



HAL
open science

Changements climatologiques en zone intertropicale africaine durant les derniers 165.000 ans

Mathieu Dalibard

► **To cite this version:**

Mathieu Dalibard. Changements climatologiques en zone intertropicale africaine durant les derniers 165.000 ans. Paléontologie. Université Claude Bernard - Lyon I, 2011. Français. NNT : 2011LYO10032 . tel-00858596

HAL Id: tel-00858596

<https://theses.hal.science/tel-00858596>

Submitted on 5 Sep 2013

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

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

THESE

présentée

devant l'UNIVERSITE CLAUDE BERNARD – LYON 1

pour l'obtention

du DIPLOME DE DOCTORAT

(arrêté du 7 Août 2006)

présentée et soutenue publiquement à Lyon le 17 Février 2011

par

Mathieu DALIBARD

**Changements climatologiques en zone intertropicale africaine
durant les derniers 165.000 ans**

**Directeurs de thèse: Speranta POPESCU
Bernard PITTET**

Jury :

Lydie DUPONT, Chercheur sénior, Université de Bremen, Rapporteur

Michel LOPEZ, Professeur, Université de Montpellier II, Rapporteur

Jean MALEY, Directeur de Recherche émérite de l'IRD, Université de Montpellier II, Invité

Bernard PITTET, Maître de Conférence, Université C. Bernard - Lyon 1, Directeur de thèse

Speranta-Maria POPESCU, Chercheur, Institut de Physique du Globe de Paris, Directeur de thèse

Ralph SCHNEIDER, Professeur, Université de Kiel, Rapporteur

Jean-Pierre SUC, Directeur de Recherche émérite du CNRS, Examineur

Frédéric THEVENARD, Professeur, Université C. Bernard-Lyon 1, Examineur

Remerciements

La présentation de ce mémoire est l'occasion pour moi d'exprimer ma gratitude à tous ceux qui m'ont aidé, entouré et soutenu durant ces trois dernières années. Au cours de cette thèse je fus amené à discuter et interagir avec tant de monde qu'il semble difficile de n'oublier personne. Je prie donc de m'excuser ceux dont j'omettrais de citer le nom dans ces quelques lignes.

Je tiens tout d'abord à remercier mes directeurs de thèse qui m'ont suivi et conseillé tout au long de l'élaboration de ce travail. Speranta POPESCU ne me connaissait que peu il y a trois ans mais m'a pourtant accordé sa confiance en me proposant ce sujet sur l'Afrique équatoriale et pour cela je ne pourrai jamais assez la remercier. Je lui suis également reconnaissant pour ses nombreux encouragements et son implication avant que cette thèse ne débute pour défendre ce sujet devant l'Ecole Doctorale ainsi que durant la thèse pour ses nombreux conseils quant à l'orientation à donner à ce travail. Je remercie également Jean-Pierre SUC qui, depuis mon arrivée dans son bureau il y a cinq ans à la recherche d'un sujet de Master, et avec pour seule phrase d'accroche « J'aimerais faire de la palynologie », m'a enseigné patiemment son savoir et m'a fourni de très bonnes conditions de travail grâce auxquelles j'ai pu gérer sereinement cette thèse. Un très grand merci à Bernard PITTET qui m'a toujours fourni plus que l'aide nécessaire dans la conduite de mes recherches et qui a su trouver les mots pour me motiver et me pousser à me surpasser.

Je tiens à remercier tout particulièrement Jean MALEY qui m'a enseigné ses connaissances sur la palynologie tropicale africaine et conseillé dans l'interprétation de mes données, m'apportant ainsi une aide très précieuse dans la conduite de mon travail.

Je suis très reconnaissant à Tania MARSSET de m'avoir donné accès au matériel de la carotte KZai 02 et également de m'intégrer dans ce fascinant programme de recherche que représente ZaïAngo.

Pour avoir accepté de rapporter sur ce mémoire je remercie Ralph SCHNEIDER, Michel LOPEZ et Lydie DUPONT, cette dernière m'ayant également conseillé pour l'élaboration de ma première publication et pour cela aussi je tiens à lui exprimer ma gratitude. Merci également à Frédéric THEVENARD et Jean MALEY pour avoir accepté de juger ce travail.

Un très grand merci à toute l'équipe de l'UMR 5125 de m'avoir permis de travailler dans les meilleures conditions. Je tiens particulièrement à exprimer ma gratitude à Christophe LECUYER, Serge LEGENDRE et Gilles ESCARGUEL pour m'avoir soutenu devant

l'Ecole Doctorale E2M2. Ce dernier s'est d'ailleurs toujours montré disponible pour appliquer, de la meilleure façon possible, l'outil statistique à mes données et pour cela je le remercie vivement. Merci également à Emanuela MATTIOLI qui m'a beaucoup soutenu notamment en acceptant de participer à mon comité de pilotage. Je tiens tout particulièrement à remercier Dominique BARBE pour sa grande gentillesse et sa disponibilité et Natalie PIERRE pour avoir facilité toutes les démarches administratives nécessaires à la soutenance de cette thèse. Pour leur aide au traitement palynologique je tiens à exprimer ma reconnaissance à Alex LENA et Magali SERIS. Et enfin, aux anciens pour leurs conseils : Junior, Emilande, Toto, Maurice, Philippe, Damien, Seb, Eric, Samuel, Benji, Abel, Wilsa, Francis; aux compagnons de galère et encore « gg » pour vos thèses : Ronan et Raph ; aux compagnons de la pause café : Flo et Gwen ; et aux jeunes génération en leur souhaitant bon courage pour la suite : Anne-Sabine, les deux Juliens, Aurélien, Elsa ; un très grand merci aux « amis pas présentables » du labo.

Pour leur réception au sein de leurs laboratoires respectifs, ma reconnaissance va également aux équipes de l'UMR 5554 de Montpellier, particulièrement à Rachid CHEDDADI pour son accueil et Judicaël LEBAMBA pour ses conseils, et de l'I.F.R.E.M.E.R. de Brest, spécialement à Bernard DENNIELOU et Laurence DROZ pour les discussions que nous avons pu avoir, leur aide à la bonne réalisation de ce travail et pour Laurence d'avoir financé mon voyage à Vienne en mai pour participer à l'EGU.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude à François BAUDIN et Mihaela-Carmen MELINTE-DOBRINESCU pour les données qu'ils m'ont fournies dans des délais les plus brefs et pour leurs conseils quant à l'exploitation de celles-ci.

Ces quelques lignes sont également le moment pour moi, mieux vaut tard que jamais, de remercier deux professeurs sans qui je ne serais pas arrivé si loin. Un grand merci donc à Bruno CHANET et Bruno GRANIER d'avoir aiguillé mon parcours me menant jusqu'ici.

Toute ma gratitude va à Jacques RAIMOND, pour avoir bien voulu relire et me transmettre ses commentaires concernant ce manuscrit.

La bonne conduite de cette thèse n'aurait pas été possible sans le soutien moral inconditionnel de tous les potes d'ici et d'ailleurs et en premier lieu mes colocataires. A toute l'équipe du Picolloc Bar : Céline, Sophie, Mélanie, Aurélien, Baptiste et Nok Noy (par extension) qui ont bien voulu me supporter (aux deux sens du terme) depuis 2 ans, je ne vous remercierai jamais assez. Je tiens particulièrement à exprimer ma gratitude aux deux derniers de cette liste pour nos nombreuses conversations scientifiques, bière à la main, et pour leur aide précieuse nécessaire à une bonne exploitation de mes données.

Aux potes répartis aux 4 coins de l'Europe : toute l'équipe des fouilleurs de Crayssac pour nos soirées entre les empreintes et les étoiles : Brahim, Topher, Opale, Juliette, Tictic, Nono, K-Ty, Renaud, Flora, Bambi, Zitoune, Pilou, Greg, Alex, Jean-Mi et Adeline ; les Master

2 de Dijon et Lyon pour notre retour vers le futur, particulièrement Aurélie, Anne-Edwige et Dédé; les anciens potes de fac, de lycée, de collège voire de primaire de Brest avec en vrac : Vince, Fanch, Luc, Dude, JB, Giboul, GrM, Faou, Julien, Brieg et tant d'autres qu'il m'est impossible de tous énumérer (je rentre aux pays attendez moi !!!); les nouveaux (mais non des moindres) potes helvétiques (service) : Romain, Caro, Antoine, Alicia, Evelyne, Hassan, Chloé ; à vous merci infiniment pour tout ce que vous m'avez apporté.

A ma famille,
à mes parents et à mon frère,
à Marie

Sommaire

REMERCIEMENTS	3
INTRODUCTION	11
CHAPITRE 1. CADRE CLIMATIQUE DE L'ETUDE	19
1.1. Contexte climatologique	19
1.1.1. Rappels sur le climat	19
1.1.2. Spécificités du climat africain	22
1.2. Le dernier cycle climatique et ses conséquences	30
1.2.1 Cyclicités climatiques	31
1.2.2 .Rappel de l'évolution climatique des derniers 200.000 ans	35
CHAPITRE 2. LA VEGETATION DE L'AFRIQUE	45
2.1. La classification de White (1986)	45
2.2. Les groupements écologiques	52
2.3. Les grands traits de l'histoire de la végétation africaine lors du Dernier Cycle Climatique	55

CHAPITRE 3. DU FLEUVE ZAÏRE A LA CAROTTE KZAI 02	63
3.1. Le système « Zaïre »	63
3.1.1. Régime des pluies sur le bassin versant du Zaïre	64
3.1.2. Caractéristiques du fleuve et du bassin versant	65
3.1.3. L'éventail turbiditique du Zaïre	68
3.2. Emplacement et description de la carotte KZai 02	69
3.2.1. Modèle d'âge de la carotte KZai 02	71
3.2.2. De l'échantillonnage à l'analyse pollinique	71
3.2.3. Modèle d'âge de la carotte KZai 02	
CHAPITRE 4. DYNAMICS OF THE AFRICAN INTERTROPICALE CONVERGENCE ZONE FROM MIS 6	75
* Article « <i>Dynamics of the African InterTropical Convergence Zone from MIS 6 according to high-resolution integrated pollen record of core KZai 02 (Guinea Gulf)</i> » soumis à Quaternary Science Review	77
4.1. L'apport de la très haute résolution	116
4.2. Erreurs sur les proportions polliniques	120
4.3. Indices de diversité	121

CHAPITRE 5. PACES OF AFRICAN VEGETATION OVER THE LAST 160 KYR	125
* Article « <i>Paces of African vegetation over the last 160 kyr documented by pollen analysis of core KZai 02 (Guinea Gulf)</i> » prêt pour soumission	127
5.*. Analyse en wavelet	149
SYNTHESE DES RESULTATS DE CETTE ETUDE DANS LE CONTEXTE DES CONNAISSANCES ACQUISES AUPARAVANT	157
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	163
REFERENCES HORS ARTICLE	167
ANNEXE	189

Introduction

La région intertropicale, définie par la rencontre entre les deux cellules de Hadley, représente la clé de voûte du système climatologique global. L'expression en surface de ces structures cellules de convection est représentée par les alizés. Leur convergence génère, par le biais d'une intense évaporation dans la zone, un front de précipitation nommé front de convergence intertropicale (ITCZ pour InterTropicale Convergence Zone) dont les bordures sont caractérisées par une grande sécheresse (Hastenrath, 1988). Contrôlée par l'insolation annuelle, la dynamique du couple océan/atmosphère se réorganise au cours de l'année, entraînant des fluctuations latitudinales de l'ITCZ par l'intermédiaire de l'intensification des cellules de Hadley Nord ou Sud (Rohli et Vega, 2008). Ces changements climatiques intervenant au niveau des tropiques se répercutent aux plus hautes latitudes (Hastenrath, 1988). Si le fonctionnement actuel de ce phénomène est bien renseigné, sa variabilité dans le temps reste sujette à de multiples interrogations, notamment en ce qui concerne les déplacements de l'ITCZ lors de la succession d'épisodes climatiques de plus grande ampleur tels que les changements glaciaire-interglaciaire. Une meilleure compréhension des fluctuations passées de cette importante composante climatique globale est indispensable à la validation des scénarios climatiques passés tirés des modélisations. Ces informations viendront appuyer leur nécessaire projection dans le futur dans le contexte de l'évolution en cours du climat global.

En zone intertropicale, les fluctuations de l'ITCZ contrôlent le régime des précipitations (Chao and Chen, 2001) induisant des changements dans l'organisation latitudinale et altitudinale des végétaux (White, 1983). Les reconstitutions des mouvements passés de l'ITCZ sont renseignées par les archives sédimentaires (Schneider *et al.*, 1995, 1996, 1997 ; Gingele *et al.*, 1998 ; Flores *et al.*, 2000 ; Durham *et al.*, 2001 ; Zabel *et al.*, 2001 ; Abrantes 2003 ; Holvoeth *et al.*, 2005), notamment les enregistrements polliniques (Maley and Brenac, 1987, 1998; Médus *et al.*, 1988; Bengo and Maley, 1991; Vincens *et al.*, 1991; Elenga *et al.*, 1991, 1994; Lézine and Vergnaud Grazzini, 1993; Ssemanda and Vincens, 1993; Frédoux, 1994; Jahns, 1996; Maley, 1996; Jahns *et al.*, 1998; Dupont *et al.*, 1998, 2000; Marret *et al.*, 1999; Salzmann, 2000; Lézine *et al.*, 2005), provenant de part et d'autre de l'Equateur. La zone intertropicale de l'Afrique de l'Ouest représente une zone-clé, disposant d'un ensemble complet de zones de végétation réparties de façon symétrique des deux côtés du 0° de latitude (White, 1983). Le bassin versant du Zaïre/Congo (9°N – 13°S) recoupe une large gamme de ces environnements. Les changements climatiques intervenus dans le

temps ont directement influencé les écosystèmes végétaux d'Afrique Centrale par l'intermédiaire de remplacements successifs (Hamilton, 1976 ; Dupont *et al.*, 2000). La flore pollinique s'impose comme le témoignage le plus fiable pour reconstituer l'histoire de la végétation d'un domaine géographique aussi vaste que le bassin du Zaïre/Congo.

Durant le Pléistocène, les variations environnementales à l'origine des grands changements de végétation répondent à des modifications de l'insolation contrôlées par les paramètres orbitaux terrestres (Milankovitch, 1930 ; Berger, 1988 ; Bertrand *et al.*, 2002 ; Popescu *et al.*, 2006). Ajoutées à ces grandes fluctuations, de nombreuses pulsations de plus courte période affectent aussi le climat global (Heinrich, 1988 ; Bond *et al.*, 1997 ; Alley, 1998 ; Sarnthein *et al.*, 2001). Cependant, la connexion qui existe entre le forçage des hautes latitudes et l'influence directe de l'insolation aux tropiques ainsi que la combinaison de leurs influences sur le climat reste encore sujette à controverses (Berger and Pestiaux, 1984 ; Pokras and Mix, 1987 ; deMenocal, 1995 ; Beaufort, 1996 ; Clemens and Tiedermann, 1997 ; Olago *et al.*, 2000 ; Jackson and Broccoli, 2003 ; Tüenter *et al.*, 2003, 2005 ; Clement *et al.*, 2004 ; Berger *et al.*, 2006 ; Maslin and Christensen, 2007 ; Kutzbach *et al.*, 2008 ; Davis and Brewer, 2009 ; Lisiecki, 2010). Une meilleure calibration de ces phénomènes permettrait de mieux contraindre les mécanismes en œuvre agissant sur le climat africain.

De nombreuses études se sont portées sur la restitution des fluctuations climatiques passées intervenues dans le domaine intertropical africain. Les différents paramètres environnementaux ont ainsi été reconstruits en milieu continental et océanique sur la base de nombreux proxys. Les variations enregistrées dans les assemblages de microfossiles (Little *et al.*, 1997 ; Flores *et al.*, 2000 ; Elena Pérez *et al.* ; 2001 ; Uliana *et al.*, 2001 ; West *et al.*, 2004 ; Bouimetarhan *et al.*, 2009) ainsi que dans les analyses sédimentologiques (Schneider *et al.*, 1997 ; Gingele *et al.*, 1998 ; Zabel *et al.*, 2001 ; Stuut *et al.*, 2002 ; Abrantes, 2003 ; Chase et Thomas, 2007 ; Krueger *et al.*, 2008), isotopiques (Schneider *et al.*, 1994, 1995 ; Holmes *et al.*, 1997) ou des alkenones (Kirst *et al.*, 1999 ; Schefuß *et al.*, 2005) de forages marins renseignent sur les modifications intervenues dans la circulation océanique de l'Atlantique Sud. Ces changements sont directement dépendants des conditions climatologiques de la zone intertropicale et notamment des fluctuations de l'ITCZ. En domaine continental, ces variations environnementales sont documentées par les oscillations passées des niveaux des lacs (Trauth *et al.*, 2003 ; Garcin *et al.*, 2006 ; Shanahan *et al.*, 2006 ; Pierau *et al.*, 2010) ainsi que les changements intervenus dans la végétation. Dans ce but, plusieurs analyses polliniques ont été entreprises dans la zone intertropicale africaine. Les enregistrements marins autorisent des reconstitutions généralement continues sur d'importantes périodes de temps (Bengo and Maley, 1991 ; Lézine and Vergnaud Grazzini, 1993 ; Frédoux, 1994 ; Jahns, 1996 ; Jahns *et al.*, 1998 ; Dupont *et al.*, 1998, 2000 ; Marret *et al.*, 1999 ; Lézine *et al.*, 2005) et renseignent sur la dynamique de la végétation d'une large zone géographique. Ces études sont complétées par des enregistrements continentaux (Maley and Brenac, 1987, 1998 ; Médus *et al.*, 1988 ; Vincens *et al.*, 1991 ;

Elenga *et al.*, 1991, 1994; Ssemanda and Vincens, 1993; Maley, 1996; Salzmann, 2000) qui ne bénéficient cependant pas d'une longue extension temporelle.

L'objectif de cette thèse vise à apporter des éléments pour une meilleure définition des changements intervenus dans la végétation africaine au cours des derniers cycles glaciaire-interglaciaire. La restitution de la dynamique de ces écosystèmes permettant de reconstruire les variations climatiques intervenues en zone intertropicale avec un intérêt particulier pour la dynamique de l'ITCZ. Les mécanismes mis en œuvre ont également été explorés ainsi que les relations entre le climat de notre région d'étude et celui des plus hautes latitudes. C'est dans cette perspective que le contenu pollinique de la carotte KZai 02 a été analysé. Forés dans le Golfe de Guinée, ces sédiments majoritairement du bassin versant du fleuve Zaïre/Congo. Cependant, l'intense activité éolienne au-dessus de l'Afrique Centrale permettant des apports de matériels de régions plus éloignées, étend les limites de notre étude à un plus vaste domaine géographique.

Un échantillon d'un cm d'épaisseur a été prélevé tous les 5 cm sur l'ensemble de la carotte et soumis à l'analyse palynologique. Les signaux polliniques obtenus, couplés à des données $\delta^{18}\text{O}$ obtenus sur des foraminifères, de luminosité renseignant sur la composition de notre sédiment (obtenues par Bernard Dennielou) et un signal du contenu en carbone organique total des échantillons (fourni par François Baudin) m'ont permis d'établir l'âge-modèle de la carotte KZai 02 qui couvre un intervalle de temps correspondant à environ 165.000 ans. En conséquence, le pas d'échantillonnage de mon étude représente ~100 ans d'enregistrement tous les 500 ans. Grâce à la haute résolution de cet enregistrement pollinique, une **reconstitution précise de la dynamique de la végétation** a pu être effectuée. **Les changements climatiques** gouvernant la succession des écosystèmes ont pu être restitués à partir de ces données et tout particulièrement la dynamique de l'ITCZ et l'activité des alizés. En outre, **les mécanismes à l'origine des fluctuations climatiques** ont été étudiés sur la base des cyclicités décelées dans les différents signaux et comparés à des périodicités similaires caractérisant d'autres systèmes climatiques de part le monde.

Ce mémoire s'articule autour de deux articles, dont un soumis depuis la fin Septembre 2010, insérés dans deux chapitres. Y sont fournis les résultats polliniques, les résultats de l'analyse des cyclicités présentes dans ces enregistrements, ainsi que leurs interprétations concernant la climatologie de la zone et sa variabilité depuis le Stade Isotopique 6. Les nombreux concepts abordés dans cette thèse nécessitent cependant le rappel de notions qui concernent : (1) les particularités climatologiques du domaine ouest-africain, (2) les changements environnementaux globaux intervenus durant les derniers cycles glaciaire-interglaciaire, (3) l'organisation de la végétation en Afrique Centrale, et (4) le fonctionnement du fleuve Zaïre/Congo. Les figures appartenant à chacun des articles ont leur numérotation propre ; les autres figures de ce manuscrit sont numérotées indépendamment (voir liste des figures en fin de ce volume). Les références bibliographiques

sont organisées de la même manière : les deux articles sont suivis de leur propre bibliographie ; les références citées en dehors de ces articles sont indiqués en fin de volume.

« Les grands mouvements de l'atmosphère dont dépend toute la météorologie sont régis en grande partie par les phénomènes polaires. La Terre est comme une immense machine avec une source chaude et une source froide »

Henri Poincaré aux Membres de l'une des expéditions de Charcot en Antarctique.

Chapitre 1. Cadre climatique de l'étude

1.1. Contexte climatologique

1.1.1. Rappels sur le climat global

La distribution inégale de l'énergie solaire à l'échelle du globe entraîne le déséquilibre de cette « machine » décrite par Poincaré au début du siècle. La quantité de radiations solaire reçue, étant bien supérieure à l'Equateur qu'aux pôles, engendre un réchauffement différentiel du globe en fonction de la latitude et engendre l'apparition d'ondes de pression, qui contrôlent en partie les mouvements des fluides que sont l'atmosphère et l'océan. (Bearman/Open University, 1989 ; Rahmstorf, 2002 ; Pidwirny, 2006).

i. La circulation atmosphérique

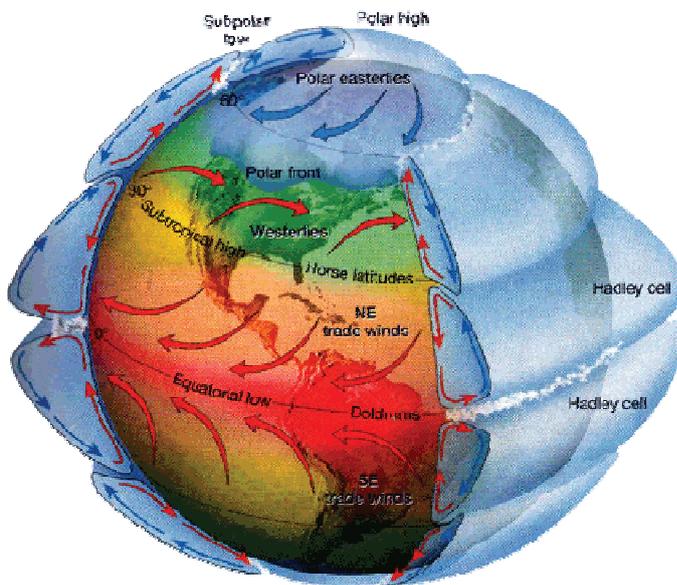
La distribution de l'énergie solaire à l'échelle du globe via l'atmosphère est assurée par trois cellules de convections dans chaque hémisphère i.e. les cellules de Hadley, de Ferrel et les cellules polaires (Fig. 1.1.a.) (Lutgens et Tarbuck, 2000 ; Pidwirny, 2006).

L'intensité des rayonnements dans la zone équatoriale entraîne une forte évaporation. En altitudes la condensation de la vapeur d'eau provoque la formation d'une bande nuageuse connue sous le nom de Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT ou ITCZ en anglais pour InterTropical Convergence Zone) (Hastenrath, 1988). Arrivé dans la haute atmosphère, les masses d'air, maintenant sèches, ne pouvant plus monter est contraint au déplacement par le flux constant venant des couches plus basses, s'éloignent de l'Equateur vers le Nord ou le Sud. En se déplaçant vers les pôles, l'air se refroidit, devient dense et plonge vers les latitudes 30 à 35°N et S. Ce phénomène explique la répartition des zones désertiques sur le globe : c'est la zone de calme subtropical. Dans cette région les masses d'air en surface, entraînées par le flux des couches d'altitudes, se déplacent vers l'Equateur pour compenser le déplacement masses d'air qui s'élèvent dans cette région (Bearman/Open University, 1989). Associé à ces mouvements de convections en zone intertropicale, s'organisent suivant des phénomènes similaires deux autres cellules entre 30 et 60° de latitude N et S (Ferrel) et entre 60 et 90° de latitude N et S (polaire)

(Bearman/Open University, 1989, Lutgens et Tarbuck, 2000 ; Pidwirny, 2006). La quantité d'énergie solaire reçue dans chaque hémisphère au cours de l'année varie en fonction de la position de la Terre par rapport au soleil. De ce phénomène résulte une intensification des cellules de convection de l'hémisphère Nord lorsque l'hémisphère Sud reçoit le plus de rayonnements, et inversement, impactant sur la position de la Zone de Convergence InterTropicale qui, cantonnée entre ces deux cellules de Hadley, va se déplacer du Nord au Sud au cours de l'année (v. Fig. 1.1.b.1. et 1.1.b.2.) (Hastenrath, 1988).

L'expression en surface de ces cellules de convections se traduit par des courants horizontaux en altitude et en surface (vents) (v. Fig. 1.b.1. et 1.b.2.) (Bearman/Open University, 1989, Lutgens et Tarbuck, 2000 ; Pidwirny, 2006). L'air, sous l'influence de la force de Coriolis, évolue autour des centres anticycloniques et dépressionnaires respectivement dans le sens horaire et anti-horaire dans l'hémisphère Nord (et inversement dans l'hémisphère Sud). Les masses d'air vont progressivement acquérir les caractéristiques thermiques et hydriques des régions, terrestres ou marines, au-dessus desquelles elles se déplacent (Pidwirny, 2006). Leurs déplacements suivant les gradients thermiques assurent un équilibre en termes de température et d'humidité entre les continents et les océans.

a.



b.1.



b.2.



Fig. 1.1.a. Schéma de la circulation atmosphérique globale représentant l'organisation des 3 cellules de convections ainsi que leur expression en surface (trade winds = alizés ; westerlies = vents d'ouest) (Lutgens et Tarbuck, 2000); **b.** Détail de la circulation atmosphérique de surface, principaux centres de pression (+) = haute pression/anticyclone , (-) = basse pression/dépression) et variations saisonnières entre **b.1.** Janvier et **b.2.** Juillet. La ligne bleue foncée indique la position du front de convergence intertropicale (Lutgens et Tarbuck, 2000).

ii. La circulation océanique

Le deuxième mode de distribution de la chaleur à l'échelle du globe est assuré par le mouvement des masses d'eau. On y distingue deux composantes : la circulation de surface et la circulation profonde qui réagissent à plusieurs types de forces telles que la température, la densité, la salinité, etc. (Broecker 1987 ; Hastenrath, 1988 ; Bearman/Open University, 1989). Ces différents paramètres engendrent des différences de pression entraînant la mise en mouvement des masses d'eau. Ces courants ainsi générés sont néanmoins dépendants de la circulation atmosphérique de surface ainsi que de la configuration des masses continentales (Fig. 1.2.) (Bearman/Open University, 1989).

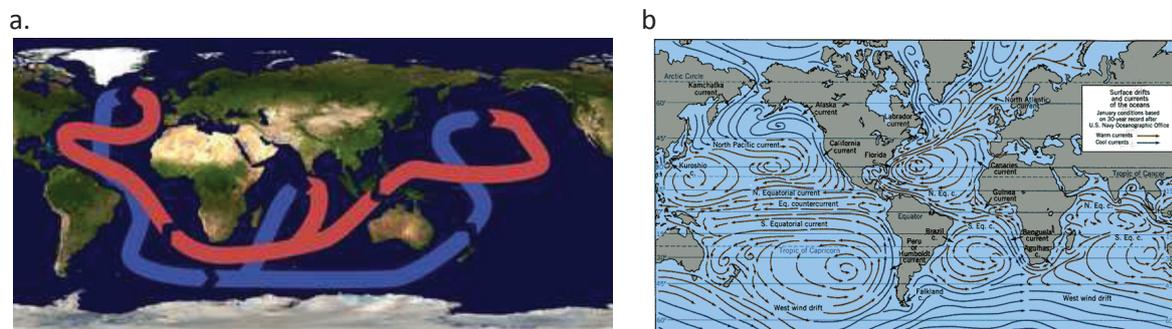


Fig. 1.2. Schémas des modes de circulation océanique : **a.** profonde (également appelée circulation thermohaline) (d'après Broecker, 1987) et **b.** de surface (US Navy Oceanographic office)

Via des processus d'évaporation/précipitation les paramètres température et salinités des masses d'eau varient entraînant l'apparition de différences de densité qui vont engendrer des mouvements verticaux : la circulation thermohaline. La source du mouvement de ces masses d'eaux se trouve au contact avec les glaces de mer aux hautes latitudes. Le contact avec l'air des régions polaires et la formation de glace génère un refroidissement et une augmentation de la salinité des masses d'eau qui deviennent plus denses et plongent. Par conservation de la masse cette eau va (1) être remplacée par de l'eau de surface et (2) remonter ailleurs. Ce phénomène induit la formation d'une circulation dans le plan vertical (Fig. 1.2.a.) (Broecker 1987 ; Hastenrath, 1988 ; Bearman/Open University, 1989).

La comparaison des figures 1.1.b et 1.2 met en évidence la similitude existant entre que les circulations atmosphérique et océanique de surface. Cette organisation résulte de la friction exercée par les vents sur la surface de l'eau. Ce phénomène induit des déplacements horizontaux des masses d'eau de surface qui, sous l'influence de la force de Coriolis,

définissent de vastes systèmes circulaires dont les limites sont imposés par la présence des continents (Fig. 1.2. b.) (Bearman/Open University, 1989).

Ces différentes circulations de masses d'eau participent à l'équilibre thermique au niveau global en assurant un gigantesque transport de chaleur, les remontées d'eaux froides assurant la modération des températures équatoriales tandis que les courants chauds de surface permettant le réchauffement des zones polaires (Hastenrath, 1988 ; Bearman/Open University, 1989).

1.1.2. Spécificités du climat africain

i. La Zone de Convergence InterTropicale

De part et d'autre de l'Equateur, l'Afrique se situe au centre du réservoir énergétique terrestre constitué par les basses latitudes lui conférant ainsi un climat chaud à l'année caractérisée par de faibles variations de température. A une saisonnalité thermique, absente, se substitue une saisonnalité hydrique résultant de la forte insolation dans cette zone qui contrôle, par l'intermédiaire d'une dynamique océanique et atmosphérique complexe, les oscillations de l'ITCZ (Leroux, 1983 ; Hayward et Oguntoyinbo, 1987 ; Hirst et Hastenrath, 1983 ; Hastenrath, 1988 ; Fontaine *et al.*, 1999, Biassutti *et al.*, 2005). Suivant les mouvements latitudinaux du maximum d'insolation au sol, l'ITCZ se décale au Nord durant l'été boréal et vers le Sud durant l'été austral, générant alors une alternance de périodes sèches et humides (Hastenrath, 1988 ; Black *et al.*, 1999). Cette oscillation s'effectue de manière asymétrique par rapport à l'Equateur du fait du déséquilibre en termes de surface de continents entre les deux hémisphères. L'interaction de paramètres climatiques globaux et régionaux insuffle au tracé de l'ITCZ une courbure sigmoïdale au-dessus de l'Afrique Centrale durant l'été austral (Hastenrath, 1984).

Au niveau de l'Afrique Centrale, le contact entre des masses d'air très contrastées (chaudes et sèches pour les masses d'air continentales et froides et humides pour les masses d'air maritimes) entraîne l'inclinaison de l'ITCZ dans les basses couches de l'atmosphère (Fig. 1.3.). Tout comme les fluctuations latitudinales annuelles, la pente de ce contact, nommé le front de discontinuité intertropical, varie au cours de l'année (Fig. 1.4. ; Leroux, 1970). Ce phénomène résulte de la rencontre entre les alizés continentaux chauds et secs du Nord-Est, nommés Harmattan, et les masses d'air océaniques chargées en humidité. Ces dernières correspondent au changement de direction des alizés du Sud-Est qui, une fois l'Equateur franchi, deviennent la mousson du Sud-Ouest venant s'insérer sous l'Harmattan. Il résulte de cette rencontre un confinement de la zone de précipitations au sud de l'ITCZ précédée d'une zone de tornades (Hastenrath, 1988). Ce phénomène est connu sous le nom de mousson

ouest-africaine dont la position varie latitudinalement au cours de l'année en suivant la position de l'ITCZ elle-même associée à la celle des cellules anticycloniques (des Açores au Nord, de Sainte-Hélène au Sud) (Black *et al.*, 1999).

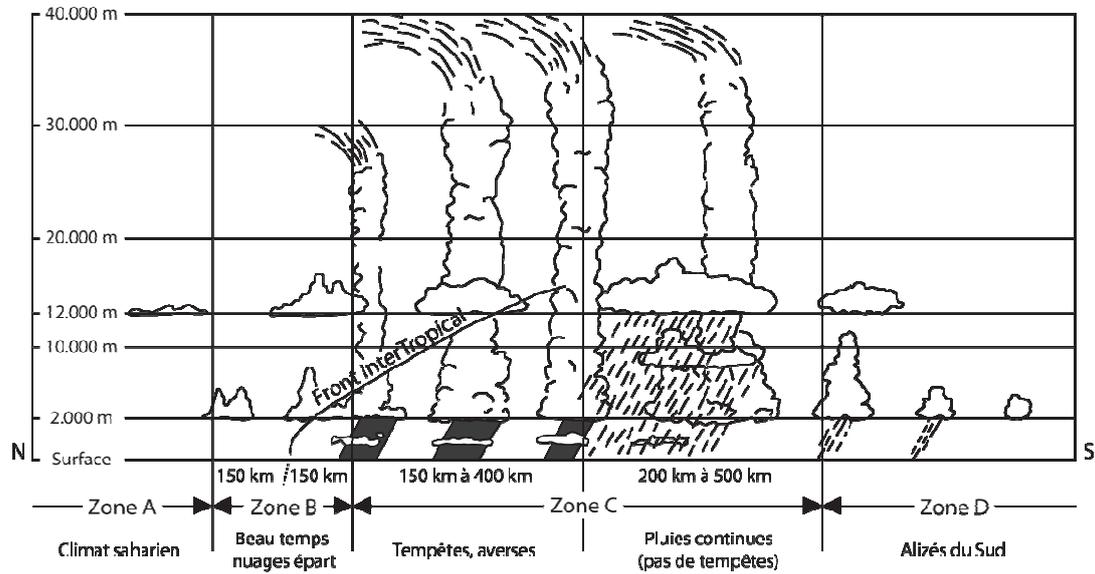


Fig. 1.3. Transect méridional/vertical à travers la Zone de Convergence Intertropicale a- dessus de l'Afrique de l'Ouest, d'après Germain (1968).

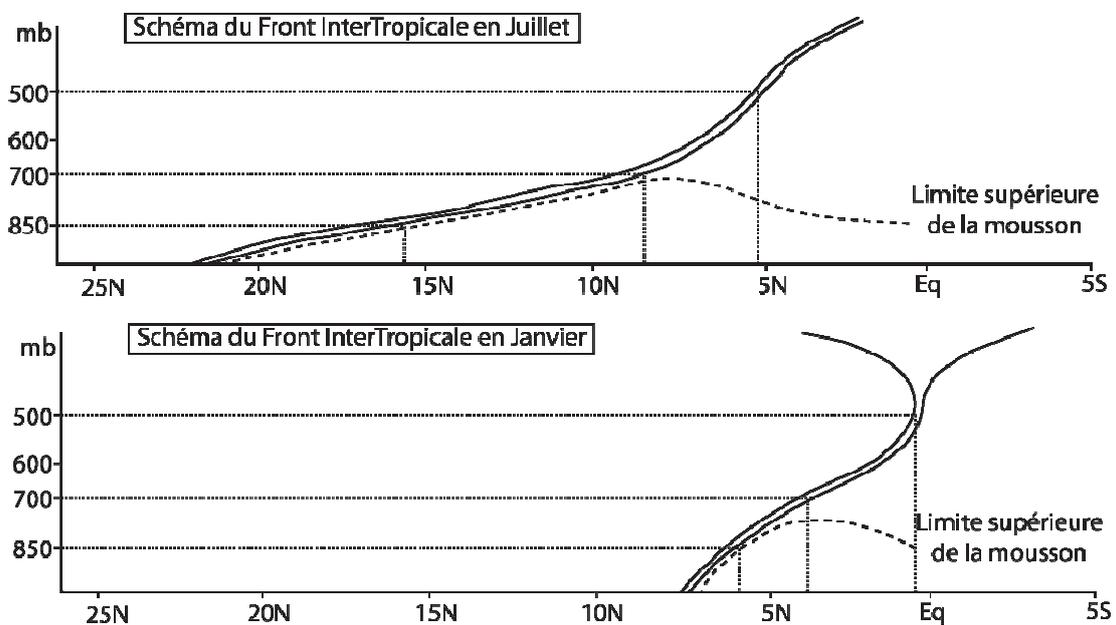


Fig. 1.4. Transect méridional/vertical schématique à travers le front de discontinuité intertropicale de Janvier à Juillet, d'après Leroux (1970).

L'ensemble de ces paramètres contrôle les variations de la zone de précipitations au-dessus du continent africain sur une étendue allant de 20°N jusqu'aux environs de 30°S (Fig. 1.5.). Ainsi, avec les déplacements durant l'année au gré des fluctuations de l'ITCZ, s'installe une double saisonnalité marquée par des saisons humides (étés boréal et austral) correspondant à des périodes de renforcement de la mousson et des saisons sèches (hivers boréal et austral) caractérisées par un renforcement des alizés.

