.988 and 0.781 Ma respectively for 35.85, 33.6 and 28.3 mbsf) (Horng et al., 2002), are consistent within about 5 ka uncertainty with the radiometric ages of the reversals at 1.053 ± 6 Ma, 0.986 ± 5 Ma and 0.779 ± 2 Ma (Singer et al., 1999 and references therein, Singer and Brown, 2002). All of the chrono-stratigraphic information for this core is internally consistent.

Unfortunately, the oldest sample extracted from core MD03-2705 (1.1 Ma) is not old enough to cover the whole MPT time interval, starting around 1.25 Ma according to Clark et al. (2006). Our record is therefore missing the background variations that lead up to this transition, and might possibly miss some events which could have had higher amplitude than the ones discussed in this work. Meanwhile, the largest changes recorded during the MPT are usually centered around 0.9 Ma, well within our record.

3. Results

3.1 Continental aridity proxies

The carbonate-free fraction of the core is a mixture of clay minerals and fine silt-sized quartz brought by the winds, along with rare freshwater diatoms and phytoliths. Because of low amounts of biogenic opal in the sediment, the aeolian dust fraction was estimated by difference between the total and the CaCO₃ fraction (see setting and method section). This approximation is supported by the XRF measurements of terrigenous elements such as Ti in the bulk sediment, which show a very good correlation with the percentage of the terrigenous fraction (Figure 2).

The terrigenous percentages may not solely reflect changes in dust inputs as it is also dependant on CaCO₃ productivity and sedimentation, including possible dissolution effects. The carbonate microfossils (foraminifera), however, present no imprint of dissolution. Moreover, in a previous paper focusing on MIS 6, specific counts (on smear slides) of aeolian quartz particles in core MD03-2705, have clearly shown the link between aeolian inputs and terrigenous index (100% - CaCO₃) (Tisserand et al., 2009). Here, the good correlation between the aeolian terrigenous fraction and the quartz content estimates in the clay-mineral fraction during the MPT also supports the validity of the assumption that the percentage of mineral dust primarily reflects an intensification of the aeolian terrigenous supply, which can be interpreted in this particular sedimentary setting as variations in aridity (Rea et al,1994), at least for this period.

Ti variations, together with the terrigenous particle concentrations and sedimentation rate variations are compared over the past 1.1 Ma in Figure 2. Some rapid increases of the sedimentation rate are found during glacial Marine Isotopic Stage (MIS) 28, 12, 6 and 2 glacial periods. During MIS 28 (around 1.025 Ma B.P.), the sharp increase is clearly linked to an exceptional volcanic event, marked by an ash layer. Both the amount of Ti and the terrigenous content records proxies record one of their highest values within the ash layer (Figure 2). Otherwise, variations in the sedimentation rates are rather low and steady. A strong similarity between the terrigenous proxies and $\delta^{13}\text{C}_{\text{benthic}}$ curve is clear for the earliest part of the record, from 1.1 Ma to 0.7 ka B.P. while discrepancies appear for the latest part, from 700 ka to present day (Figures 2). Within the MPT transition, between 1 Ma and 0.9 Ma, glacial periods (from MIS26 to MIS22) are characterized by a progressive increase in both

terrigenous proxies. Variability decreases in both records to a plateau within MIS 15 and MIS 13, i.e. between 0.60- 0.45 ka.

3.2. Deep water masses isotopic signature

We defined time intervals corresponding to full glacial and interglacial periods for the last 1.1Ma in order to identify the two primary end-member water masses (i.e., similar to NADW and SOW). Climatic transitions (i.e., terminations/deglaciations), during which the water masses mixing readjustment occurs, have been removed in this operation. The selected time periods, and the corresponding depth intervals, are presented in Table 1.

An X-Y plot of $\delta^{18}\text{O}$ values and $\delta^{13}\text{C}$ values provides a clear graphical separation of interglacial and glacial periods (Figure 3). Interglacial periods, concentrated on the upper part of the graph, are characterized by low $\delta^{18}\text{O}$ and high $\delta^{13}\text{C}$ values, while glacial periods, on the lower part of the graph, are identified by high $\delta^{18}\text{O}$ and low $\delta^{13}\text{C}$ values. Interglacial values are scattered around the NADW reference value, in agreement with the modern hydrology off the Mauritanian margin. Glacial periods conversely show a scattering around the SOW reference value.

For the glacial values of this scatter plot, some isotopic differences can be observed through time, defined as clusters (Figure 3) in the following description. For oldest glacials, i.e. from MIS 32 to 28, isotopic values are in between the two end member values (Figure 3). The low amplitude $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ variations characterizing MIS 32 to 28 suggest rather small glacial-interglacial deep-water masses variations (Figure 2). The MPT (from cluster MIS 28-32 to cluster MIS24-20 in Figure 3) is marked by a clear shift in range of $\delta^{13}\text{C}$ values with lower values during both glacials and interglacials compared to the previous intervals, while the total amplitude of the $\delta^{18}\text{O}$ signal is only slightly enriched. The most recent period, from MIS 16 to 2, shows a shift back toward higher $\delta^{13}\text{C}$ values for both glacials and interglacials. Only MIS 12, within this recent period, experiences $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values comparable to those found within MIS 32 to MIS 28 (Figure 2). This explains the overlap between these last two clusters (on the X-Y plot, Figure 3). The $\delta^{13}\text{C}$ signal thus displays a peculiar temporary feature over the MPT interval (from cluster MIS 28-32 to cluster MIS24-20), with both glacial and interglacial depleted values (Figures 2 and 3). Contrastingly, the glacial $\delta^{18}\text{O}$ -values increased during the MPT and progressively reached the recent glacial signature (MIS 16 to 2). Meanwhile the interglacial $\delta^{18}\text{O}$ values remained rather stable (even slightly decreasing) over the MPT interval compared to the increase observed on the more recent

periods (MIS 16 to 2), when the $\delta^{18}\text{O}$ amplitude reached its maximum actual range.

4. Discussion

4.1. Continental-deep ocean linkage on the African margin

For the deep water carbon isotopic composition, a marked depletion is observed in core MD03-2705 between 1.10 and 0.80 Ma, with the lowest $\delta^{13}\text{C}$ values reached during MIS 24, 22 and 20 (Figures 2). This drop in the deep marine $\delta^{13}\text{C}$ values is in complete agreement (in both timing and amplitude) with what was observed in the nearby marine core ODP664 (Raymo et al., 1997).