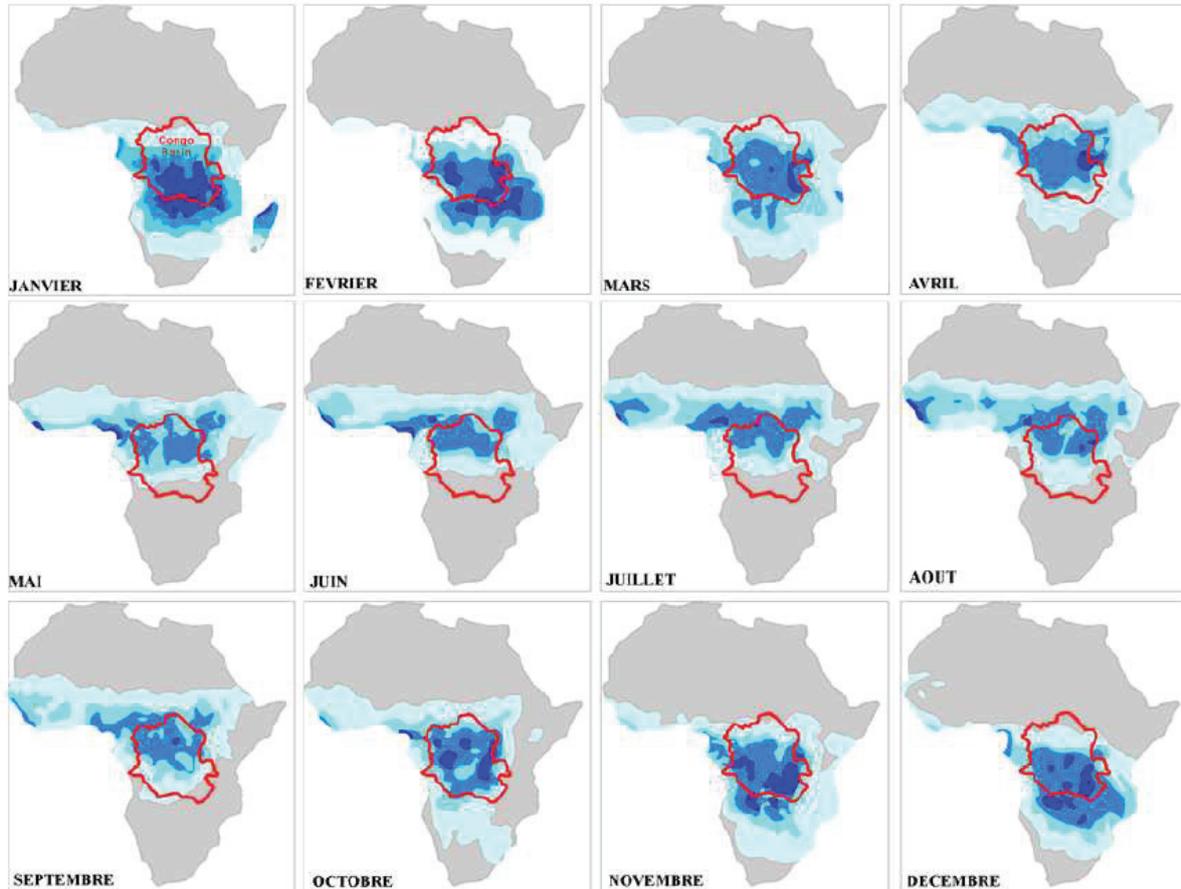


Fig 1.5. Répartition des précipitations par mois à l'échelle de l'Afrique, le tracé rouge figurant le bassin versant du Zaïre/Congo. (Popescu, 2007, rapport TOTAL)

Cependant, résumer les fluctuations de cette zone de mousson à un simple lien direct insolation/ITCZ est trop réducteur. En ce qui concerne la position de la zone de mousson ouest africaine plusieurs études ont montrés l'importance :

- des anomalies de températures de surfaces océaniques (Sea Surface Temperature Anomalies ou SSTAs en anglais) (Nicholson et Selato, 2000 ; Sutton *et al.*, 2000 ; Mo *et al.*, 2001 ; Paeth et Friederichs, 2004).

-de changements dans le mode de fonctionnement du phénomène ENSO (El Niño/Southern Oscillation) (Nicholson and Selato, 2000 ; Mo *et al.*, 2001 ; Paeth and Friederichs, 2004).

-des instabilités du courant-jet africain d'Est (courant d'altitude orienté Est-Ouest lié à des gradients de température et d'humidité entre le Golfe de Guinée et le Sahel) (Cook, 1999 ; Nicholson et Grist, 2001).

ii. Le climat de l'Afrique

Associée aux hautes températures annuelles, la saisonnalité dans les précipitations contrôle la répartition des climats à l'échelle du continent africain. Ceux-ci sont répartis de façon quasi-symétrique par rapport au 0° de latitude sur pratiquement l'intégralité du continent africain (Fig. 1.6.). Les divergences existant entre la répartition des climats au nord et au sud de l'Equateur sont générées par (1) l'inclinaison du tracé de l'ITCZ lors de son déplacement latitudinal au cours de l'année et (2) liées à la répartition des massifs montagneux. Plusieurs types de climatiques caractérisent le continent africain :

- Le climat équatorial représente une bande de 4° de latitude autour de l'Equateur couvrant ainsi la cuvette congolaise et les régions au nord du Golfe de Guinée interrompu à l'Ouest par le couloir du Dahomey. Ces zones sont caractérisées par des températures presque constantes (autour de 26°C avec une amplitude thermique annuelle de 2°C maximum) et des précipitations importantes (variant de 1000 à >plus de 000 mm par an ; Leroux, 1983). La double saisonnalité est légèrement marquée entre le nord et le sud de cette zone de climat équatorial avec cependant une saison sèche très courte (de 2 à 3 mois au maximum) voire absente au centre de la cuvette congolaise.

- La zone de climat tropical humide entoure la région équatoriale et représente le climat le plus classique de l'Afrique intertropicale. Les conditions climatiques saisonnières y sont de plus en plus contrastées avec l'éloignement à l'Equateur. Ces régions enregistrent des amplitudes thermiques annuelles voisines de 10°C et des précipitations variant entre 500 et 1500 mm par an (Leroux, 1983). Le régime tropical présente un maximum de précipitations en fonction de la position de l'ITCZ marquant une saison humide et fraîche en été et chaude et sèche en hiver avec une forte influence des alizés.

- Le climat tropical sec marque le passage à la zone où l'évaporation devient supérieure aux précipitations. Il constitue un intermédiaire entre le climat tropical humide et la zone désertique. Les amplitudes saisonnières aussi bien au niveau des températures (25 à

35°C) que des précipitations (de 100 à plus de 750 mm entre Décembre et Juillet) deviennent plus marquées (Leroux, 1983) et peuvent être très importantes d'une année à l'autre.

- Le climat désertique (climats semi-aride et aride) se distingue par une température moyenne annuelle élevée et par les faibles, voire absentes, précipitations qui sont dans tout les cas évaporées très rapidement. Les écarts journaliers de température peuvent y être considérables (de +65°C jusqu'à -10°C la nuit).

- Aux extrémités nord et sud du continent africain se développe un climat de type méditerranéen caractérisé par des amplitudes thermiques annuelles fortes (environ 15°C) et des précipitations irrégulières (moins de 100 jours par an pour des précipitations moyenne annuelles allant de 300 à 1000 mm) tombant durant l'hiver et généralement sous la forme d'averses brutales.

- Le climat de montagne représente un type « azonal » pouvant se retrouver à toutes les latitudes. En Afrique, il est présent presque uniquement dans la partie orientale principalement au niveau des hauts massifs formés le long du rift est-africain, la modestie des reliefs occidentaux n'apportant que de maigres modifications aux paramètres climatiques. Cette zone climatique correspond à une diminution des températures engendrée par l'élévation altitudinale et à laquelle est souvent associé un accroissement des amplitudes thermiques journalières.

A noter que les zones littorales ont généralement des signatures climatiques particulières liées d'une part à l'influence des températures des masses d'eau et d'autre part à des effets de mousson plus importants, comme c'est par exemple le cas dans la partie la plus interne du golfe de Guinée.

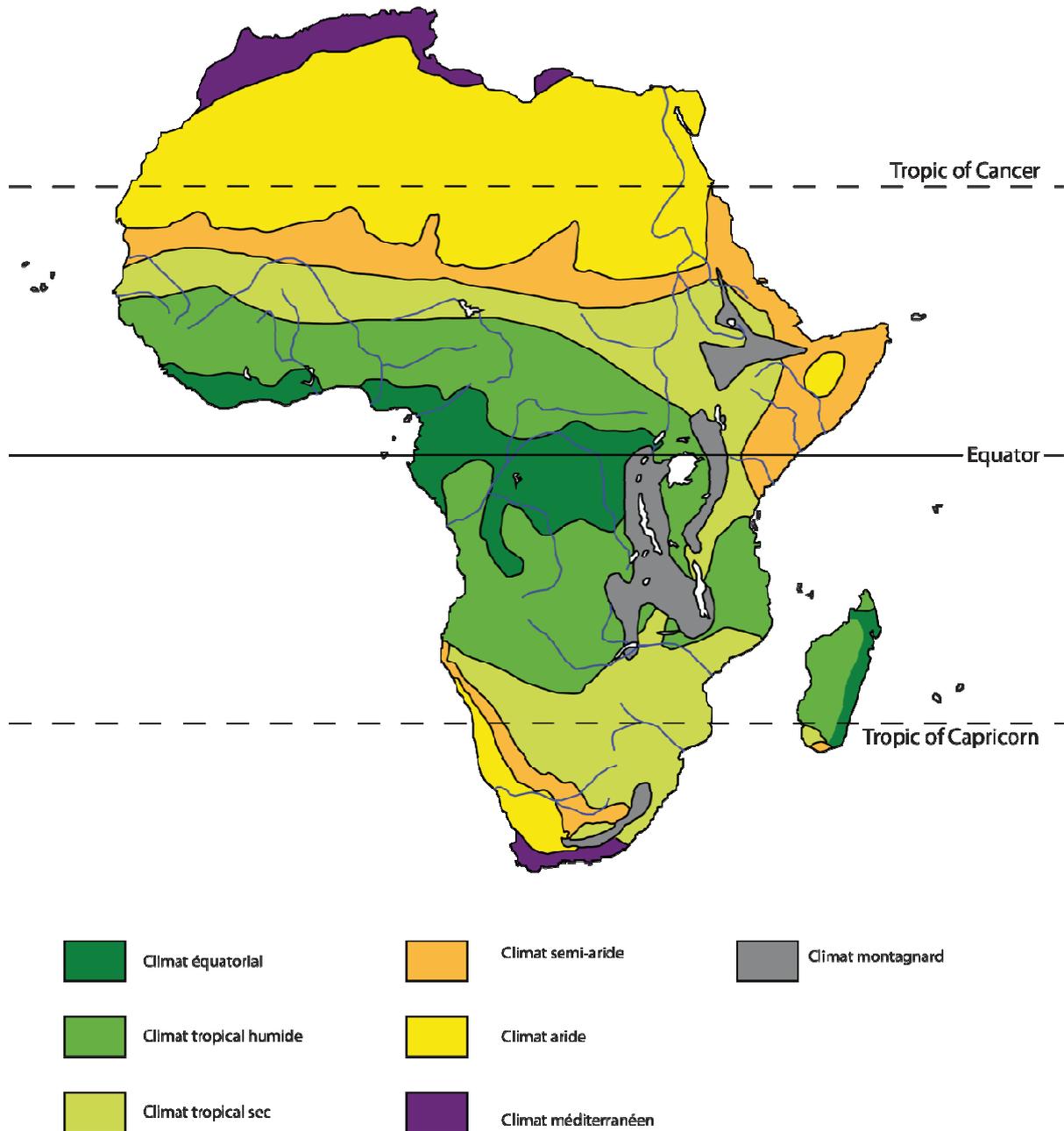


Fig. 1.6. Répartition des climats sur le continent africain. (d'après Leroux, 1970)

iii. Variabilité climatique en Afrique de l'Ouest

Dans la zone tropicale atlantique, l'interaction des circulations atmosphériques et océaniques se traduit par des variations interannuelles et saisonnières de l'ITCZ dont leurs pendents océaniques correspondent à des anomalies de température et de salinité agissant sur les mouvements des masses d'eau. Deux modes de variabilité climatique interannuelles peuvent être identifiés (Fontaine *et al.*, 1999): un mode équatorial, analogue à un phénomène de type El Niño mais de moindre ampleur, et un mode dipolaire.

- Le mode équatorial est responsable de phases de réchauffement (ou de refroidissement) des eaux de surface (ou SSTs pour Sea Surface Temperatures) du Golfe de Guinée. Des épisodes de renforcement des alizés poussent les masses d'eau de surface vers l'ouest de la zone équatoriale atlantique. Pour équilibrer cet afflux s'instaure un courant inverse en profondeur. Ce phénomène entraîne une remontée de la thermocline du côté est du bassin via un processus d'upwelling amenant des eaux froides en surface en générant des SSTAs négatives. Le processus inverse se produit en cas d'affaiblissement des alizés qui permet la mise en place d'un train d'ondes d'Ouest en Est entraînant des masses d'eau chaude de surface à venir bloquer l'upwelling le long de la bordure est de l'Atlantique tropicale (Servain *et al.*, 1998). Ce phénomène se produit avec une périodicité de deux à quatre ans entraînant des variations de température pouvant atteindre 3 à 4°C dans la partie la plus interne du Golfe de Guinée.

- Le mode dipolaire, particulièrement marqué en Atlantique tropical, est lié à des anomalies se produisant dans le mouvement latitudinal annuel de l'ITCZ. La position de l'ITCZ se déplace au-delà de ses positions saisonnières habituelles avec une périodicité de trois à dix ans. Il résulte de ce phénomène un déplacement de la zone des précipitations associé à des changements dans les répartitions des SSTs (Chang *et al.*, 1997, 2000).

Ces deux modes de variabilités climatiques sont liés entre eux par le biais de déplacements latitudinaux de l'ITCZ induits par des fluctuations atmosphériques (Servain *et al.*, 1998). Des études récentes montrent un lien entre ces modes de variabilité tropicale atlantiques et la zone méditerranéenne suggérant des changements dans l'intensité de la circulation au niveau de la cellule de Hadley nord et sud (Losada *et al.*, 2010).

iv. Particularités climatologiques du Golfe de Guinée

Dans le Golfe de Guinée, la dynamique du couple océan/atmosphère entraîne la mise en place d'une circulation complexe (Fig 1.7.). Ce système se déplace selon un gradient latitudinal au cours de l'année en suivant les fluctuations de l'ITCZ (Fisher et Wefer, 1996). Les alizés du Sud-Est entraînent le courant du Benguela qui se déplace vers le Nord en longeant les côtes africaines sud-occidentales puis se divise en deux branches, l'une se dirigeant vers le Nord-Ouest en s'éloignant des côtes, le courant océanique du Benguela (COB), l'autre longeant les côtes vers le Nord, le courant côtier du Benguela (CCB) (Peterson and Stramma, 1991 ; Stramma et England, 1999). Le long de la côte nord du Golfe de Guinée, les eaux chaudes, salines et pauvres en nutriments du courant de Guinée (CG) circulent vers l'Est. Poussé par les alizés, Le courant sud-équatorial (CSE) se développe plus au Sud en sens opposé, compensé par le contre-courant sud équatorial (CCSE) dirigé vers l'Est. et en sub-surface par le sub-courant équatorial (SCE). Cet ensemble forme la partie de la gyre océanique du Sud-Est atlantique dont la « boucle » se ferme à l'Est du bassin le courant

d'Angola dirigé vers le Sud (Gordon et Bosley, 1991). La diminution de l'influence des vents au nord de la latitude 15°S permet la rencontre du courant côtier du Benguela avec le courant côtier de l'Angola dirigé vers le Sud, formant le front Angola/Benguela (ABF) et générant au Nord une accumulation de masses d'eau, le dôme d'Angola (Meeuwis et Lutjeharms, 1990). Les déplacements de cette structure à l'échelle saisonnière ou décennale sont contrôlés par des phases de d'augmentation ou de diminution de l'intensité des alizés (Shannon *et al.*, 1987 ; Shannon et Nelson, 1996). L'interaction entre les alizés du Sud-Est et le courant du Benguela génère une zone permanente d'upwelling permettant la remontée de masses d'eau profondes froides et riches en nutriments. Ces masses d'eau profondes sont dominées par des eaux de provenance nord-atlantique ainsi qu'antarctique en proportion variable en fonction de la latitude (Van Bennekom and Berger, 1984). Cette zone se cantonne à la latitude 15°S en raison d'un changement dans la direction des vents. Au cours de l'année, l'intensification des alizés du Sud-Est provoque la migration vers le Nord de l'ABF permettant à la zone d'upwelling de s'étendre sous l'impulsion de vents favorables (Chapman et Shannon, 1987 ; Mohrholz *et al.*, 2001). Les épisodes d'intensification de la circulation atmosphérique et accompagné d'un renforcement des courants de surface permettant la progression du CCSE loin dans le système Benguela au cours d'événements nommés Benguela_Niño (Shannon *et al.*, 1986). Dans la partie plus septentrionale du Golfe de Guinée ainsi qu'au centre du bassin se développe également des upwellings saisonniers dont l'activité est directement dépendante de la force des vents, plus importante de Juillet à Septembre (Herbland *et al.*, 1983 ; Bearman/Open University, 1989)

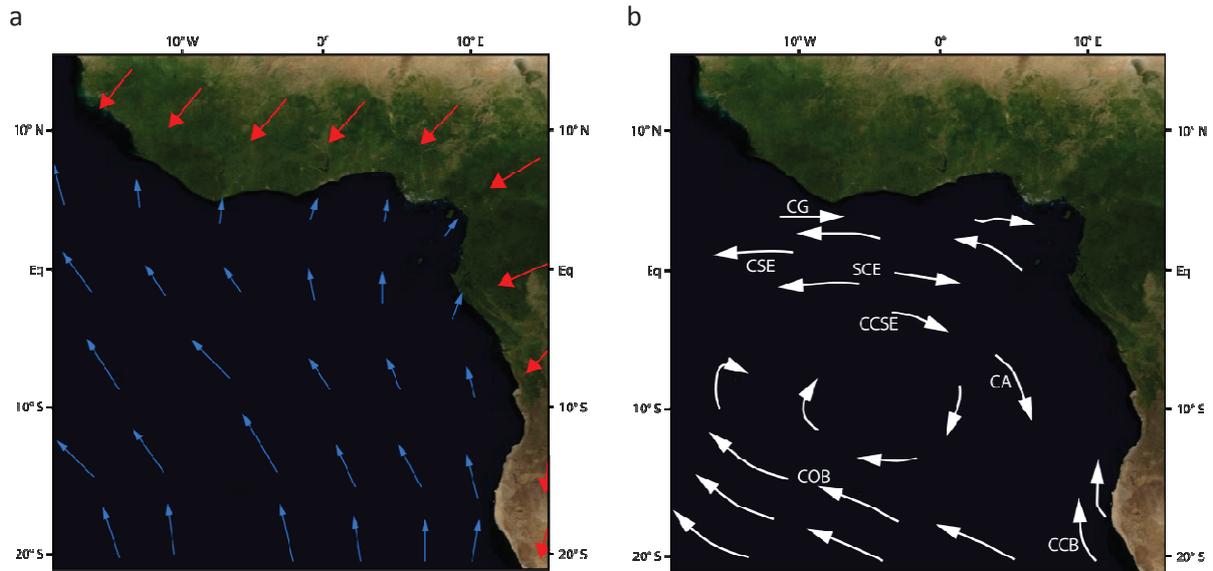


Fig. 1.7. Circulations atmosphériques (a) et océaniques (b) dans le Golfe de Guinée (d'après Dupont *et al.*, 2000). **a.** Direction des vents de surface, les flèches bleues représentent les alizés du Sud-Est devenant la mousson du Sud-Ouest dans la partie la plus interne du Golfe de Guinée, les flèches rouges représentent les alizés du Nord-Est (d'après Leroux, 1983) ; **b.** Courants océaniques de surface et de sub-surface de l'Atlantique équatorial et du Sud-Ouest. CG = Courant de Guinée ; SCE = Sub-Courant Equatorial ; CSE = Courant Sud-Equatorial ; CCSE = Contre-Courant Sud Equatorial ; CA = Courant d'Angola ; COB = Courant Océanique du Benguela ; CCB = Courant Côtier du Benguela (d'après Peterson et Stramma, 1991).

1.2. Le Dernier Cycle Climatique et ses conséquences

Le cadre temporel de cette thèse correspond aux deux derniers cycles glaciaire_interglaciaire. Cette partie est consacrée au rappel des changements globaux qui ont caractérisé le climat durant cet intervalle de temps ainsi que leur impact sur la région africaine qui fait l'objet de ce travail.

Les changements climatiques globaux à l'échelle du Quaternaire résultent de l'interaction de divers facteurs agissant de façon plus ou moins cycliques à court ou long termes. Les grands changements climatiques comme les cycles longs dont la période est supérieure à quelques millénaires sont dus à des variations de mouvement et de position de la Terre par rapport au Soleil. Si ces cycles influencent les changements climatiques à grande échelle que sont les phases glaciaires et interglaciaires, d'autres cyclicités de durée plus courte jouent également un rôle sur les fluctuations environnementales.

1.2.1. Cyclicités climatiques

i. Les cycles longs : les cycles de Milankovitch

En fonction de sa position par rapport au Soleil, la quantité d'énergie reçue par la Terre varie au cours du temps selon trois types de cyclicités dont la période et la cause diffèrent (Fig. 1.8.). Ces cycles, dits de Milankovitch (1941), correspondent à des changements liés à la quantité d'énergie solaire reçue par la Terre en fonction de sa position par rapport au Soleil. Ces changements d'insolation contrôlent les températures et la saisonnalité, permettant - ou non - la pérennité des glaces de hautes altitudes, et influent le climat global (Imbrie *et al.*, 1992). La plus longue de ces cyclicités correspond aux variations de l'excentricité de l'orbite terrestre autour du Soleil qui fluctue suivant deux périodicités de 400.000 et 100.000 ans (cette dernière étant elle-même affectée de deux composantes à 95.000 et 125.000 ans). Ce paramètre correspond à des variations de l'orbite terrestre dont l'ellipse s'accroît ou se réduit contrôlant ainsi la quantité d'énergie solaire reçue entre le périhélie et l'aphélie. La deuxième cyclicité concerne l'axe de rotation de la Terre dont l'angle varie de $21^{\circ}39'$ à $24^{\circ}36'$ avec une cyclicité de 41.000 ans ou 54.000 ans. Ces changements de l'angle que fait l'axe de la Terre avec le plan orbital se nomment les variations de l'obliquité et ont un impact sur la répartition de l'énergie reçue aux différentes latitudes en fonction des saisons. Le dernier de ces cycles, la précession des équinoxes, possède deux composantes à 19.000 et 23.000 ans. Ce paramètre correspond à la rotation de l'axe de la Terre à la manière d'une « toupie perdant de sa vitesse ». Ce facteur influence le déplacement des points vernaux sur le plan de l'écliptique induisant un déplacement de la date de périhélie et d'aphélie. Ces paramètres contrôlent l'interception des rayonnements solaires par la Terre. Les études ont montré la réponse du climat à ce forçage orbital (Imbrie *et al.*, 1984 ; Jackson et Broccoli, 2003 ; Wunsch, 2004 ; Tuenter *et al.*, 2007) qui se répercute sur la végétation, l'albédo, les gaz à effet de serre, la taille des calottes glaciaires et la circulation océanique, eux-mêmes agissant en retour sur le climat (Siegert, 2001).

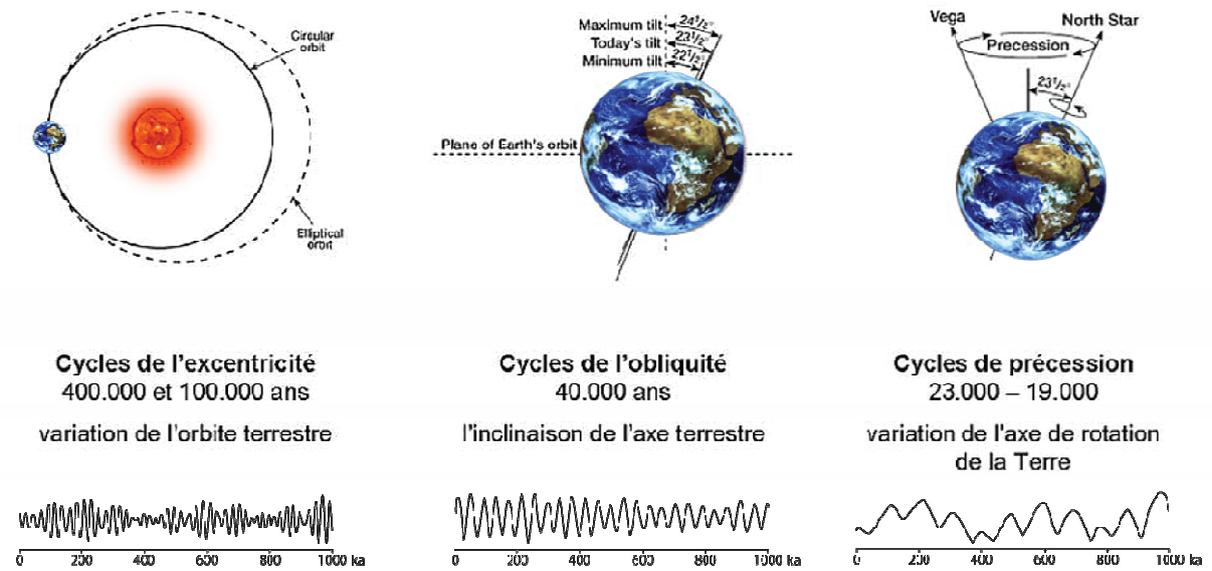


Fig. 1.8. Représentation des paramètres orbitaux terrestres d'après Milankovitch (1941) et Hays et al., 1976.

ii. Les cycles courts

Les événements de Dansgaard/Oeschger et d'Heinrich

Deux types de pulsations climatiques de plus courte durée caractérisent le Dernier Cycle Climatique correspondant à des phases de refroidissement (les événements de Heinrich, HE) alternant avec des périodes de réchauffement (les Dansgaard/Oeschger, D/O) (Fig. 1.9.).

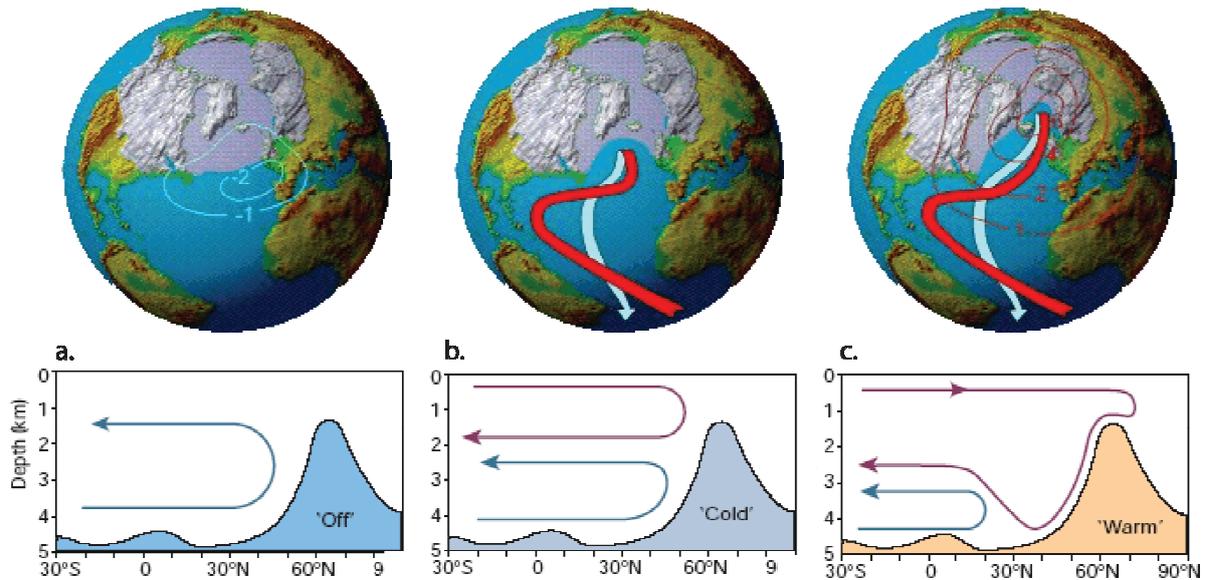


Fig. 1.9. Extension des glaces et impact sur la circulation océanique d'après Rahmstorf (2002) et Ganopolski et Rahmstorf (2001) durant **a.** les événements de Heinrich (convection arrêtée) ; **b.** le type stade (climat froid, convection ralentie) ; **c.** le type interstade ou événements de Dansgaard/Oeschnger (climat chaud, convection active).

Les HE sont indiqués dans les sédiments nord-atlantiques par la présence de sédiments grossiers épisodiques dans les dépôts nord-atlantiques dont l'explication réside dans la débâcle d'icebergs (Rahmstorf, 2002) provenant des calottes nordiques (Alley et MacAyeal, 1994 ; Bond *et al.*, 1995 ; Clark *et al.*, 1999), la fonte de ces icebergs a pour effet de déstabiliser la circulation océanique (Sarnthein *et al.*, 2001 ; Broecker, 2003) et il s'en suit une phase de refroidissement. Ces événements présentent une périodicité voisine de 7.000 ans (Siebert, 2001). La signature de ces épisodes se retrouve de part et d'autre de l'Equateur (Dansgaard *et al.*, 1993 ; Blunier *et al.*, 1998 ; Petit *et al.*, 1999 ; Rahmstorf, 2002) avec cependant un décalage temporel et/ou parfois une inversion de réponse entre les deux hémisphères nommée le « see-saw effect » (Vidal *et al.*, 1999 ; Clark *et al.*, 2002).

Les D/O correspondent à de rapides phases de réchauffement (Dansgaard *et al.*, 1993) durant le Dernier Glaciaire et semblent présenter une cyclicité, controversée, de 1.470 ans (Schulz, 2002). Des périodicités similaires ont été mises en évidence durant l'Holocène où elles sont nommées cycles de Bond (Bond et Lotti, 1995). Les épisodes de D/O correspondent à de rapides réchauffements sur une dizaine d'années suivie d'une phase de plateau avec un refroidissement régulier sur quelques centaines d'années puis d'un retour abrupt aux conditions initiales (Ganopolski et Rahmstorf, 2001). Les causes de ces pulsations sont encore peu claires mais semblent avoir leur origine dans la circulation dans l'Atlantique Nord (Bond *et al.*, 1999) peut-être en relation avec une amplification du forçage solaire au

niveau des calottes ou de la circulation océanique (Maslin *et al.*, 2001). Ces changements climatiques sont présents mais plus faiblement exprimés dans l'hémisphère sud (Jouzel, 1999 ; Ganopolsky et Rahmstorf, 2001) et des différences dans la vitesse des différentes étapes (Bond *et al.*, 1999).

Les cyclicités solaires

L'activité solaire connaît elle aussi des fluctuations qui induisent des changements dans le flux d'énergie atteignant la Terre (Fig. 1.10.) selon plusieurs cyclicités (Yu *et al.*, 1999 ; Hong *et al.*, 2000 ; Chambers et Blackford, 2001 ; Cini Castagnoli *et al.*, 2002) : (1) les cycles de Schwabe avec une périodicité de 8 à 13 ans, (2) les cycles de Gleissberg qui présentent une période de 88 ans, (3) les cycles de Suess avec une périodicité de 210 ans et (4) les cycles de Hallstattzeit dont la période est de 2.300 ans. Considérant l'extension et la résolution temporelle de l'enregistrement présenté dans cette thèse ce dernier cycle est le seul susceptible d'y être identifié. L'origine des cycles de Hallstattzeit reste encore inconnue et si l'hypothèse d'une source liée à l'activité solaire est évoquée il pourrait également s'agir de variations dans le système océan-atmosphère.

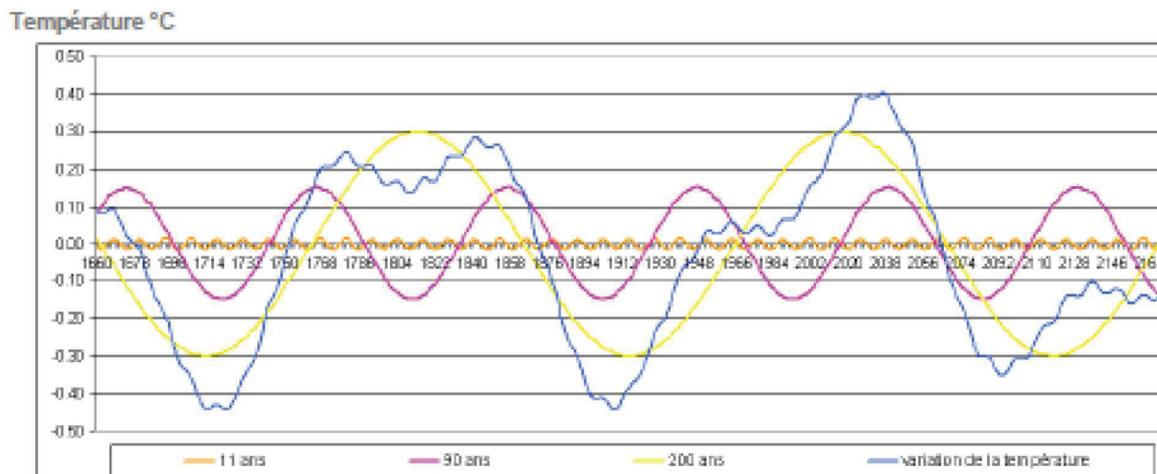


Fig. 1.10. Cyclicités solaires et changement de températures associés, d'après Damon et Jirikowic, 1992

1.2.2. Rappel de l'évolution climatique des derniers 200.000 ans

i. Variations globales

Les enregistrements des carottes de glace forées au Groenland (GRIP, GISP2) et en Antarctique (Vostock, EPICA) renseignent sur les changements climatiques globaux ayant eu lieu durant les derniers cycles climatiques (GRIP Project members, 1993 ; Alley *et al.*, 1997 ; Petit *et al.*, 1999 ; EPICA Community members, 2004) (Fig. 1.11.). Cette étude couvre les derniers 200.000 ans, il convient de retracer les variations qu'a subies le climat durant cet intervalle de temps. Des décalages existant entre les enregistrements climatiques de l'hémisphère Nord et ceux de l'hémisphère Sud (Jouzel, 2003). Cette partie s'attachera donc à décrire uniquement les grandes tendances climatiques qui caractérisent cette tranche de temps. Ainsi, les derniers 200.000 ans correspondent-ils à deux alternances glaciaire-interglaciaire subdivisées en stades isotopiques (ou MIS pour Marine Isotopic Stages) s'étendant du MIS 6 jusqu'à l'interglaciaire actuel ou Holocène (Shackelton, 1969).

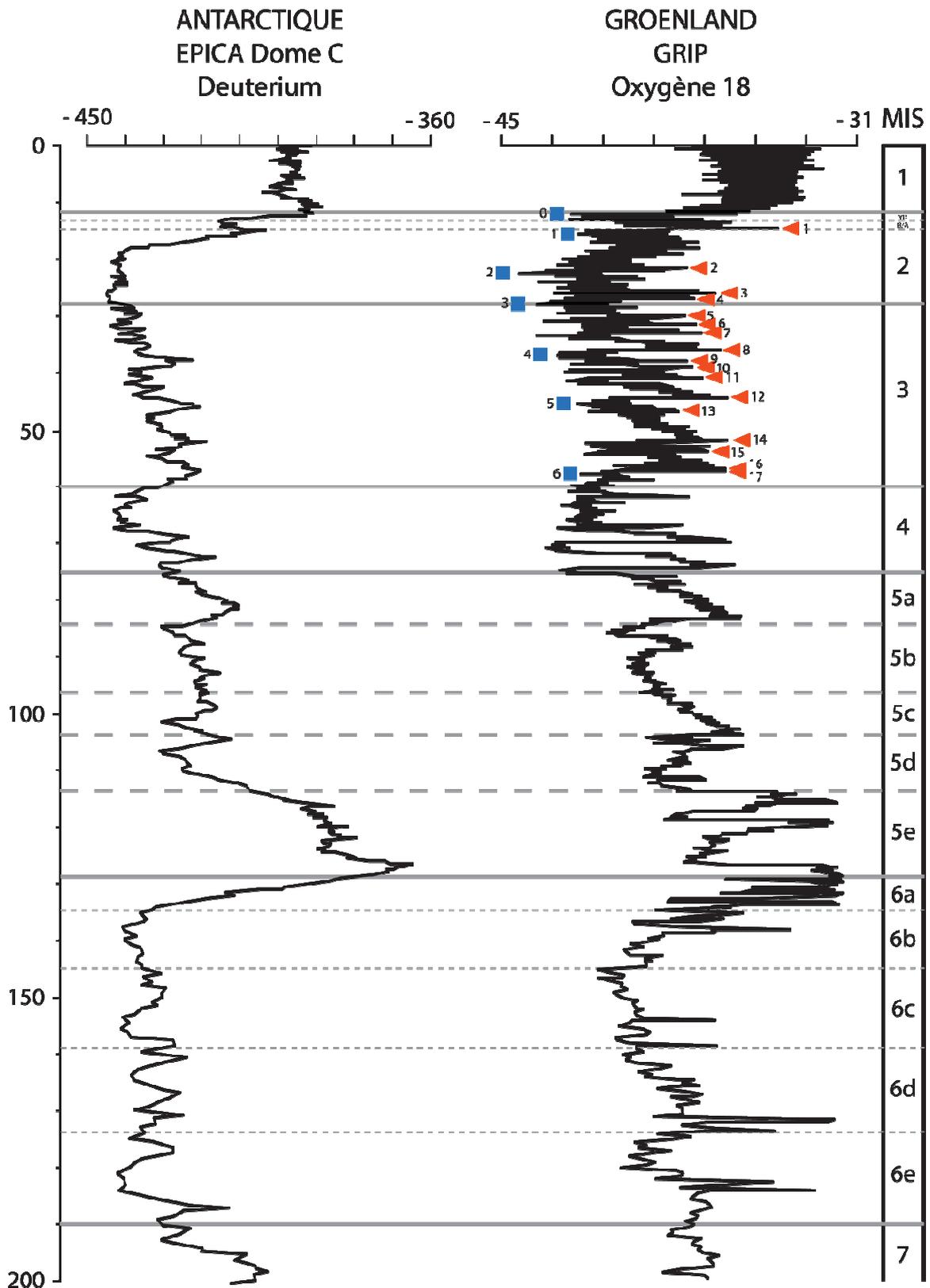


Fig. 1.11. Signaux isotopiques des carottes EPICA et GRIP et chronologie des stades isotopiques. Sur la courbe de GRIP les événements de Heinrich sont indiqués par des carrés et les interstades Dansgaard/Oeschger par des triangles. (Heinrich, 1988 ; Dansgaard *et al.*, 1993 ; GRIP Project members, 1993 ; EPICA Community members, 2004)

La tranche de temps concernée par cette étude couvre deux interglaciaires, MIS 5 ou Émien, et l'interglaciaire actuel, l'Holocène ou MIS 1, ainsi que deux glaciaires, Würm et Riss selon la terminologie d'Europe centrale. Notre enregistrement débute durant une phase glaciaire, le stade isotopique 6, qui correspond à un refroidissement global, entrecoupé de plusieurs épisodes climatiques, sous-stades 6.6 à 6.1 (Pisias *et al.*, 1984). Entre 131.000 et 125.000 ans, les conditions climatiques évoluèrent et un réchauffement global, enregistré plus tôt dans l'hémisphère Sud (Kukla *et al.*, 2002), marque la Terminaison II (il faudrait dire de quoi il s'agit) et l'entrée dans le MIS 5. Cet interglaciaire est à son tour subdivisé en cinq sous-stades 5e à 5a, le stade 5e correspondant au Dernier Interglaciaire (Shackleton, 1969). Cet épisode chaud est suivi de deux refroidissements (sous-stades 5d et 5b) qui alternent avec deux phases chaudes (sous-stades 5c et 5a). A ces alternances succèdent des conditions glaciaires des MIS 4, 3 et 2. Le stade isotopique 4 est une phase froide qui est suivie d'une phase plus instable correspondant au stade isotopique 3 au cours duquel une légère augmentation des températures globales est enregistrée (Voelker *et al.*, 2002). Le stade isotopique 2 représente la dernière phase de la glaciation avec un optimum, dont la datation varie d'un hémisphère à l'autre mais est situé autour de 20.000 ans, dénommé le Dernier Maximum Glaciaire (Shakun and Carlson, 2010). S'amorce ensuite la phase de déglaciation, de 20.000 à 10.000 ans, qui mène à l'Holocène. Ce phénomène de déglaciation se produit par étapes dont l'organisation diffère d'un hémisphère à l'autre (Morigi *et al.*, 2003). Dans l'hémisphère Nord, un bref refroidissement, le Younger Dryas, succède à une brusque augmentation des températures, l'événement du Bölling/Alleröd. Les étapes de cette déglaciation sont moins bien renseignées dans l'hémisphère Sud où la déglaciation semble par deux fois interrompue par les événements du renversement froid Antarctique et du renversement froid océanique (Andres *et al.*, 2003). Il semble que la cause de ces interruptions durant les phases de déglaciation réside dans des modifications de circulations océanique et atmosphérique (Blunier *et al.*, 1998 ; Stenni *et al.*, 2001). Ces événements sont néanmoins décalés d'un hémisphère à l'autre, phénomène nommé l'effet « see-saw » (Barker *et al.*, 2009). La fin de la déglaciation, datée à environ 11.500 ans au Groenland et en Antarctique (GRIP Project members, 1993 ; Alley *et al.*, 1997 ; Petit *et al.*, 1999 ; EPICA Community members, 2004), permet l'installation des conditions interglaciaires de l'Holocène. Le climat de ces 10 derniers millénaires semble beaucoup plus stable que celui de la phase glaciaire qui l'a précédé, avec néanmoins une tendance au refroidissement enregistré sur une grande partie de l'hémisphère Nord (Marchal *et al.*, 2002) et qui semble être également présente bien que moins documentée dans l'hémisphère Sud (Heusser, 1990 ; Unkel *et al.*, 2010). L'apparente stabilité de l'Holocène est néanmoins interrompue par plusieurs événements climatiques, notamment celui à 8.200 ans où intervint un dérèglement global du climat (Street-Perrott et Perrott, 1990 ; Dansgaard *et al.*, 1993 ; Grootes et Stuiver, 1997 ; Hugen *et al.*, 1996 ; Bond *et al.*, 1997 ; Campbell *et al.*, 1998 ; Klitgaard-Kristensen *et al.*, 1998 ; Hu *et al.*, 1999), probablement en relation avec des changements intervenus dans la circulation océanique (von Grafenstein *et al.*, 1998 ; Barber

et al., 1999). Cet événement entrerait dans le cadre d'une cyclicité de 1470 ans (Bond *et al.*, 1997), de même nature que les D/O des glaciaires, se répétant durant l'Holocène. Cette hypothèse est néanmoins sujette à controverses mais pourrait s'appliquer à d'autres épisodes climatiques moins marqués survenus à 9400, 5900, 4200, 2800, 1400 ans (Bond *et al.*, 2001 ; Dahl *et al.*, 2002 ; Rohling *et al.*, 2002 ; Mayewski *et al.*, 2004 ; Swindles *et al.*, 2007 ; Zhou *et al.*, 2007).

ii. Transmission inter-hémisphérique des grands changements climatiques

Il existe entre les deux hémisphères des décalages dans le calendrier des événements climatiques enregistrés. Ainsi, a-t-il été démontré que le stade isotopique 3 et le Dernier Maximum Glaciaire se sont produits plus tôt de 5.000 à 10.000 ans dans l'hémisphère Sud et au niveau des tropiques que dans l'hémisphère Nord. Un exemple de cette précocité de l'hémisphère Sud réside dans le fait que les premières étapes de la déglaciation vers la Terminaison I y sont indiquées à 18.500 ans calibrés BP (Fig. 1.11. ; Shulmeister *et al.*, 2006). De cet état de fait, trois hypothèses peuvent-être proposées : s'agit-il (1) d'une réponse plus rapide des environnements de l'hémisphère Sud aux changements climatiques imposés par les paramètres orbitaux, (2) de différences dans les conditions d'humidité régionale qui contrôle les pulsations des calottes Nord et Sud, ou (3) d'un forçage thermique de l'hémisphère Sud amenant des modifications dans l'hémisphère Nord (Shulmeister *et al.*, 2006). De ce fait se pose la question de la nature du message climatique enregistré par la carotte qui fait l'objet de cette étude. Par sa situation dans la zone intertropicale, elle pourrait théoriquement avoir subi l'influence des hautes latitudes méridionales ou septentrionales. Seuls de rares changements climatiques d'importance correspondent à des événements régionaux et ne sont représentés que dans les enregistrements d'un hémisphère. Le forçage des hautes latitudes est transmis rapidement par les circulations océanique et atmosphérique vers l'Equateur et inversement (Imbrie *et al.*, 1992 ; Schultz, 1995 ; Vidal et Arz, 2004). Les variations climatiques reconstituées à partir de notre enregistrement correspondent donc bien à des changements globaux bien connus, leur datation précise semblant cependant être plus sujette à caution ; certains décalages entre les 2 hémisphères pourraient résulter de différences d'insolation entre les hémisphères (Vandergoes *et al.*, 2005).

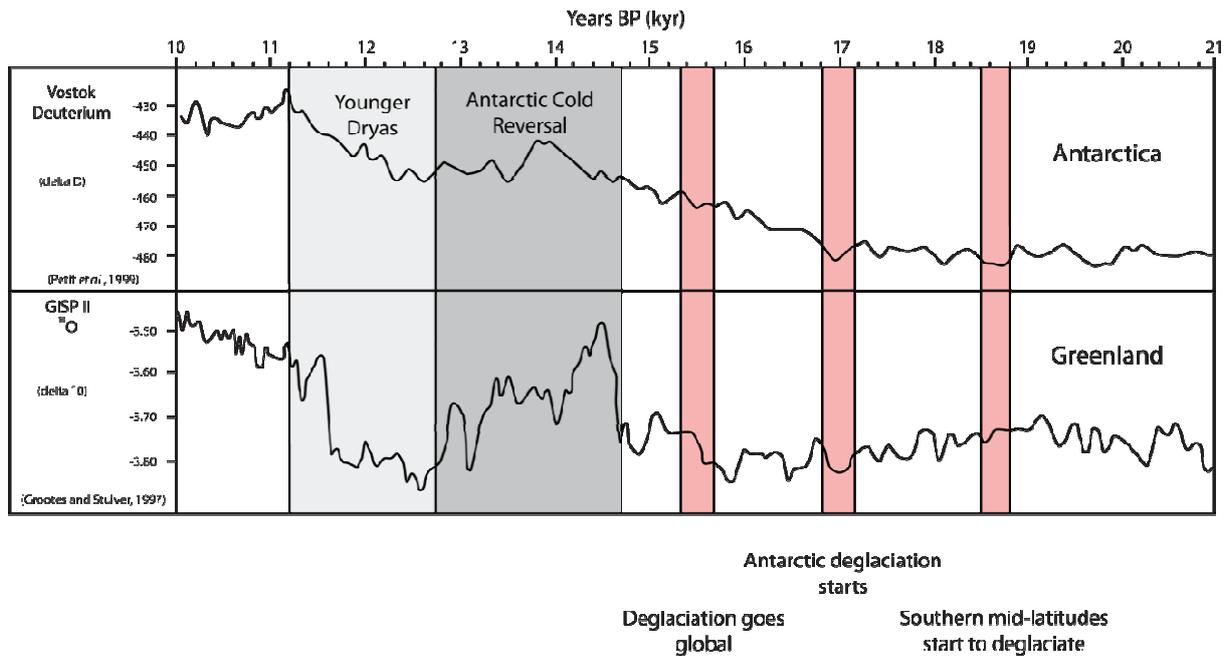


Fig. 1.11. Calendrier du réchauffement post-glaciaire d'un hémisphère à l'autre d'après Shulmeister *et al.* (2006).

iii. Climat africain des dernier 200.000 ans

L'évolution climatique du continent africain sur une longue tranche de temps est à ce jour le siège d'intenses débats. En effet, si les forages continentaux permettent une bonne connaissance des fluctuations climatiques récentes, la durée couverte par leurs enregistrements dépasse rarement les 20 mille dernières années. La compréhension des changements environnementaux africains en des temps plus anciens est quant à elle renseignée par les forages marins qui compensent leur moindre résolution par une extension temporelle plus importante. Il apparaît que les fluctuations glaciaire-interglaciaire qui, aux hautes latitudes sont caractérisées par d'importantes fluctuations de températures, correspondent dans la zone intertropicale à des changements dans les régimes de précipitations (Wu *et al.*, 2007).

La chute des températures globales qui caractérise les périodes glaciaires a également affecté le continent africain (Bonnefille *et al.*, 1992). Cependant, la principale particularité de ces phases en zone intertropicale est une diminution des précipitations (Dupont and Agwu, 1991 ; Jahns, 1996 ; Shi *et al.*, 2001 ; Zabel *et al.*, 2001 ; Abrantes, 2003). Seul le microclimat montagnard conserve une certaine humidité (Crowley et North, 1991 ; Markgraf, 1993 ; Street-Perrott et Perrott, 1994). Ainsi, les derniers 200.000 ans sont-ils marqués par deux phases glaciaires concernant respectivement les stades 6, puis 4 et 2. Ces épisodes correspondent à des phases de renforcement des alizés d'origine continentale

(Hooghiemstra et Agwu, 1988 ; Flores *et al.*, 2000 ; Shi *et al.*, 2001 ; Zabel *et al.* 2001) sous l'effet du développement des calottes polaires aux hautes latitudes (Leroux, 1993). Ce phénomène induit une augmentation de l'aridité résultant en une intensification de l'érosion mécanique par rapport à l'érosion chimique sur l'Afrique Centrale (Schneider *et al.*, 1994 ; Gingele *et al.*, 1998 ; Zabel *et al.*, 2001). Les modélisations s'intéressant à la réponse de l'ITCZ au développement de calottes polaires durant les phases glaciaires indiquent que cette zone de convergence se déplace vers le Sud durant les périodes glaciaires avec néanmoins quelques particularités. La mousson ouest-africaine est l'une de ces singularités. En effet, les phases glaciaires correspondraient à des diminutions de son intensité de la mousson plutôt qu'à des déplacements latitudinaux de l'ITCZ (Chiang, 2009).

Les interstades 5b et 5d possèdent certaines caractéristiques des épisodes glaciaires. En effet, ces épisodes correspondent à des phases de refroidissement global associées à des épisodes de renforcement des vents (Hooghiemstra et Agwu, 1988). En revanche, ces interstades sont caractérisés par une humidité importante contrairement aux glaciaires.

Une augmentation des températures est enregistrée durant les interglaciaires (Abrantes, 2003). Cependant, la principale caractéristique de ces intervalles est l'importante augmentation de l'humidité. Cette augmentation est liée à une intensification des précipitations sous l'influence d'un renforcement du régime de moussons (Gingele *et al.*, 1998 ; Abrantes, 2003 ; Schefuss *et al.*, 2005 ; Chiang, 2009). Ces épisodes correspondent aux interstades chauds du Dernier Interglaciaire (5e, 5c et 5a) ainsi qu'à l'Holocène. Ces phénomènes se traduisent par une augmentation du débit liquide du fleuve (Mikkelsen, 1984 ; Amiotte Suchet et Probst, 1993 ; Gingele *et al.*, 1998 ; Abrantes, 2003 ; Holvoeth *et al.*, 2005) ainsi qu'une prépondérance de l'érosion chimique par rapport à l'érosion physique (Schneider *et al.*, 1997 ; Durham *et al.*, 2001). Plus près de nous, l'Holocène africain, couvert par de nombreux enregistrements, se divise en deux épisodes climatiques distincts. La phase africaine humide, s'étendant environ de 14800 ans à 5500 ans, est une phase d'intensification de la mousson ouest-africaine dont la zone d'activité se déplace vers le Nord (deMenocal *et al.*, 2000 ; Gasse, 2000). Ce phénomène, lié à une augmentation de l'insolation d'été dans l'hémisphère Nord, résulte en une migration de la zone des précipitations au-dessus du Sahara tandis que le sud de l'Afrique s'assèche (deMenocal *et al.*, 2000) : c'est l'épisode du Sahara vert (Jolly *et al.*, 1998 ; Watrin *et al.*, 2009). Une diminution de l'intensité de la paléo-mousson ouest-africaine est enregistrée après 5500 ans, ainsi qu'un déplacement vers le Sud de la zone de précipitations qui permet l'installation de conditions climatiques proches de celles de l'Actuel (Wirrmann *et al.*, 2001).

Le stade isotopique 3 correspond à une phase d'instabilité dans l'histoire climatique africaine. Cette période est caractérisée par des épisodes de renforcement des alizés (Flores *et al.*, 2000 ; Shi *et al.*, 2001). Les divergences entre les enregistrements du nord du Golfe de Guinée et ceux de l'Afrique du Sud pour cet intervalle de temps (Dupont *et al.*, 1998 ; Jahns

et al., 1998 ; Lézine et Cazet, 2005 ; Chase et Thomas, 2007 ; Holzkämper *et al.*, 2009 ; Beuning *et al.*, 2010) semblent indiquer d'importantes fluctuations latitudinales de l'ITCZ (Hessler *et al.*, 2010). Les conditions climatiques de ce stade isotopique sont très similaires à celles du stade isotopique 4 (Jahns, 1996 ; Dupont *et al.*, 2000) avec, cependant, des températures légèrement plus élevées (Schneider *et al.*, 1995).

« *No part of the world can be truly understood without a knowledge of its garment of vegetation* »

Ellsworth Huntington, *The Red Man's Continent: A Chronicle of Aboriginal America*

Chapitre 2. La végétation de l'Afrique

La végétation africaine est étroitement corrélée avec la répartition des précipitations sur le continent africain. Les zones de végétation se répartissent de part et d'autre de l'Equateur de manière quasi-symétrique, exception pour quelques singularités à l'est du bassin Zaïre/Congo liées à la présence de massifs. Les zones phytogéographiques d'Afrique ont été définies par Monod (1957), Troupin (1966), Schnell (1976, 1977) et White (1986), ce dernier présentant la classification en phytochories la plus détaillée (Fig. 3.1).

2.1. La classification de White (1986)

Les groupements sont définis par rapport aux aires géographiques qu'ils recouvrent. La région (ou centre régionaux d'endémisme) guinéo-congolais(e) correspond à la cuvette centrale africaine. Elle est entourée au Nord et au Sud par la région soudano-zambézienne subdivisée par White (1986) en centre régional d'endémisme zambézien et centre régional d'endémisme soudanien. White (1986) distingue également à l'Est, sur une région couvrant une partie de la Somalie, de l'Ethiopie et du Kenya, une phytochorie qu'il nomme : « centre régional d'endémisme de la Somalie et du pays Masaï ». Vers 15°N et 20°S se situent les zones de transition vers les environnements désertiques du Sahara/Sahel et du Kalahari avec, au-delà, les centres d'endémismes respectifs de la Méditerranée et du Cap. A ces phytochories s'ajoutent le centre régional d'endémisme morcelé afromontagnard. Les différents types de végétation (cf. White, 1986 pour détails) se répartissent à l'intérieur de ces zones phytogéographiques (Fig. 2.1).

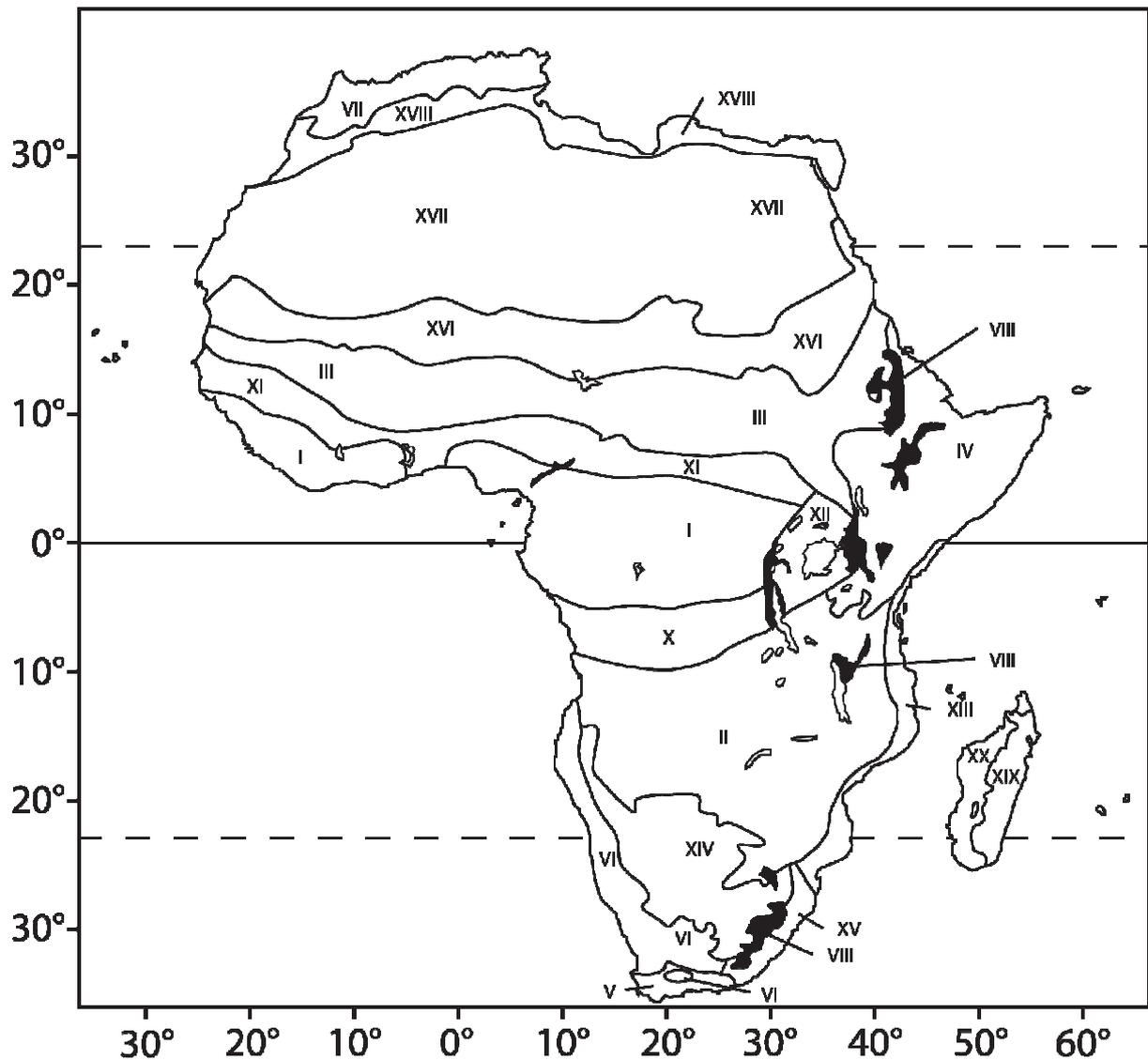


Fig. 2.1. Phytochories de l'Afrique et de Madagascar d'après White (1983). I. Centre régional d'endémisme guinéo-congolais. II. Centre régional d'endémisme zambézien. III. Centre régional d'endémisme soudanien. IV. Centre régional d'endémisme de la Somalie et du pays Masaï. V. Centre régional d'endémisme du Cap. VI. Centre régional d'endémisme du Karoo-Namib. VII. Centre régional d'endémisme méditerranéen. VIII. Centre régional d'endémisme morcelé afro-montagnard, incluant IX, la région morcelée afroalpine d'appauvrissement floristique extrême (non figurée). X. Zone de transition régionale guinéo-congolaise/zambézienne. XI. Zone de transition régionale guinéo-congolaise/soudanienne. XII. Mosaïque régionale du lac Victoria. XIII. Mosaïque régionale de Zanzibar-Inhambane. XIV. Zone de transition régionale Kalahari-Highveld. XV. Mosaïque régionale du Tongaland-Pondoland. XVI. Zone de transition régionale du Sahel. XVII. Zone de transition régionale du Sahara. XVIII. Zone de transition régionale méditerranéo-saharienne. XIX. Centre régional d'endémisme malgache oriental. XX. Centre régional d'endémisme malgache occidental.

Le centre régional d'endémisme guinéo-congolais

Cette zone s'étend de part et d'autre de l'Equateur en suivant la zone climatique équatoriale. Comme cette dernière, l'aire géographique du centre d'endémisme guinéo-

congolais est interrompue par une zone de végétation plus sèche au niveau du couloir de Dahomey. Cette région est caractérisé par des précipitations décroissant de 3000 mm/an le long de la bordure atlantique jusqu'à 1200 mm/an dans les zones de périphérie adjacente avec les centres d'endémismes zambézien, soudanien ainsi que de la Somalie et du pays Masaï. Cette zone phytogéographique correspond principalement à une forêt ombrophile plus ou moins sempervirente ou caducifoliée. A cet environnement forestier sont associées par endroit des formations broussailleuses et(ou) herbeuses secondaires.

Le centre régional d'endémisme zambézien

Au sud du centre d'endémisme guinéo-congolais, s'étend la région zambézienne entre 3°S et 26°S. Cette zone est caractérisée par d'importantes précipitations durant l'été austral, pour des pluviosités annuelles comprises entre 500 et 1400 mm, ainsi que par des amplitudes thermiques saisonnières (18°C à 24°C) plus importantes que celles du centre d'endémisme guinéo-congolais. Cette région possède probablement la flore la plus diversifiée ainsi que la gamme la plus étendue de types de végétation. La végétation climacique de ce centre d'endémisme correspond à des forêts sèches plus ou moins basses avec un sous-bois broussilleux parfois herbeux remplacées occasionnellement par des zones de savanes parcourues par les feux.

Le centre régional d'endémisme soudanien

Ce centre d'endémisme s'étend à travers toute l'Afrique sur une bande de 500 km autour de la latitude 15°N environ. Cette zone présente de nombreuses similarités avec le centre d'endémisme zambézien notamment au niveau climatique avec une seule saison des pluies durant l'été boréal mais avec des températures sensiblement plus élevées (24°C-28°C). La forêt claire est la végétation caractéristique de la région soudanienne.

Le centre régional d'endémisme de la Somalie et du pays Masaï

Cette région s'étend de 16°N à 9°S et de 34°E à 51°E, le climat y est aride ou semi-aride avec une pluviométrie presque partout inférieure à 500 mm pour des températures élevées (25°C à 30°C). Le centre régional d'endémisme de la Somalie et du pays Masaï est caractérisé par deux saisons des pluies séparées par des périodes de sécheresse. La végétation de cette région est constituée de fourrés et de formations buissonnantes avec quelques zones herbeuses ou de forêts broussailleuses.

Le centre régional d'endémisme du Cap

Cette zone correspond à l'extrémité Sud du continent africain. La pluviométrie y dépasse les 250 mm par an et se situe le plus souvent entre 300 et 2500 mm. Le « fynbos », une formation arbustive, est la végétation caractéristique de la zone.

Le centre régional d'endémisme du Karoo-Namib

Ce centre est situé au nord et nord-ouest de la zone du Cap ainsi qu'une petite zone en enclave. La pluviométrie y est faible, variant de moins de 100 mm (dans le désert du Namib) jusqu'à 250 mm au maximum, la périodicité des pluies y est très variable. La végétation est de type désertique ou semi-désertique composée de formations buissonnantes ou de fourrés.

Le centre régional d'endémisme méditerranéen

Cette zone correspond à l'extrémité nord-ouest du continent africain. Les précipitations tombent principalement durant l'hiver et sont comprises entre 250 mm et 1000 mm par an. Cette région floristique est caractérisée par des zones forestières relictuelles associées à des formations arbustives buissonnantes et des fourrés.

Le centre régional d'endémisme morcelé afromontagnard

Cette zone de végétation s'étend sur les massifs au-delà de 2000 m d'altitude ; mais, aux endroits où le climat est plus océanique elle peut descendre jusqu'à 1200 m. Le climat de ces zones est extrêmement varié tandis que la pluviométrie moyenne annuelle y est toujours supérieure à 1000 mm. La végétation présente, d'un massif à l'autre, des aspects très similaires. Aux forêts d'altitudes sont associées des bambouseraies, des formations buissonnantes et arbustives ainsi que des formations herbeuses qui représentent le type de végétation le plus largement répandu sur les montagnes africaines.

Les zones de transition entre la région guinéo-congolaise et les régions zambéziennes et soudanaises

Ces zones correspondent à deux bandes situées au nord et au sud de la région guinéo-congolaise aux alentours de 8°N et S. Ces zones peuvent être qualifiées de transitionnelles en ce qui concerne (1) les influences climatiques et (2) la végétation qui se compose d'intermédiaires entre la cuvette congolaise et les régions floristiques zambézienne et soudanienne.

La mosaïque régionale du Lac Victoria

Cette région couvre la plus grande partie de l'Ouganda, l'est du Rwanda et du Burundi ainsi que de petites parties du Zaïre, du Kenya et de la Tanzanie. Les gradients climatiques de cette zone sont généralement très prononcés et fonction de la distance au Lac Victoria qui représente un réceptacle important de précipitations. On y trouve ainsi des environnements passant de la forêt ombrophile à la forêt buissonnante aux fourrés semi-sempervirents en passant par la forêt claire. La mosaïque régionale du Lac Victoria est ainsi le lieu de rencontre de cinq composantes floristiques distinctes : guinéo-congolaise, soudanienne, zambézienne, de la Somalie et du pays Masaï et afromontagnarde.

La mosaïque régionale de Zanzibar-Inhambe

Cette zone occupe une bande littorale au sud de la Somalie. Les précipitations y sont généralement comprises entre 800 mm et 1200 mm par an avec une saison sèche bien marquée. La forêt y est la végétation climacique la plus répandue, remplacée par endroits par une formation herbeuse boisée secondaire. On y trouve également des étendues de forêt claire de transition, de formations buissonnantes et de fourrés.

La zone de transition régionale Kalahari-Highveld

Cette région sépare les centres régionaux d'endémisme zambézien et du Karoo-Namib le long d'une diagonale qui s'étend du sud de l'Angola jusqu'à l'est de la province du Cap. La pluviométrie de cette région, comprise entre 250 mm et 500 mm par an, la situe comme intermédiaire entre les centres régionaux d'endémisme qui l'entourent. Le nombre de phytochories adjacentes confère une grande complexité à l'agencement de la végétation de cette région qui est composée de formations herbeuses boisées ou broussailleuses.

La mosaïque régionale du Tongaland-Pondoland

Cette zone, située à l'extrémité sud-est de l'Afrique, présente des températures moyennes annuelles comprises entre 17°C et 22°C et une bonne répartition des précipitations sur son ensemble. La végétation est composée d'une mosaïque complexe de forêts denses ou broussailleuses, de formations buissonnantes et de fourrés dans une trame de formations herbeuses.

La zone de transition régionale du Sahel

Dans cette zone, la pluviométrie, comprise entre 150 mm et 500 mm par an, présente des fluctuations importantes de façon cyclique avec d'importantes phases de sécheresse, la température variant de 26°C à 30°C. La zone traverse l'Afrique d'est en ouest sous forme d'une bande de 400 km de large située entre 15 et 20°N. La végétation de cette zone correspond à des formations herbeuses semi-désertiques, parfois buissonnantes mais de façon très restreinte.

La zone de transition régionale du Sahara

Caractérisé par des températures, aux amplitudes journalières (35°C) et annuelles importantes (60°C), le Sahara est le plus grand désert du monde. Durant la saison froide, la partie septentrionale de cette zone subit l'influence de la xéricité qui augmente rapidement vers le Sud. La région saharienne peut être subdivisée en trois zones floristiques : (1) le Sahara septentrional au caractère méditerranéenne, (2) le Sahara méridional à affinités tropicales et (3) la zone centrale mixte. La végétation de la zone saharienne est peu développée. Elle est principalement représentée par des formations herbeuses ou buissonnantes psammophiles et, dans certains secteurs, par des formations halogypsophiles

liées à l'accumulation de sels en raison de la très forte évaporation qui domine dans ces régions. Cependant, le développement d'espèces vivaces n'est possible que dans les endroits où l'eau s'accumule et, entre les latitudes 18°N et 30°N, la pluviométrie moyenne annuelle est inférieure à 20 mm et n'autorise le développement d'aucune végétation.

La zone de transition régionale méditerranéo-saharienne

La pluviométrie de cette région oscille entre 100 mm et 250 mm par an. Les températures oscillent entre 18°C et 20°C (moins élevées en altitude). La végétation, qui présente des changements importants d'Est en Ouest, est dominée par la forêt broussailleuse et la formation buissonnante. Les dépressions salines, nombreuses dans la région, abritent une formation arbustive halogypsophile.

Le centre d'endémisme régional malgache

Cette zone peut-être divisée en deux parties, orientale et occidentale, séparées par la présence de massifs au centre de l'île. Ces deux régions sont caractérisées par des régimes de précipitations différents en fonction de l'influence de la mousson ainsi que par des températures relativement similaires avoisinant les 25°C. De ce fait, la végétation de l'île est elle aussi dissemblable présentant des forêts ombrophiles sempervirentes ou d'altitude à l'Est et des forêts sèches décidues ou des fourrés à l'Ouest.

La végétation insulaire est-atlantique

Les conditions climatiques ainsi que les végétations de ces îles sont très variables, trois zones peuvent être identifiées : (1) les îles de la Macaronésie, (2) les îles du Golfe de Guinée et (3) les îles de l'Atlantique Sud. Les îles de la Macaronésie disposent d'un climat variable plus froid et humide au Nord et présentent une végétation aux influences multiples avec une forte composante méditerranéenne. Les îles du Golfe de Guinée subissent un climat tropical amenant un développement de forêts denses. Les îles de l'Atlantique Sud subissent un climat plutôt sec, les précipitations moyennes étant d'environ de 200 mm/an au niveau des côtes mais augmentent rapidement dès qu'on s'en éloigne. Il s'y développe une végétation herbeuse ou de forêts broussailleuses.

La végétation insulaire ouest-indienne

De même que leurs correspondants atlantiques, les îles de l'Océan Indien sont sous l'influence d'une large gamme de climats. A ces conditions climatiques variées, et sous l'influence des environnements côtiers proches, divers types de végétation se retrouvent sur ces îles. Pour plus de détail, se référer à l'ouvrage de White (1986).

La végétation azonale

A ces groupes zonaux de végétation se rajoutent trois groupes dont l'aire de répartition outrepassé les limites de ces phytochories. Il convient de les rappeler : la mangrove, la végétation halophyte et la végétation marécageuse d'eau douce.

La mangrove

La mangrove est une végétation littorale trouvant son maximum d'extension dans les deltas des grands fleuves. Elle se développe dans les eaux saumâtres provenant du mélange de l'eau marine océanique et de l'eau douce du fleuve. Ces environnements atteignent leur développement maximal dans un contexte climatique de forêts ombrophiles pouvant s'étendre au-delà des tropiques dans la zone orientale africaine. Ces environnements présentent généralement une zonation des espèces. Cependant, une zonation générale des mangroves est difficile à établir compte tenu de leur variabilité floristique ainsi que des paramètres régissant leur développement tels que la fréquence et la durée de l'immersion par l'eau de mer, la consistance du substrat, ou la concentration en eau douce du milieu.

Les écosystèmes aquatiques

La zone tropicale humide est caractérisée par de fortes précipitations permettant l'accumulation de grandes quantités d'eau formant des zones lacustres ou marécageuses dans les dépressions. Ces zones sont principalement couvertes par des forêts marécageuses dans la région guinéo-congolaise. En dehors de cette cuvette, les écosystèmes aquatiques, à l'exception des zones fortement salées, sont dominés par des roselières. Ce type de végétation se retrouve sur une vaste partie du continent africain dans les zones marécageuses ainsi que sur les bords des lacs et des rivières.

La végétation halophyte

Les sols salés sont courants dans les zones arides et semi-arides où les précipitations sont insuffisantes pour assurer le transport vers la mer des sels libérés par la décomposition des roches. Ces sols se retrouvent également en zone littorale (plage) ou au niveau des marais alcalins. Ce groupe de végétation, dont la richesse spécifique est faible, présente des physionomies variées comprenant la formation herbeuse, la formation herbeuse boisée, la formation arbustive et la formation buissonnante.

2.2. Les Groupements écologiques

Afin de transposer au mieux les données palynologiques en informations climatologiques, j'ai préféré l'emploi de groupes écologiques à l'utilisation directe de ces zones phytogéographiques définies par White (1986). Ceux-ci correspondent à une adaptation des phytochories aux besoins des reconstitutions paléoenvironnementales en tenant compte des exigences écologiques des taxons et des limitations liées à l'identification pollinique. Sept groupements peuvent ainsi être définis : la forêt tropicale humide, la forêt semi-décidue, la forêt pionnière, la savane, la forêt afromontagnarde, la mangrove et les écosystèmes aquatiques (Fig 2.2).

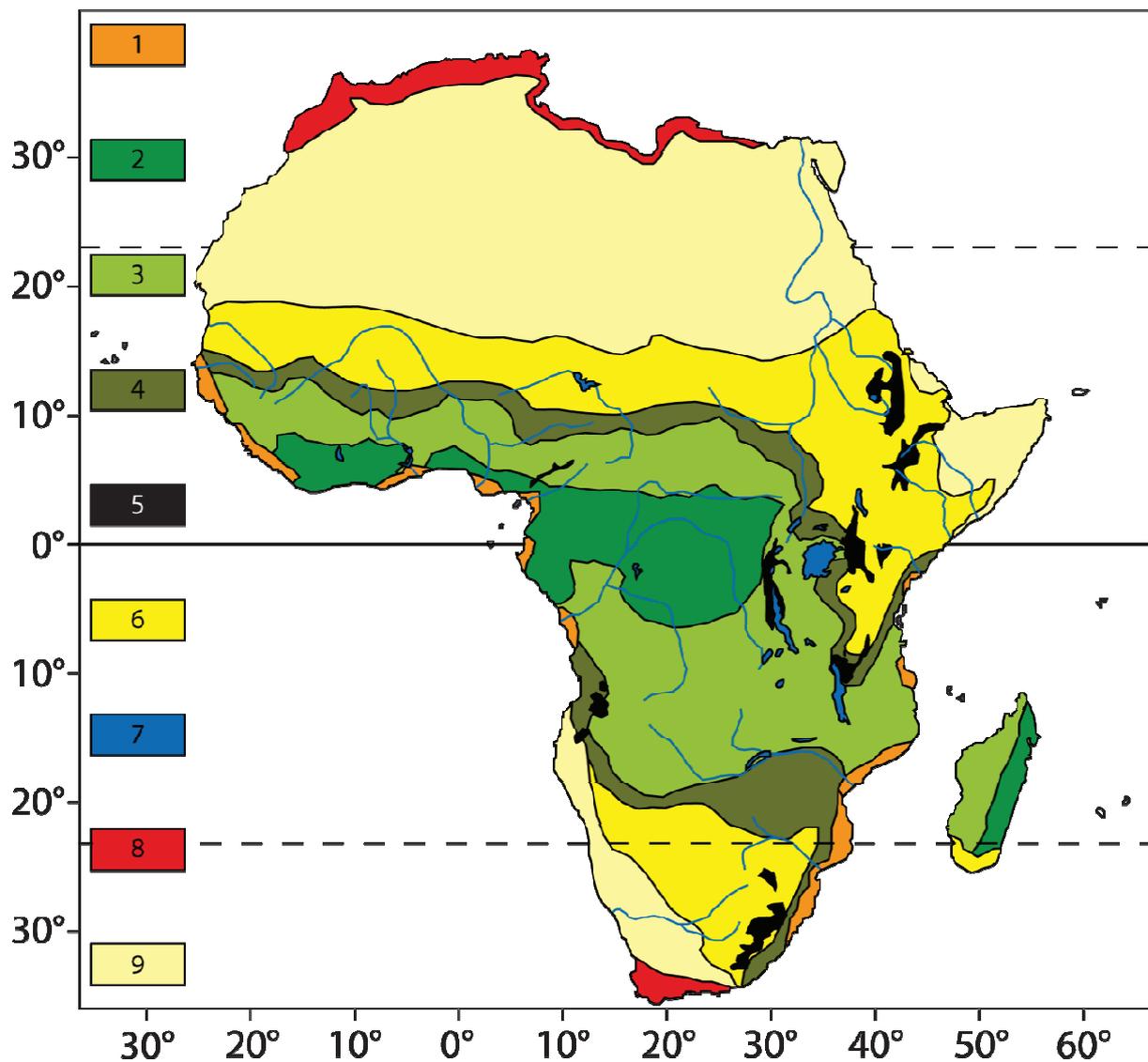


Fig. 2.2. Zones de végétation. 1. Mangrove. 2. Forêt tropicale humide. 3. Forêt semi-décidue. 4. Forêt pionnière. 5. Forêt afromontagnarde. 6. Savane. 7. Ecosystèmes aquatiques. 8. Végétation méditerranéenne. 9. Désert (modifié d'après White, 1986).