In marine record MD03-2705, a strong similarity in shape between the terrigenous content and $\delta^{13}\text{C}$ benthic curve can be observed for the earliest part of the record, from 1.1 Ma to 700 ka B.P., while discrepancies appear for the latest part, from 700 ka to present day (Figures 2 and 5). For the MPT time interval, between 1.0 and 0.7 Ma B.P., the marked peaks in the $\delta^{13}\text{C}$ benthic record appear to be in phase with increases in the Ti content, the terrigenous percentage and semi-quantitative quartz content records (Figure 6). Lag-correlation analysis (using MATLAB software) between the $\delta^{13}\text{C}$ benthic and terrigenous content records between 1.0 and 0.7 Ma B.P. reveals a maximum correlation of 0.55, for a 4 000 years lead of the terrigenous signal (Figure 4). The relatively weak correlation suggests that, while a clear link exists between continental aridity and the $\delta^{13}\text{C}$ benthic signature, this link is probably not direct (West African terrigenous signal possibly leading global aridification) and that other processes are probably involved in the carbon isotopic changes of deep water masses.

As shown by the $\delta^{18}\text{O}$ benthic record, the MPT corresponds to progressively colder glacial conditions, characterized by the building of larger continental ice sheets. As suggested by paleodata from the equatorial Atlantic Ocean (deMenocal, 1995; Jullien et al., 2007; Mulitza et al., 2008), as well as modelling results (Tiallingii et al., 2008; Kageyama et al., 2009), a strengthening of the atmospheric circulation cells, accompanied by a southward shift in the pattern of the Inter-Tropical Convergence Zone (ITCZ), is expected during these colder periods. The southward shift of the ITCZ would have extended the arid belt further south in Northwest Africa, and is likely to have increase wind stress, as observed during the last two climatic cycles (Jullien et al., 2007; Tisserand et al., 2009; Matsuzaki et al., 2011). Increasing values of dust content are consistent with these changes (Figure 4). The hypothesis proposed

by Raymo et al. (1997) seems to be supported by our Mauritanian margin record. Indeed, an extension of the arid belt associated with stronger winds blowing westward over the African continent might have increased the input from a depleted ^{13}C carbon reservoir into the ocean, contributing to the general lower $\delta^{13}\text{C}$ benthic values.

A putative atmospheric circulation change during the MPT, associated with a southward shift in the migration pattern of the ITCZ, may have directly impacted the local oceanic environment, and thus the benthic $\delta^{13}\text{C}$ signature. Today, strong upwelling takes place on the Mauritanian margin, which affects surface $\delta^{13}\text{C}$ values of dissolved inorganic carbon via stronger productivity (Mackensen and Bickert, 1999). Although core MD03-2705 is not located directly within the upwelling cells, some filaments of upwelled nutrient-enriched waters could reach our site, during specific periods (Matsuzaki et al., 2011). In the context of sea level falls during glacial periods, the geographic influence of upwelled waters, due to the westward Ekman deviation of the Canary Current, might have shifted offshore toward the outer shelf and upper slope (Bertrand et al., 1996), moving the productive areas off-shore as well (Martinez et al., 1996). In addition, stronger westward winds could have increased the strength of the upwelling, increasing the phytoplankton productivity. *U. peregrina* generally appears more abundant during glacial periods such as MIS 30, 28 and 26 when Ti content is also higher (Figure. 6). This is similar to what has been observed for the late quaternary in the South Atlantic Ocean by Schmiedl and Mackensen (1997). This increase in the amount of *U. peregrina* reflects higher oceanic productivity during MIS 30, 28 and 26 that could be associated with a more vigorous upwelling due to stronger winds blowing from the east. The later peak of *U. peregrina* (Figure 6f) occurring during MIS 28 is most probably related to enhanced fertilization of surface water by volcanic ashes found during this interval (confirmed by magnetic susceptibility) rather than upwelling intensity. Meanwhile, no clear changes are observed while entering into colder glacial periods within the MPT (e.g. MIS 24). The direct influence of lower sea level on the paleoproductivity at the MD 03-2705 core site is therefore uncertain. To further investigate the possible changes and transfer of the carbon isotopic signal from the surface to the deep water, future work should focus on the isotopic and elemental characterization of the thermocline layer. A $\delta^{13}\text{C}$ record of different planktonic foraminifera species of core MD03-2705 is required to test this hypothesis.

The contribution of the West African margin aridity alone would obviously be too small to affect the global signature of the whole oceanic deep waters. Meanwhile, other paleo-records help to extent such hypothesis to the rest of the African continent. For the Benguela

basin (ODP 1084) along the south tropical Atlantic African coast, intensification of the upwelling cells has been observed during the MPT, and linked with the aridification of the African continent (Marlow et al., 2000). In the Angola basin (ODP 1075), vegetation changes of the African continent have been recorded as early as 1.05 Ma (Dupont et al., 2001). For a neighbouring core, a record of African C₄ plant abundance, derived from compound-specific carbon isotope analysis of wind-transported terrigenous plant waxes, confirms some changes in the atmospheric moisture content during the MPT (Figure 6)(Schefuß et al., 2003). The abundance of C₄ plants, found predominantly in tropical savannahs and semi-deserts, seems to be directly linked with the sea surface temperature record and the atmospheric moisture content. The establishment and persistence of C₄ grass-land around 0.9 Ma has been explained by a large-scale aridification of the African continent during this time period (Schefuß et al., 2003). Despite uncertainties linked to different age scales, increases in C₄ percentage in marine core ODP1077 in the Angola basin seem to be in phase with wind-strengthening proxies (Ti and Quartz counts) in core MD03-2705 off the Mauritanian margin (Figure 6). The hypothesis of a southward shift of the ITCZ, leading to aridification and erosion of previously moist areas, is in agreement with the absence of any typical arid markers within the clay mineral association in our record. Indeed African arid sources provide fibrous clay-minerals as palygorskite or sepiolite (Jullien et al., 2007; Bout-Roumazielles et al., 2007) that are not particularly abundant over the MPT.

4.2. The carbon isotopic MPT depletion- a response to an increase in global aridity?

As discussed previously, an expansion of the mean global ice volume could have occurred for each successive glacial interval within the MPT time interval, dragging a perennial polar front southward. This latitudinal shift might have forced the southward migration of NADW convection centers, reducing the convection efficiency, as is observed for recent glacial periods. The subsequent change in the latitudinal distribution of deep water masses would have impacted the $\delta^{13}\text{C}$ benthic record in core MD03-2705, assuming that the deep water masses are characterized by a unique isotopic signature (high $\delta^{13}\text{C}$ and low $\delta^{18}\text{O}$ for NADW, and low $\delta^{13}\text{C}$ and high $\delta^{18}\text{O}$ for SOW). The reduction of NADW formation during each successive glacial interval within the MPT might have allowed the northward penetration of the SOW from 1.0 to 0.8 Ma, producing noticeable $\delta^{13}\text{C}$ depletion, along with a $\delta^{18}\text{O}$ enrichment in the MD03-2705 benthic isotopic record. While such shift is clearly observed in the glacial benthic $\delta^{13}\text{C}$ values from MIS 30 to MIS 24 (Figure 2), only a slight