La forêt tropicale humide

C'est le principal type de végétation retrouvé dans la zone guinéo-congolaise, entre 10°N et 5°S de latitude. Cet environnement, composé de la forêt ombrophile ou marécageuse associées à des formations herbeuses, se développe sous des températures allant de 22°C à 34°C et des précipitations annuelles allant de 1600 mm à 2000 mm pouvant atteindre localement 3000 mm. La forêt tropicale humide présente une très grande diversité floristique avec comme familles les plus représentatives les Fabaceae Caesalpinoideae, les Sapotaceae, ou les Apocynaceae. Plusieurs genres sont endémiques de la zone, représentatifs de nombreuses Fabaceae Caesalpinoideae (*Amphimas*, *Hymenostegia*, *Gilbertiodendron*, *Tessmannia*...) auxquels s'ajoutent des genres tels qu'*Antrocaryon*, *Buchholzia*, *Coelocaryon*, *Endodesmia*, etc.

La forêt semi-décidue

Ce type de forêt se retrouve dans bon nombre de phytochories définies par White (1986), notamment les centres régionaux d'endémisme zambézien et soudanien ainsi que leurs zones de transition. Ces environnements se développent sous des précipitations annuelles allant de 500 mm à 1400 mm (décroissant avec l'éloignement vis-à-vis de l'Equateur) pour des températures comprises entre 18 et 28°C. Les centres régionaux d'endémisme soudanien et zambézien bénéficient d'un climat assez similaire avec une seule saison des pluies. Il en résulte la mise en place de forêts sèches plus ou moins basses remplacées par endroits par des savanes parcourues par les feux. De nombreuses familles et genres retrouvés de part et d'autre de la zone guinéo-congolaise sont similairement représentées par des taxons qui ne se distinguent qu'au niveau spécifique. Ces zones ne comptent pas de famille endémique malgré quelques genres endémiques tout en présentant certains taxons caractéristiques : Anacardiaceae et Sterculiaceae pour les familles et *Celtis*, *Lannea*, *Nauclea* et *Hymenodictyon* pour les genres.

La forêt pionnière

Ce groupe de végétation représente des phases de colonisation ou de recolonisation du milieu. Ce type de forêts correspondant à des phases de transition environnementale est composé de taxons tolérants envers une large gamme de conditions écologiques. Ce groupe de végétation n'a pas de zone d'extension géographique stable étant donné qu'il se développe dans les environnements perturbés. Cependant, la forêt pionnière, représentant un stade intermédiaire entre les stades herbeux et forestiers, il a été choisi de la représenter en position intermédiaire entre la forêt semi-décidue et la savane. Les taxons caractéristiques de ce groupe de végétation sont : *Alchornea*, *Cnestis*, *Dodonea*, *Syzygium*, ainsi que les familles des Rutaceae et des Tiliaceae.

La savane

Tout comme la forêt semi-décidue, l'environnement de savane se retrouve dans plusieurs des phytochories définies par White (1986). Il s'étend sur les parties septentrionale et méridionale des centres régionaux d'endémisme soudanien et zambézien respectivement ainsi que sur celui de la Somalie et du pays Masaï ainsi que dans les zones de transition du Kalahari-Highveld et du Sahel. Cet environnement se développe sous des climats semi-arides caractérisés par une seule saison des pluies ramenant les précipitations annuelles à 500 - 1000 mm pour des valeurs de températures variant de 20°C à 35°C. Plusieurs types de végétation, de la savane herbeuse à la forêt claire se succèdent en fonction de la dynamique des feux de savane. La famille des Poaceae domine ces environnements, associées aux Fabaceae Papilionoideae, Combretaceae et Lamiaceae. Les Asteraceae sont également classées dans ce groupe bien qu'elles puissent être rattachées à la bordure désertique. Les genres *Dobera*, *Salvadora*, *Leucas*, *Zygophyllum* et *Ziziphus* y sont caractéristiques.

La forêt afromontagnarde

Ce groupe écologique correspond au centre d'endémisme morcelé afromontagnard défini par White (1986). Cette végétation se retrouve principalement sur les massifs Est mais se développe également sur certaines montagnes de l'Angola et du Cameroun. Ce type de végétation se développe sous une gamme de climats assez large mais les végétaux concernés ont des affinités pour les environnements présentant des précipitations importantes et des températures plutôt basses. Une grande partie de la flore de ces environnements est endémique, elle est représentée notamment par la famille des Podocarpaceae ainsi que par les genres *Ilex*, *Olea* et *Protea*.

La mangrove

L'écosystème littoral de la mangrove se développe dans les eaux saumâtres sur les substrats sablonneux et argileux des bords de plages ou de fleuves. Le développement de ces forêts ombrophiles côtières n'est pas directement lié au climat, il répond aux fluctuations du niveau marin qui aménagent des zones favorables à l'installation de ce type de végétation. La flore de ces écosystèmes est peu diversifiée et dominée par la famille des Rhizophoraceae à laquelle sont associés quelques genres tels qu'*Avicennia* et *Sonneratia*, ces taxons se développant plus à l'intérieur des terres (Schnell, 1976, 1977 ; Thanikaimoni, 1987 ; Poumot, 1989).

Les écosystèmes aquatiques

Les plantes hygrophiles se développent dans les zones marécageuses ainsi que sur les rives des lacs et des rivières. Le développement et la zonation de ces environnements est fonction de la profondeur d'eau indépendamment des conditions climatiques. La famille des Cyperaceae domine ces écosystèmes et se trouve associé à des genres comme *Typha*,

Nymphaea ou *Polygonum*. Certains taxons adaptés aux environnements marécageux, *Aeschynomene*, *Mimosa*, *Sesbania* parmi d'autres, sont également rattachés à ce groupe.

2.3. Grands traits de l'histoire de la végétation africaine lors du Dernier Cycle Climatique

La dynamique de la végétation répond aux changements climatiques précédemment présentés. Ainsi, durant les derniers 200.000 ans, la végétation de la zone s'est-elle réorganisée au rythme des fluctuations glaciaire-interglaciaire.

Stade isotopique 6

Le stade isotopique 6 présente de nombreuses similarités avec le stade 2, comme un important développement des Poaceae et des Cyperaceae (Dupont et Agwu, 1991 ; Jahns, 1996) (Fig. 2.3.a.). La principale caractéristique de ce stade isotopique réside dans l'importance des fluctuations, notamment dans la représentation de *Podocarpus*, qui affectent cet intervalle (Jahns, 1996 ; Dupont, 2000) et qui résultent de variations dans les conditions d'humidité. Des fluctuations antagonistes de la forêt tropicale humide (Dupont *et al.*, 2000) sont également enregistrées mais leur amplitude reste cependant faible durant toute la durée de ce stade isotopique (Jahns, 1996). Le bas niveau marin de cet intervalle ne permet pas l'extension des mangroves, trop peu de conditions environnementales étant alors favorables à leur développement. La fin de ce stade isotopique correspond au maximum du glaciaire, les conditions climatiques entraînent un déplacement vers le centre du bassin des limites désertiques (Shi *et al.*, 2001) restreignant la zone d'extension de la forêt tropicale humide.

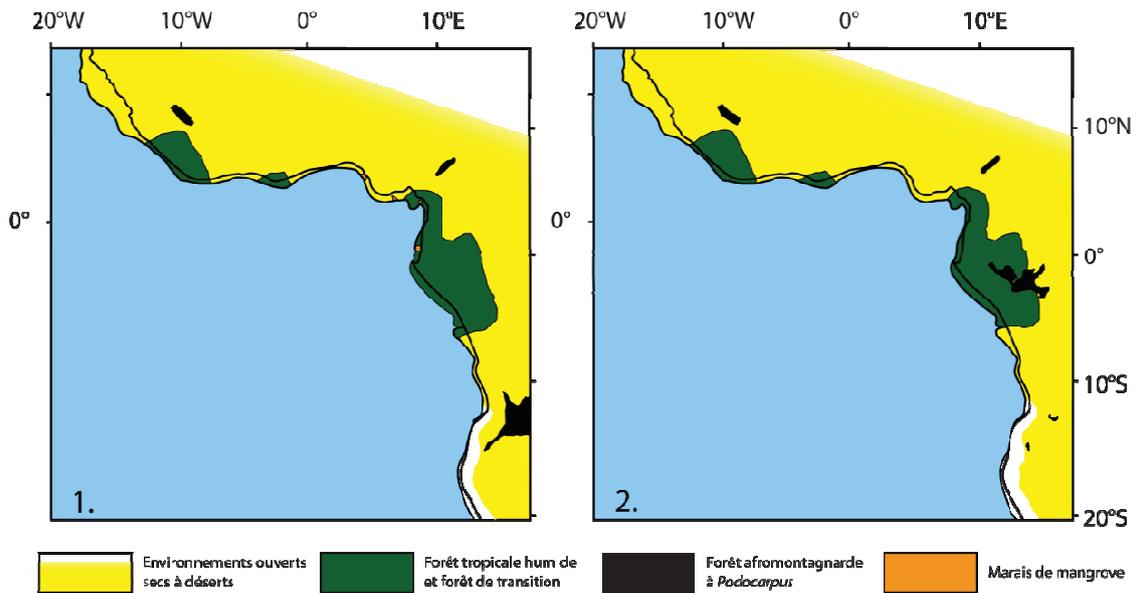


Fig. 2.3.a. Cartes de paléo-végétation d'après Dupont *et al.* (2000) basées sur les enregistrements terrestres et marins durant le stade isotopique 6 à **1**. Environ 145 ka et **2**. Entre 130 et 135 ka.

Stade isotopique 5

Les importants changements climatiques se produisant durant le stade isotopique 5 ont impacté la végétation tropicale africaine. La Terminaison II marque la transition vers des conditions chaudes et humides et enregistre une remontée du niveau marin. Ces conditions permirent l'extension des mangroves sur le littoral grâce à l'apparition de zones favorables à leur développement. Une phase d'essor de la forêt tropicale est enregistrée au début du stade isotopique 5 réduisant l'extension des zones herbeuses et des forêts ouvertes (Jahns, 1996).

Les cinq subdivisions de cet interglaciaire se retrouvent dans la dynamique de la végétation (Fig 2.3.b.). Les phases chaudes et humides des stades 5e, 5c et 5a correspondent à des épisodes d'extension de la forêt tropicale humide ainsi que de la mangrove en réponse à des fluctuations du niveau marin (Frédoux, 1994 ; Dupont *et al.*, 2000). L'aire de répartition des environnements des forêts sèches ainsi que des savanes s'est trouvée réduite durant ces interstades (Dupont *et al.*, 2000).

Les inter-stades 5d et 5b sont caractérisés par d'importantes phases de développement de la forêt d'altitude qui s'étend depuis les massifs jusqu'aux basses altitudes (Bengo et Maley, 1991 ; Frédoux, 1994 ; Jahns, 1996 ; Dupont *et al.*, 2000). L'aire de répartition de la forêt tropicale humide s'en voit réduite en conséquence ainsi que par le

développement au Nord et au Sud des forêts sèches et savanes mais dans une moindre mesure que lors de la phase glaciaire précédente (Dupont *et al.*, 2000). Si les phases de développement maximum de *Podocarpus* sont centrées sur les inter-stades 5d et 5b, on en trouve également pendant toute la durée du stade isotopique 5 avec pour seule exception le stade 5e sans que celles-ci soient uniformes sur tous les massifs (Dupont *et al.*, 2000).

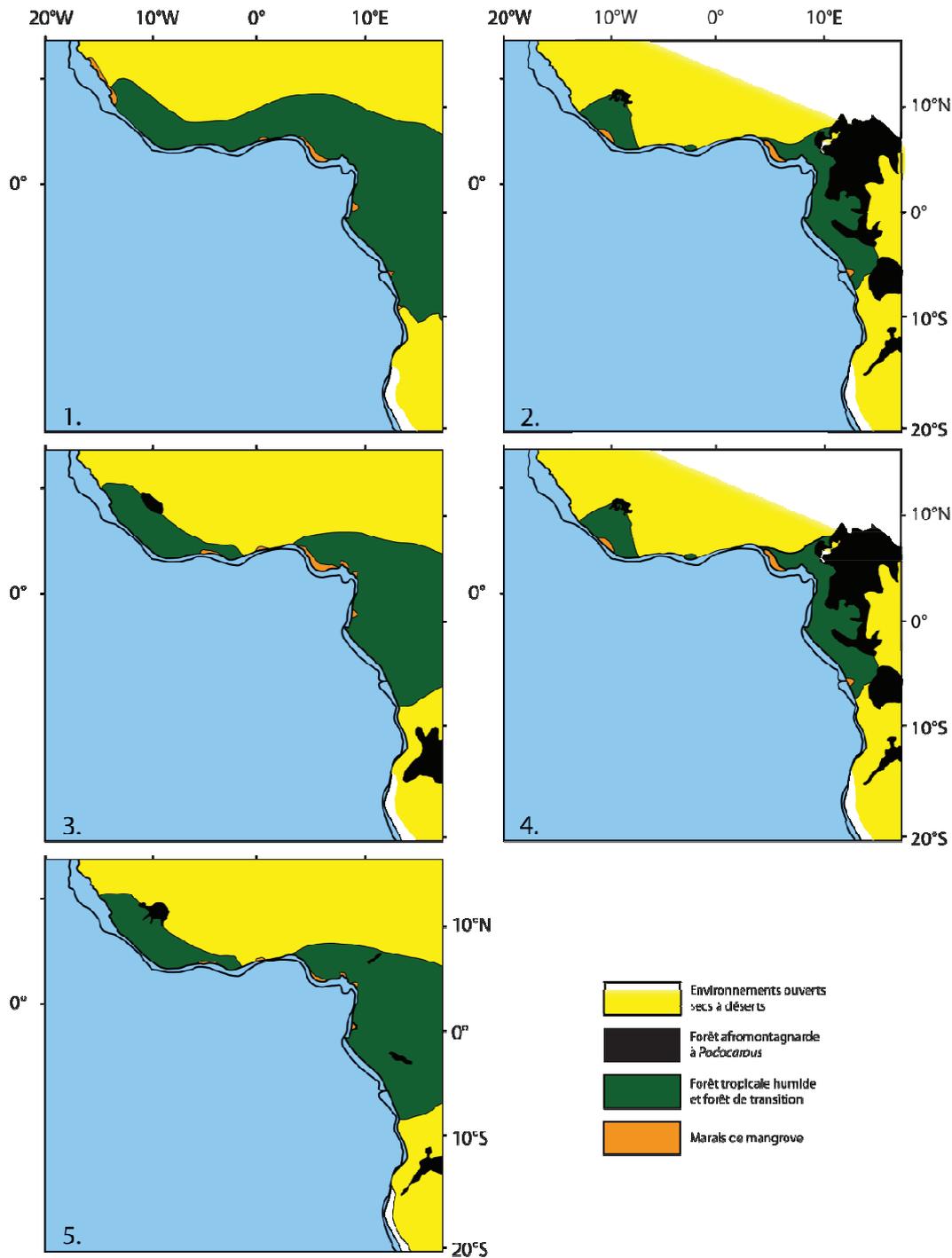


Fig. 2.3.b. Cartes de paléo-végétation d'après Dupont *et al.* (2000) basées sur les enregistrements terrestres et marins durant le stade isotopique 5 (5e = 1. ; 5d = 2. ; 5c = 3. ; 5b = 4. ; 5a = 5.).

Stade isotopique 4

Le stade isotopique 4 correspond au retour vers des conditions glaciaires avec une diminution des températures et de l'humidité. A cette évolution climatique est associé un recul de la forêt tropicale humide, moins important cependant que durant les stades isotopiques 6 et 2, tandis que se développèrent les formations herbeuses de savane (Jahns, 1996 ; Jahns *et al.*, 1998 ; Dupont *et al.*, 2000) (Fig. 2.3.c.). La mangrove enregistre également un recul notable en réponse à la baisse du niveau marin global (Shackleton, 1987).

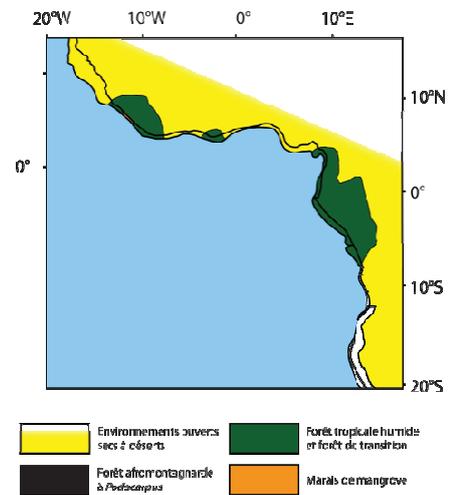


Fig. 2.3.c. Carte de paléo-végétation d'après Dupont *et al.* (2000) basée sur les enregistrements terrestres et marins durant le stade isotopique 4.

Stade isotopique 3

L'organisation de la végétation africaine durant le stade isotopique 3 présente beaucoup de similarités avec celle du stade isotopique 4 malgré une légère augmentation de la température qui a permis une extension de la forêt de transition (Schneider *et al.*, 1995 ; Jahns, 1996) (Fig. 2.3.d.). Cet épisode est également caractérisé par une légère augmentation de la représentation des marais de mangrove le long des côtes du Golfe de Guinée (Frédoux, 1994 ; Jahns, 1996 ; Dupont *et al.*, 2000). Comme lors du stade isotopique 4, les zones herbeuses étaient très développées au niveau de l'Afrique Centrale (Dupont *et al.*, 1998 ; Jahns *et al.*, 1998).

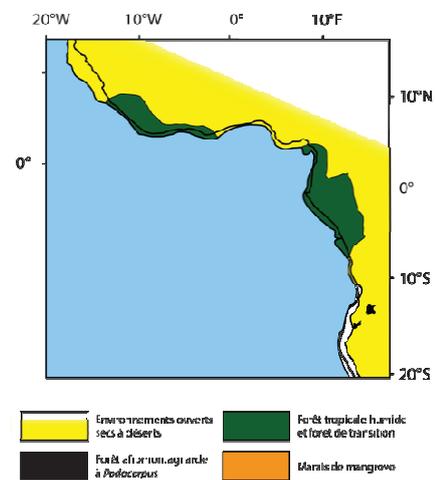


Fig. 2.3.d. Carte de paléo-végétation d'après Dupont *et al.* (2000) basée sur les enregistrements terrestres et marins durant le stade isotopique 3.

Stade isotopique 2 – Le Dernier Maximum Glaciaire et la déglaciation

Le nombre d'enregistrements incluant le stade isotopique 2 est nettement supérieur à ceux des périodes antérieures aussi bien dans les archives marines que dans les archives continentales. Ce stade isotopique présente de nombreuses similarités en termes de végétation avec la fin du stade isotopique 6. La zone d'extension de la forêt tropicale humide est grandement réduite, partiellement remplacée par de la forêt sèche et de la savane (Maley, 1991 ; Elenga *et al.*, 1994 ; Frédoux, 1994 ; Jahns, 1996 ; Maley and Brenac, 1998 ; Shi *et al.*, 1998 ; Dupont *et al.*, 2000 ; Vincens *et al.*, 2005) (Fig. 2.3.e). L'installation de conditions sèches entraîna le déplacement des limites des environnements désertiques namibiens et sahariens vers le centre du bassin (Dupont *et al.*, 2000 ; Olago, 2001, Thevenon *et al.*, 2002). Durant cet épisode la forêt tropicale humide persista en quelques endroits avec cependant une altération de sa composition floristique (Dupont, 2000). Les forêts à *Podocarpus* persistèrent également sur les massifs du Congo et de l'Angola (Caratini et Giresse, 1979 ; Bengo et Maley, 1991 ; Dupont, 2000).

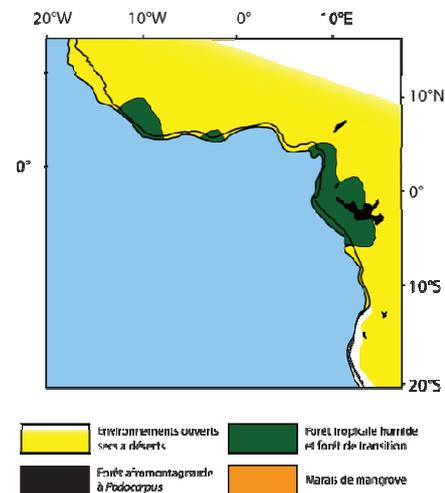


Fig. 2.3.e. Carte de palaeo-végétation d'après Dupont *et al.* (2000) basé sur les enregistrements terrestres et marins durant le stade isotopique 2.

Les étapes de la déglaciation en Afrique intertropicale sont complexes du fait de l'influence climatique combinée du Groenland et de l'Antarctique (Gasse, 2000). Une expansion de la mangrove le long des côtes est enregistrée en réponse à l'élévation du niveau marin relatif lié à la fonte des glaces (Shakleton, 1987 ; Frédoux, 1994 ; Jahns, 1996 ; Marret *et al.*, 1999 ; Dupont, 2000). Les étapes de cette déglaciation en domaine continental sont plus complexes, les fluctuations de la végétation semblent décalées d'un site à l'autre. Une augmentation générale des températures et de l'humidité a permis le développement de la forêt tropicale humide et de la forêt sèche (Servant *et al.*, 1993 ; Giresse *et al.*, 1994 ; Jahns, 1996 ; Maley, 1996 ; Maley et Brenac, 1998 ; Dupont, 2000 ; Dupont et Behling, 2006). Cependant, cette amélioration progressive des conditions climatiques fut interrompue par un ou plusieurs épisodes d'aridification, documentée différemment suivant les sites, qui permit le développement de formations herbues (Maley, 1981, 1991 ; Ssemanda et Vincens, 1993 ; Vincens, 1993 ; Giresse *et al.*, 1994 ; Maley, 1997 ; Maley et Brenac, 1998 ; Shi *et al.*, 1998 ; Thevenon *et al.*, 2002).

L'Holocène

La première partie de l'Holocène est caractérisée par des conditions interglaciaires que l'on dénomme la période humide africaine (African Humid Period); celles-ci sont très prononcées (Kutzbach et Street-Perrott, 1985; Watrin *et al.*, 2009). Il en résulta un développement important de la forêt tropicale humide et de la forêt de transition (Sowunmi, 1981; Bonnefille *et al.*, 1991; Vincens, 1993; Lézine et Vergnaud Grazzini, 1993; Ssemanda et Vincens, 1993; Giresse *et al.*, 1994; Elenga *et al.*, 1994, 2001; Salzmann, 1998, 2000; Marret *et al.*, 1999; Olago, 2001, Lézine *et al.*, 2005) (Fig. 2.3.f.), la zone d'extension de ce dernier groupe s'étendant vers le Nord, c'est l'épisode du Sahara vert (Jolly *et al.*, 1998). Les forêts afro-montagnardes se développèrent également sur les massifs de l'Angola, du Congo, du Gabon, du Cameroun et probablement de l'est du Nigeria (Dupont, 2000).

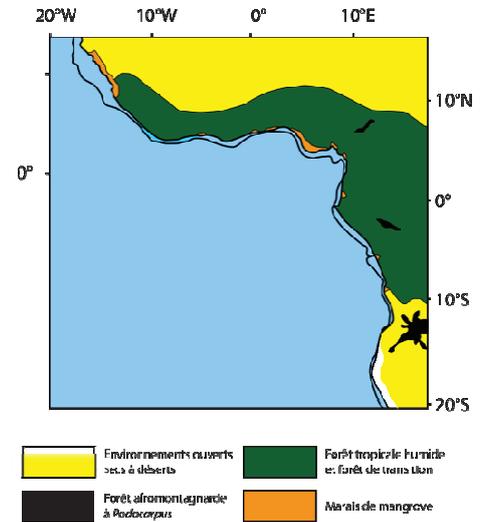


Fig. 2.3.f. Carte de paléo-végétation d'après Dupont *et al.* (2000) basée sur les enregistrements terrestres et marins durant le début de l'Holocène.

L'Holocène récent marque la mise en place de conditions climatiques proches de l'Actuel. Cette transition environnementale, dont la datation varie en fonction de la position géographique des sites d'enregistrement, correspond à une « atténuation » des paramètres interglaciaires (Stager *et al.*, 1997; Zogning *et al.*, 1997; Shi *et al.*, 1998; Lee-Thorp *et al.*, 2001; Ngos III *et al.*, 2003; Nguetsop *et al.*, 2004; Lézine *et al.*, 2005). Il en résulta une légère diminution dans la représentation de la forêt tropicale humide tandis que se développait la forêt sèche et les formations herbues (Vincens, 1993; Ssemanda et Vincens, 1993; Elenga *et al.*, 1994; Reynaud-Farrera *et al.*, 1996; Zogning *et al.*, 1997; Maley et Brenac, 1998; Salzmann, 2000; Elenga *et al.*, 2001; Ngomanda *et al.*, 2009).

« Going up that river was like traveling back to the earliest beginnings of the world, when vegetation rioted on the earth and the big trees were kings. »

Joseph Conrad, *Heart of Darkness*

Chapitre 3. Du fleuve Zaïre à la carotte KZai 02

La particularité et l'avantage de la carotte choisie pour cette étude résident dans sa position géographique. Forés au sein du cône détritique du Zaïre, les sédiments composant la carotte KZai 02 proviennent principalement du fleuve. Cependant, l'intense circulation atmosphérique au-dessus de l'Afrique induit des transports éoliens de particules, tels que les pollens, sur de longues distances étendant ainsi le cadre d'étude de cette thèse au-delà des limites géographiques du bassin versant du Zaïre/Congo.

3.1. Le système « Zaïre »

Deuxième fleuve de la planète après l'Amazone pour son débit, le Zaïre/Congo possède un bassin d'une longueur de 4700 km pour une superficie de $3,6 \times 10^6$ km² s'étendant de 9°N à 13°S et de 11°E à 31°E (Fig. 3.1.). Sa morphologie présente en son centre une vaste dépression, la cuvette congolaise, marécageuse, qui a une altitude moyenne de 400m et est bordée de reliefs allant de 800 m au Sud-Ouest à 4000 m au Nord-Ouest ; elle contient également une zone de plateaux de 700 m d'altitude au Nord et 2000 m à l'Est (Devroey, 1941). Cette topographie résulte de l'érosion différentielle des couches géologiques. (Fig. 3.1.). La cuvette congolaise est composée de séries mésozoïques gréseuses recouvertes de sédiments d'origine lacustre et fluviale. Elle est entourée d'éléments du socle africain composés de massifs cristallophylliens surmontés par endroits de dépôts sédimentaires de nature variées (schistes dolomitiques, dépôts gréseux, calcaires) (Kinga-Muzeo, 1986).

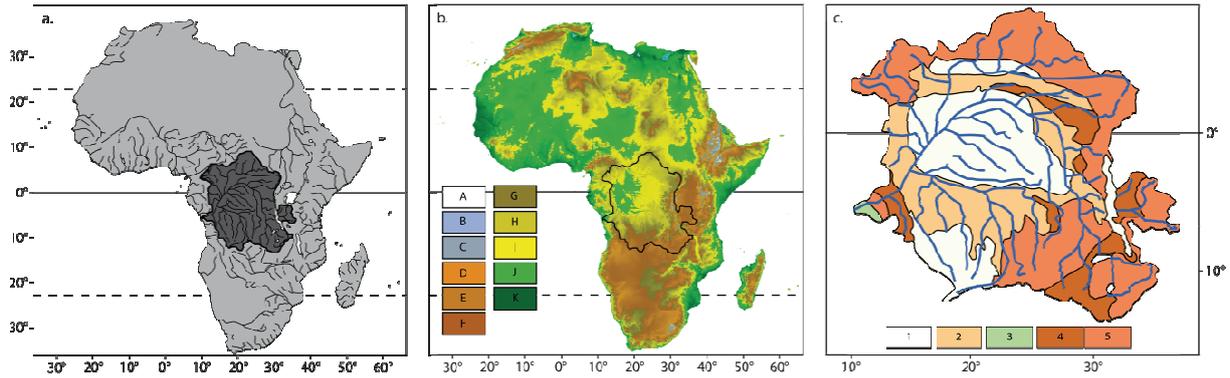


Fig. 3.1.a. Carte hydrologique de l’Afrique, l’extension du bassin versant du fleuve Zaïre/Congo est indiquée en gris foncé. **b.** Carte des reliefs africains. A. > 1400 m. B. 1100 – 1400 m. C. 900 – 1100 m. D. 700 – 900 m. E. 600 – 700 m. F. 500 – 600 m. G. 400 – 500 m. H. 300 – 400 m. I. 200 – 300 m. J. 100 – 200 m. K. < 100 m. **c.** Carte géologique simplifiée du bassin versant du fleuve Zaïre/Congo. 1. Couches de Bushira (Quaternaire). 2. Système de Lualaba-Lubilash (Secondaire, Tertiaire). 3. Formation littorale (Crétacé). 4. Système du Kundelungu et schistes dolomitiques (Précambrien). 5. Socle cristallophyllien. (d’après Kinga-Muzeo, 1986).

3.1.1. Régime des pluies sur le bassin versant du Zaïre

L’extension géographique du bassin versant du Zaïre de part et d’autre de l’Equateur assure au fleuve un débit relativement régulier ($41.800 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en moyenne) lié aux oscillations annuelles de l’ITCZ. Ainsi, en fonction de l’activation des cours méridionaux ou septentrionaux du bassin en relation aux déplacements de la zone de précipitations, le fleuve, dans sa partie la plus en aval, reste-t-il toujours en crue. Ceci s’explique, d’une part, par la constance et l’abondance des pluies caractérisant le climat intertropical et, d’autre part, par la compensation de la période d’étiage d’une zone du bassin par une période de crue de l’autre côté de l’Equateur (Kinga-Muzeo, 1986) (Fig. 3.2.). Au niveau de la partie la plus en aval du fleuve, cela se traduit par une certaine cyclicité du débit liée au décalage inter-hémisphérique des précipitations (Fig. 3.2.). Deux périodes de crues en Novembre/Dcembre et Avril/Mai s’intercalent donc avec deux périodes d’étiage en Février/Mars et Juillet/Août correspondant à l’alternance de la saison des pluies et de la sécheresse dans les hémisphères Nord et Sud respectivement (Kinga-Muzeo, 1986).

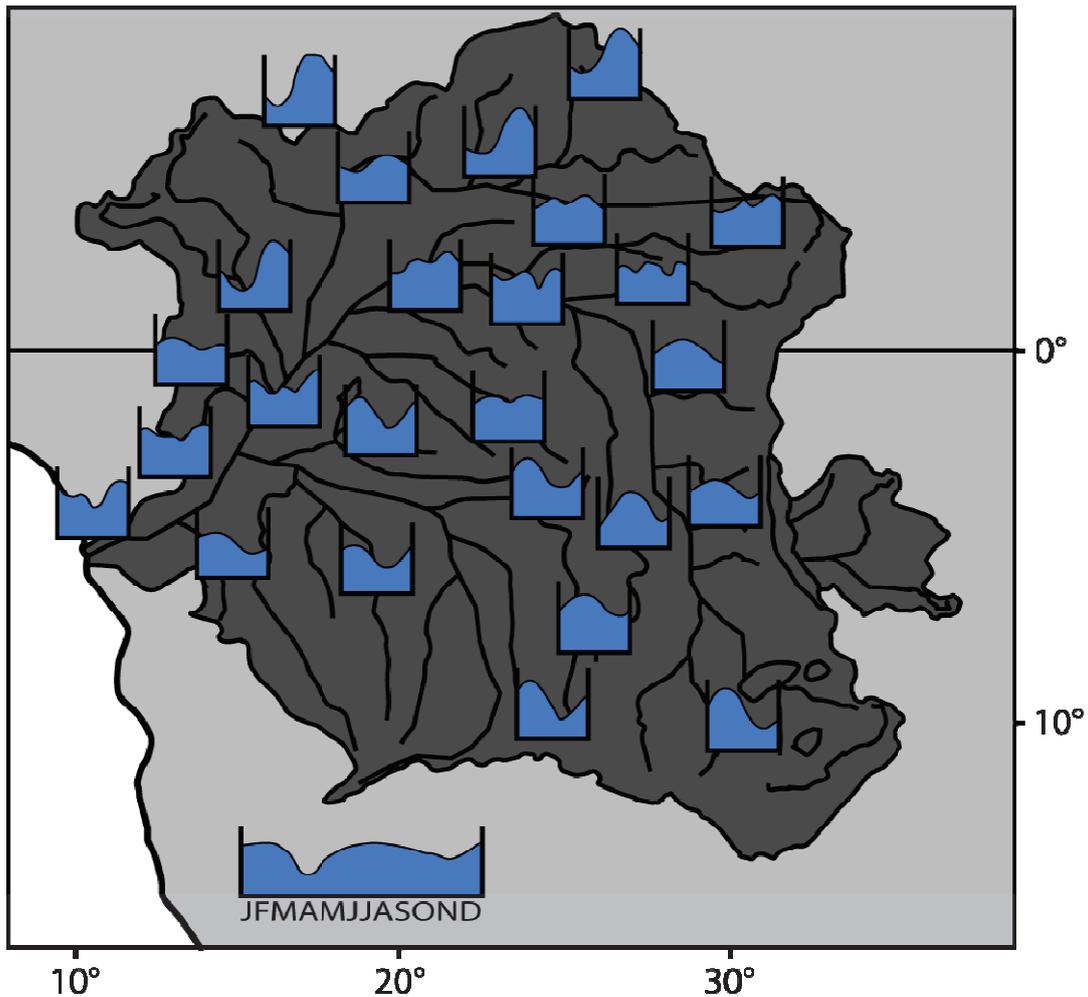


Fig. 3.2. Variations saisonnières des débits du Zaïre/Congo et de ses affluents dans la cuvette congolaise d'après Kinga-Mouzeo (1986).

3.1.2. Caractéristiques du fleuve et du bassin versant

Le fleuve est caractérisé par une pente générale très faible de l'ordre de 0,033% mais qui varie significativement d'amont en aval du fait de la présence d'une succession de lacs, de bassins (pools) et de plaines alluviales inondées lors des crues (Fig. 3.3.). Le passage d'une zone à une autre s'effectue par le biais de rapides et de défilés attribués à des accidents tectoniques (Moguedet, 1988) (Fig. 3). Si cette morphologie particulière n'influe pas sur le débit du fleuve, elle contrôle la charge en particules (43.10^6 t/an) relativement faible pour un réseau hydrographique de cette ampleur (Bricquet, 1990) mais suffisante pour grandement influencer les environnements sud-équatoriaux atlantiques (Jansen *et al.*, 1985). La partie aval du fleuve, décrite par Moguedet (1988) sous le terme de « bief maritime », présente 4 parties de morphologies distinctes jouant un rôle significatif dans le transport et la sédimentation de la matière solide (Fig. 3.4.).

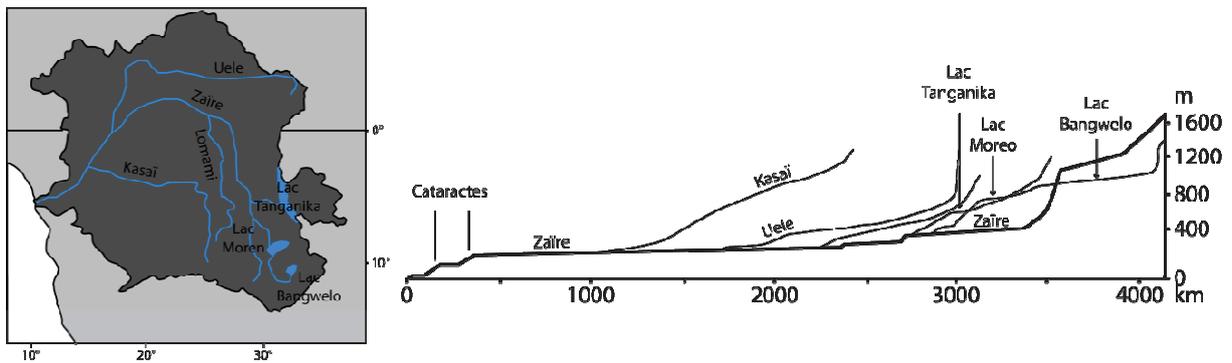


Fig. 3.3. Principaux cours d'eau et lacs du bassin versant du Zaïre/Congo ainsi que leur profil d'après Devroey (1941) et Moguedet (1988).

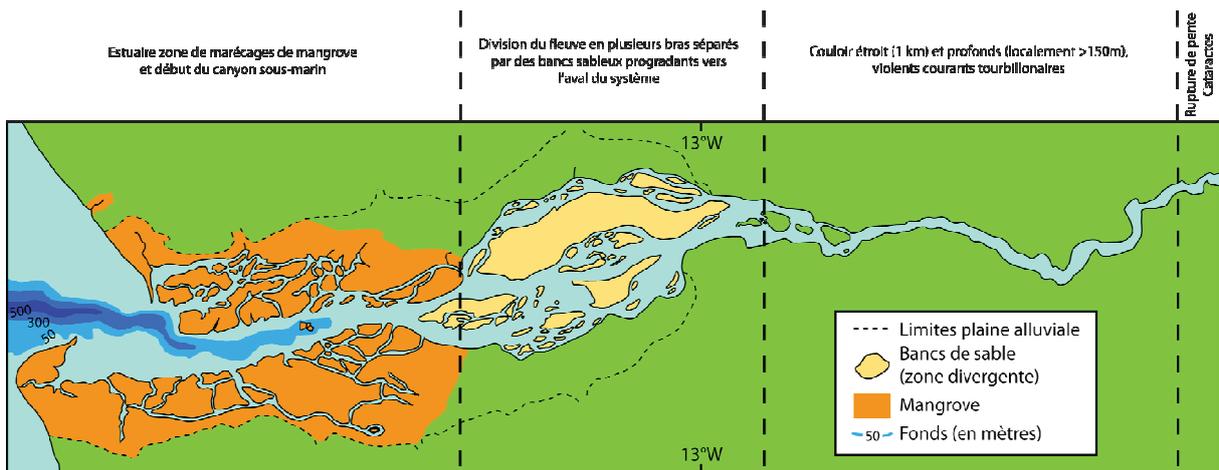


Fig. 3.4. Des cataractes à l'embouchure du fleuve, carte de la zone estuarienne du Zaïre/Congo d'après Moguedet (1988).

- La partie amont, correspondant à une importante rupture de pente, est une zone de reliefs formée par le rejeu d'anciens accidents tectoniques suite au soulèvement général de l'Afrique (Lavier *et al*, 2001). Le fleuve y traverse une série de rapides et de cataractes.
- Le fleuve continue ensuite dans un couloir étroit (1 km) et profond (>150 m) sur environ 50 km. Son tracé irrégulier donne naissance à de violents courants tourbillonnaires (Babonneau, 2002).

- La partie suivante correspond à la zone estuarienne présentant. Le cours du fleuve y devient plus large et se divise en plusieurs bras de faible profondeur (6 à 7 m) séparés par des îles et des bancs sableux.
- Un canyon sous-marin incisant tout le plateau continental et remontant environ sur 30 km dans l'estuaire du fleuve (Heezen *et al.*, 1964 ; Savoye *et al.*, 2000 ; Babonneau, 2002) constitue la dernière partie du fleuve. Cette zone est caractérisée par un approfondissement important du fleuve qui à son embouchure atteint 400-500 m (Shepard and Emery, 1973).

Il résulte de la morphologie particulière de l'estuaire une sédimentation différenciée des particules qui n'ont pas été piégées dans les sédiments alluviaux des grands lacs sur le parcours du Zaïre ou sur les rives marécageuses du fait de la faible pente du fleuve (Bongo-Passi, 1984). La plupart des éléments grossiers (sablo-silteux) se retrouvent piégés dans la partie interne de l'estuaire (« delta interne ») formant des îles et bancs de sable qui progradent vers l'aval du système (principalement en période de crues) (Moguedet, 1988 ; Babonneau, 2002). Une fraction de la charge fine en suspension est également sédimentée au niveau de ces bancs ou sur des hauts-fonds en bordure du canyon (Moguedet, 1988). Seulement 34% du transport de matériel s'effectue sous forme particulaire contre 64% sous forme dissoute (Laraque *et al.*, 1993). Les apports solides du fleuve restent donc modestes pour un édifice hydrologique de cette taille et sont composés d'une proportion importante d'argile (kaolinite : 75-90% ; illite : 4-19% ; et autres minéraux : 5-14% ; Kinga-Muzeo, 1986) mais également de matière organique où dominent les débris organiques frais (Moguedet, 1988 ; Babonneau, 2002).

Les processus hydrodynamiques dans l'estuaire sont rendus peu complexes par le débit important du fleuve, la faible amplitude des marées ainsi que le voisinage du canyon (Moguedet, 1988). Bien qu'en faible quantité, l'eau salée apportée par les marées par rapport aux contributions importantes du fleuve entraîne une forte stratification des eaux. En conséquence, l'estuaire est de type « estuaire à deux niveaux avec entraînement » comme décrit dans la terminologie de Pritchard (1967), l'eau salée est contenue au fond du canyon par l'écoulement d'eau douce de surface. La vitesse du courant de surface engendré par le débit du fleuve entraîne la partie supérieure de la masse d'eau salée par advection, mouvement compensé en profondeur par un déplacement général des eaux marines de fond vers l'aval (Shepard and Emery, 1973 ; Moguedet, 1988).

Compte tenu de cette particularité se pose alors la question de l'alimentation du canyon en sédiments. Deux hypothèses peuvent être proposées invoquant des mécanismes différents : (1) une alimentation directe par le fleuve durant les épisodes de crues par le biais de courants hyperpycniaux ou (2) des courants de turbidité liés à des déstabilisations gravitaires sur les bords du canyon (Babonneau, 2002). La faible charge de particules en suspension du fleuve rend la première théorie caduque selon Mulder and Syvitsky (1995) qui

estiment que, même en période de crue, le Zaïre ne semble pas capable de générer des courants hyperpycniaux. Moguedet (1988) soutient cette idée en rappelant également que l'existence du courant résiduel de fond dirigé vers l'amont n'y est pas propice. Le mécanisme en jeu correspond donc probablement à des courants turbiditiques déclenchés périodiquement au niveau des fortes pentes entourant le canyon et alimentés par la progradation épisodique des barres d'embouchure (Moguedet, 1988).

3.1.3. L'éventail turbiditique du Zaïre

L'initiation d'un grand système turbiditique au sein du Golfe de Guinée débute à l'Oligocène en réponse à plusieurs phénomènes (Brice *et al.*, 1982 ; Babonneau, 2002) : (1) une augmentation de la charge sédimentaire des rivières résultant de déformations structurales sur le continent (des phénomènes de soulèvement notamment), (2) la mise en place du fleuve Zaïre, (3) l'abaissement du niveau marin global et (4) l'existence d'un climat humide sur l'Afrique centrale (Reyre, 1984 ; Droz *et al.*, 1996). De l'Oligocène au Miocène inférieur les dépôts vont s'organiser, sous l'influence des contrôles tectonique et climatique, tout d'abord au large de l'Angola avant de se déplacer, au Miocène supérieur, au nord du canyon actuel (Sikkema and Wojcik, 2000 ; Lavier *et al.*, 2001 ; Kolla *et al.*, 2001). L'éventail turbiditique du Zaïre tel que nous le connaissons correspond à un vaste édifice plio-quadernaire qui est alimenté par l'actuel canyon. Ce dernier génère un important système turbiditique s'étalant sur une longueur de 800 km d'Est en Ouest et 400 km du Nord au Sud déposé à des profondeurs de 2000 à 5200 m au pied de la pente continentale congolaise (Droz *et al.*, 2003). Le cône de déjection profond du Zaïre est composé d'un vaste réseau de chenaux/levées, le plus souvent méandriiformes. Chacun de ces systèmes est accompagné d'un drapage hémipélagique et présente à son extrémité un complexe de lobes distaux accompagnés. Un seul système chenal/levée est actif à la fois, les chenaux devenus inactifs étant progressivement recouverts par les plus récents (Savoye *et al.*, 2000). L'empilement de ces systèmes s'est organisé en trois phases donnant naissance, par ordre chronologique, aux édifices Nord, Sud et axial (Fig. 3.5.) (Savoye *et al.*, 2000 ; Droz, *et al.*, 2003). Le calage stratigraphique de la base de ces structures a été proposé par corrélation sismique avec le forage du site ODP Leg 175 (Wefer *et al.*, 2002) à 780 ka, 540 ka et 210 ka respectivement (Droz *et al.*, 2003 ; Marsset *et al.*, 2003).

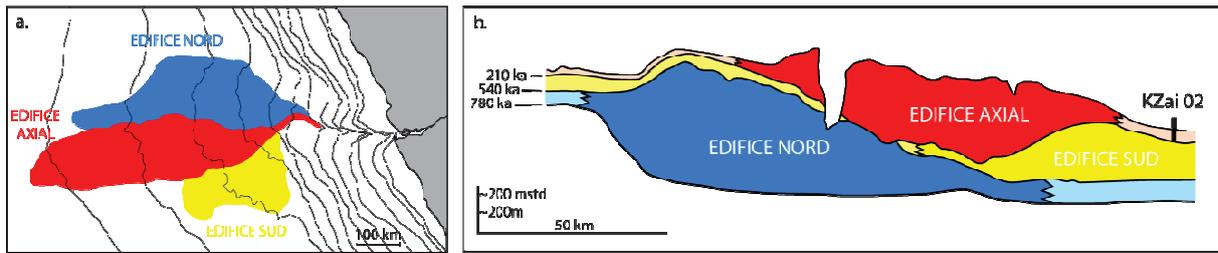


Fig. 3.5.a. Cartographie des différents édifices du deep sea fan du Zaïre (d'après Marsset *et al.*, 2003). **b.** Calibration des trois édifices constituant le système turbiditique du Zaïre (d'après Droz *et al.*, 2003).

3.2. Emplacement et description de la carotte KZai 02

La carotte KZai 02, forée durant la campagne ZaiAngo (I.F.R.E.M.E.R.) sur le navire l'Atalante, mesure 18,20 m de long. Les sédiments ainsi carottés ont été prélevés dans le drapage hémipélagique du système turbiditique du Zaïre ($6^{\circ}24.20' S / 9^{\circ}54.10' E$) à une profondeur d'eau de 3417 m. La description et l'analyse sédimentologique de la carotte ont été réalisées par Michel Lopez (com. pers. ; Fig. 3.6.). Le matériel sédimentaire de la carotte KZai 02 est presque exclusivement composé d'argiles hémipélagiques très riches en matière organique. Toutefois, quelques intervalles plus silteux sont présents.

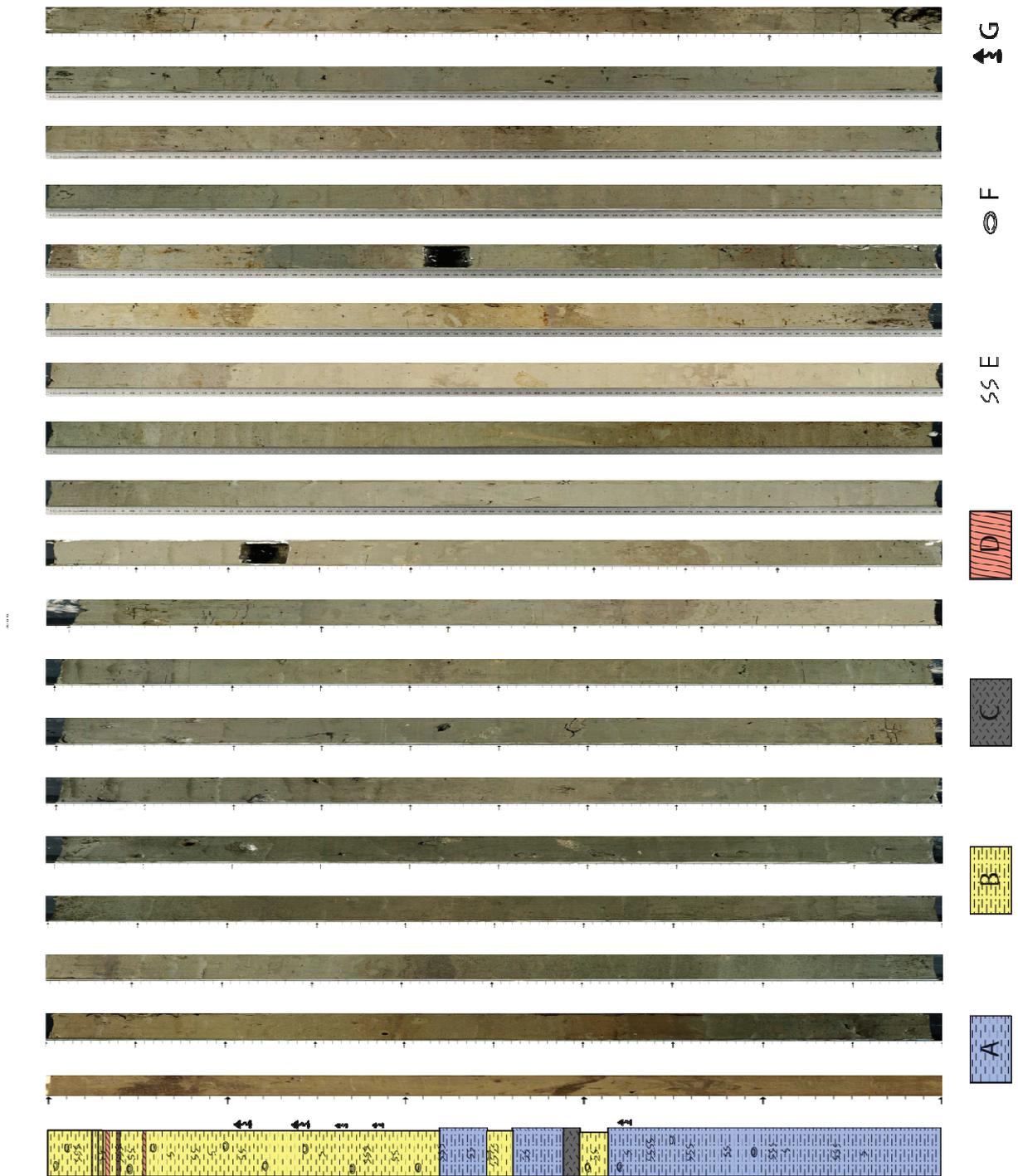


Fig. 3.6. Photographie et lever sédimentologique de la carotte KZai 02. Lever réalisée par M. Lopez. A. argiles laminées. B. Argiles silteuses. C. Argiles sans structure interne. D. Argiles avec structures sigmoïdes. E. Traces de bioturbation. F. Coquilles. G. Structure de relâchement de fluides.

3.2.1. Modèle d'âge de la carotte KZai 02

Des éléments de chronologie permettent d'estimer l'extension temporelle de la carotte. La première de ces informations est apportée par l'analyse du contenu en nannofossiles calcaires de onze échantillons sur la partie basale de la carotte (1360 – 1820 cm). La présence d'*Emiliana huxleyi* permet de proposer un âge pour la base de la carotte plus récent que 291 – 289 ka (Raffi *et al.*, 2006). L'occurrence conjointe de *Gephyrocapsa caribbeanica* indique une limite temporelle supérieure comprise entre 82 et 63 ka pour ce même intervalle de la carotte 1360 – 1820 cm.

De plus, un âge radiocarbone obtenus sur *Globigerinoides ruber* et *G. sacculifer* permet de situer le sommet de la carotte (179 cm) à 13.020 ± 70 ans BP (14.453 – 15.216 ans cal. BP). A ces points de calage s'ajoutent des données isotopiques sur l'oxygène, des mesures de luminosité et du carbone organique total qui, comparées aux courbes isotopiques de l'oxygène de référence permettent de situer les limites des différents stades isotopiques sur la carotte. Les modalités de l'établissement de la stratigraphie de la carotte KZai 02 sont détaillées dans l'article Dalibard *et al.* (soumis) « Dynamics of the African InterTropical Convergence Zone from MIS 6 according to high-resolution integrated pollen record of core KZai 02 (Guinea Gulf » constituant le chapitre 4 de ce manuscrit.

3.2.2. De l'échantillonnage à l'analyse pollinique

L'échantillonnage de la carotte a été réalisé au Centre de Recherches de l'I.F.R.E.M.E.R. (Brest). Elle est composée de 19 tronçons de 1,50 m de longueur pour un diamètre de 10 cm. Un centimètre de matériel a été prélevé tout les 5 cm sur la moitié de la largeur de la carotte. Les 360 échantillons ainsi récupérés ont été traités physico-chimiquement pour en extraire les palynomorphes. Ce traitement s'effectue en plusieurs étapes comme décrit par Cour (1974) permettant une élimination progressive des constituants minéraux et organiques. La première étape consiste en une attaque à l'acide chlorhydrique (HCl, 35%) d'une quantité mesurée de sédiments ayant pour effet d'éliminer la majeure partie des carbonates. Après deux rinçages à l'eau, une attaque à l'acide fluorhydrique (HF, 70%) est effectuée sur les résidus permettant la dissolution des silicates. Cette étape est suivie de deux nouveaux rinçages à l'eau qui précèdent une nouvelle attaque par HCl ayant pour but d'éliminer les fluosilicates formés durant l'attaque par HF. Une fois les dernières traces d'acides disparues via plusieurs étapes de rinçages, l'addition de $ZnCl_2$ (densité=2) aux résidus a pour but de séparer par différence de densité les palynomorphes (1) des éléments minéraux ayant pu échapper au traitement chimique ainsi que (2) d'une certaine partie des résidus organiques. Une centrifugation accompagne cette étape pour faciliter le processus de séparation. Trois rinçages, un à l'HCl suivi de deux autres à l'eau, achèvent le traitement chimique. L'étape suivante consiste en un tamisage des résidus à 200

μm puis à $10 \mu\text{m}$, la gamme des tailles des grains de pollen et kystes de dinoflagellés étant comprise entre ces deux limites, cette phase de filtrage permet l'élimination d'un maximum de particules qui aurait pu gêner la phase d'analyse au microscope. L'ajout de glycérine phénolée aux résidus séchés achève la préparation et permet le montage des lames de préparation palynologiques.

Sur les 360 échantillons traités, le contenu de 243 échantillons a pu être étudié compte tenu de la durée d'acquisition des données en raison de la pauvreté en pollens des échantillons. Les pollens ont été repérés à un grossissement de $\times 250$ puis toujours déterminés au grossissement $\times 1000$. L'identification botanique est basée sur un examen poussé des caractères morphologiques des grains de pollen et leur comparaison avec ceux des grains de pollen actuels étudiés. Plusieurs sources ont été utilisées comme références pour la palynoflore tropicale africaine :

-(1) la collection de pollens de Montpellier a été utilisée durant un mois afin d'établir une base de données iconographiques

-(2) le site internet de Palynologie tropicale « African Pollen Database » (<http://media3.mediasfrance.org/apd/>)

-(3) la littérature spécialisée (Lobreau *et al.*, 1969 ; Guers, 1970 ; Maley, 1970 ; Association des Palynologues de Langue Française, 1974 ; Ybert, 1979 ; Thanikaimoni, 1987 ; Bonnefille et Riollet, 1980).

Pour chaque échantillon, un minimum de 150 grains de pollens a été compté. Ce nombre a été porté à 200 pour les échantillons présentant une importante richesse taxonomique. Les grains de pollens remaniés, identifiés d'après la préservation de leur exine, ont été systématiquement écartés des résultats.

Sur les 243 échantillons analysés, 25 se sont avérés trop pauvres en pollen pour atteindre la somme de 150 grains comptés et ont donc été écartés. Les grains dont la structure est visible mais usée, les grains cassés ou pliés et qui, par conséquent, ne peuvent être déterminés sans ambiguïté, ont été placés dans le groupe des « indéterminables ». Les pollens en bon état de conservation, mais sur qui l'effort d'identification n'a pas abouti, ont été classés dans le groupe des « indéterminés ». Au total, 326 taxons ont pu être identifiés et répartis dans les sept groupes écologiques précédemment décrits (cf. chapitre 3). Les taxons ayant de trop larges exigences écologiques n'ont été rattachés à aucun ensemble écologique et ont été placés dans le groupe nommé « sans-signification ».

«The historical circumstance of interest is that the tropical rain forests have persisted over broad parts of the continents since their origins as stronghold of the flowering plants 150 million years ago.»

E. O. Wilson

Chapitre 4. Dynamics of the African InterTropical Convergence Zone from MIS 6

L'étude de la palynoflore de la carotte KZai 02 documente les changements passés de la végétation de l'Afrique Centrale. La dynamique de la végétation renseigne sur les changements climatologiques intervenus dans la zone intertropicale africaine au cours des derniers 165.000 ans. Le pas d'échantillonnage utilisé pour cette étude représente la plus haute résolution atteinte dans la région pour un enregistrement couvrant une telle tranche de temps. Plusieurs approches ont été appliquées aux données polliniques de KZai 02 afin d'en extraire le maximum d'informations.

Ce chapitre est composé du manuscrit de l'article Dalibard *et al.* « Dynamics of the African InterTropical Convergence Zone from MIS 6 according to high-resolution integrated pollen record of core KZai 02 (Guinea Gulf) ». Ce manuscrit soumis à *Quaternary Science Reviews*, constituera le premier article publié sur le matériel de la carotte KZai 02. La première partie de ce manuscrit porte sur l'établissement du modèle d'âge de la carotte en combinant les informations fournies par les différents contributeurs au Projet ZaiAngo. Ont ainsi été utilisées pour cette étude les données présentées plus haut sur les nannofossiles calcaires fournies par Mihaela Carmen Melinte-Dobrinescu et sur l'âge radiocarbone obtenu sur les foraminifères *Globigerinoides ruber* et *G. sacculifer* et communiquées par l'I.F.R.E.M.E.R. A ces données ont été comparés les signaux de Carbone Organique Totale, mesurés par François Baudin, et ceux de luminosité et XRF fournis par l'I.F.R.E.M.E.R. (B. Dennielou, L. Droz, T. Marsset). Le rapprochement des informations extraites des divers enregistrements a permis l'identification des différents stades isotopiques, concourant à une chronostratigraphie fine de la carotte. Ce modèle d'âge a ensuite été complété par les données polliniques permettant une reconstitution dans le temps de la dynamique de la végétation au niveau de l'Afrique Centrale pour les derniers 165.000 ans. Ces variations renseignent sur les changements climatiques en zone intertropicale ; ils sont ensuite interprétés en termes de fluctuations de l'ITCZ.

Dans ce manuscrit, le signal pollinique n'a pas été utilisé dans sa plus fine résolution, afin de faciliter la comparaison de notre signal pollinique avec les autres enregistrements dans la région, notamment ceux de la très proche carotte GeoB 1008-3 (Jahns, 1996). Le présent mémoire présente donc à la suite du manuscrit soumis la totalité des résultats de l'analyse pollinique acquis durant cette thèse et leur interprétation ainsi que les analyses statistiques effectuées sur (1) la significativité des variations enregistrées et (2) les variations de la diversité floristique au cours du temps.

**Dynamics of the African InterTropical Convergence Zone from MIS 6
according to high-resolution integrated pollen record of core KZai 02 (Guinea Gulf)**

**Mathieu Dalibard^{a*}, Speranta-Maria Popescu^b, Jean Maley^c, François Baudin^d,
Mihaela-Carmen Melinte-Dobrinescu^e, Bernard Pittet^a, Tania Marsset^f,
Bernard Dennielou^f, Laurence Droz^g and Jean-Pierre Suc^d**

(a) Laboratoire PaléoEnvironnements et PaléobioSphère (UMR 5125 CNRS),
Université Lyon 1, Campus de La Doua, bâtiment Géode, 69622 Villeurbanne Cedex, France
(mathieu.dalibard@pepsmail.univ-lyon1.fr; bernard.pittet@univ-lyon1.fr),

(b) Institut de Physique du Globe de Paris et Université Paris Diderot (Sorbonne Paris-
Cité), UMR CNRS 7154, Paris, France (speranta.popescu@gmail.com),

(c) Institut des Sciences de l'Evolution (UM2-CNRS), CC 061, Université Montpellier 2,
Place Eugène bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France (jmaley@univ-montp2.fr),

(d) Institut des Sciences de la Terre de Paris (UMR 7193 CNRS), Université Pierre et
Marie Curie, 4 place Jussieu, case 117, 75252 Paris Cedex 05, France
(francois.baudin@upmc.fr; jeanpierre.suc@gmail.com),

(e) National Institute for Research and Development of Marine Geology and
Geoecology (GeoEcoMar), 23-25 Dimitrie Onciul Street, RO-024053, Romania
(melinte@geoecomar.ro),

(f) IFREMER, Département des Géosciences Marines, 29280 Plouzané, France
(tania.marsset@ifremer.fr; bernard.dennielou@ifremer.fr),

(g) IUEM, Domaines océaniques (UMR 6538 CNRS), Université de Bretagne
Occidentale, 1 place Nicolas Copernic, 29280 Plouzané, France (ldroz@univ-brest.fr).

*Corresponding author: Laboratoire PaléoEnvironnements et PaléobioSphère (UMR
5125 CNRS), Université Lyon 1, Campus de La Doua, bâtiment Géode, 69622 Villeurbanne
Cedex, France (mathieu.dalibard@pepsmail.univ-lyon1.fr), tel. +33/472445801 or
+33/667630097, fax. +33/472431688.

Abstract

Core KZai 02 from the Zaire/Congo deep sea fan runs from MIS 6.6 to MIS 1. Its pollen study allows to reconstruct the vegetation past variations over Central Africa. Climate reconstruction has been made for the last 165 ka using the ecological requirements of plants identified in the pollen record. The ten zones of the pollen diagram are correlated with those evidenced in the previously studied cores in the region, particularly GeoB 1008. Pollen results are compared with the Total Organic Carbon content (TOC) and the Ti/K ratio which inform on the past trade winds and West African monsoon variability, respectively.

During glacials, low temperature over the Zaire/Congo watershed prevented the development of the tropical rain forest and lowland altitudes were occupied by Cyperaceae marshes. Abundance of Poaceae suggests that savannah environments expanded during such episodes. Each interglacial starts with the development of mangrove testifying to events of sea-level rise. Then, the succession of grassy and forested environments indicates a time-lag between rises in temperature and humidity. During the warmer episodes, rain forest expanded over Central Africa. As generally, Marine Isotope Stage 5 includes two cool events supported by expansion of afro-montane forest (mainly represented by *Podocarpus*) corresponding to sub-stages 5b and 5d, respectively. The multi-proxy analysis of the KZai 02 core allows an accurate climate reconstruction over Central Africa during two almost complete glacial-interglacial cycles with regards to the dynamics of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ). During cool phases, strong wind stress reduced the influence of ITCZ while warm episodes correspond to monsoon enhancement with reduced trade wind activity.

Key-words

Late Pleistocene – Zaire/Congo watershed – Pollen record – Vegetation – ITCZ dynamics

1 Introduction

The present-day intertropical climate is driven by the ocean/atmosphere dynamics in response to variations of yearly insolation (Leroux, 1983; Hayward and Oguntinyinbo, 1987; Hirst and Hastenrath, 1983; Hastenrath, 1988; Fontaine et al., 1999). These latitude-interval corresponds to the convergence of the Hadley cells expressed on earth surface by intense trade winds (Chao, 2000) making the edges of the intertropical zone relatively dry because the evaporation is higher than precipitation, while humidity is concentrated near the Equator (Hastenrath, 1988; Black *et al.*, 1999). This phenomenon generates a precipitation front, known as the InterTropical Convergence Zone (ITCZ), the movement of which during the year is controlled by complex processes. Continental rainfalls influence the atmospheric circulation over land and thus have an impact on ITCZ, generating Sea Surface Temperatures Anomalies (SSTAs) (Chang *et al.*, 1997). The response of the ocean/atmosphere coupling leads to the latitudinal movements of the ITCZ (Hastenrath 1984, 1988; Biasutti *et al.* 2005). Thus, during boreal winter (January to April), surface pressure responds to temperature decreases causing a strengthening of the southward trade winds and consequently inducing a southward movement of ITCZ. Conversely, during austral winter (July to October), the cooling of the Southern Hemisphere inverses the phenomenon and the ITCZ migrates northward (Hastenrath, 1988) (Fig. 1). This active atmospheric circulation controls the sea-surface circulation and the configuration of the resulting currents generates a seasonal coastal upwelling along West Africa between 2 and 12°S (Open University Program Staff, 1989). Uplifted water mass, rich in nutrients, fluctuates along the year with respect to oceanic circulation (Hastenrath, 1988). Distribution of precipitations over Africa varies according to ITCZ movements (Chao and Chen, 2001), however it does not follow a simple latitudinal oscillation. Interactions of global and regional climate parameters may induce a sigmoid course of ITCZ over Central Africa. Hastenrath (1984) evokes a “pronounced contrast between the properties of the air on the either side of the flow discontinuity”. Other authors (Sutton *et al.*, 2000; Ruiz-Barradas *et al.*, 2000; Mo *et al.*, 2001; Nicholson and Ghrist, 2001; Paeth and Friederichs, 2004) indicate that the SSTAs coupled to a climatic opposition between Guinean and Sahelian regions (Janicot *et al.*, 2001) have an influence on the West African monsoon position. It results in a repartition of precipitations between the two maxima as shown in Figure 1 B1–2 because of the ITCZ shift from a maximum of 20°S in January to 10°N in August (Hessler *et al.*, 2010). As a consequence, Africa is characterized by a strong seasonality driven by disparity of precipitations (Leroux, 1983).

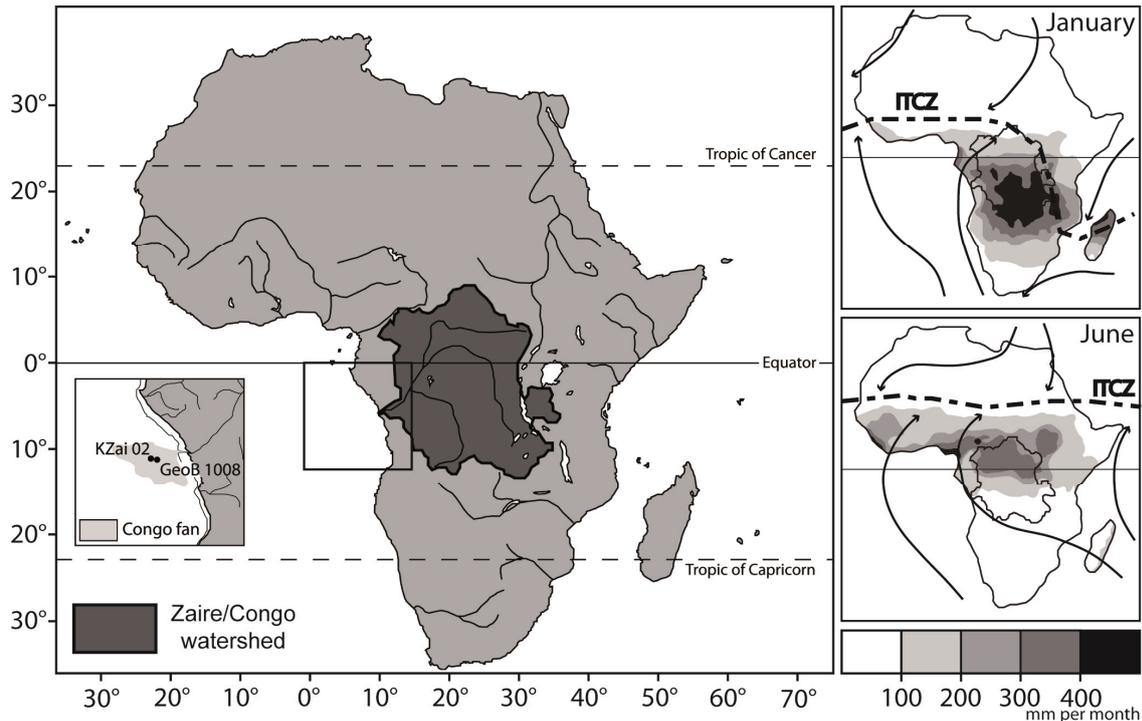


Fig. 1. A: Hydrographical map of Africa and location of core KZai 02. B: Mean rainfall and InterTropical Convergence Zone (ITCZ) position in (1) January and (2) June and associated wind circulation represented by arrows (modified from: Leroux, 1983; Ngomanda *et al.*, 2009).

Past variability of ITCZ dynamics is a critical questioning for understanding the global climatic system because any ITCZ fluctuation influences mid- and high-latitude climates. In the intertropical zone, ITCZ movements also induce latitudinal/altitudinal changes in vegetation. Past reconstruction of ITCZ movements is documented by sedimentary archives (including pollen records) originating from both sides of the Equator. For this purpose, West Equatorial Africa is a key-area because it displays a complete panel of the regional vegetation which covers the Zaire/Congo River watershed (9°N – 13°S latitude). Central Africa plant ecosystems which develop according both to latitude and altitude have been directly impacted by climate changes and responded through successive replacements. Pollen flora is a very reliable proxy to reconstruct vegetation history of a geographically expanded area such as the Zaire/Congo Basin. Several pollen studies were already undertaken in Central Africa. But the concerned continental sedimentary records (Maley and Brenac, 1987, 1998; Médus *et al.*, 1988; Vincens *et al.*, 1991; Elenga *et al.*, 1991, 1994; Ssemanda and Vincens, 1993; Maley, 1996; Salzmann, 2000 among many) did not benefit from a long temporal extension. Marine pollen records allow continuous reconstructions over longer time-intervals and generally benefit from an accurate time control (Bengo and Maley, 1991; Lézine and Vergnaud Grazzini, 1993; Frédoux, 1994; Jahns, 1996; Jahns *et al.*, 1998; Dupont *et al.*, 1998, 2000; Marret *et al.*, 1999; Lézine *et al.*, 2005). They provide pollen

floras representative of the dominant vegetation features of a wide region without the disturbance exerted by local ecosystems on the continental pollen records.

In order to contribute to the reconstruction of ITCZ past dynamics, core KZai 02 has been analysed for its pollen content and some sedimentological proxies (XRF, Total Organic Carbon content). The study material was promising a long paleoclimatic record at high-resolution because of its location in front of the Zaire/Congo River mouth, and was expected particularly fruitful for the pollen diversity according to previous pollen study of the nearby core GeoB 1008 (Jahns, 1996; Fig. 1). Indeed, our study aims to accurately reconstruct the continental environmental parameters in Central Africa in order to better understand the functioning of ITCZ, and possibly trade wind activity, under the influence of Late Pleistocene glacial/interglacial oscillations.

2 Sedimentological setting of KZai 02

The core (18.20 m long) was retrieved with R/V L'Atalante during the ZaiAngo cruise at 6°24.20' S latitude / 9°54.10' E longitude and water depth of 3417 m (Fig. 1.). The core is located in the area where turbiditic sediments from the Zaire/Congo River are deposited and imprint the morphology of the seafloor with many sinuous channels (Van Weering and Van Iperen, 1984; Babonneau *et al.*, 2002; Droz *et al.*, 2003; Marsset *et al.*, 2009; Savoye *et al.*, 2009). However, the sediment core was retrieved in hemipelagic sediments which drape the abandoned turbiditic channels-levees in the area since 210 ka (Droz *et al.*, 2003; Marsset *et al.*, 2009), the recent turbiditic activity being restricted to the narrow strip along the presently active submarine channel (Babonneau *et al.*, 2002; Khripounoff *et al.*, 2003).

X-Ray Fluorescence (XRF), Total Organic Carbon content (TOC) and Lightness analyses were performed on the core. The core was analysed at 1 mm intervals with a XRF scanner (Avaatech type: Richter *et al.*, 2006) at the Institut Français d'Etude de la MER (IFREMER) at Plouzané, France. Schneider *et al.* (1997) and Zabel *et al.* (2001) used a K/Al ratio as an indicator of chemical alteration. In this study we choose to use Ti instead of Al as the normalizing parameter (Calvert and Pedersen, 2007). We consider fluctuations of the Ti/K ratio as representative of the chemical alteration interpreted with respect to fluctuations in humidity and precipitations. Total carbon values were obtained using a LECO IR-212 analyser on 262 samples at 5 cm intervals between 600 and 1400 cm and 10 cm intervals over the rest of the core. Assuming that all carbonate is pure calcite or aragonite, TOC percentage is calculated by difference between total carbon and carbonate carbon. Precisions for

measurement of calcium carbonate and total carbon are respectively $\pm 0.5\%$ and $\pm 0.1\%$. Organic carbon can be used as a proxy for paleoproductivity (Schneider *et al.*, 1997). Analysis of Lightness of sediment was performed using a Minolta CM-508d spectrophotometer. The Lightness (L^*) commonly depends on the composition of the sediment and particularly is positively correlated to the amount of carbonates (Balsam *et al.*, 1999). However, on our sediment core Lightness is not correlated to the carbonate contents at all. Though the significance of the Lightness in core KZAI-02 is still misunderstood, it shows a very good “isotope-like” variations and can probably be confidently correlated to the LR05 stack of benthic $\delta^{18}\text{O}$ records (Lisiecki and Raymo, 2005). Nevertheless, our data show that the Lightness is, at least partly, related to the organic content with dark colours corresponding to high TOC.

3 Elements for an age model

First information on the chronological extent of the core is provided by nannofossil markers which have been searched in ten samples from the lower part of the core (1360–1820 cm). Smear slides were prepared directly from untreated samples and their calcareous nannofloral content identified using a light polarizing microscope at x1600 magnification. Results are given in Table 1. *Emiliana huxleyi* was continuously recorded, that indicates for the base of the core an age younger than its Lowest Occurrence dated within the range 291 – 289 ka (Raffi *et al.*, 2006). Abundance of *Gephyrocapsa* spp., including *G. caribbeanica*, indicates that the studied samples predate the cross-over *Gephyrocapsa caribbeanica/Emiliana huxleyi* that occurred between 82 and 63 ka (Raffi *et al.*, 2006). These data indicate that the whole studied interval (1360–1820 cm) corresponds to the NN21 calcareous nanoplankton Zone of Martini (1971) and locates between 291 and 63 ka. Accordingly, poorly preserved specimens of *Pseudoemiliana lacunosa*, *Sphenolithus abies* and *Reticulofenestra pseudoumbilicus*, observed in some samples, are considered as reworked because the Highest Occurrence of these taxa is reported significantly before the Lowest Occurrence of *E. huxleyi* (Raffi *et al.*, 2006). In addition, a radiocarbon age at $13,020 \pm 70$ years BP (14,453–15,216 Cal years BP) (Poz-34447) dates the top of the core (179 cm depth). It was obtained on *Globigerinoides ruber* and *G. sacculifer* using 1.5 SDH-Pelletron Model "Compact Carbon AMS" ser. no. 003 (Poznan Radiocarbon Laboratory).

Taxa / Sample depth (m)	13.60	13.70	13.80	13.90	14.00	16.00	16.20	17.00	17.80	18.00	18.15
<i>Emiliana huxleyi</i>		x	x	x	x	x	x	x	x		
<i>Gephyrocapsa. spp.</i>		x	x	x	x	x	x	x	x		
<i>Helicosphaera carteri</i>		x	x	x	x	x	x	x	x		
<i>Calcidiscus leptoporus</i>		x	x	x	x	x	x	x	x		
<i>Scyphosphaera sibogae</i>		x				x		x	x		
<i>Florisphara profunda</i>		x				x	x				
<i>Sphenolithus abies</i>		-		-	-						
<i>Reticulofenestra pseudoumbiliscus</i>		-		-	-						
<i>Pseudoemiliana lacunosa</i>		-		-	-			-	-		
<i>Scyphosphaera spp.</i>				x	x		x				
<i>Syracosphaera spp.</i>				x	x						
<i>Umbilicosphaera siboga</i>						x	x				
<i>Thoracosphaera spp.</i>						x	x	x			

x Present
 - Probably reworked
 High abundance, good preservation
 Barren sample

Table 1. Nannoplankton content of some samples from core KZai 02.

Oxygen isotope measurements concern only few samples, some of them being isolated, because of the scarcity in foraminifers (*Globigerinoides ruber* white and pink). The resulting curve is given in Figure 2. Despite its very low resolution below the uppermost part of the core, the curve indicates some general trends which, after comparison with the Lightness and TOC curves, may allow to spot major climatic phases that we postulate to refer, from the top to base, to MIS 1, MIS 2, MIS 5, and MIS 6, respectively (Fig. 2). Such a rough calibration seems in reliable relationships with the Marine Organic Carbon curve from core GeoB 1008, itself in correspondence with the $\delta^{18}\text{O}$ curve performed on *Globigerinoides ruber* from the same material (Schneider *et al.*, 1994) (Fig. 2). As a consequence, we may assume that core KZai 02 covers a time-interval running from MIS 6.6 to MIS 1, with the evidence of the MIS 6 and MIS 5 sub-stages (Fig. 2). Obviously, TOC variations of core KZai 02 are consistent with the subdivisions proposed by Schneider *et al.* (1994) on core GeoB 1008 (Fig. 2) and can be considered as the base of our age model. At this stage of the paper, we will not discuss in more detail this age model because we will test it in matching with pollen climatostratigraphy.