amplitude change appears in the glacial benthic $\delta^{18}\text{O}$ values for the same time interval. The strongest $\delta^{18}\text{O}$ -enriched value occurs during MIS 22 and MIS 16 (Figure 2), while the $\delta^{13}\text{C}$ benthic value does not present low values during MIS 16, for example. Such discrepancies appear clearly in the X-Y isotopic plot (Figure 3), in which the post-MPT glacial cluster (MIS 24-20) lays far apart from the two end-members mixing line. As long as the most drastic amplitude changes between each MPT glacial periods are not in phase in both isotopic records of the same core, the validity of the hypothesis involving modification in the deep water masses distribution along the successive MPT glacial interval is doubtful. Meanwhile, such discussion stands for glacial periods only, the role of circulation changes across glacial-interglacial transitions staying undisputed. From our data, we argue that the depletion in the $\delta^{13}\text{C}$ benthic record of core MD03-2705, observed for the successive MPT glacial interval, could partly be the consequence of a global atmospheric change and its impact on the terrestrial carbon budget. However, more high latitude benthic records covering the MPT time interval are needed for confirmation.

The ‘aridity hypothesis’ proposed by Raymo et al. (1997) still needs to be tested for other continents. Indeed, the decrease in carbon isotope values has been observed on a global scale, in each deep ocean basin. For the past 0.80 Ma, a clear link can be observed between global aridification as suggested by atmospheric dust content recovered from the Dome C ice core record (EPICA community members, 2004) and our $\delta^{13}\text{C}$ benthic record. For each glacial period of increased dust content in the Antarctic ice, a depletion in the $\delta^{13}\text{C}$ benthic record is observed in core MD03-2705 (Figure 5). Meanwhile, no such global record of atmospheric dust exists for the period prior to 0.8 Ma B.P. Some paleo-records of the East Asian Monsoon extend back one million years. These records are extracted from two red-clay and loess palaeosol sequences observed on the Chinese Loess Plateau (Sun et al., 2006), and are plotted in Figure 5 and 6 along with MD03-2705 records. In the continental Asian records, magnetic susceptibility is believed to represent amplitude and frequency of the eastern Asian summer monsoon. The mean grain size of the Chinese Loess, which principally reflects the wind intensity, has been interpreted as a proxy for the intensity of monsoon circulation and aridity in sources area of dust (Xiao et al., 1992). Over the MPT, an increase in the mean grain size is observed for glacial periods MIS 22 and 24, in phase with aridity proxies from the Angola basin (ODP1077) or with wind-strength proxies in the Mauritanian margin (MD03-2705)(Figure 6). Within the different timescale uncertainties linked to each of these palaeoclimatic records, eastern Asian Monsoon proxies suggest an enhanced winter monsoon activity (coarser grain size) during the MPT, while the summer monsoon is weak (Figure 5).

Such a configuration might have enhanced the aridity over the Asian continent, leading to the same impact over the ocean, i.e. an input from a ^{13}C depleted carbon reservoir into the ocean. The eastern Asian continental aridity (which mainly impacts the Pacific deep waters) reveals the same response when compared to the African continental aridity (which mainly impacts the Atlantic deep waters), and both might have thus triggered similar consequences on the mean deep water carbon isotopic composition.

5. Conclusions

Multiproxy analysis of a marine core off the Mauritanian margin has allowed for reconstruction of variations in atmospheric and oceanic dynamics during the last 1.1 Ma. Ti and Quartz contents show past variations in African continental aridity, in agreement with the aeolian terrigenous particle concentration. Within the MPT, an increase of these proxies during consecutive glacial periods (MIS 26, 24 and 22) suggests enhanced aridity over the African continent. These results are consistent with evidence for aridification throughout the African continent, found in the Benguela basin (Marlow et al., 2000) or in the Angola basin (Schefuß et al., 2003). These terrestrial environmental changes correspond to shifts in the deep ocean carbon isotopic composition, with benthic $\delta^{13}\text{C}$ minima during the same glacial periods. The proposed link calls for a larger input from the continental ^{13}C depleted carbon reservoir into the ocean as the result of the extension of C_4 vegetation in the arid latitudinal band in Northwest Africa (due to a southern shift of the ITCZ), and facilitated by stronger winds. While the contribution of the West African increased aridity is probably too small to imprint the global deep-water carbon isotopic signature (as also indicated by the phase lag relationship between our terrigenous and $\delta^{13}\text{C}$ records), it is likely indicative of a global aridification phenomenon that may have taken place during the MPT.

Similar shifts in the benthic $\delta^{13}\text{C}$ have been observed in deep marine cores from different oceans, during the MPT, highlighting the global aspect of such changes. While the $\delta^{18}\text{O}$ benthic enrichment expresses the building of bigger continental ice sheets over the high latitudes continents (moving from a '41 kyr' climatic cycle world to the '100 ka world'), the $\delta^{13}\text{C}$ benthic depletion has been hypothetically linked with global aridity changes (Raymo et al., 1997). On a global scale, we compare our African record with the continental loess record from Asia. For the same time interval, the Asian continent displayed an increased winter monsoon while the summer monsoon remained weak. Such a configuration is likely to have resulted in increased wind strength and aridity over the Asian continent. These two records

therefore support Raymo et al. (1997)'s hypothesis of a worldwide input of carbon from the terrestrial biosphere reservoir into the ocean in order to account for the global deep water carbon isotopic composition change during the MTP.

In the future, global circulation model runs could help to define the role of atmospheric dynamics during the MPT, and more precisely, test the hypothesis of a shifting ITCZ associated with the cold glacial stages of the MPT (Kageyama et al., 2009).

Acknowledgements

IMAGES core MD03-2705 was recovered by the N/V *Marion-Dufresne* (Institut Paul Emile Victor). O. Ther and J. Saint-Paul provided invaluable technical assistance. We thank E. Schefuß, S. Weldeab and U. Röhl for access to the Bremen XRF core scanner (and Ti measurements), as well as their financial RCOM support by the German Science Foundation (DFG). We would like to warmly thank R. Robinson for cleaning up the written English. The author would like to acknowledge two anonymous reviewers and associated editor T. Marchitto for their suggestions which helped to significantly improve the final manuscript. Financial contribution from the INSU LEFE-EVE programme is acknowledged. This is UMR 5805 EPOC contribution 1785.