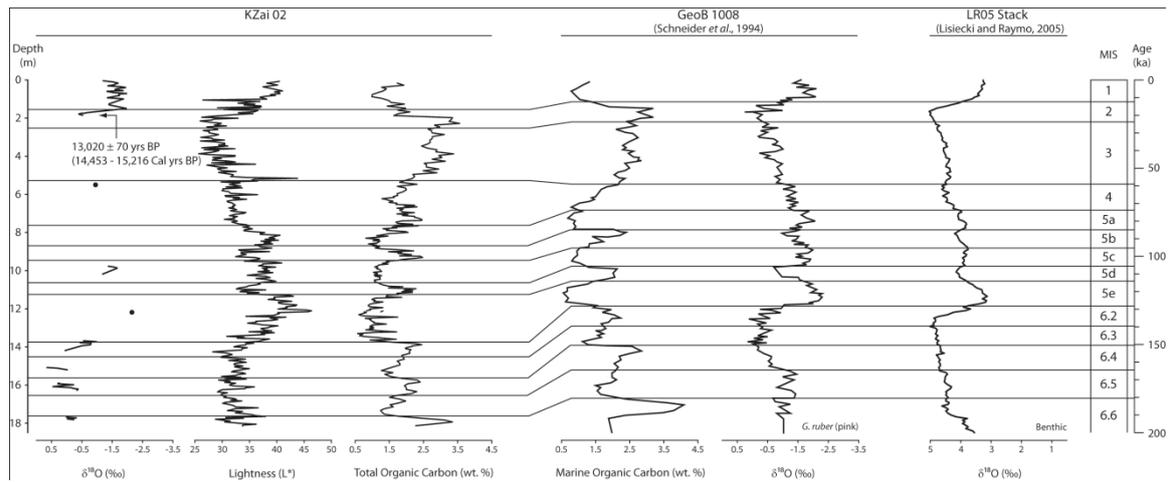


Fig. 2. Correlations of $\delta^{18}\text{O}$, radiocarbon date, Lightness and Total Organic Carbon (TOC) curves of core KZai 02 with Marine Organic Carbon and $\delta^{18}\text{O}$ curves of core GeoB 1008 (Schneider *et al.*, 1994) and Benthic Stack (Lisiecki and Raymo, 2005), and the resulting first attempt for an age model of core KZai 02.

4 Pollen study of core KZai 02

Basically, quality of late Quaternary pollen records depends on the knowledge of present vegetation and of its expression in terms of pollen flora for what concerns (1) plant identification at various taxonomic levels and the consequent interpretation, and (2) consideration of pollen dispersal and transport.

4.1 Present-day vegetation

Phytogeography is narrowly correlated with the rainfall repartition over the African continent. Vegetation shows a symmetrical pattern across the Equator (White, 1983). The Guineo-Congolian area is covered by rain forest, surrounded to the North and South by warm-temperate forests, pioneer forests and savannahs (Fig. 3). Three other azonal plant ecosystems can be added to these latitudinal vegetation types: afro-montane vegetation on massifs, coastal mangrove and hygrophilous plants along rivers and lakes (Fig. 3). Their respective representation in marine pollen records has been greatly discussed by Lézine and Vergnaud Grazzini (1993), Frédoux (1994) Jahns *et al.* (1998), Dupont *et al.* (1998, 2000), Marret *et al.* (1999) and Lézine *et al.* (2005).

4.1.1 Rain forest

Rain forest constitutes the main vegetation type of the Guineo-Congolian zone located between 10°N and 5°S latitude. This area receives high precipitations (1600 to 2000 mm per year) but records weak thermal amplitude (from 22 to 34°C) over the year. This vegetation is characterized by high plant diversity. Marine cores suggest that the most representative taxa of this vegetation are, according to their occurrence in pollen records, undifferentiated Apocynaceae, undifferentiated Fabaceae Caesalpinoideae, undifferentiated Sapotaceae, *Entada*, *Piptadeniastrum*, *Martretia*, and *Rhus*.

4.1.2 Warm-temperate or semi-deciduous forest

Bordering the Guinea-Congo area to the North and South, the warm-temperate forest develops under a more and more expressed seasonality moving away from the Equator. Precipitations weaken, but still remain high (900–1500 mm per year), while the annual temperatures decrease (18 to 28°C). This peripheral forest is qualified as “semi-evergreen” because most of its arboreal species lose their leaves during the dry season which is strongly marked. It belongs to the Guineo-Congolian regional center described by White (1983). The most representative taxa in marine sediment pollen records are undifferentiated Sterculiaceae, *Celtis*, *Nauclea*, and *Hymenodictyon*.

4.1.3 Pioneer forest

This ecosystem represents a recovery state of the forested environment after an ecological change. It corresponds to a transition between grass and woody environments. It is composed of taxa with weak ecological requirements. It is represented in the marine sediments by pollen grains of taxa such as *Alchornea*, *Cnestis*, *Syzygium*, and undifferentiated Rutaceae.

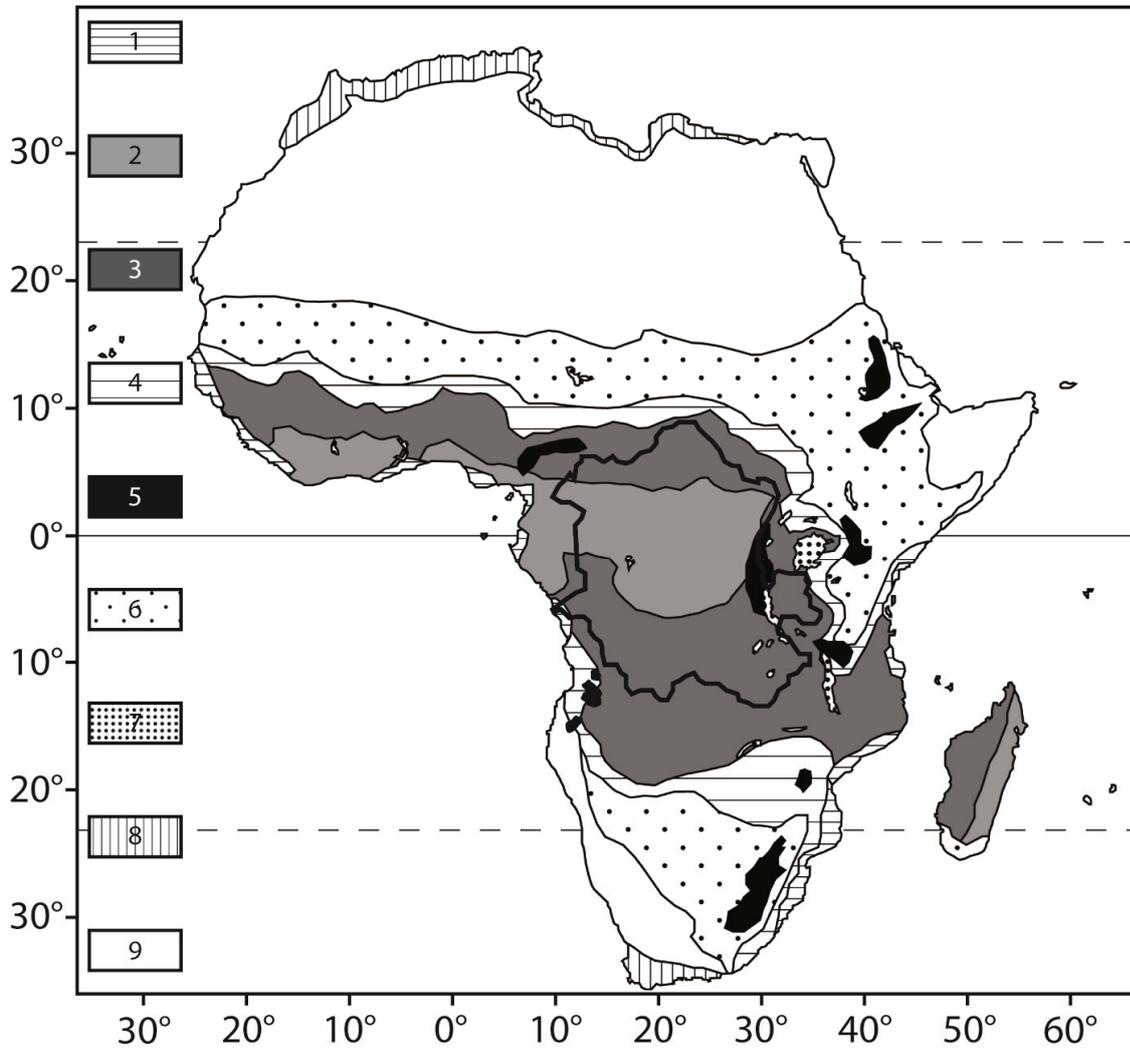


Fig. 3.

Main vegetation zones (modified after White, 1983): 1, Mangrove; 2, Rain forest; 3, Warm-temperate forest; 4, Pioneer forest; 5, Afromontane forest; 6, Savannah; 7, Aquatic ecosystems; 8, Mediterranean scrub; 9, Desert.

4.1.4 Savannah

Savannah is open dry vegetation. It is mainly composed of grasslands with dry forests. Savannah covers two zones on North and South of the central Africa woody environments, respectively from Senegal to Ethiopia and from South Angola to Namibia. These areas are characterized by relatively low rainfall (from 1000 to less than 500 mm per year) and bush fires during the dry season prevent the development of forest. Asteraceae, Lamiaceae, Poaceae and Fabaceae Papilionoideae are the most representative families of this vegetation in the marine pollen records. Asteraceae have been classified in the savannah group but can also correspond to the fringe of the desert environments.

4.1.5 Afromontane forest

The afromontane region has been described by White (1983) as a split endemism center. Its vegetation is found at the East of the Zaire/Congo watershed and also in the mountains of Angola and Cameroon. These forests develop under varied climates but generally with high precipitations and rather cool temperatures. The pollen of *Podocarpus* characterizes the afromontane forests in the marine pollen records where *Ilex*, *Olea* and *Protea* are also associated.

4.1.6 Mangrove

Mangrove ecosystems are characteristic features of the tropical coastal environments. Their development is not directly correlated with climatic variations but responds to changes in sea level. The West African mangrove ecosystem is poorly diversified (White, 1983) and its pollen illustration in marine sediments is almost exclusively composed of two taxa. The *Rhizophora* mangrove dominates the pollen marine assemblages, being advantaged because of its more coastal position; it is accompanied by the *Avicennia* mangrove, which develops further inland (Schnell, 1976, 1977; Thanikaimoni, 1987).

4.1.7 Hygrophilous vegetation

The hygrophilous plants represent the vegetation from lake and riverbanks. Their pollen evidence in the marine sediments is strongly dominated by Cyperaceae (White, 1983). Other aquatic taxa complete the hygrophyllous pollen group, such as *Typha*, *Nymphaea*, *Polygonum*, and other pollen grains of plants adapted to swampy environments such as *Aeschynomene*, *Mimosa*, and *Sesbania*.

4.2 Pollen dispersal

Presence or absence in the marine pollen record of the different pollen groups representative of plant ecosystems is greatly influenced by the way of pollen grain dispersal and transport. Studies performed on modern surface samples spotlight repartition of the various pollen groups in the Gulf of Guinea (Hooghiemstra *et al.*, 1986; Hooghiemstra and Agwu, 1988; Dupont and Agwu, 1991; Dupont and Wyputta, 2003; Dupont *et al.*, 2007). River and/or air transports are the transport mechanisms of pollen grains. Oceanic circulation plays a minor role (Dupont and Wyputta, 2003; Dupont *et al.* 2007), particularly in our study area off the Zaire/Congo River mouth.

Forest environments display a high floristic diversity and are under-represented in the pollen signal because many tree species are low pollen producers and are entomophilous for what concerns their dispersal mode (Hooghiemstra *et al.*, 1986; Hooghiemstra and Agwu, 1988; Maley and Brenac, 1998; Dupont and Wyputta, 2003). The amount of pollen grains from this biome transported by wind or water is hence weak. This must be taken into account when interpreting the intertropical marine pollen records. However, part of the forest vegetation is represented by larger pollen producers like *Uapaca*, principally developed in the tropical rain forest but also present in several other environments, or *Alchornea*, a mainly pioneer forest representative (Elenga *et al.*, 1994; Maley and Brenac, 1998). The peculiar morphology of *Podocarpus* pollen (afromontane vegetation) awards it a good representation in marine sediments (Dupont and Wyputta, 2003; Dupont *et al.*, 2007).

Savannah is an open environment composed of dry forests surrounded by grasslands dominated by Poaceae. These two vegetation assemblages were grouped together because of the under-representation of dry forest in the marine pollen records. Poaceae are high pollen producers and dominate the savannah pollen signal compared to the woody taxa *Acacia* and *Combretum* (Dupont and Agwu, 1991). However, the dispersal mode of the Poaceae pollen remains unclear and it seems that the dominance between water transport and air transport varies according to the geographical position of the pollen source area (Dupont *et al.*, 2007).

The hygrophilous group, mainly represented by Cyperaceae, exhibits high values in the pollen marine records (Dupont and Wyputta, 2003). Location of this vegetation on the river banks (White, 1983) is favourable to an export into the ocean by the hydrographic system (Hooghiemstra *et al.*, 1986; Hooghiemstra and Agwu, 1988). Cyperaceae are however tolerant towards a large panel of environments, from swamps and lakes to savannahs and deserts. Their pollen distribution in the Guinean Gulf is similar to that of Poaceae (Dupont and Agwu, 1991).

Rhizophora is the main element of the mangrove along the West African coast (Thanikaimoni, 1987). It composes almost the completeness of this group in the pollen record because of its very coastal position and its higher dispersal capacity than the other representatives of this plant ecosystem (Dupont *et al.*, 2000). The repartition of mangrove pollen in marine sediment is low and is related to episodes of sea-level changes. During such episodes, erosion of mangrove peats leads to the release of its pollen content into the ocean (Kim *et al.*, 2005; Scourse *et al.*, 2005). *Rhizophora* swamps settled at river mouths are an exception (Hooghiemstra *et al.*, 1986; Hooghiemstra and Agwu, 1988). In such a situation,

dispersion of pollen into the gulf is enhanced because of the current flow but remains low because of the high sinking velocity of this pollen grain (Fisher and Wefer, 1996).

Studies show that the pollen repartition in marine sediment has a good correlation in latitude with their source area corresponding to the previously described phytochories (Dupont and Agwu, 1991; Dupont and Wyputta, 2003; Dupont *et al.* 2007). Pollen assemblages and their variations can be thus used to study the variations of the vegetation groups through time.

4.3 Material and method

Pollen analyses presented in this paper were performed every 10 cm on the upper 16.55 m of the core after a standard physico-chemical processing. A first HCl attack was performed to dissolve the carbonate fraction followed by a HF attack to eliminate silicates. Between each step of treatment the sediment was washed several times by water to remove acids. A third acid attack by HCl was necessary to eliminate the fluorosilicates formed by the HF remaining in the residues. Samples were then centrifuged several times in water until removal of acids. Organic particles were separated from the mineralogical by immersion in ZnCl₂ (density 2). Rinsing by HCl and then water (twice) completes the physicochemical treatment. Residues were successively sieved at 200 and 10 µm. Residues remaining between the two sieves are used to set slides for microscope examination. The pollen grains were spotted at the optical microscope at magnification x250 then identified at x1000. On the 160 treated samples only 80% contained the abundance in pollen grains to be statically used for vegetation reconstruction. Botanical identification was based on the detailed examination of pollen morphological characters followed by a comparison with modern pollen grains from (1) the Montpellier pollen collection, (2) the African Pollen Database (<http://medias3.mediasfrance.org/apd/>) and also (3) specialized literature (Lobreau *et al.*, 1969; Guers, 1970; Maley, 1970; Association des Palynologues de Langue Française, 1974; Ybert, 1979; Thanikaimoni, 1987; Bonnefille and Riollet, 1980). Countings of pollen grains were performed until a minimum pollen sum (spores, reworked pollen grains and unidentified pollen grains excluded) of 150 pollen grains and up to 200 for samples with high taxa diversity.

4.4 Results

Three hundred twenty seven taxa were identified within the 121 samples analysed and grouped according to their present-day ecological requirements (Schnell, 1976, 1977; White, 1983; Thanikaimoni, 1987; Jolly *et al.*, 1998; Vincens *et al.*, 2006; Lebamba *et al.*,

2009) (see Appendix for details). Significant variations displayed in the relative abundance of the most represented taxa in the record, such as *Rhizophora* (mangrove), *Podocarpus* (afromontane vegetation), Poaceae (savannah) and Cyperaceae (aquatic taxa), allowed to characterize 10 pollen zones (Fig. 4).

From 16.55 m (base of the pollen record) to 13.70 m, zone P1 is made up of 13 samples and begins with a strong dominance of the aquatic taxa indicated by high proportion of Cyperaceae (up to 57%). Their representation progressively decreases down to 30%. They are replaced with rising other groups such as mangrove, rain and pioneer forests that increased simultaneously (up to 10% for *Rhizophora* and *Avicennia*, 7% for Fabaceae Caesalpinoideae and 5% for *Alchornea*). These rises are interrupted by an enhancement of afromontane forest reaching 28%, represented almost exclusively by *Podocarpus*. Savannah does not present significant variations, except Poaceae which fluctuate between 10 and 17%. The combined decrease of savannah and afromontane elements indicates the end of this pollen zone. A peak of aquatic taxa, mainly Cyperaceae reaching 42%, marks the transition between zones P1 and P2.

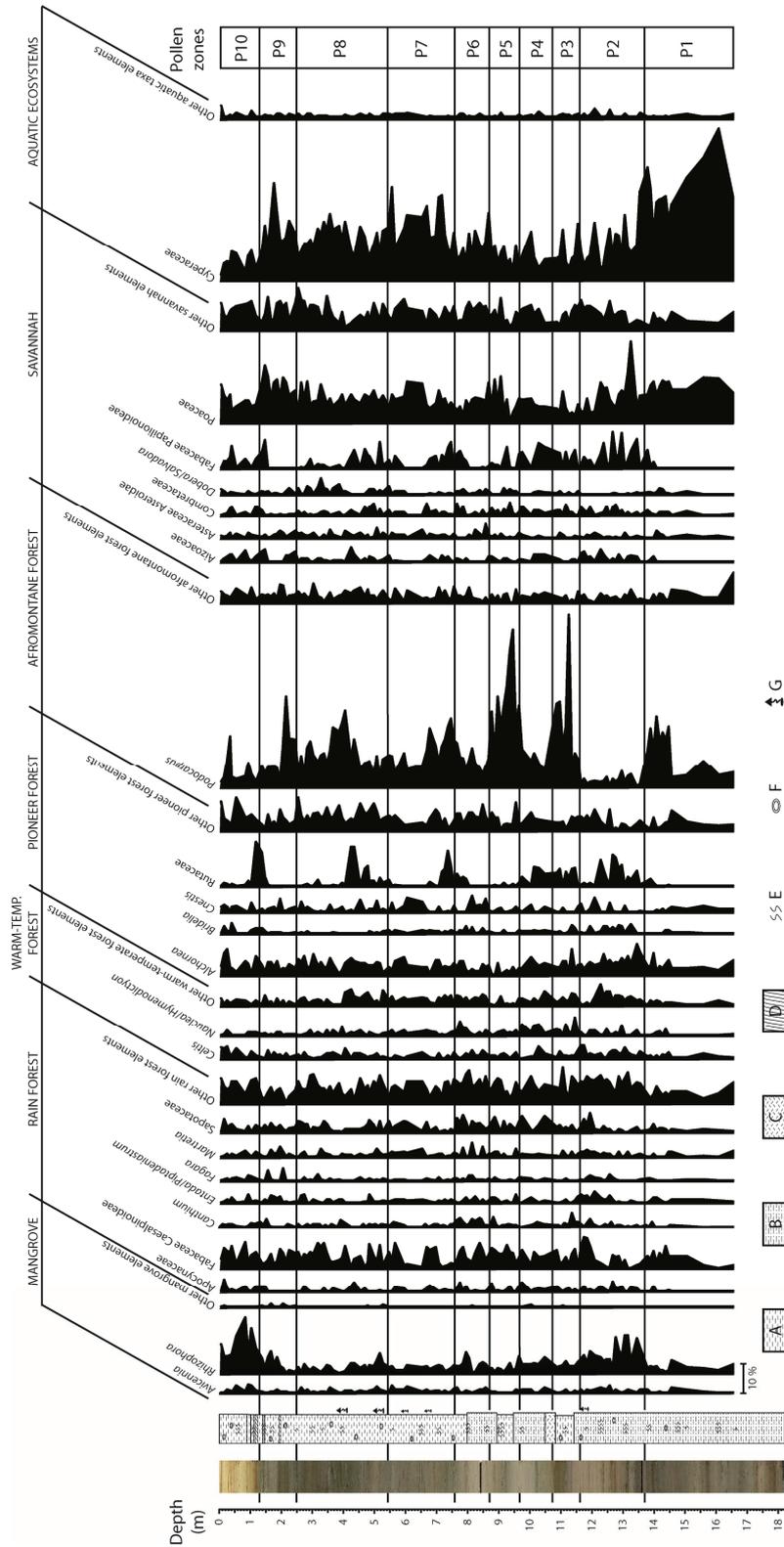


Fig. 4. KZai O2 core, lithological log, pollen analysis resulting in pollen zonation. Lithological log legend: A, Laminated clay; B, Silt clay; C, Clay without internal structure; D, Clay with sigmoidal structure; E, Bioturbation; F, Shell; G, Fluid release structure. Pollen diagram: values are given as percentages on the total pollen sum.

The next 16 samples, from 13.70 to 11.60 m, correspond to zone P2 which is marked by an increase of forest components with exception for the afromontane vegetation. The mangrove signal tends to follow them. High values of *Rhizophora* (around 13%) characterize this zone with a maximum at its beginning. The three low altitude forests rise up to represent between 40 and 50% of the pollen signal within zone P2. Rain forest representatives (Fabaceae Caesalpinoideae, Apocynaceae, and Sapotaceae) increase during these intervals up to 33%. Behaviour of the semi-deciduous forest, mainly represented by *Celtis*, *Nauclea* and *Hymenodictyon*, is similar with lesser values (under 8%). Pioneer forest is characterized by important variations and an anti-correlation exists between *Alchornea* signal and the ones from other taxa (*Bridelia*, *Cnestis* and Rutaceae). Savannah signal does not show significant variations, however high values of Poaceae and Fabaceae Papilionoideae (between 18 and 13%) are recorded at the beginning of zone P2.

Zone P3 is composed by the 8 samples distributed between 11.60 and 10.65 m. This pollen zone marks the return to high values in afromontane forest elements almost exclusively caused by an important development of *Podocarpus* up to 65%. Aquatic taxa show antagonist behaviour with rise around 20% during episodes of diminution of afromontane vegetation. From the beginning of this zone, decreases in savannah and rain forest are recorded, quickly followed by pioneer and semi-deciduous forests in response to the fall of *Alchornea* and *Nauclea/Hymenodictyon*, respectively.

Only 6 samples, from 10.65 to 9.50 m, composed zone P4 that presents similar characteristics to zone P2 with increases in all group representations except afromontane forest which records a strong reduction from 31% to less than 6%. The combined lowland forests reach a total representation higher than 40% in the middle of the zone notably with rises in Fabaceae Caesalpinoideae, Sapotaceae, *Celtis*, *Nauclea/Hymenodictyon*, *Alchornea* and Rutaceae. As in zone P2, mangrove records an augmentation with lesser extent up to only 8%. While pioneer and semi-deciduous decrease during the second half of zone P4, savannah, rain forest and aquatic taxa become dominant. Decrease of all vegetation groups except afromontane forest points out the transition with zone P5.

The second most important peak of afromontane elements (ca. 51%) is recorded within 9.50–8.70 m interval. It corresponds to zone P5, made up of 7 samples, which presents a pollen zone pattern very similar to that of zone P3. It goes with a reduction of mangrove and lowland forest representatives. In detail, the relative abundance of the rain forest declines for most of the taxa during these intervals, except Fabaceae Caesalpinoideae which increase (reaching 8%) at the beginning of zone P5. High values of Poaceae end this

interval, leading to savannah rise, and preceding an important diminution of afro-montane forest, almost exclusively induced by *Podocarpus*.

Zone P6, composed of the 11 samples between 8.70 and 7.55 m, begins with a brief augmentation of the Cyperaceae (around 15%). At the same time the most important peak (5%) of Asteraceae Asteroideae is recorded. After that, the aquatic taxa proportion lowers while percentages of savannah and lowland forest increase respectively to 20% and 48%, a pattern found also in zones P2 and P4. *Rhizophora* presents some peaks but as a whole the mangrove group does not show an augmentation as strong (8%) as during zone P2. The pioneer and afro-montane forests, represented by Rutaceae and *Podocarpus* respectively, display the same increasing trend during the transition between zones P6 and P7.

The next 14 samples, from 7.55 to 5.30 m, correspond to zone P7. It onsets with a decrease of rain forest, induced by a fall of 5% in Fabaceae Caesalpinoideae, followed by successive diminution of semi-deciduous and pioneer forest elements. We notice important variations in abundance of *Alchornea* and Rutaceae, 5 and 13% respectively. The afro-montane forest, almost exclusively represented by *Podocarpus*, shows two peaks at 26 and 22% at the base of the zone alternating with Poaceae fluctuations. Zone P7 is also characterized by an augmentation of Cyperaceae up to 31% leading to a return to high values of the aquatic taxa.

Zone P8, starting at 5.30 m and ending at 2.50 m (25 samples), begins with a slight increase in *Rhizophora* up to 7%. This rise is accompanied by a distinct augmentation of the pioneer forest corresponding to a development of Rutaceae, with a peak reaching 14%, while *Alchornea* percentage remains high (around 5%) during the whole zone. Prevalence of rain forest, illustrated by Fabaceae Caesalpinoideae and Sapotaceae frequency, respectively represented by 9 and 4% at the beginning and at the end of zone P8, falls during the middle part of the pollen zone. It coincides with a peak of *Podocarpus* (up to 28%) while Fabaceae Papilionoidae decrease. Nevertheless, the savannah group does not present significant variations because of its high diversity which moderates the influence of fluctuating Fabaceae Papilionoideae. The aquatic taxa, after recording a drop at the end of zone P7, fluctuate during zone P8 with a high value of 22% consistently with that of *Podocarpus*, drop to 12%.

The beginning of zone P9 (11 samples between 2.50 and 1.25 m) is remarkable in several pollen groups. Reductions are recorded in the lowland forests while afro-montane forest shows a peak with a strong augmentation of *Podocarpus* pollen up to 34% before falling quickly. The hygrophilous group rises quickly and maintains around 20% (with a peak at 36%) until the end of the zone where Cyperaceae decrease before remaining low until the

top of the core. After the reduction of *Podocarpus*, an increase of about 7% of the mangrove, mainly driven by *Rhizophora*, is recorded during the maximum of Cyperaceae. The savannah signal does not present important variations during this interval except at its end when Poaceae and Fabaceae Papilionoideae present an augmentation reaching 21 and 10%, respectively. Fall of these taxa and *Rhizophora* indicates the transition to the last pollen zone.

Zone P10 runs up to the top of the core and is composed of 10 samples. Its base, starting at 1.25 m, is characterized by a strong increase of the pioneer forest corresponding to a peak in Rutaceae (16%). This group remains abundant despite the high percentage of other taxa, particularly *Alchornea*, the proportion of which fluctuates between 1 and 9%. The tropical rain forest signal is also strong, about 20%, because of an increase of several taxa: *Canthium*, *Martretia* and Fabaceae Caesalpinoideae followed by Apocynaceae and Sapotaceae. The warm-temperate forest frequency rises progressively during this interval, mainly because of the augmentation of *Celtis*, which however remains relatively low without exceeding 12%. Low altitude forest signal shows a lowering in the middle part of zone P10 which correlates with an increase of the afro-montane forest and hygrophilous group up to 19 and 11%, respectively. Fluctuations in savannah signal (from 17 to 30%) are driven by strong variations of Fabaceae Papilionoideae coupled with an augmentation of Poaceae at the core topmost. Increase of *Rhizophora* starts in zone P9 and continues in zone P10 reaching a peak of 21% but its abundance then decreases until the end of the zone. Behaviour of *Avicennia* is similar but at a lesser extent.

4.5 Climatostratigraphic inferences

Despite their significant difference in chronologic resolution, pollen records from cores GeoB 1008 (Jahns, 1996) and KZai 02 fit very well as shown on the synthetic pollen diagrams of Figure 5. This correspondence allows a conclusive relationship between KZai 02 pollen record and the Oxygen Isotope Stratigraphy through the $\delta^{18}\text{O}$ curve from core GeoB 1008.

Zone P1 is correlated with the Glacial MIS 6 as predicted by our age model (Fig. 2). Our loose resolution at the base of the pollen record avoids a finer subdivision while the increase of afro-montane forest observed in the topmost of the zone is in agreement with the correlation with MIS 6.2 (Fig. 5).

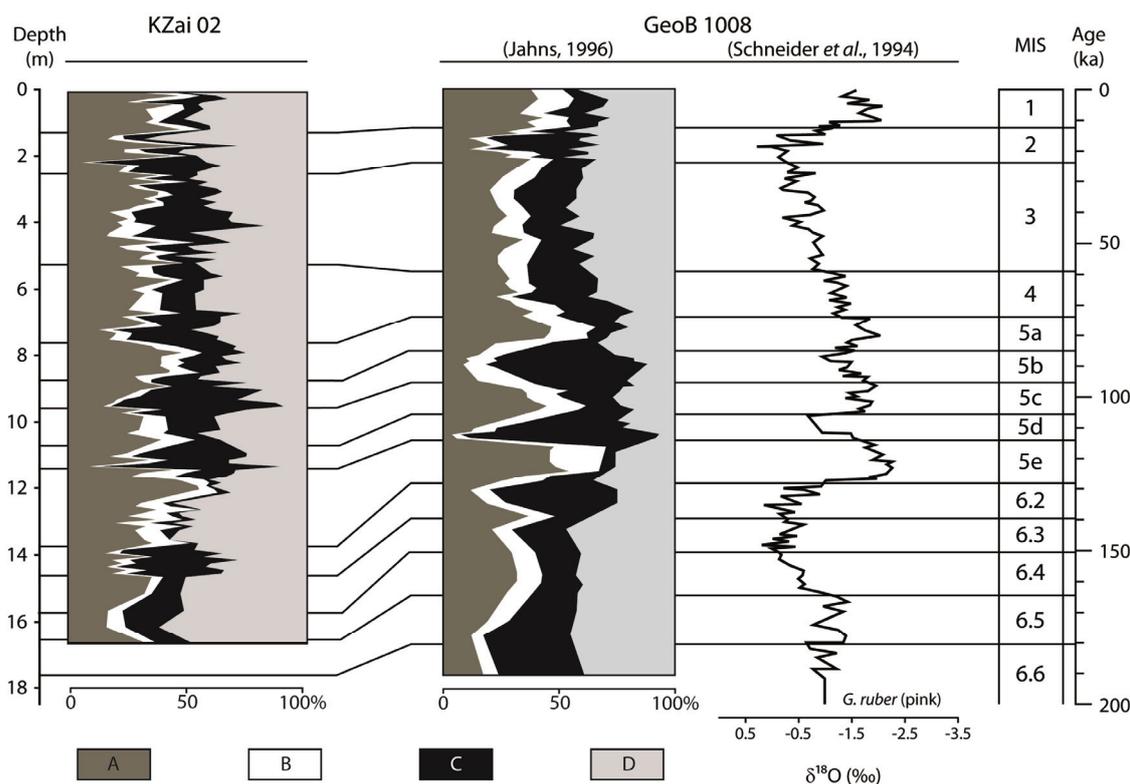


Fig. 5. Simplified synthetic pollen diagram of core KZai 02 plotted with depth, compared to simplified synthetic pollen diagram (Jahns, 1996; Dupont *et al.*, 2000) and $\delta^{18}\text{O}$ curve (Schneider *et al.*, 1995) of core GeoB 1008, and correlation with Marine Isotopes Stages. Pollen groups: A, Rain forest; B, Warm-temperate forest; C, *Podocarpus* (afromontane forest); D, Herbs.

Forest expansion of pollen zones P2 to P6 corresponds to interglacial conditions moderated by two cooler phases. These zones are referred to the five climatic subdivisions of the Last Interglacial, i.e. the MIS 5. For this time-interval, pollen zones fit well with subdivisions of the age model (Fig. 2) except for the limit between zones P2 and P3 (Fig. 4) which is placed 20 cm below the limit between MIS 5e and 5d (Fig. 2). The argument of a consistent strong decrease in rain forest vs. increase in afromontane forest, denoting a rapid climatic deterioration, leads us to prefer this pollen limit as MIS 5e – 5d transition in core KZai 02 (as done in Figure 5) rather than that first suggested in Figure 2.

Pollen zones P7, P8 and P9, which show slight variations on the synthetic pollen diagram of Figure 5, are referred to the Last Glacial. Consistently with the age model (Fig. 2), zones P7, P8 and P9 can be correlated with MIS 4, 3 and 2 (Fig. 5), respectively. However, a problem arises for the precise location of the upper limit of zone P9 that we discuss hereafter.

Pollen zone P10, which shows a very similar pattern to that of pollen zone 1 of Geob 1008 core (Jahns *et al.*, 1996), is correlated with the Holocene or MIS 1. The depth of its lower limit can be discussed, as the P9–P10 limit is 20 cm higher (Fig. 4) than the location of the MIS 2–1 transition previously proposed in Figure 2. The significant increase in mangrove elements just following that of the pioneer forest must be regarded as unquestionable indicators of sea-level rise and climate improvement. Accordingly, the P9–P10 limit has been elected as corresponding to the MIS 2–1 transition in core KZai 02 (Fig. 5).

The age model given in Figure 2 is thus supported by the pollen data which precise it in some details (Fig. 5). This is summarized in Figure 6 which, in addition, illustrates the almost continuous sedimentation rate (ca. 0.1 mm/yr) in this area of the Zaire/Congo deep sea fan.

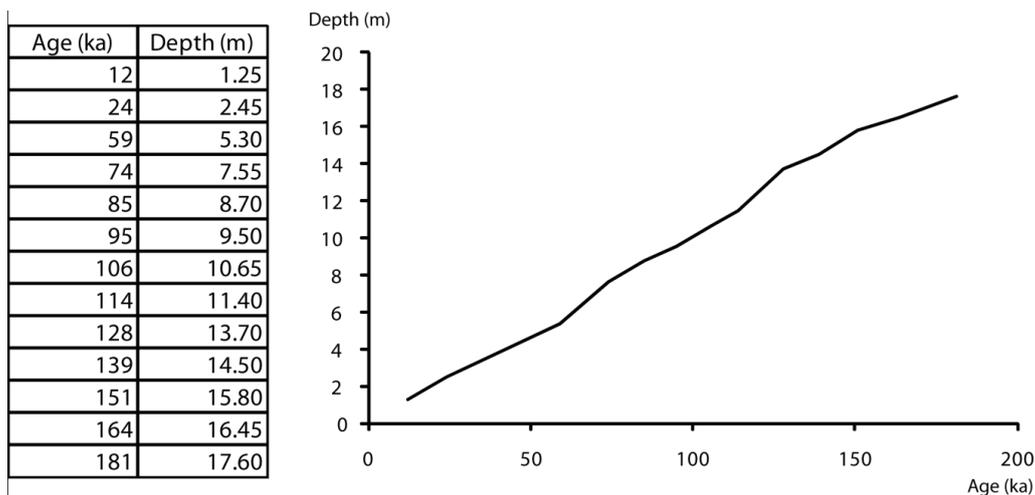


Fig. 6. Completed age model of core KZai 02 using pollen climatostratigraphy and the resulting estimated sedimentation rate.

5 Discussion

Achievement of an accurate age model for core KZai 02 (Figs. 5, 6) provides new perspectives for refining the knowledge on evolution of climate parameters since ca. 165 ka and better understanding how vegetation changes have been forced by ITCZ dynamics.

5.1 Evolutions of climatic parameters

Variations of vegetation groups are mainly controlled by climate fluctuations through changes in temperature and humidity. Using the evolution of the ratio between two taxa (or groups of taxa) with antagonist behaviour related to one of selected climate parameter, we may retrace its temporal evolution (Cour and Duzer, 1978). This method has been applied to the pollen flora of the KZai 02 core in order to evaluate temperature and humidity variations. The ratio “Rain forest/Afromontane forest” has been performed to appreciate temperature evolution. Indeed, these groups developed under humid conditions while their requirements in terms of temperature are opposite (Schnell, 1976, 1977; White, 1983). In addition, the ratio “Pioneer forest/Poaceae” allows to free oneself from the thermal parameter to value the past variations of humidity. Resulting curves are given in Figure 7 and are considered to illustrate fluctuations of temperature and humidity along the sedimentary record. The “temperature” curve shows larger amplitude fluctuations than the “humidity” curve (Fig. 7). This difference may (1) actually illustrate the prevalent character of temperature variability with respect to humidity, but also (2) be somewhat exaggerated by biases in pollen transport already mentioned. This representation evidences high temperature and humidity during interglacials with exception for Interstadials 5b and 5d (MIS 5) where coolings are recorded. Drops in temperature occurred throughout glacials, with a minimum at the beginning of MIS 2, while humidity parameter presents a slight decrease.