References

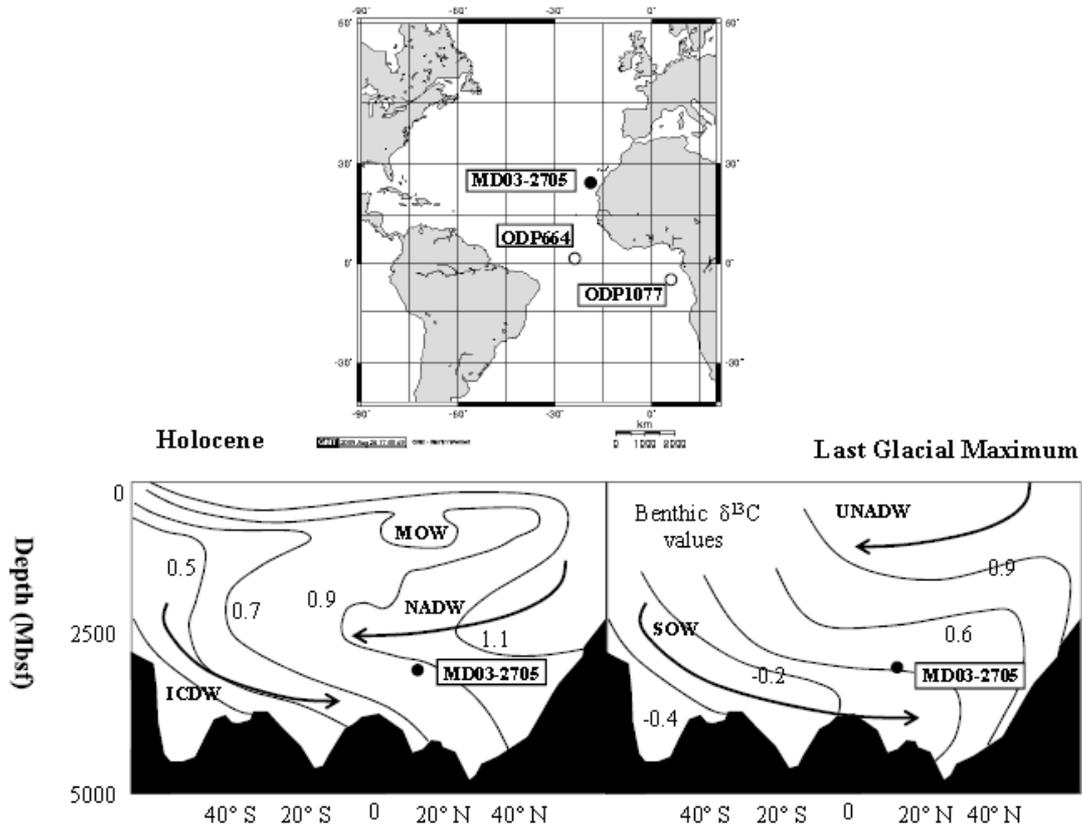
- Bertrand P.**, Shimmiel G., Martinez P., Grousset F., Jorissen F., Paterne M., Pujol C., Bouloubassi I., Buat-Menard P., Peyrouquet J-P., Beaufort L., Sicre M-A., Lallier-Verges E., ternois Y. and other participants of the Sedorqua Program., 1996. The glacial ocean productivity hypothesis: the importance of regional temporal and spatial studies, *Mar. Geol.*, 130, 1-9.
- Bout-Roumazielles**, V., Cortijo, E., Labeyrie, L., Debrabant, P. 1999. Clay mineral evidence of nepheloid layer contribution to the Heinrich layers in the Northwest Atlantic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 146 :211-228.
- Bout-Roumazielles**, V., Nebout, N.C., Peyron, O., Cortijo, E., Landais, A. and Masson-Delmotte, V. 2007. Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000 yr BP North Atlantic cold events. *Quaternary Science Reviews*, 26: 3197-3215.
- Broecker W. S.** and Peng T.H., 1982. *Tracers in the sea*, Lamont-Doherty Earth Obs., Palisades, NY, 690pp.
- Clark P. U.**, Archer D., Pollard D., Blum J. D., Rial J. A., Brovkin V., Mix A., Pisias N. G. and Roy M., 2006. The middle Pleistocene transition : characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO₂, *Quat. Sc. Rev.*, 25, 3150-3184.
- Curry W. B.**, Duplessy J-C., Labeyrie L. D. and Shackleton N., 1988. Changes in the distribution of δ¹³C of deep water δCO₂ between the last glaciation and the Holocene, *Paleoceanography*, 3, 3, 317-341.
- Curry W. B.** and Oppo D. W., 2005. Glacial water mass geometry and the distribution of δ¹³C of δCO₂ in the Western Atlantic Ocean, *Paleoceanography*, 20, PA1017, doi:10.1029/2004PA001021.
- deGaridel-Thoron T.**, Rosenthal Y., Bassinot F. and Beaufort L., 2005. Satble sea surface temperatures in the Western Pacific warm pool over the last 1.75 million years, *Nature*, 433, 294-298.
- deMenocal**, P.B., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L. and Yarusinsky, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing, *Quat. Sci. Rev.*, 17, 395-409.
- deMenocal**, P.B., 2004. African climate change and faunal evolution during the Pliocene-Pleistocene, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 220, 3-24.
- Duplessy J-C.**, Moyes J. and Pujol C., 1980. Deep water formation in the North Atlantic ocean during the last ice age, *Nature*, 286, 479-481.
- Duplessy**, J.-C., Shackleton, N. J., Matthews, R. K., Prell, W., Ruddiman, W. F., Caralp, M., and Hendy, C. H. (1984). “¹³C Record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean : Implication for the carbon cycle and the global deep water circulation.” *Quaternary Research*, 21, 225-243.
- Duplessy J-C.** and Shackleton N., 1985. Response of global deep-water circulation to Earth’s climatic change 135,000-107,000 years ago, *Nature*, 316, 6028, 500-507.
- Duplessy**, J.-C., Shackleton, N. J., Fairbanks, R. G., Labeyrie, L., Oppo, D. and Kallel, N., 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation, *Paleoceanography*, 3 (3), 343-360.
- Dupont L.**, Donner B., Schneider R. and Wefer G., 2001. Mid-Pleistocene environmental change in tropical Africa began as early as 1.05 Ma. *Geology*, 29, 3, p 195-198.
- Epica** community members, 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, 429, 623-628.
- Flower B.P.**, Oppo D.W., McManus J.F., Venz K.A., Hodell D.A. and Cullen J.L., 2000. North Atlantic intermediate to deep water circulation and chemical stratification during the past 1 Myr, *Paleoceanography*, 15, 4, 388-403.
- Huelsemann**, J., 1966. On the routine analysis of carbonates in unconsolidated sediments, *J. Sediment., Petrol.*, 36(2), 622-625.
- Hoogakker B. A.**, Rohling E.J., Palmer M.R., Tyrrell T. And Rothwell R. G., 2006. Underlying causes for long-term global ocean δ¹³C fluctuations over the last 1.20 Myr, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 248, 15-29.

- Horng**, C. S., Lee, M. Y., Pälke, H., Wei K. Y., Liang W. T., Iizuka, Y., and Torii, M., 2002. Astronomically calibrated ages for geomagnetic reversals within the Matuyama chron, *Earth Planets Space*, 54, 679–690.
- Itambi**, A. C., von Dobeneck, T., Mulitza, S., Bickert, T., Heslop, D., 2009. Millennial-scale northwest African droughts related to Heinrich events and Dansgaard-Oeschger cycles: Evidence in marine sediments from offshore Senegal. *Paleoceanography* 24, PA1205, doi:10.1029/2007PA001570
- Jullien** E., Grousset E. F., Malaizé B., Duprat J., Sanchez-Goni M. F., Eynaud F., Charlier K., Schneider R., Bory A., Bout V. and Flores J. “Low latitude ‘dusty events’ vs high latitude ‘Icy Heinrich events’ ?”, *Quat Research*, Vol 68, 3, 379-386, doi:10.1016/j.yqres.2007.07.007.
- Kageyama** M., Mignot J., Swingedouw D., Marzin C., Alkama R. And Marti O., 2009. Glacial climate sensitivity to different states of the Atlantic Meridional Overturning Circulation : results from the IPSL model, *Clim. Past.*, 5, 551-570.
- Kirschvink**, J., 1980. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 62, 699–718.
- Kroopnick** P.M., 1985, The distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of CO_2 in the world oceans, *Deep Sea Res.*, 32, Part A, 57-84.
- Lisiecki**, L.E. and Raymo, M.E. (2005), A Plio-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records, *Paleoceanography*, 20, PA1003, doi:10.1029/2004PA001071.
- Loubere**, P., 1991, Deep-sea benthic foraminiferal assemblage response to a surface ocean productivity gradient: a test: *Paleoceanography*, vol. 6, no. 2, p. 193–204.
- Lutze**, G. F., and Coulbourn W. T., 1984, Recent benthic foraminifera from the continental margin of northwest Africa: community structure and distribution: *Marine Micropaleontology*, vol. 8, p. 361–401.
- Mackensen** A. and Bickert T., 1999. Stable carbon isotopes in benthic foraminifera: Proxies for deep and bottom water circulation and new production, in *Use of Proxies in Paleoceanography: Examples from the South Atlantic Ocean*, Fisher G. and Wefer G. (eds), Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, pp229-254.
- Marlow** J.R., Lange C. B., Wefer G. and Rosell-Mele A., 2000. Upwelling intensification as part of the Pliocene-Pleistocene climate transition, *Science*, 290, 2288-2291.
- Martinez** P., Bertrand P., Bouloubassi I., Bareille G., Shimmield G., Vautravers B., Grousset F., Guichard S., Ternois Y. and Sicre M-A., 1996. An intergrated view of inorganic and organic biogeochemical indicators of palaeoproductivity changes in a coastal upwelling area, *Org. Geochem.* 24, 4, 411-420.
- Martinez**, P., Bertrand P., Shimmield G. B., Cachrane K., Jorissen F. Foster J. and Dignan M., 1999. Upwelling intensity and ocean productivity changes off Cape Blanc (northwest Africa) during the last 70.000 years: geochemical and micropaleontological evidence. *Mar. Geol.*, 158, 57-74.
- Martinson**, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C., and Shackleton, N. J. , 1987, “Age dating and the Orbital Theory of Ice ages : development of a high-resolution 0 to 300,000-year Chronostratigraphy.” *Quaternary research*, 27, 1-29.
- Maslin** M. and Thomas E., 2003. Balancing the deglacial global carbon budget : the hydrate factor. *Quat. Sci. Rev.*, 1729-1736.
- Matsuzaki**, K. M. R., Eynaud F., Malaizé B., Grousset F. E., Tisserand A., Rossignol L., Charlier K. and Jullien E., paleoceanography of the Mauritanian margin during the last two climatic cycles: from planktonic foraminifera to African climate dynamic. Submitted to *Mar. Micropal.*
- Mazaud**, A., 2005. User-friendly software for vector analysis of the magnetization of long sediment cores. *Geochem. Geophys. Geosystems*, vol. 6, doi:10.1029/2005GC001036.
- Mulitza** S., Prange M., Stuut J-B., Zabel M, vonDobeneck T., Itambi A., Nizou J., Schulz M. and Wefer G., 2008, Sahel megadroughts triggered by glacial slowdowns of Atlantic meridional overturning, *Paleoceanography*, 23, PA4206, doi:10.1029/2008PA001637.
- Muller**, G. and Gatsner M., 1971, Chemical analysis , *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 10, 466-469.
- Oppo** D.W. and Lehman S.J., 1993. Mid-depth circulation of the sub-polar North Atlantic during the Last Glacial Maximum, *Science*, 259, 1148-1152.
- Paillard**, D., Labeyrie, L., and Yiou, P., 1996. Macintosh program makes time-series analysis easy. *EOS transactions, American Geophysical Union*, 77(39), 379.