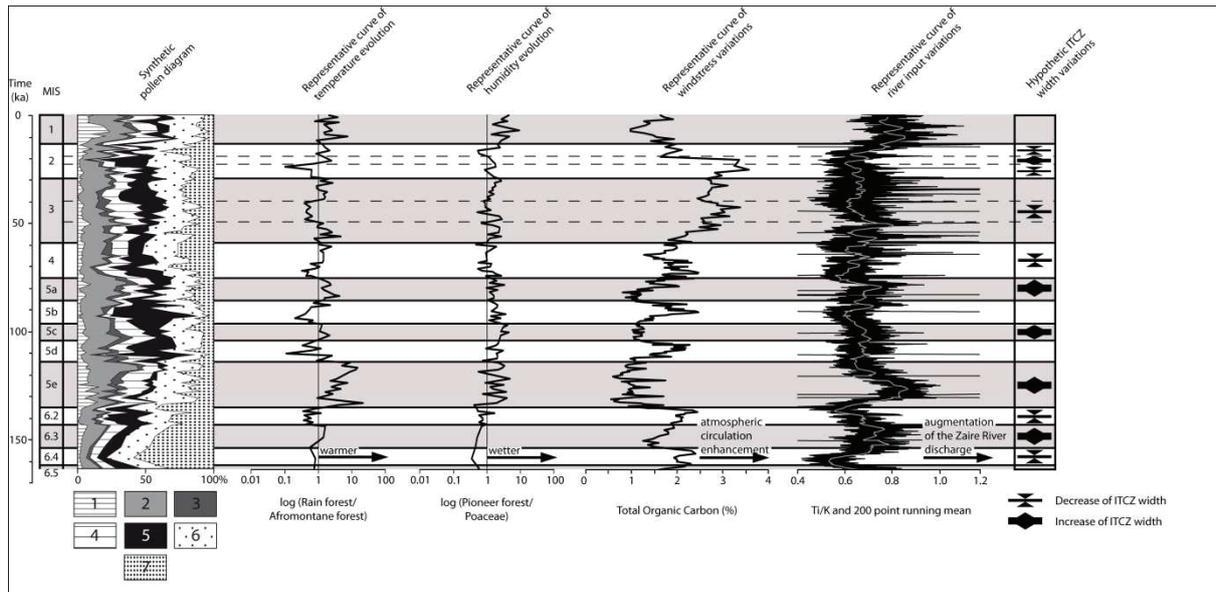


Fig. 7. Core KZai 02: Synthetic pollen diagram vs. curves representative of climatic parameters. Interpreted fluctuations of ITCZ width. Pollen diagram: values are given as percentages of the total pollen sum. Pollen ecological groups: 1, Mangrove; 2, Rain forest; 3, Warm-temperate forest; 4, Pioneer forest; 5, Afromontane forest; 6, Savannah; 7, Aquatic ecosystems.

In order to obtain a more detailed climatic signal, temperature and humidity trends were compared with the TOC and Ti/K ratio, used as proxy to appreciate wind intensity variability (Schneider *et al.*, 1997) and fluctuations of river inputs (Schneider *et al.*, 1997; Zabel *et al.*, 2001), respectively (Fig. 7). The TOC record reflects the quantity of organic matter that survived to early diagenesis, although it should be kept in mind that organically bound oxygen, hydrogen, sulphur and nitrogen can contribute up to 50% of the total sedimentary organic matter. In recent sediments, such as those of Kzai 02 core, 1 wt% TOC corresponds to 1.5 to 2.0 wt% organic matter. Although most of the organic matter delivered by the Zaire/Congo River derived from higher plants and soil (Holtvoeth *et al.*, 2005; Baudin *et al.*, 2010), the hemipelagic situation of Kzai 02 core suggests that marine organic matter is the main contributor. This assumption is supported by a narrow correlation ($R^2 = 0.7$) of TOC and Br (mainly linked to marine organic matter) signal obtained from XRF. Hence, as demonstrated by other studies (Schneider *et al.*, 1997; Gingele *et al.*, 1998), TOC allows direct estimation of paleoproductivity (dependent on interconnection between wind strength and upwelling system). Mineralogy of terrigenous material of the Zaire/Congo deep sea fan comprises quartz, feldspar (mainly K-feldspar) and kaolinite (Schneider *et al.*, 1997). Changes in K proportion within sediments correspond to alternating phases of enrichment in kaolinite (low in K) and of feldspar better preservation (predominant in K contribution) during warm/humid episodes and drier events, respectively (Schneider *et al.*, 1997, Calvert and Pedersen, 2007). We used a Ti/K ratio as indicator of chemical weathering over the Zaire/Congo watershed relative to precipitations associated with fluctuations of river inputs

(Schneider *et al.*, 1997; Zabel *et al.*, 2001). TOC and Ti/K present general antagonist trends from MIS 6 to MIS 1 with high values of TOC (between 2 and 3 %) and low values of Ti/K (ca. 0.6–0.7) during glacials while during interglacials Ti/K exceeds 0.8 whereas TOC decreases down to around 1%. Some fluctuations of the two signals occur along core KZai 02, mostly in opposition, but a detailed examination shows some correlated episodes such as in the latest MIS 5a and earliest MIS 3 and MIS 2.

5.2 Vegetation changes and ITCZ movements

Pollen record of the KZai 02 core documents the vegetation dynamics in Central Africa since MIS 6 and, compared with the present-day vegetation, allows to estimate the geographical origin of pollen grains and their mode of transport. We can assume that most of the recorded taxa originate from the Zaire/Congo watershed completed by wind transported supplies from border regions (Dupont and Wyputta, 2003). In order to estimate the wind strength and the river inputs we compare the TOC signal and Ti/K ratio to vegetation fluctuations (Fig. 7). TOC and Ti/K curves are compared to the above mentioned curves representative of temperature and humidity evolution. If a direct interpretation of these curves in terms of intensity of climate fluctuations seems somewhat questionable, fluctuations of the temperature curve indicate that this parameter may however influence plant distribution in tropical Africa from MIS 6 to Holocene.

According to Dupont *et al.* (2000) the main feature of MIS 6 is the narrowing of rain forest combined with the shifting of savannah fringes towards the center of the Zaire/Congo Basin. For the same period, Zabel *et al.* (2001) interpret fluctuations of XRF data (K/Al, Ti/Al and Zr/Al) as testifying for changes in aeolian inputs offshore Niger. In the KZai 02 section, the beginning of MIS 6 is characterized in the pollen signal by a low representation of forest environments and important presence of Cyperaceae which develop along riverbanks, in marshes and open grasslands (Dupont and Agwu, 1991). Poaceae signal displays a similar trend indicating an expansion of open dry vegetation in the Zaire/Congo drainage basin induced by cool and rather dry climatic conditions, as suggested by the temperature and humidity curves (Fig. 7). Cyperaceae pollen is assumed to be mainly transported by the Zaire/Congo River. However, this group of plants is not without some ambiguity because some species also inhabit Sahara (Dupont and Agwu, 1991). Their behaviour during MIS 6, similar to that of Poaceae, suggests that during this glacial a part of the Cyperaceae pollen amount was driven by aeolian northern inputs. Strengthening of north-east trades may result in a southward shift of the ITCZ. However the pollen record of GeoB 1711-4 (offshore Namibia; Shi *et al.*, 2001) indicating an important presence of desert and semi-desert taxa does not corroborate this assumption. The coeval development of both dry environments (savannah) and humid conditions (marshes) may be explained by a concentration of rainfalls

in the area. This hypothesis is supported by the opposition between TOC and Ti/K signals indicating alternations between episodes of strong trade wind activity characterized by drier conditions probably caused by a diminution in the monsoon strength and wetter events more likely linked to enhancements of the West African monsoon. We interpret these fluctuations as variations of the ITCZ width forced by trade wind dynamics in relation with MIS 6 sub-stages. Cold temperatures associated to concentration of rainfalls in the centre of the basin prevented the development of rain forest partially replaced by marshes while the north and south borders dried that resulted in savannah spreads. Environmental conditions changed at the end of MIS 6, indicated by an expansion of afro-montane forest almost exclusively caused by *Podocarpus* spread, the pollen grains of which are wind transported (Dupont *et al.*, 2007). This suggests a strengthening of the atmospheric circulation also supported by the peak in TOC signal that indicates an enhancement of trade winds also evocated in the study of Shi *et al.* (2001) and Zabel *et al.* (2001).

The warmest phases of MIS 5 (Interglacial 5e, Interstadials 5c and 5a) are characterized by development of rain forest over Central Africa and mangrove along the coast (Frédoux, 1994; Dupont *et al.*, 2000), pointing out warm and humid conditions correlated with a sea-level rise in response to the Northern Hemisphere icecap melting (Shackleton, 1987). Furthermore, multiproxy records from marine sediments indicate increases in the Zaire/Congo River input (Schneider *et al.*, 1997; Gingele *et al.*, 1998; Durham *et al.*, 2001; Holtvoeth *et al.*, 2005) coupled with reinforced monsoon intensity as proposed by several authors (Schneider *et al.*, 1997; Gingele *et al.*, 1998; Lézine *et al.*, 2005). The strong expansion of mangrove, almost exclusively indicated by *Rhizophora*, initiating MIS 5 in core KZai 02 is in agreement with other pollen records in the region. It is associated with a decrease in afro-montane forest and hygrophilous taxa while spreads are recorded in savannah followed by pioneer, warm-temperate and rain forests testifying for a temperature elevation. This succession from prevalent drier to wetter vegetation indicates an augmentation of temperatures prior to humidity with an optimum reached at the end of MIS 5e. This hypothesis of increased rainfalls is corroborated by river input enhancements as shown by the Ti/K ratio. We interpret the spread of lowland forests associated with important rainfalls, testifying to a reinforced monsoon activity (Schneider *et al.*, 1997; Gingele *et al.*, 1998; Lézine *et al.*, 2005), as resulting from the augmentation of the ITCZ width extending the precipitation domain over the Central Africa. During these episodes, spread of lowland forests in the northern pollen record from core GIK 16856 (Niger Delta; Dupont *et al.*, 2000) supports our hypothesis. However, decreases recorded in the Zaire/Congo River inputs at the end of the warm interstadials indicates that these conditions did not remain stable during the entire 5e, 5c and 5a episodes.

The cool Interstadials 5b and 5d are expressed in numerous pollen records of the region by an important expansion of *Podocarpus* forest (Bengo and Maley, 1991; Frédoux, 1994; Jahns *et al.*, 1998; Dupont *et al.*, 2000). These episodes are also characterized by wind strengthening as testified by pollen influx (Hooghiemstra and Agwu, 1988) and input of biosiliceous wind-transported particles (Flores *et al.*, 2000). The KZai 02 core displays the same pattern with a significant expansion of afromontane forests spreading from the highlands to plains where it replaced other forest assemblages in response to the global temperatures fall. Humidity remains relatively high as indicated by the dominance of forests compared with open environments and rising episodes recorded in the Ti/K ratio which attest phases of river input enhancement. The curve representative of humidity does not display significant variations while the temperature curve shows strong reduction suggesting that the thermal parameter must have played some role on vegetation dynamics. These cool episodes are coeval with peaks in TOC signal testifying for a wind strengthening that explains the maximum reached in *Podocarpus* frequency.

A progressive deterioration of climatic conditions is recorded at the onset of MIS 4 resulting in a gradual disappearance of the rain forest (Dupont *et al.*, 2000). A coeval strengthening of trades is described by Hooghiemstra and Agwu, (1988), Flores *et al.* (2000), Shi *et al.* (2001) and Zabel *et al.* (2001). A synthesis of marine and terrestrial records indicates contemporary moist climatic conditions in South Africa (Chase, 2010). In KZai 02, the onset of MIS 4 is characterized by a reduction of rain forest followed by that of warm-temperate and then of pioneer forests indicating a drop in temperature. However, humidity remained high as shown by the spread of hygrophilous vegetation and afromontane forest replacing the fading lowland forests. The synchronous increase of *Podocarpus* combined with a positive excursion in TOC values indicate a strengthening of the wind system. This is consistent with results from the southern core GeoB 1711-4 (Shi *et al.*, 2001) which displays a coeval pollen influx augmentation interpreted as a wind enhancement. As for MIS 6, the Cyperaceae and Poaceae signals present similar variations in core KZai 02 suggesting that a part of Cyperaceae must belong to sub-desertic environments. It implies a north-east trade strengthening that may result in a reduction of the ITCZ width, an hypothesis corroborated by the coeval diminution recorded in the Ti/K ratio. The development of Poaceae from the mid-MIS 4 testifies progressive installation of drier conditions (Jahns *et al.*, 1998) over the Zaire/Congo Basin which resulted in restricting the geographical extension of afromontane forests. Nevertheless it seems that reduction of precipitation did not start at the beginning of MIS 4. The curves illustrative of humidity and temperature present delayed diminutions with a possible temperature drop before that of precipitations.

MIS 3 is an unstable episode in climate history of Africa and can be divided in three sub-stages. Its beginning is characterized by a humidification of South Africa recorded in

speleothems (Holzkämper *et al.* 2009) whereas the North of the Guinea Gulf became dryer as testified by the development of savannahs (Dupont *et al.*, 1998; Jahns *et al.*, 1998). This sub-stage is followed by an enhancement of atmospheric circulation with a strengthening of northeast and southeast trades (Flores *et al.*, 2000; Shi *et al.*, 2001) contemporaneous of a development of savannah northward the Guinea Gulf (Jahns *et al.* 1998) and afro-montane forest over Central Africa (Beuning *et al.* 2010). The end of MIS 3 corresponds to dry conditions over the North of the Guinea Gulf resulting in the development of open vegetation (Dupont *et al.*, 1998; Jahns *et al.*, 1998) and reduction of the Niger River input (Lézine and Cazet, 2005) while a simultaneous humidity increase is evidenced from the centre of the basin (Schneider *et al.*, 1997) to South Africa (Chase and Thomas, 2007). The three sub-stages are represented in the KZai 02 pollen record by important fluctuations in aquatic taxa, savannah, rain, pioneer and afro-montane forests. The beginning of MIS 3 is marked by a reduction of aquatic elements associated with a spread of savannah and lowland forests (especially the pioneer forest) probably in response to increase in temperature. During this interval, TOC presents a slight augmentation testifying to wind strengthening whilst fluctuations of Ti/K indicate episodes of river discharges. With respect to previous studies indicating a northern drying up and southern humid conditions (Dupont *et al.*, 1998; Jahns *et al.*, 1998; Holzkämper *et al.* 2009), we consider these signals as evidencing ITCZ oscillations over the South of the Zaire/Congo watershed. This unsteadiness may explain the important development of pioneer forest in Central Africa. The second sub-stage is characterized by a maximum in afro-montane forest expansion correlated with a spread of aquatic taxa while the other vegetation groups decrease, attesting a temperature fall. The coeval peak of TOC recorded during this interval is consistent with the strengthening of northeast and southeast trades as suggested by Flores *et al.* (2000) and Shi *et al.* (2001). This probably affected the ITCZ width that resulted in a concentration of rainfalls over the Zaire/Congo watershed. This assumption provides explanation to the recorded development of aquatic taxa, but it is inconsistent with the decrease in Ti/K indicating a diminution of the river discharge. This corresponds to a monsoon activity decline illustrated by a reduction of the ITCZ width probably contemporaneous with a rainfall decrease. The pattern displayed by the final sub-stage of MIS 3 that is very similar to the first one with a low frequency of aquatic taxa and afro-montane forest whereas rain forest and savannah developed simultaneously with a slight increase in TOC. This may indicate a southward shift of ITCZ, consistent with the reduction in humidity recorded northward the Guinea Gulf (Dupont *et al.*, 1998; Jahns *et al.*, 1998; Lézine and Cazet, 2005) while a coeval augmentation of water availability is evidenced in South Africa (Chase and Thomas, 2007). The three sub-stages identified within MIS 3 might be the expression of climatic pulsations such as Heinrich and Dansgaard/Oeschger events (Bond *et al.*, 1997) but a finer sampling resolution is required to validate or not this hypothesis.

As MIS 3, MIS 2 is also divided into three episodes leading up to the deglaciation as represented in numerous continental and marine records. It begins with the Last Glacial Maximum (LGM) that corresponds to the colder and drier event for the studied time-interval. It consists in the development of afro-montane forests (Caratini and Giresse, 1979; Bengo and Maley, 1991; Bonnefille *et al.*, 1991; Giresse *et al.*, 1994; Marret *et al.*, 1999) and open vegetation (Maley and Brenac, 1998; Shi *et al.*, 1998; Olago, 2001; Thevenon *et al.*, 2002) whereas the rain forest reduced (Maley, 1996; Dupont *et al.*, 2000). A coeval increase in pollen influx is evidenced in several records (Lézine and Vergnaud Grazzini, 1993; Giresse and Maley, 1998; Shi *et al.*, 2001) interpreted as an intensification of the wind system. The second episode is characterized by augmentation in temperature and humidity contemporaneous with a sea-level rise and known as Bølling/Allerød event (B/A). This episode is striking because of a spread of lowland forests and mangrove (Jahns, 1996; Marret *et al.*, 1999) and an intensification of rainfall (Gasse, 2000; Lézine and Cazet, 2005; Shanahan *et al.*, 2006). MIS 2 ends with a drastic diminution of humidity, the Younger Dryas event (YD), recorded in many sites scattered over Africa (Chalié and Gasse, 2002; Lézine and Cazet, 2005; Schefuß *et al.*, 2005, Shanahan *et al.*, 2006) indicated by spread of drier vegetation (Maley, 1991; Shi *et al.*, 1998). In KZai 02 record, LGM is characterized by an important and fast development of afro-montane forest and marshes whereas the most thermophilous taxa reduced, documenting cooler conditions. It goes with a reduction of mangrove swamps, present in several marine pollen diagrams (Dupont *et al.* 2000), which points to a low stand in sea-level. This episode is also characterized by the highest values of TOC since MIS 6, indicating a strengthening of trade winds in agreement with previous studies (Lézine and Vergnaud Grazzini, 1993; Giresse and Maley, 1998; Shi *et al.*, 2001). The development of xeric vegetation in many African pollen records (Maley and Brenac, 1998; Shi *et al.*, 1998; Olago, 2001; Thevenon *et al.*, 2002) expresses the general diminution of rainfalls, in agreement with the development of Poaceae recorded in core KZai 02. A coeval development of Cyperaceae is also evidenced which possibly testifies to not only dry environments but also marshes in the centre of the Zaire/Congo Basin. The strong trade winds during the LGM and the north and south expansion of open dry vegetation while marshes spread over the Zaire/Congo watershed suggest a concentration of ITCZ, with a reduced width, over the Central Africa. This episode probably corresponds to a decline of monsoon activity resulting in a diminution of the river discharge as indicated by the coeval decrease of Ti/K. This episode is followed in the KZai 02 record by a brief rise of temperature restricting the extension of the afro-montane forest while aquatic ecosystems and lowland forest expanded (Maley, 1996) and is interpreted as the B/A. Contemporaneously, the Ti/K ratio records an augmentation, interpreted as an increase of terrigenous input caused by river discharge. Lézine *et al.* (2005), based on *Pediastrum* alga percentage and influx recorded in core KW-31, located off the Niger Delta, describe an “increased fluvial input and related monsoon influx” during this episode. This coeval enhancement of precipitations over a large area of Central Africa is interpreted as an augmentation of the ITCZ width. This

increase in water supply availability associated with temperature rises allowed the development of marshes and lowland forests. However, B/A seems too short for a complete development of lowland forest. This climatic improvement has been interrupted by the dry conditions of the YD, corresponding in the KZai 02 record to a withdrawal of every vegetation group except pioneer forest and savannah also observed by Ssemamanda and Vincens (1993). Studies from the North Guinea Gulf (Lézine and Cazet, 2005) and South Africa (Dupont *et al.*, 2004) demonstrate a coeval strengthening of the trade wind system. Such an enhancement of atmospheric circulation is not indicated by TOC from core KZai 02 where a minor increase was only observed. A simultaneous strengthening of north and south trade winds may result in a decrease of the ITCZ width and concentration of rainfalls over the basin centre. It probably goes with a diminution of monsoon activity at the beginning of YD as indicated by the Ti/K ratio. Such a reduction of precipitations may result in a restriction of forest environments in the central basin, northward and southward bordered by grasslands, an hypothesis coherent with the extension of savannah at the end of MIS 2. As indicated by the Ti/K ratio and the representative curve of humidity, this dry event is followed by a progressive humidification of the Zaire/Congo watershed and corresponds to Termination I.

A strong disparity exists between the marine and continental records (Dupont *et al.*, 2000; Olago, 2001) for MIS 1 although all of them display two distinct climatic episodes. The Early Holocene, or the African Humid Period, is characterized by important rainfalls over the North Africa whereas the South was drier than today. This time interval experienced a maximum of precipitations (Hastenrath and Kutzbach, 1983; Lézine and Casanova, 1989; Gasse *et al.*, 1990; Stager and Mayewski, 1997; Gasse, 2000; Leblanc *et al.*, 2006) resulting in the development of rain forest which replaced the previous grassy environments (Lézine and Vergnaud Grazzini, 1993; Ssemamanda and Vincens, 1993; Giresse, *et al.*, 1994; Maley and Brenac, 1998; Dupont *et al.*, 2000; Olago, 2001) and allowed spreading forests into the desert, an event known as the “green Sahara” (Jolly *et al.*, 1998; Watrin *et al.*, 2009). Gasse (2000) evokes an “ITCZ northwards movement of at least 500 km” to explain this difference in humidity availability between the North and South of Africa. According to the geographical position of every studied site, the mid-Holocene, between 7 and 4 ka, marks the onset of the present-day climatic conditions with a reduction of forest environments (Ssemamanda and Vincens, 1993; Elenga *et al.*, 1994; Giresse *et al.*, 1994; Maley and Brenac, 1998; Lézine *et al.*, 2005) in response to decrease in rainfalls (Salzmann, 2000; Lee-Thorp *et al.*, 2001; Ngos III *et al.*, 2003; Russel *et al.*, 2003). In the KZai 02 core, MIS 1 is characterized by an augmentation in temperature and rainfall indicated by the spread of lowland forest environments, the increase in the Zaire/Congo input indicated by Ti/K and coeval with a sea-level rise documented by the development of mangrove (Sowunmi, 1981; Dupont *et al.*, 1998). A short augmentation of afro-montane forest suggests a cooler episode, possibly corresponding to one of the Holocene instable climatic events described by Gasse (2000),

followed by the establishment of the present-day vegetation. Differences in regional climatic patterns evidenced between the early and late Holocene in Africa (Bonnefille *et al.*, 1991; Ssemanda and Vincens, 1993; Elenga *et al.*, 1994; Maley, 1996; Stager *et al.*, 1997; Maley and Brenac, 1998; Marret *et al.*, 1999; Salzmann, 2000; Chalié and Gasse, 2002; Lézine and Cazet, 2005) are not clearly identified in the KZai 02 record. The inversion of trend in the TOC signal during the mid-Holocene may mark the end of the African Humid Period but no clear response is recorded in the vegetation signal.

6 Conclusion

A detailed (more than 300 identified taxa) and high-chronologic resolution (1 sample/kyr) pollen study was performed on core KZai 02 (Zaire/Congo deep sea fan). The related sediments came mainly from the Zaire/Congo drainage basin completed by some aeolian inputs. Age model of the core was first established using nannofossil markers, radiocarbon data and correlations with core GeoB 1008 using Lightness and Total Organic Carbon. Age model attests a temporal extension of core KZai 02 from MIS 6.6 up to the Holocene. Pollen record from core KZai 02 displays the highest resolution to reconstruct the African vegetation dynamics for this time-interval that allows to support the age model and complete it in some details. In addition, the comparison of pollen record with TOC and the Ti/K variations, respectively used as markers of trade wind strengthening and monsoon intensity, allows us to spotlight the past climate dynamics over Central Africa during the last two glacial/interglacial cycles.

- The vegetation dynamics reconstruction indicates phases of spread of savannah and hygrophilous plants, mainly represented by Poaceae and Cyperaceae respectively, alternating with episodes of lowland forest developments. These important fluctuations correspond to variations in pollen flora in response to glacial-interglacial cycles. Cold and dry conditions of MIS 6, 4, 3 and 2 allow the extension of grassy environments while MIS 5 and 1 were dominated by forests thanks to increased temperature and water availability. Mangrove fluctuations emphasize glacial-interglacial transitions with a strong increase in *Rhizophora* during sea-level rises.

- In detail, climatic conditions of glacials and interglacials present instabilities. The two cooler events within MIS 5 are characterized by dominant afro-montane forest. Glacial phases present also secondary fluctuations pointed out by expansion of *Podocarpus*, Cyperaceae or Poaceae. They may correspond to rapid climatic events such as

Dansgaard/Oeschger and Heinrich events but a finer resolution is needed to confirm such an interpretation.

- Moisture availability is generally accepted as a more important factor than temperature for vegetation dynamics in tropical Africa. Nevertheless, curves representative of temperature developed in this paper, obtained through the ratio “Rain forest/Afromontane forest”, present large fluctuations suggesting that the thermal factor is to be also taken into consideration to fully explain variability of tropical vegetation.

- These curves illustrating climatic parameters indicate a time-lag between fluctuations of temperature and precipitation at transitions between MIS 5 and its surrounding glacials. It seems that variations in temperature occurred before those of humidity. These delayed fluctuations affected the vegetation and are indicated in the KZai 02 pollen record by the development of savannah at the beginning of Interstadial 5e and the spread of afromontane and hygrophilous elements during the early MIS 4.

- Vegetation dynamics is correlated with variations of wind stress and river input as estimated thanks to TOC and XRF (Ti/K) results. They indicate that cool episodes were characterized by strengthening of wind intensity while warm phases corresponded to enhanced monsoon activity. These integrated results are understood in terms of fluctuations of ITCZ width and spotlight an extension of the precipitation zone during warm phases whereas cool phases present a reduced rainfall zone under enhanced trade wind influence over the Central Africa.

Acknowledgements

First of all, we express our grateful thanks to L.M. Dupont for her friendly review of the manuscript that she significantly improved. This work is a part of a Ph.D. thesis (M.D.) granted by the French Ministry of Universities and Research. M.D. benefited from training at the Palynological Unit of the Institut des Sciences de l'Evolution in Montpellier, especially from the help by J. Lebamba for identifying pollen grains. M. Lopez, M. Seranne, T. Sionneau, E. Mattioli and G. Escarguel are acknowledged for fruitful discussions. This paper is a contribution to the REPRESAI Project (IFREMER/I.U.E.M.).

References

- Association des Palynologues de Langue Française (A.P.L.F.), 1974. Pollen et spores d'Afrique tropicale. Travaux et Documents de Géographie Tropicale, 16, CNRS, Talence.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M. and Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 19(4), 445-467.
- Balsam, W.L., Deaton, B.C., Damuth, J.E., 1999. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores. *Marine Geology* 161(2-4), 141-153.
- Baudin, F., Disnar, J.-R., Martinez, P., Dennielou, B., 2010. Distribution of the organic matter in the channel-levees systems of the Congo mud-rich deep-sea fan (West Africa). Implications for deep offshore petroleum source rocks and global carbon cycle. *Marine and Petroleum Geology* 27 (5), 995-1010.
- Bengo, M.D., Maley, J., 1991. Analyses des flux polliniques sur la marge sud du Golfe de Guinée depuis 135.000 ans. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 313, ser. 2, 843-849.
- Beuning, K.R.M., Zimmerman, K.A., Ivory, S.J., Cohen, A.S., 2010. Vegetation response to glacial-interglacial climate variability near Lake Malawi in the southern African tropics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* in press, doi: 10.1016/j.palaeo.2010.01.025.
- Biasutti, M., Bittisti, D.S., Sarachick, E.S., 2005. Terrestrial influence on the annual cycle of the Atlantic ITCZ in an AGCM coupled to a slab ocean mode. *Journal of Climatology* 18 (1), 211-228.
- Black, D.E., Peterson, L., Overpeck, J.T., Kaplan, A., Evans, M.N., Kashgarian, M., 1999. Eight centuries of North Atlantic ocean atmosphere variability. *Science* 286, 1709-1713.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* 278, 1257-1266.
- Bonnefille, R., Riollet, G., 1980. Pollens des savanes d'Afrique orientale. CNRS, Paris.
- Bonnefille, R., Riollet, G., Buchet, G., 1991. Nouvelle séquence pollinique d'une tourbière de la crête Zaïre-Nil (Burundi). *Review of Palaeobotany and Palynology* 67, 315-330.
- Calvert, E.S. and Pedersen, T.F., 2007. Chapter fourteen - Elemental proxies for Palaeoclimatic and Palaeoceanographic variability in marine sediments: interpretation and application. In Hillaire-Marcel, C. and De Vernal, A. (Eds), *Proxies in late Cenozoic paleoceanography, Developments in marine geology* (1), 567-644.

- Caratini, C., Giresse, P., 1979. Contribution palynologique à la connaissance des environnements continentaux et marins du Congo à la fin du Quaternaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 288, ser. D, 379-382.
- Chalié, F., Gasse, F., 2002. Late Glacial-Holocene diatom record of water chemistry and lake level change from the tropical East African Rift Lake Abiyata (Ethiopia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 187, 259-283.
- Chang, P., Ji, L., Li, H., 1997. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature*, 385, 516-518.
- Chao, W.C., 2000. Multiple Quasi Equilibria of the ITCZ and the Origin of Monsoon Onset. *Journal of the Atmospheric Sciences* 57, 641-651.
- Chao, W.C., Chen, B., 2001. The origin of monsoons. *Journal of the Atmospheric Sciences* 58, 3497-3507.
- Chase, B.M., 2010. South African palaeoenvironments during marine oxygen isotope stage 4: a context for Howiesons Poort and Still Bay industries. *Journal of Archaeological Sciences* 37, 1359-1366.
- Chase, B.M., Thomas, D.S.G., 2007. Multiphase late Quaternary Aeolian sediment accumulation in western South Africa: Timing and relationship to palaeoclimatic changes inferred from the marine record. *Quaternary International* 166, 29-41.
- Cour, P., Duzer, D., 1978. La signification climatique, édaphique et sédimentologique des rapports entre taxons en analyse pollinique. *Annales des Mines de Belgique*, 7-8, 155-164.
- Droz, L., Marsset, T., Ondréas, H., Lopez, M., Savoye, B. and Spy-Anderson, F.-L., 2003. Architecture of an active mud-rich turbidite system: The Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic): Results from ZaiAngo 1 and 2 cruises. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 87(7): 1145-1168.
- Dupont L.M., Agwu C.O., 1991. Environmental control of pollen grain distribution patterns in the Gulf of Guinea and offshore NW-Africa. *Geologische Rundschau* 80, 567-589.
- Dupont, L.M., Behling, H., Jahns, S., Marret, F., Kim, J.-H., 2007. Variability in glacial and Holocene marine pollen records offshore from west southern Africa. *Vegetation History and Archaeobotany* 16, 87-100.
- Dupont, L.M., Jahns, J., Marret, F., Ning, S., 2000. Vegetation change in equatorial West Africa: time-slices for the last 150 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 155, 95-122.
- Dupont, L.M., Kim, J.-H., Schneider, R.R., Shi, N., 2004. Southwest African climate independent of Atlantic sea surface temperatures during the Younger Dryas. *Quaternary Research* 61, 318-324.
- Dupont, L.M., Marret, F., Winn, K., 1998. Land-sea correlation by means of terrestrial and marine palynomorphs from the equatorial East Atlantic: phasing of SE trade winds and the oceanic productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 142, 51-84.

- Dupont, L.M., Wyputta, U., 2003. Reconstructing pathways of aeolian pollen transport to the marine sediments along the coastline of SW Africa. *Quaternary Science Reviews* 22, 157-174.
- Durham, E.L., Maslin, M.A., Platzman, E., Rosell-Melé, A., Marlow, J.R., Leng, M., Lowry, D., Burns, S.J. and the ODP Leg 175 Shipboard Scientific Party, 2001. Reconstructing the climatic history of the western coast of Africa over the past 1.5 My: a comparison of proxies records from Congo basin and the Walvis ridge and the search for evidence of the Mid-Pleistocene revolution. In: Wefer, G., Berger, W.H., Richter, C. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 175, 1-46.
- Elenga, H., Schwartz, D., Vincens, A., 1994. Pollen evidence of late Quaternary vegetation and inferred climate changes in Congo. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109, 345-356.
- Elenga, H., Vincens, A., Schwartz, D., 1991. Présence d'éléments forestiers montagnards sur les plateaux Bateke (Congo) au Pléistocène supérieur. Nouvelles données palynologiques. *Palaeoecology of Africa* 22, 239-252.
- Fisher, G., Wefer, G., 1996. Long-term observation of particle fluxes in the eastern Atlantic: seasonality, changes of flux with depth and comparison with the sediment record. In: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D. (Eds). *The South Atlantic Ocean, Present and Past Circulation*, Springer, Berlin, pp. 325-344.
- Flores, J.-A., Bárcena, M.A., Sierro, F.J., 2000. Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 459-478.
- Fontaine, B., Janicot, S., Roucou, P., 1999. Coupled ocean-atmosphere variability and its climate impacts in the tropical Atlantic region. *Climate Dynamics* 15, 451-473.
- Frédoux, A., 1994. Pollen analysis of a deep-sea core in the Gulf of Guinea: vegetation and climatic changes during the last 225,000 years B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109, 317-330.
- Gasse, F., 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 19, 189-211.
- Gasse, F., Téhét, R., Durand, A., Gibert, E., Fontes, J.C., 1990. The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the deglaciation. *Nature* 346, 141-156.
- Gingele, F.X., Müller, P.M., Schneider, R.R., 1998. Orbital forcing of freshwater input in the Zaire Fan area—clay mineral evidence from the last 200 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 138, 17-26.
- Giresse, P., Maley, J., 1998. The dynamic of organic carbon in South Cameroon: fluxes in a tropical river system and a lake system as a varying sink on a glacial-interglacial time scale. *Global and Planetary Change* 16-17, 53-74.
- Giresse, P., Maley, J., Brenac, P., 1994. Late Quaternary palaeoenvironments in the Lake Barombi Mbo (West Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 107, 65-78.

- Guers, J., 1970. Palynologie Africaine. X. Bulletin de l'Institut Fondamental d'Afrique Noire 32, 312-365.
- Hastenrath, S., 1984. Interannual Variability and Annual Cycle: Mechanisms of Circulation and Climate in the Tropical atlantic Sector. *Monthly Weather Review* 112, 1097-1107.
- Hastenrath, S., 1988. *Climate and Circulation of the Tropics*. Reidel, Dordrecht.
- Hastenrath, S., Kutzbach, J., 1983. Paleoclimatic estimates from water and energy budgets of East African lakes. *Quaternary Research* 19, 141-153.
- Hayward, D., Oguntoyinbo, J.S., 1987. *Climatology of West Africa*. HarperCollins Publishers Ltd, Hutchinson, London.
- Hessler, I., Dupont, L., Bonnefille, R., Behling, H., Gonzáles, C., Helmens, K.F., Hooghiemstra, H., Lebamba, J., Ledru, M.-P., Lezine, A.-M., Maley, J., Marret, F., Vincens, A., 2010. Millennial-scale changes in vegetation records from tropical Africa and South America during the last glacial. *Quaternary Science Reviews* 29, 2882-2899.
- Hirst, A.C., Hastenrath, S., 1983. Atmosphere-ocean mechanisms of climate anomalies in the Angola-tropical atlantic sector. *American Meteorology Society* 13, 1146-1157.
- Holtvoeth, J., Kolonic, S., Wagner, T., 2005. Soil organic matter as an important contributor to late Quaternary sediments of the tropical West African continental margin. *Geochimica and Cosmochimica Acta* 69 (8), 2031-2041.
- Holzkämper, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Talma, S., Mangini, A., Partridge, T., 2009. Late Pleistocene stalagmite growth in Wolkberg Cave, South Africa. *Earth Planetary and Science Letters* 282, 212-221.
- Hooghiemstra, H., Agwu, C.O., 1988. Changes in the vegetation and trade winds in equatorial northwest Africa 140,000 - 70,000 yr B.P. as deduced from two marine pollen records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 66, 173-213.
- Hooghiemstra, H., Agwu, C.O.C., Beug, H.-J., 1986. Pollen and spore distribution in recent marine sediments: a record of NW-African seasonal wind patterns and vegetation belts. *Meteor-Forschungsergebnisse* C40, 87-135.
- Jahns, S., 1996. Vegetation history and climate changes in West Equatorial Africa during the Late Pleistocene and Holocene based on a marine pollen diagram from the Congo fan. *Vegetation History and Archaeobotany* 5, 207-213.
- Jahns, S., Hüls, M., Sarnthein, M., 1998. Vegetation and climate history of west equatorial Africa based on a marine pollen record off Liberia (site GIK 16776) covering the last 400,000 years. *Review of Palaeobotany and Palynology* 102, 277-288.
- Janicot, S., Trzaska, S., Pocard, I., 2001. Summer Sahel-ENSO teleconnections and decadal time scale SST variations. *Climate Dynamics* 18, 303-320.
- Jolly, D., Prentice, I.C., Bonnefille, R., Ballouche, A., Bengo, M., Brenac, P., Buchet, G., Burney, D., Cazet, J.P., Cheddadi, R., Ector, T., Elmoutaki, S., Guiot, J., Laarif, F., Lamb, H., Lezine, A.-M., Maley, J., Mbenza, M., Peyron, O., Reille, M., Reynaud-Farrera, I., Riollet, G., Ritchie, J.C., Roche, E., Scott, L., Ssemmanda, I., Straka, H., Umer, M., Van Campo, E., Vilimumbalo, S., Vincens, A., Waller, M., 1998. Biome reconstruction from

- pollen and plant macrofossil data for Africa and the Arabian peninsula at 0 and 6000 years. *Journal of Biogeography* 25, 1007-1027.
- Kim, J.-H., Dupont, L., Behling, H., Versteegh, G.J.M., 2005. Impact of rapid sea-level rise on mangrove deposit erosion: application of taraxerol and *Rhizophora* records. *Journal of Quaternary Science* 20 (3), 221-225.
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Babonneau, N., Crassous, P., Dennielou, B. and Savoye, B., 2003. Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth. *Marine Geology*, 194(3-4): 151-158.
- Lebamba, J., Vincens, A., Jolly, D., Ngomanda, A., Schevin, P., Maley, J., Bentaleb, I., REGAB members, 2009. Modern pollen rain in savanna and forest ecosystems of Gabon and Cameroon, Central Atlantic Africa. *Review of Palaeobotany and Palynology* 153, 34-45.
- Leblanc, M., Favreau, G., Maley, J., Nazoumou, Y., Leduc, C., Stagnitti, F., van Oevelen, P.J., Delclaux, F., Lemoalle, J., 2006. Reconstruction of megalake Chad using shuttle radar topographic mission data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239, 16-27.
- Lee-Thorp, J.A., Holmgren, K., Lauritzen, S.-E., Linge, H., Moberg, A., Partridge, T.C., Stevenson, C., Tyson, P.D., 2001. Rapid climate shifts in the southern African interior throughout the Mid to Late Holocene. *Geophysical Research Letters* 28, 4507-4510.
- Leroux, M., 1983. *Le climat de l'Afrique tropicale*. Champion, H., Slatkine, M. (Eds.), Paris - Genève.
- Lézine, A.-M., Casanova, J., 1989. Pollen and hydrological evidence for interpretation of past climates in Tropical West Africa during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 8, 45-55.
- Lézine, A.-M., Cazet, J.-P., 2005. High-resolution pollen record from core KW31, Gulf of Guinea, documents the history of the lowland forests of West Equatorial Africa since 40,000 yr ago. *Quaternary Research* 64, 432-443.
- Lézine, A.-M., Duplessy, J.-C., Cazet, J.-P., 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, 225-237.
- Lézine A.-M., Vergnaud Grazzini, C., 1993. Evidence of forest extension in West Africa since 22,000 BP: a pollen record from the Eastern Tropical Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 12, 203-210.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography* 20, doi:10.1029/2004PA001071.
- Lobreau, D., Guers, J., Assemien, P., Bou, G., Guinet, P., Potier, L., 1969. Palynologie africaine. IX. *Bulletin de l'Institut Fondamental d'Afrique Noire* 31, 167-190.
- Maley, J. 1970. Contributions à l'étude du bassin tchadien. Atlas de pollens du Tchad. *Bulletin du Jardin Botanique National de Belgique* 40, 29-48.