- Petschick**, R. 2000. MacDiff 4.2 Manual. MacDiff (online). Available from : <http://www.geologie.uni-frankfurt.de/Staff/Homepages/Petschick/RainerE.html>.(Revised 2001-05-17)
- Ravelo** A.C., Andreassen D.H., Lyle M., Lyle A.O. and Wara M., 2004. Regional climate shifts caused by gradual global cooling in the Pliocene epoch, *Nature*, 429, 263-267.
- Raymo** M.E., Ruddiman W.F., Backman J., Clement B.M. and Martison. D.G., 1989. Late Pliocene variation in northern hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation, *Paleoceanography*, 4, 413-446.
- Raymo** M.E., Oppo D.W. and Curry W., 1997. The mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective, *Paleoceanography*, 12, 4, 546-559.
- Raymo** M.E., Oppo D.W., B. P. Flower, D. A. Hodell, J. F. McManus, K. A. Venz, K. F. Kleiven and K. McIntyre, 2004. Stability of North Atlantic water masses in face of pronounced climate variability during the Pleistocene, *Paleoceanography*, 19, PA2008, doi:10.1029/2003PA000921.
- Richter**, T.O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H.C., de Haas, H., van Weering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments, *In* Rothwell, G. (ed.): *New Techniques in Sediment Core Analysis*, Geol. Soc. London Spec. Publ., 267: 39-50.
- Sarnthein**, M., Winn K., Jung S. J. A. , Duplessy J-C., Labeyrie L., Erlenkeuser H. and Ganssen G., 1994. Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions, *Paleoceanography*, 9, 2, 209-267.
- Schefuß** E., Schouten S., Jansen F. and Damsté, J. S. African vegetation controlled by tropical sea surface temperatures in the mid-pleistocene period, *Nature*, Vol 422, 418-421, 2003.
- Schmiedl** G. and Mackensen, A. 1997. Late quaternary paleoproductivity and deep water circulation in the eastern South Atlantic Ocean: Evidence from benthic foraminifera. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 130, 43-80.
- Shackleton**, N. J., and Opdyke, N. D. (1973). "Oxygen isotope and palaeomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238 : Oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 100 kyr and 1000 kyr scale." *Journal of Quaternary Research*, 3(1), 39-54.
- Shackleton** N., Hall M. and Vincent E., 2000, Phase relationship between millennial-scale events 64,000-24,000 years ago. *Paleoceanography*, 15, 6, 565-569.
- Shackleton**, N. J., A. Berger, and W. R. Peltier, 1990. An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677, *Trans. R. Soc. Edinburgh: Earth Sciences*, **81**, 251–261.
- Singer**, B. S., Hoffman, K. A., Pringle, M. S., Chauvin, A., Coe, R.S., 1999, Dating transitionally magnetized lavas of the late Matuyama Chron: Toward a new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ timescale of reversals and events, *J. Geophys. Res.*, **104**, 679-693.
- Singer**, B. S. and L. L. Brown, The Santa Rosa event: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic results from the Valles rhyolite near Jaramillo Creek, Jemez Mountains, New Mexico, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **197**, 51–64, 2002.
- Sun** Y., Clemens S.C., An Z. and Yu Z., 2006. Astronomical timescales and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau, *Quat. Sci. Rev.*, **25**, 33-48, doi:10.1016/j.quascirev.2005.07.005.
- Tisserand** A., B. Malaizé, E. Jullien, S. Zaragosi, K.Charlier and F. Grousset, 2009. African monsoon enhancement during a cold stage, Marine Isotopic Stage 6.5 (MIS6.5), 170 kyr ago, *Paleoceanography*, doi:10.1029/2008 PA001630
- Tjallingii** R., Claussen M., Stuut J-B., Fohlmeister J., Jahn A., Bickert T., Lamy F. and Röhl U., 2008, Coherent high- and low-latitude control of the northwest African hydrological balance, *Nature Geosciences*, **1**, doi:10.1038/ngeo289.
- Vidal** L., Schneider R. R., Marchal O., Bickert T., Stocker T.F. and Wefer G., 1999. Link between the north and south Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period, *Climate dynamics*, **15**, 909-919.
- Weeks** R., Laj C., Endignoux L., Fuller M., Roberts A., Manganne R., Blanchard E., Goree W., 1993. Improvements in long-core measurement techniques: applications in palaeomagnetism and palaeoceanography, *Geophys. J. Int.*, **114**, 651-662.

Xiao J., Hongbo Z. and Zhao H., 1992. Variation of winter monsoon intensity on the Loess plateau, Central China during the Last 130,000 years : evidence from grain size distribution, *The Quaternary Research*, 31 (1); 13-19.

FIGURES



Adapted from Duplessy et al., 1988, Raymo et al., 1997 and Flower et al., 2000

Figure 1: Cross sectional maps of the Atlantic ocean. Location of cores MD03-2705 (this study), ODP 664 (Raymo et al., 1997) and ODP1077 (Dupont et al., 2001; Schefuss et al., 2003) and carbon isotopic values ($\delta^{13}\text{C}$) of water masses

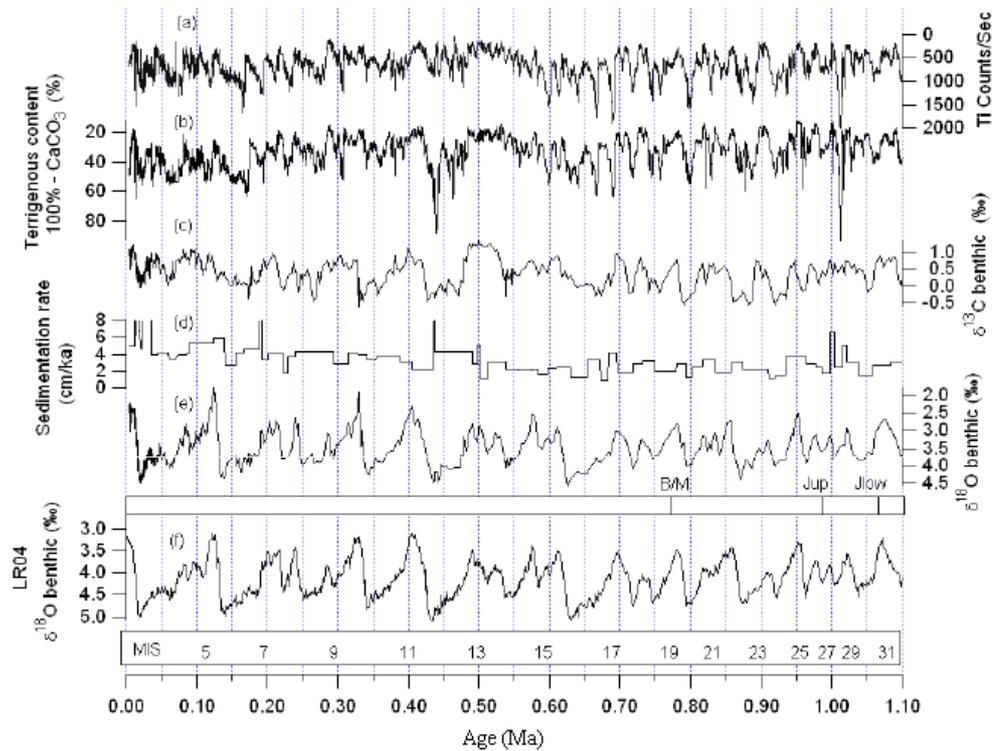


Figure 2: (a) Ti qualitative content (XRF) in core MD03-2705;
 (b) Terrigenous content approximation in core MD03-2705;
 (c) Benthic $\delta^{13}\text{C}$ record in core MD03-2705; (d) sedimentation rate in core MD03-2705; (e) $\delta^{18}\text{O}$ benthic record in core MD03-2705 (f) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ record from LR04 stack (Lisiecki and Raymo, 2004)
 Main paleomagnetic horizons are marked (B/M : Brunhes-Matuyama, Jup : upper Jaramillo , Jlow : lower Jaramillo)

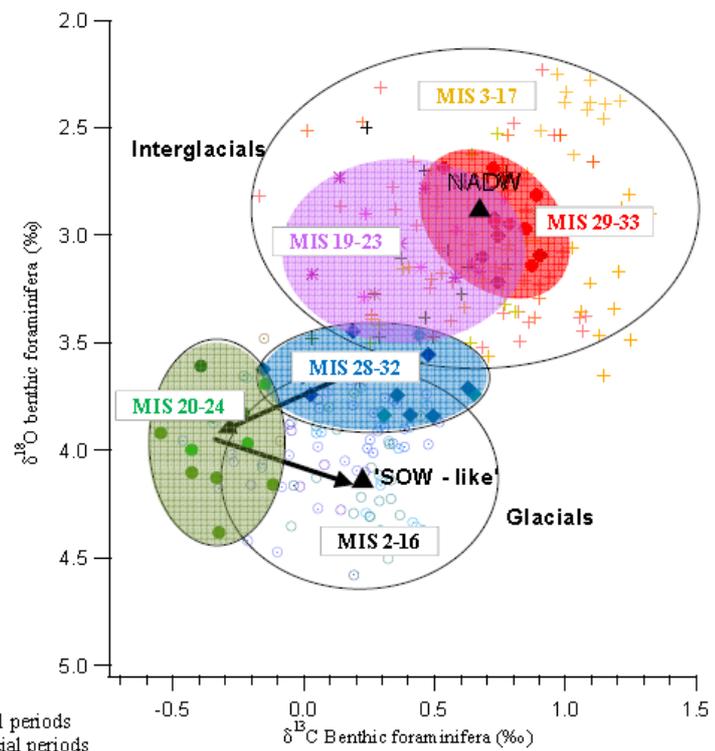


Figure 3: Isotopic composition of deep water masses.

Crosses and stars (red and pink) represents interglacial periods
 Diamonds and circles (blue and green) represents glacial periods

Distinction has been done between the most recent glacial intervals, from MIS 2-16 (clear blue circles), to oldest glacial periods (blue diamonds: MIS 28-32, and plain green circles: MIS 20-24), as well as for the most recent interglacial intervals, from MIS 3-17 (crosses) to oldest interglacials (red bold stars : MIS 29-33 and pink diamonds : MIS 19-23). Black arrows represent evolution from older time periods to younger ones. Black triangles present the modern isotopic composition of NADW and of a southern water mass which isotopic composition could be associated to a 'SOW-like' end-member.

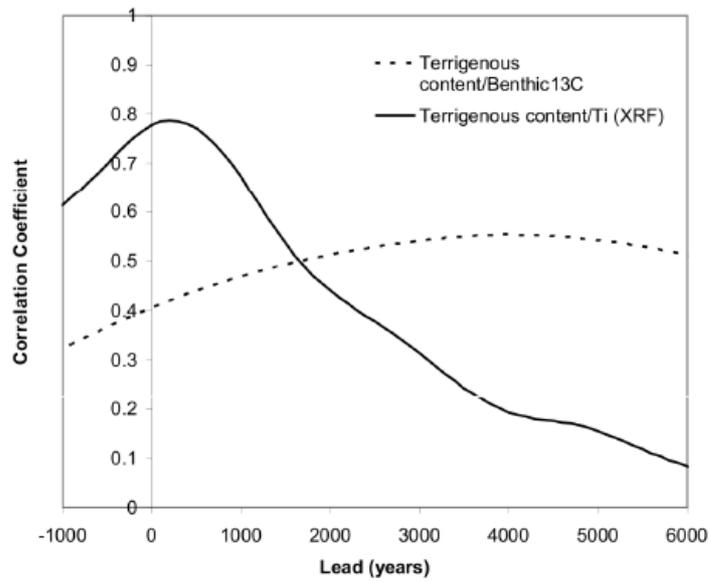


Figure 4: Correlation as a function of lag (years) for the interval 700-1100 kyrs between the terrigenous content and the benthic $\delta^{13}\text{C}$ records (dash line) and between the terrigenous content and Titanium (Ti) measurement with the XRF core scanner records (plain line).

Maximum correlations (0.55) are achieved for a 4000-year lead of terrigenous content vs benthic $\delta^{13}\text{C}$. Maximum correlation (0.79) indicates a quasi-in phase relationship between terrigenous content and Titanium (Ti) measurement with the XRF core scanner.

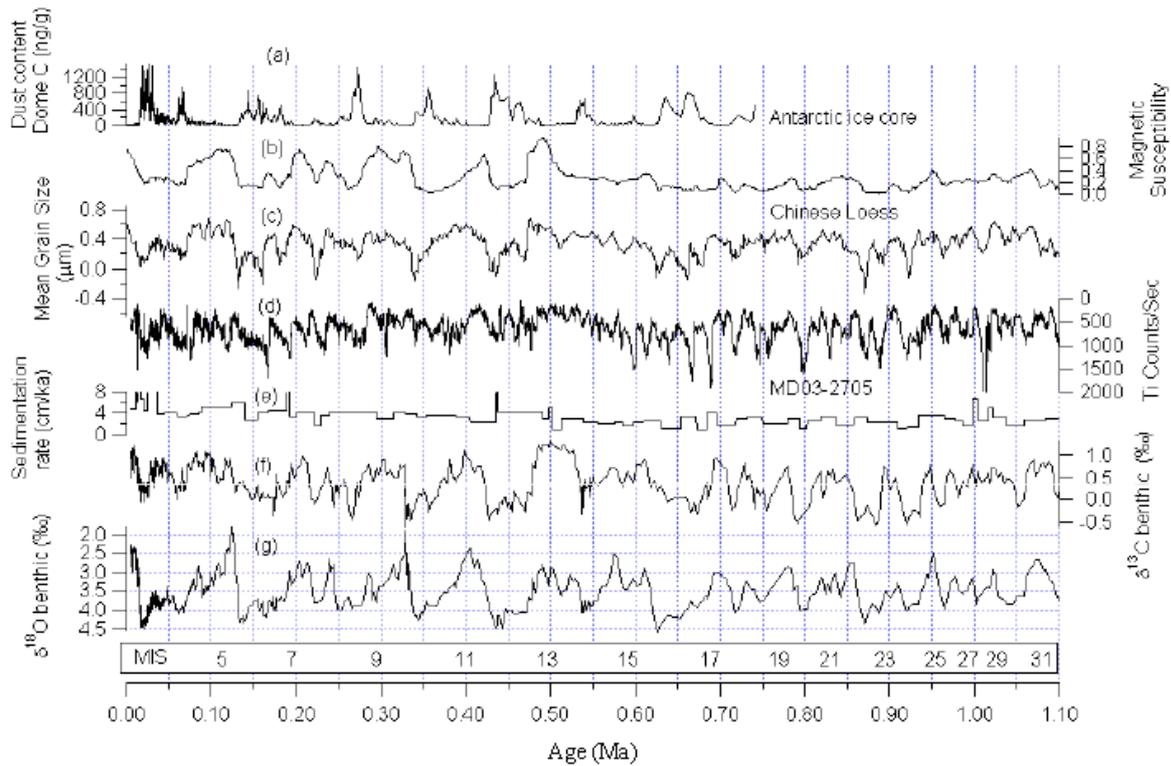


Figure 5: (a) Dust content in Dome C ice Core (Antarctica)(Epica Community Members, 2004)
 (b) Magnetic susceptibility of east Asian Loess (Summer monsoon proxy) (Sun et al., 2006);
 (c) Mean grain size composition of East Asian Loess (Winter monsoon proxy)(Sun et al., 2006)
 (d) Ti qualitative content in core MD03-2705 (aridity proxy); (e) Sedimentation rate in core MD03-2705
 (f) $\delta^{13}\text{C}$ benthic record from core MD03-2705; (g) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ record for core MD03-2705.

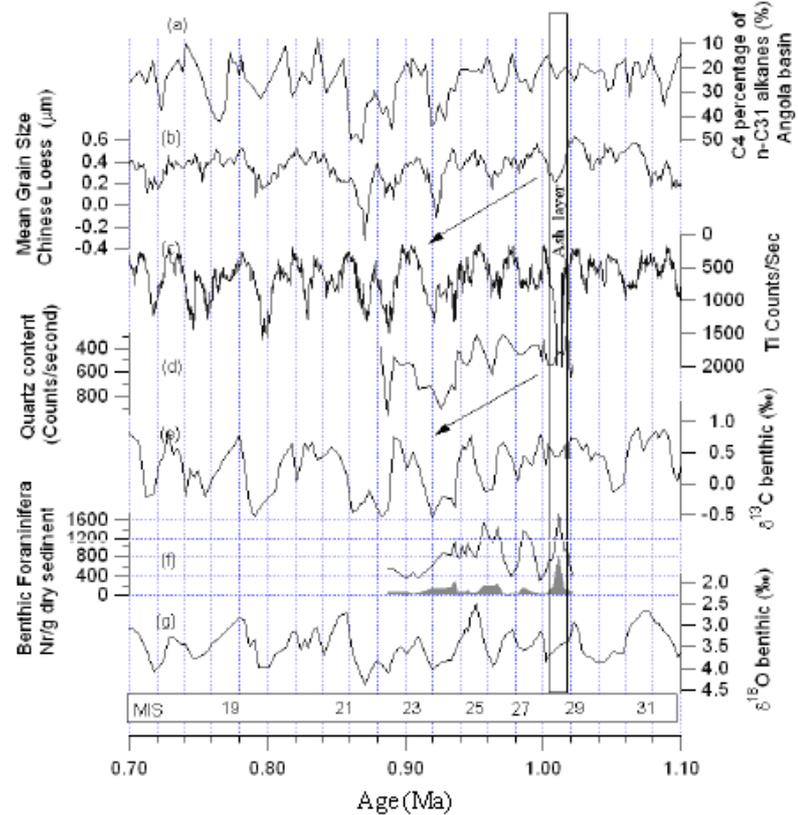


Figure 6. Zoom on the MPT:

- (a) C4 plant percentage of n-C31 alkanes (%) from the Angola basin (ODP 1077)(Schefuss et al., 2003)
- (b) Mean grain size composition of East Asian Loess (Winter monsoon proxy)(Sun et al., 2006)
- (c) Ti qualitative content in core MD03-2705 (aridity proxy); (d) Quartz content in core MD03-2705;
- (e) $\delta^{13}\text{C}$ benthic record from core MD03-2705; (f) Benthic foraminiferal analysis in core MD03-2705. BFN (black line), and *Uvigerina peregrina* (grey area), indicating higher paleoproductivity for high values.
- (g) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ record for core MD03-2705.

The vertical grey band highlights the volcanic ash layer found in core MD03-2705.

Résumé

L'étude des dépôts du matériel terrigène éolien dans les archives sédimentaires de l'Atlantique Tropical Nord-Est (ATNE) contribue à documenter les changements paléoclimatiques dans cette région. Toutefois, l'interprétation de ces enregistrements est rendue difficile puisque les outils employés dans les sédiments marins pour retracer les régions sources et les systèmes de transport atmosphérique associés sont encore mal contraints. Une étude des dépôts éoliens dans le contexte climatique actuel a été réalisée sur la marge Ouest africaine dans l'objectif d'améliorer notre compréhension des traceurs. Dans ce cadre, un capteur de dépôts de particules éoliennes a été mis en place en 2006 sur la côte sénégalaise permettant d'obtenir une série temporelle de dépôts éoliens continue dont le pas d'échantillonnage est inférieur ou égal à 7 jours. La majeure partie de cette étude consiste en une analyse multi-proxy - incluant granulométrie, minéralogie des argiles et rapports isotopiques du strontium et du néodyme - des dépôts éoliens collectés entre 2006 et 2009, et à l'élaboration d'une calibration de ces traceurs en terme de provenance et de système de transport dans le contexte climatique actuel. Cette calibration a ensuite été (1) testée sur les sédiments de surface de l'ATNE puis (2) utilisée pour déchiffrer le signal terrigène éolien enregistré au cours des derniers 26 000 ans au niveau du site MD03-2705 (18°05N ; 21°09W). Ce travail de thèse contribue à évaluer dans quelle mesure cette première calibration des traceurs terrigènes éoliens à l'actuel permet d'améliorer notre compréhension du signal terrigène éolien en ATNE.

Mots clés : poussières minérales, flux de dépôts, granulométrie, minéralogie des argiles, strontium, néodyme, paléoclimatologie, Sahara, Sahel, Atlantique Tropical Nord-Est.

Abstract

The study of the aeolian material in the sedimentary archives of the NEATO contributes to document the paleoclimatic changes in this region. However, the interpretation of these records is complicated by the fact that proxies used in the deep sea sediments to reconstruct the provenance regions and the associated atmospheric transport patterns remain poorly constrained. A study of the aeolian deposits in the present-day climatic context was carried out on the West African margin in order to improve our understanding of the proxies. In this frame, a mineral dust deposits trap was installed in 2006 on the Senegalese coast, providing a unique aeolian deposits time series with a temporal resolution better than a week. The first part of this study consists in a multi-proxy analysis of the aeolian deposits collected from 2006 to 2009 (including grain-size distribution, clay mineralogy and strontium and neodymium isotopic ratios) and the subsequent development of a calibration of these tracers in terms of provenance regions and transport patterns in the present-day climatic context. In a second part, this calibration was (1) tested against sea surface sediments of the NEATO and then (2) used to decipher the aeolian terrigenous signal recorded during the last 26 000 years in the MD03-2705 core (18°05N; 21°09W). This PhD work contributes to document in which ways this initial present-day calibration of the aeolian proxies can contribute to improve our understanding of the terrigenous signal in NEATO.

Key words: mineral dust, deposition flux, grain-size, clay mineralogy, strontium, neodymium, paleoclimatology, Sahara, Sahel, Northeastern Atlantic Tropical Ocean.