- Maley, J., 1991. The African rain forest vegetation and palaeoenvironments during late Quaternary. *Climatic Change* 19, 79-98.
- Maley, J., 1996. The African rainforest: main characteristics of changes in vegetation and climate from the upper Cretaceous to the Quaternary. *Proceedings of Royal Society of Edinburgh, Biologie Science*, 104 (B), 31-73.
- Maley, J., Brenac, P., 1987. Analyses polliniques préliminaires du Quaternaire récent de l'Ouest Cameroun: mise en évidence de refuges forestiers et discussion des problèmes paléoclimatiques. *Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes* 17, 129-142.
- Maley, J., Brenac, P., 1998. Vegetation dynamics, palaeoenvironments and climatic changes in the forests of western Cameroon during the last 28,000 years B.P. *Review of Palaeobotany and Palynology* 99, 157-187.
- Marret, F., Scourse, J., Jansen, J.H.F., Schneider, R., 1999. Climate and palaeoceanographic changes in west Central Africa during the last deglaciation: palynological investigation. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 329, ser. 10, 721-726.
- Marsset, T., Droz, L., Dennielou, B., Pichon, E., 2009. Cycles in the architecture of the Quaternary Zaire turbidite system: a possible link with climate. In Kneller, B. (Ed.), *SEPM Special Publication* 92, 89-106.
- Martini, E., 1971. Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. In: Farinacci, A. (Ed.), *Proceedings of the 2nd International Conference on Planktonic Microfossils, Roma 1970*, 2. *Tecnoscienza, Rome* 2, 739-785.
- Médus, J., Popoff, M., Fourtanier, E., Sowunmi, M.A., 1988. Sedimentology, pollen, spores and diatoms of a 148 m deep miocene drill hole from Oku Lake, east central Nigeria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 68, 79-94.
- Mo, K.C., Bell, G.D., Thiaw, W.M., 2001. Impact of sea surface temperature anomalies on the Atlantic tropical storm activity and western African rainfall. *Journal of Atmospheric Sciences* 58, 3477-3496.
- Ngomanda, A., Neumann, K., Schweizer, A., Maley, J., 2009. Seasonality change and the third millennium BP rainforest crisis in southern Cameroon (Central Africa). *Quatern. Res.*, 71, 307-318.
- Ngos III, S., Giresse, P., Maley, J., 2003. Palaeoenvironments of Lake Assom near Tibati (south Adamawa, Cameroon). What happened in Tibati around 1700 years BP? *Journal of African Earth Sciences* 37, 35-45.
- Nicholson, S. E., Ghrist, J. P., 2001. A conceptual model for understanding rainfall variability in the west African Sahel on the inter-annual and inter-decadal timescale. *International Journal of Climatology* 21, 1733-1757.
- Olago, D.O., 2001. Vegetation changes over palaeo-time scales in Africa. *Climate Research* 17, 105-121.
- Open University Program Staff, 1989. *Ocean Circulation*. Butterworth-Heinemann, Oxford.

- Paeth, H., Friederichs P., 2004. Seasonality and time scales in the relationship between global SST and African rainfall. *Climate Dynamics* 23 (7-8), 815-837.
- Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., Hilgen, F., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews* 25, 3113-3137.
- 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. Geological Society, London, Special Publications 267, 39-50.
- Ruiz-Barradas, A., Carton J. A., Nigam, S., 2000. Structure of inter-annual - to decadal climate variability in the tropical Atlantic sector. *Journal of Climate* 13, 3285-3297.
- Russel, J.M., Johnson, T.C., Kelts, K.R., Lærdal, T., Talbot, M.R., 2003. An 11 000-year lithostratigraphic and paleohydrologic record from Equatorial Africa: Lake Edward, Uganda-Congo. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 193, 25-49.
- Salzmann, U., 2000. Are modern savannas degraded forests? A Holocene pollen record from the Sudanian vegetation zone of NE Nigeria. *Vegetation History and Archaeobotany* 9, 1-15.
- Savoye, B., Babonneau, N., Dennielou, B. and Bez, M., 2009. Geological overview of the Angola-Congo margin, the Congo deep-sea fan and its submarine valleys. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 56(23): 2169-2182.
- Shackelton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183-190.
- Schefuß, E., Schouten, S., Schneider, R.R., 2005. Climatic controls on central African hydrology during the past 20,000 years. *Nature* 437, 1003-1006.
- Schneider, R.R., Müller, P.J., Wefer, G., 1994. Late Quaternary paleoproductivity changes off the Congo deduced from stable carbon isotopes from planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 110, 255-274.
- Schneider, R.R., Müller, P.J., Ruhland, G., 1995. Late Quaternary surface circulation in the east equatorial South Atlantic: evidence from alkenone sea surface temperatures. *Paleoceanography* 10, 197-219.
- Schneider, R.R., Price, B., Müller, P.J., Kroon, D., Alexander, I., 1997. Monsoon related variations in Zaire (Congo) sediment load and influence of fluvial silicate supply on marine productivity in the east equatorial Atlantic during the last 200,000 years. *Paleoceanography* 12, 463-481.
- Schnell, R., 1976. *La flore et la végétation de l'Afrique tropicale, partie 1*. Gauthier-Villars, Paris.
- Schnell, R., 1977. *La flore et la végétation de l'Afrique tropicale, partie 2*. Gauthier-Villars, Paris.
- Scourse, J., Marret, F., Versteegh, G.J.M., Jansen, J.H.F., Schefuss, E. and van der Plicht, J., 2005. High-resolution last deglaciation record from the Congo fan reveals

- significance of mangrove pollen and biomarkers as indicators of shelf transgression. *Quaternary Research*, 64(1): 57-69.
- Shanahan, T.M., Overpeck, J.T., Wheeler, W.C., Beck, J., Pigati, J.S., Talbot, M.R., Scholz, C.A., Peck, J., King, J.W., 2006. Paleoclimatic variations in West Africa from a record of late Pleistocene and Holocene lake level stands of Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 242, 287-302.
- Shi, N., Dupont, L.M., Beug, H.-J., Schneider, R., 1998. Vegetation and climate changes during the last 21 000 years in S.W. Africa based on a marine pollen record. *Vegetation History and Archaeobotany* 7, 127-140.
- Shi, N., Schneider, R.R., Beug, H.-J., Dupont L.M., 2001. Southeast trade wind variations during the last 135 kyr: evidence from pollen spectra in eastern South Atlantic sediments. *Earth Planetary and Science Letters* 187, 311-321.
- Sowunmi, M.A., 1981. Aspects of late Quaternary vegetational changes in West Africa. *Journal of Biogeography* 8, 457-474.
- Ssemanda, I., Vincens, A., 1993. Végétation et climat dans le bassin du lac Albert (Ouganda, Zaïre) depuis 13000 ans B.P.: Apport de la palynologie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 316, 561-567.
- Stager, J.C., Cumming, B., Meeker, L., 1997. A High-Resolution 11,400-Yr Diatom Record from Lake Victoria, East Africa. *Quaternary Research* 47, 81-89.
- Stager, J.C., Mayewski, P.A., 1997. Abrupt mid-Holocene climatic transitions registered at the equator and the poles, *Science* 276, 1834-1836.
- Sutton, R. T., Jewson S. P., Rowell, D.P., 2000. The elements of climate variability in the tropical Atlantic region. *Journal of Climate*, 13, 795-798.
- Thanikaimoni, G., 1987. *Mangrove Palynology*. Institut Français, Pondicherry.
- Thevenon, F., Williamson, D., Taieb, M., 2002. A 22 kyr BP sedimentological record of Lake Rukwa (8°S, SW Tanzania): environmental, chronostratigraphic and climatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 187, 285-294.
- Van Weering, T.C.E. and Van Iperen, J., 1984. Fine-grained sediments of the Zaire deep-sea fan, southern Atlantic Ocean. In: D.A.V. Stow and D.J. Piper (Editors), *Fine-grained sediments: deep-water processes and facies*. Blackwell Scientific Publications, London, pp. 95-113.
- Vincens, A., Bonnefille, R., Buchet, G., 1991. Etude palynologique du sondage Magadi NF1 (Kenya) implications paléoclimatiques. *Geobios*, 24 (5), 549-558.
- Vincens, A., Bremond, L., Brewer, S., Buchet, G., Dussouillez, P., 2006. Modern pollen-based biome reconstructions in East Africa expanded to southern Tanzania. *Review of Palaeobotany and Palynology* 140, 187-212.
- Watrin, J., Lézine, A.-M., Hély, C., and contributors. 2009. Plant migration and plant communities at the time of the "green Sahara". *Comptes Rendus Geoscience* 341, 656-670.
- White, F., 1983. *The Vegetation of Africa*. UNESCO, Paris.

- Ybert, J.-P., 1979. Atlas des pollens de Côte d'Ivoire. Initiations Documentations Techniques ORSTOM 40, 1-40.
- Zabel, M., Schneider, R.R., Wagner, T., Adegbe, A.T., de Vries, U., Kolonic, S., 2001. Late Quaternary climate changes in Central Africa as inferred from terrigenous input to the Niger Fan. *Quaternary Research* 56, 207-217.

4.1. L'apport de la très haute résolution

Les résultats de l'analyse palynologique sont montrés dans la figure 5.1. sous la forme d'un diagramme détaillé du contenu pollinique de la carotte KZai 02. Lors de la préparation du manuscrit soumis, tous les échantillons n'étaient pas encore analysés. Pour mon mémoire de soutenance, la totalité des échantillons analysés a été prise en compte y compris les quelques échantillons insuffisamment riches pour atteindre la somme minimale des 150 grains requis. Ces échantillons avaient été écartés dans la présentation des résultats du manuscrit soumis pour publication à *Quaternary Science Reviews* présenté ci-avant, car considérés comme non-statistiquement représentatifs. La représentation des pourcentages des 326 taxons en un seul graphique aurait été difficile et peu adaptée. Etant donné qu'un nombre conséquent de taxons n'ont qu'une ou deux occurrences au maximum, il a été choisi de ne représenter que les plus fréquents et de réunir les taxons rares dans les groupes écologiques (Fig. 4.1.). Ces groupes ont été décrits précédemment : la mangrove, la forêt tropicale humide, la forêt semi-décidue, la forêt pionnière, la savane, la forêt afromontagnarde et les écosystèmes aquatiques. Les taxons ubiquistes ont été rassemblés sous le vocable « sans signification écologique ». Comme leur signal correspond très certainement à un mélange d'informations disparates, l'interprétation de leurs fluctuations aurait été délicate et par conséquent la représentation de ce groupe composite a été exclue du diagramme pollinique détaillé.

L'analyse de la totalité des résultats polliniques de la carotte KZai 02 permet en effet des interprétations plus détaillées que dans le manuscrit. Une plus haute résolution de l'enregistrement ne remet pas en question les grands traits des changements de végétation décrits dans l'article soumis : (1) expansion des savanes ainsi que de la végétation hydrophile lors des glaciaires, expansion des environnements forestiers lors des interglaciaires, (2) transitions glaciaire- interglaciaire indiquées par des épisodes d'augmentation relative des pollens des marais de mangrove et une évolution progressive vers des environnements plus fermés et plus humides, (3) importants développement des forêts afro-montagnardes durant les sous-stades froids du stade isotopique 5, (4) brefs épisodes d'expansion des forêts d'altitudes et(ou) des zones herbeuses durant les glaciaires et les interglaciaires témoignant de la grande réactivité des écosystèmes. L'adjonction de nouveaux échantillons à l'analyse permet de préciser les changements de végétation dans la zone intertropicale africaine ainsi que leurs implications climatiques notamment pour les pulsations climatiques de type événements de Heinrich et Dansgaard-Oeschger.

Comme présenté par Hessler *et al.* (2010), les événements de Heinrich correspondent, pour la plupart, à des phases d'extension des environnements forestiers à l'exception des forêts d'altitudes qui semblent se restreindre durant ces épisodes (Fig. 4.1.). Ce scénario est cohérent avec l'augmentation d'humidité décrite par Hessler *et al.* (2010) liée à la dynamique de l'ITCZ qui se déplace vers le Sud de l'ITCZ durant ces épisodes. Un déplacement vers le Sud d'une structure telle que l'ITCZ nécessiterait un renforcement de la circulation atmosphérique. Les diminutions de la représentation de *Podocarpus*, dont le pollen est dispersé par le vent, enregistrées durant les événements de Heinrich n'appuient pas cette hypothèse. Comme précédemment évoqué par Hessler *et al.* (2010), les changements climatiques associés à ces événements semblent complexes dans la zone intertropicale africaine. L'intensification des précipitations sur l'Afrique Centrale lié au déplacement vers le Sud de l'ITCZ semble néanmoins cohérente avec l'extension des forêts tropicales humides enregistrées durant ces épisodes dans le signal pollinique de KZai 02. Les brèves augmentations contemporaines de *Rhizophora* témoignent de phases d'activité du fleuve permettant la remobilisation de boues riches en pollen de mangrove, en accord avec l'intensification de l'activité de mousson au dessus du bassin.

Les changements enregistrés dans la végétation témoignent de l'impact des événements de Heinrich sur le climat de la région intertropicale, L'attribution d'un motif climatique aux fluctuations plus courtes de type Dansgaard-Oeschger en Afrique tropicale est plus difficile (Hessler *et al.*, 2010). L'enregistrement de la carotte KZai 02 permet difficilement de répondre à cette question, la résolution de notre analyse n'étant peut-être pas suffisante. On remarque néanmoins que plusieurs pics de *Podocarpus* se produisent presque immédiatement avant et(ou) après les événements de Heinrich (Fig. 4.1.). On peut alors supposer que les Dansgaard-Oeschger correspondent, en Afrique tropicale, à des phases d'intensification des alizés. La résolution de notre enregistrement ne permet

cependant pas d'affirmer si ces phases d'augmentation de la force des vents intervenaient durant les étapes de réchauffement ou de refroidissement de ces événements de Dansgaard-Oeschger.

L'augmentation de la résolution de notre enregistrement par rapport à celle proposée pour le manuscrit soumis permet de lever le voile sur l'hypothèse des fluctuations environnementales qui caractérisent le stade isotopique 3. Si les pulsations correspondant aux événements de Heinrich et de Dansgaard-Oeschger semblent être enregistrés dans la carotte KZai 02, ils s'inscrivent sur une tendance de plus long terme (Fig. 4.1.). Ainsi, les trois étapes de variations de l'ITCZ décrites dans le manuscrit soumis doivent-elles correspondre à des variations climatiques indépendantes des cycles courts, l'impact des événements de Heinrich sur la végétation s'inscrivant de manière ponctuelle par rapport à la tendance générale du stade isotopique.

4.2. Erreurs sur les proportions polliniques

Le nombre minimal de grains de pollen comptés par échantillon a été fixé à 150 et augmenté pour certains échantillons dans le cas d'une grande diversité taxonomique. Ce nombre correspond à un effort d'analyse que je qualifierai de rentable eu égard au temps passé pour l'analyse de chaque échantillon dans le but de tendre vers une bonne stabilité du signal pollinique. L'interprétation des données polliniques reste toutefois critiquable tant qu'on ne connaît pas l'erreur statistique liée aux pourcentages des taxons ou due au hasard. Cette incertitude est directement fonction du nombre de grains de pollen comptés : le signal obtenu est d'autant moins fiable que le nombre de grains de pollen comptés est faible. L'erreur sur les pourcentages des groupes écologiques a été évaluée par G. Escarguel en utilisant la méthode dite des « intervalles de confiance les plus courts non biaisés pour les proportions » (*the shortest unbiased confidence limits for proportions*) (Rohlf et Sokal, 1995 ; Sokal et Rohlf, 1995). L'automatisation de ce calcul pour chacun des spectres polliniques a été réalisée via un programme (proporCI) développé par G. Escarguel sous IDL, l'intervalle de confiance ayant été fixé à 95%.

Il résulte de ce traitement statistique que les grands changements de végétation, attribués aux cycles glaciaire-interglaciaire, sont statistiquement significatifs. Les plus petites fluctuations enregistrées par les groupes écologiques ne sont par contre pas soutenues par ce test statistique. Néanmoins, l'enregistrement de fluctuations contemporaines dans plusieurs signaux ne peut être considéré comme du bruit et supposent l'implication d'un facteur climatique commun et sont donc également considérées comme significatives. Ont donc été interprétées pour l'étude de la flore pollinique de la carotte KZai 02 (1) les tendances partagées par plusieurs groupes écologiques et (2) les pics enregistrés de manière contemporaine par différents groupes de végétation.

4.3. Indices de diversité

Afin d'extraire un maximum d'informations des données polliniques, les variations de la diversité floristique de l'enregistrement sur la carotte KZai 02 ont été étudiées. La première de ces analyses est basée sur le nombre de familles et le rang taxonomique le plus bas identifié. Les données polliniques de la carotte ont été transformées en une matrice de présence/absence des familles par échantillon. Les variations du nombre de familles en fonction du temps sont représentées dans la Figure 4.2. et comparées à deux indices de diversité : celui de Shannon et celui de Simpson. L'indice de Shannon est un indice permettant de mesurer la biodiversité en prenant en compte, dans notre cas, du nombre de familles ainsi que du nombre de taxons leur correspondant (Shannon, C.E., 1948). Cet indice varie de 0 pour des spectres polliniques caractérisés par une seule famille, jusqu'à des valeurs importantes pour les spectres polliniques caractérisés par beaucoup de familles représentés mais par peu de taxons. Quant à l'indice de Simpson, il mesure l'uniformité de la communauté avec des valeurs entre 0, lorsqu'une famille domine la communauté complètement, à 1, quand toutes les familles sont également représentées (Simpson, 1949).

Les trois courbes sont très similaires, présentant des augmentations de la diversité dans les interglaciaires et chutant pendant les glaciaires. Ces fluctuations sont probablement liées au développement et au retrait de la forêt tropicale humide dont l'importante diversité influe sur les différents indices. Les phases plus sèches (glaciaires) correspondent à des épisodes de développement des savanes dominées par les Poaceae où la diversité est moindre par comparaison avec les environnements forestiers. Les interstades des MIS 6 et 5 présentent également d'importantes variations. Les interstades 5b et 5d sont caractérisés par d'importantes chutes de la diversité correspondant (1) au développement de la forêt afro-montagnarde sur une grande partie de l'Afrique Centrale et (2) à la forte représentation de son élément dominant, *Podocarpus*, en raison de l'importante dispersion de son pollen par le vent. Le Dernier Maximum Glaciaire n'enregistre pas de chute aussi importante suggérant que cet épisode n'est pas le plus crucial en termes d'impact sur la végétation. La distinction au sein de l'Holocène est délicate à établir sur la base des données pollinique alors que, les indices de diversité la révèlent sans ambiguïté en présentant une diminution marquée à la fin de l'épisode.

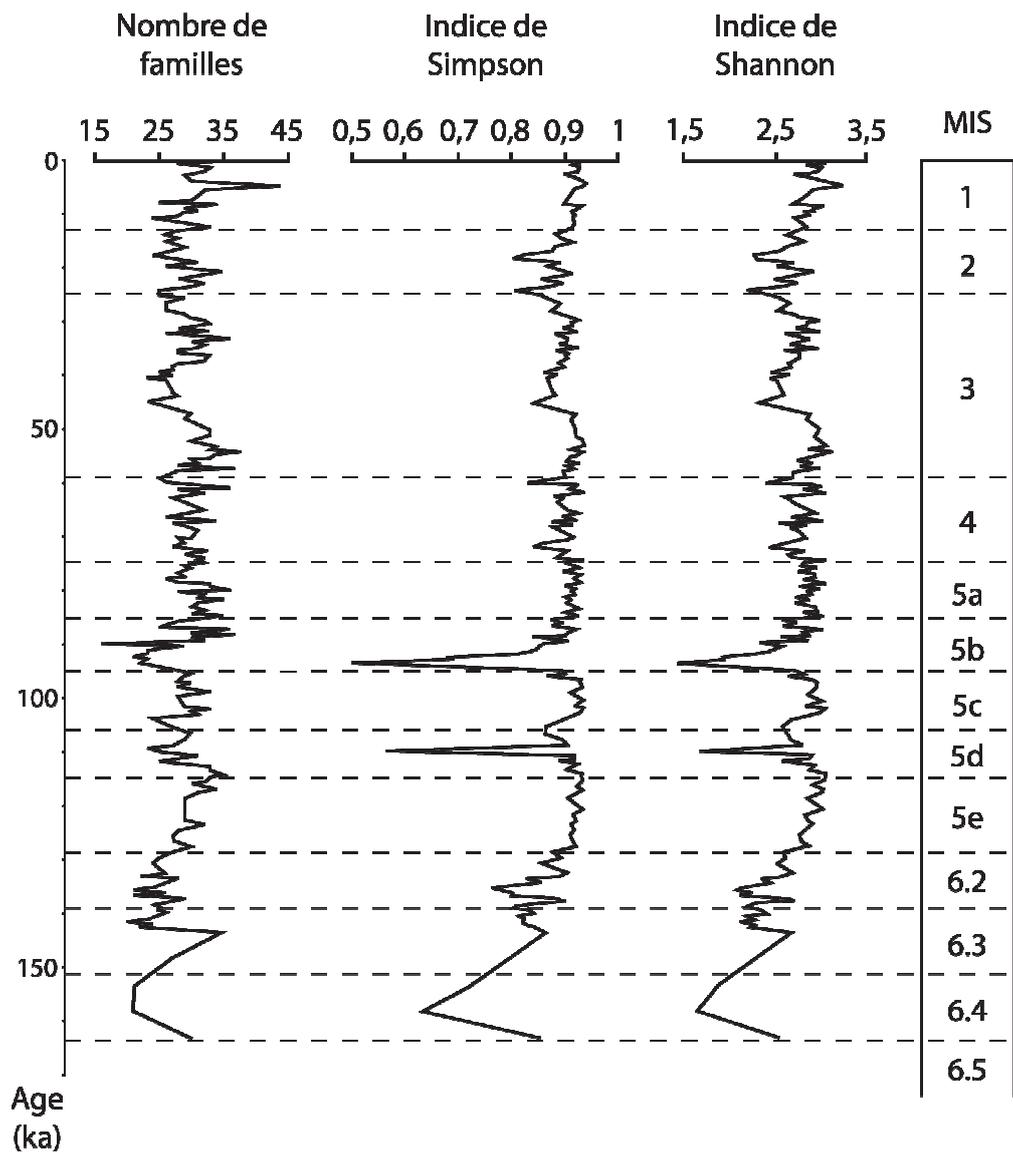


Fig. 4.2. Nombre de familles et indices de diversité des taxons appartenant à la flore pollinique de la carotte KZai 02.

« Vieille terre, rongée par les âges, rabotée de pluies et de tempêtes, épuisée de végétation, mais prête, indéfiniment, à produire ce qu'il faut pour que se succèdent les vivants. »

Charles de Gaulle, *Mémoires de guerre*

Chapitre 5. Paces of African vegetation over the last 160 kyr

La dynamique actuelle du climat en zone intertropicale africaine est gouvernée par des changements annuels de l'insolation. La quantité d'énergie solaire de part et d'autre de l'Equateur influe sur la dynamique du couple océan/atmosphère par le biais de cellules de pressions (Leroux, 1983 ; Hayward et Oguntinyinbo, 1987 ; Hirst et Hastenrath, 1983 ; Hastenrath, 1988 ; Fontaine *et al.*, 1999). Celles-ci réorganisent le système des vents de surface, influençant la position de l'ITCZ qui oscille latitudinalement au cours de l'année (Hastenrath, 1984, 1988; Chao and Chen, 2001 ; Biasutti *et al.*, 2005) entraînant avec elle des modifications dans le régime des précipitations. Durant les derniers 165.000 ans que couvrent cette étude, les paramètres orbitaux ont changé et affecté la quantité d'énergie solaire reçue par la Terre selon trois paramètres principaux : l'excentricité, l'obliquité et la précession. Il en résulte des changements climatiques selon des périodicités de 100.000, 40.000 et 20.000 ans respectivement. Du fait de sa position géographique, la zone équatoriale est soumise à un double maximum d'insolation lors du cycle de précession induisant l'apparition d'une périodicité de 10.000 ans (Berger *et al.*, 2006).

Si les grands changements climatiques de la zone intertropicale sont effectivement contrôlés par les variations d'insolation liées aux paramètres orbitaux (deMenocal, 1995 ; Olago *et al.*, 2000 ; Maslin and Christensen, 2007) la grande sensibilité de cette région lui permet de subir l'influence de pulsations climatiques plus courtes. Ainsi, les événements de Heinrich identifiés dans l'hémisphère Nord ont-ils aussi affecté le climat en zone intertropicale (Jullien *et al.*, 2007 ; Carto *et al.*, 2009 ; Hessler *et al.*, 2010 ; Zariess et Mackensen, 2010). Cependant, l'influence de leurs analogues chauds, les événements de Dansgaard/Oeschger, y est encore mal comprise (Stager *et al.*, 2002 ; Brooks *et al.*, 2005 ; Garcin *et al.*, 2006 ; Hessler *et al.*, 2010). Certaines cyclicités plus courtes sont également décelées dans les enregistrements de mousson (Pestiaux *et al.*, 1988; de Garidel-Thoron, 2001; Holgrem *et al.*, 2003), et se retrouvent dans les signaux polaires (Wang *et al.*, 2008) témoignant des interactions existant entre les hautes et basses latitudes.

Afin d'étudier les mécanismes en jeu au cours de ces différents cycles climatiques, les signaux polliniques obtenus à partir de la carotte KZai 02 ont été traités afin d'identifier d'éventuelles périodicités dans la dynamique de la végétation. Une analyse spectrale a donc été réalisée pour la recherche de cyclicités en utilisant le logiciel Strati-Signal (Ndiaye, 2007). Ces analyses permettent de transposer une série d'observations ordonnées en fonction d'une longueur d'onde dans le domaine fréquentiel en un spectre de puissances (Ten Kate et Spenger, 1992). Ces analyses ont été effectuées sur les fluctuations des différents groupes écologiques en fonction du temps via l'utilisation du modèle d'âge. Afin de procéder à l'analyse, deux précautions ont été prises :

- les échantillons de la base de la carotte n'ont pas été pris en compte compte-tenu de leur faible résolution chronologique.

-un ré-échantillonnage des données par interpolation simple a été effectué pour obtenir un pas d'échantillonnage constant.

Afin d'éviter les biais liés à l'utilisation d'une méthode et de tester la fiabilité des résultats, une combinaison d'analyses spectrales à été appliquée :

- La transformée de Fourier rapide (ou FFT pour Fast Fourier Transformation) décompose un signal donné en la somme des sinusoides qui composent son spectre fréquentiel. Pour ce faire, la série temporelle est comparée par covariance à une série oscillatoire connue composée de sinus et de cosinus. Cette méthode est communément utilisée sur les enregistrements paléoenvironnementaux (Olago *et al.*, 2000 ; Yang *et al.*, 2009) mais suppose par définition des cycles symétriques et donc inadaptés pour des cycles tels que les glaciaires-interglaciaires.
- La méthode du maximum d'entropie (ou MEM pour Maximum Entropy Method) est basée sur la comparaison entre la densité spectrale d'une série générée aléatoirement et celle calculée à partir du jeu de données échantillonnées. Cette méthode est particulièrement adaptée à l'analyse de séries temporelles courtes ne disposant que de peu de points par cycles (Ulrych et Bishop, 1975) et a été utilisés dans diverses études paléoclimatologiques (Hooghiemstra *et al.*, 1993 ; Maravilla *et al.*, 2008).

Ces méthodes ont été appliquées au jeu de données polliniques provenant de la carotte KZai 02, leur combinaison permettant d'extraire d'éventuelles cyclicités de la dynamique des groupes écologiques.

**Paces of African vegetation over the last 160 kyr
documented by pollen analysis of core KZai 02 (Guinean Gulf)**

Dalibard Mathieu^{a*}, Speranta-Maria Popescu^b, Bernard Pittet^a, Vincent Fernandez^c

(a) Laboratoire PaléoEnvironnements et PaléobioSphère (UMR 5125 CNRS), Université Lyon 1, Campus de La Doua, bâtiment Géode, 69622 Villeurbanne Cedex, France (mathieu.dalibard@pepsmail.univ-lyon1.fr; bernard.pittet@univ-lyon1.fr),

(b) Institut de Physique du Globe de Paris et Université Paris Diderot (Sorbonne Paris-Cité), UMR 7154 CNRS, Paris, France (speranta.popescu@gmail.com)

(c) Bernard Price Institute for Palaeontological Research, School of Geosciences, University of the Witwatersrand, Private Bag 3, WITS, Johannesburg 2050, South Africa (vinfernand@gmail.com)

Abstract

Spectral analysis has been performed on the high-resolution pollen record of KZai 02 covering the last 160 kyr. Two analysis methods, Fast Fourier Transformation and Maximum Entropy Method, were used to identify periodicity in vegetation dynamics. The large range of frequencies detected testifies for the sensibility of African environments to past climate fluctuations. Eccentricity, obliquity and particularly precession are identified in variations of the ecological groups of KZai 02 pollen record and interpreted in terms of precipitation variations linked to fluctuations of the ITCZ. Sub-Milankovitch periods are also revealed by spectral analysis and related to the Heinrich and Dansgaard/Oeschger glacial pulsation events. Spectral analysis suggests high frequencies variations similar to ice sheet controlled East Asian monsoon oscillations. The identification of such cyclicity in the vegetation record of KZai 02 testifies for the strong relationship between low- and high-latitudes climate changes.

Key-words

Pollen – African climate – Spectral analysis – Cyclicity

1. Introduction

Yearly insolation fluctuations govern the present-day intertropical climate through ocean/atmosphere dynamics (Leroux, 1983; Hayward and Oguntinyinbo, 1987; Hirst and Hastenrath, 1983; Hastenrath, 1988; Fontaine *et al.*, 1999). The amount of solar energy dispatched between both hemispheres organizes pressure cells, which then controls via the wind system the fluctuations over the year of the precipitation front known as the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) (Hastenrath, 1984, 1988; Biasutti *et al.*, 2005). During boreal winters (January to April) surface pressures reorganize in response to a temperature decrease generating a strengthening of the southward trade winds and inducing a southward shift of ITCZ. During austral winter (July to October) the opposite phenomenon displaces the ITCZ to a septentrional position forced by northward trade winds intensification (Fig. 1). Distribution of precipitations over Africa is controlled by these latitudinal movements of ITCZ (Chao and Chen, 2001), which are also affected by climatic regional characteristics causing the sigmoid course of the ITCZ (Hastenrath, 1984). Rainfall area move from north to south during the year resulting in a strong seasonality that is driven by the disparity of precipitations over the African continent (Leroux, 1983).

Pleistocene climatic fluctuations are related to changes in solar insolation driven by variations of the orbital parameters of the earth (Milankovitch, 1930; Berger, 1988). However, the connection between orbital forcing and African climate needs further investigation because of the complexity of high-latitude and local direct influence of insolation (Maslin and Christensen, 2007). Continental datasets at a millennial-scale resolution are needed in order to explore changes of past African environments according to orbital pace. The high reactivity of vegetation to environmental changes makes the pollen records the most reliable proxy to use allowing the study of past climatic variations to Milankovitch cycles and sub-Milankovich pulsations such as the Heinrich events (Hessler *et al.*, 2010). Benefiting of a high-resolution over a time period covering two glacial/interglacial fluctuations, the KZai 02 core pollen content is perfectly appropriate to investigate climatic cyclicities and their impact on past tropical Africa environments. Its spectral analysis reveals numerous periodicities revealing the influence of Milankovitch and sub-Milankovitch paces on past vegetation dynamics. These rhythms, interpreted with respect to changes in ITCZ activity, testify to the impact of several external forcing (orbital parameters, climatic pulsations and ice-sheet fluctuations) on the environments of the African intertropical zones over the past 165.000 years.

2. Material and Methods

2.1. KZai 02 core: age model and pollen analysis

The 18.20 m long core of KZai 02 was drilled in the Zaire/Congo deep sea fan area ($6^{\circ}24.20'S/9^{\circ}54.10'E$, Fig. 1) within hemipelagic sediments draping the abandoned turbiditic structures of channels-levees since 210 ka (Droz *et al.*, 2003; Marsset *et al.*, 2009). A multi-proxy analysis was performed on the core that comprises pollen analysis, total organic carbon content, brightness, X-Ray fluorescence, oxygen isotopes and calcareous nannoplankton markers. Their combination allows the establishment of an accurate age model for the core that is described in details in Dalibard *et al.* (*submitted*). It appears that core KZai 02 presents at its base the evidence of the MIS 6 and MIS 5 substages and covers a time-interval running from MIS 6.6 to MIS 1.

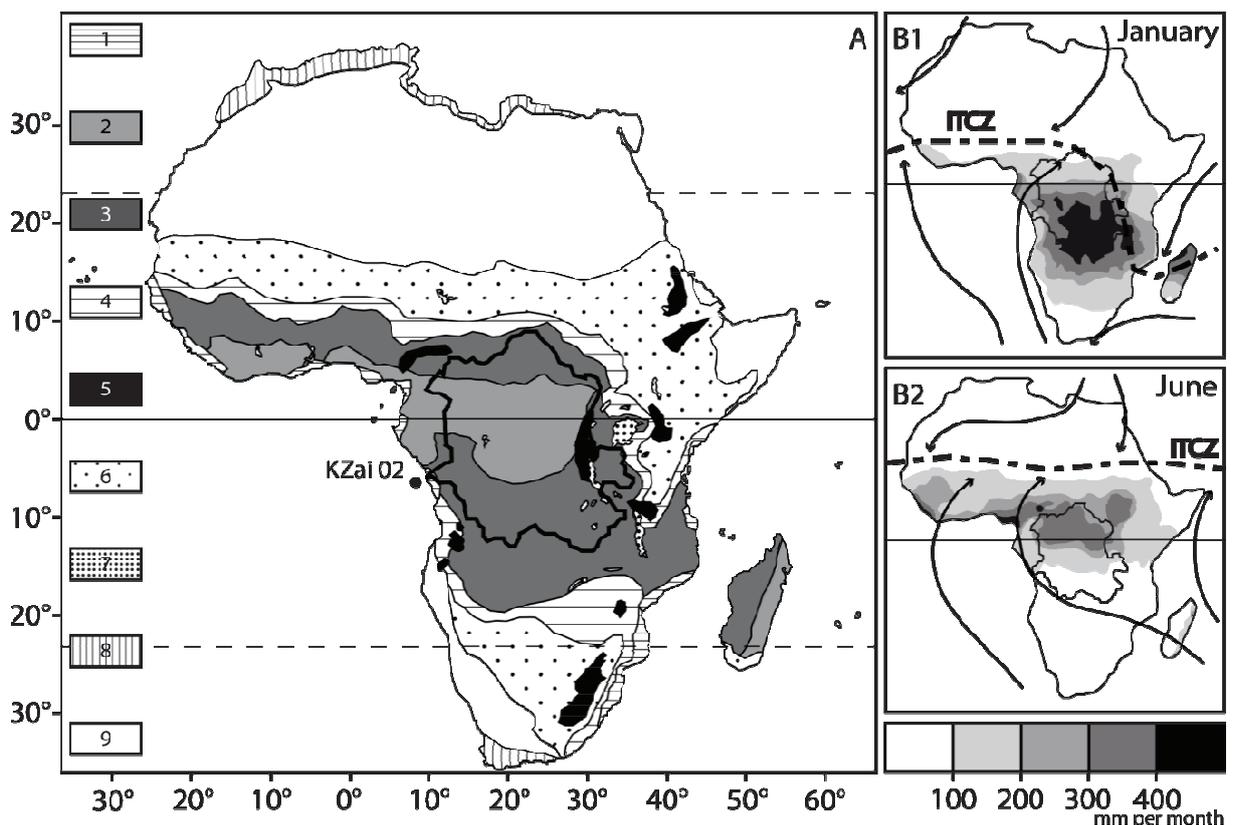


Fig. 1. A. Location of KZai 02 core, Zaire/Congo watershed (indicated by the black line) and main vegetation zones (modified after White, 1983): 1, Mangrove; 2, Rain forest; 3, Warm-temperate forest; 4, Pioneer forest; 5, Afromontane forest; 6, Savannah; 7, Aquatic ecosystems; 8, Mediterranean scrub; 9, Desert. B, Mean rainfall and InterTropical Convergence Zone (ITCZ) position in (1) January and (2) June and associated wind circulation represented by arrows (modified from: Leroux, 1983; Ngomanda *et al.*, 2009).

A classical physico-chemical processing for increasing pollen concentration was performed on the upper 16.55 m of KZai 02 sediments with a sampling step of 5 cm (Dalibard *et al.*, submitted). According to the age model, the sampling step corresponds to a resolution of 100 years of record every 500 years. Counting of pollen grains was carried out until a minimum pollen sum of 150 to 200 pollen grains (spores, reworked pollen grains and unidentified pollen grains being excluded) for samples with high floral diversity. Taxa were then grouped according to their present-day ecological requirements (Schnell, 1976, 1977; White, 1983; Thanikaimoni, 1987; Jolly *et al.*, 1998; Vincens *et al.*, 2006; Lebamba *et al.*, 2009).

The symmetrical pattern in African phytogeography on both sides of the Equator is narrowly correlated with the rainfall repartition (White, 1983). The rain forest covering the Guineo-Congolian area is Northward and Southward successively surrounded by the warm-temperate forest, pioneer forest and savannah that well follows rainfall repartition. Three other plant ecosystems must be considered in addition to the above-cited strictly latitudinal groups. They are the altitudinal afro-montane vegetation, mangrove inhabiting coastal swamps and the hygrophilous assemblages developing along rivers and lakes (Fig. 1). Representation of these groups in marine pollen records has been discussed by several authors (Lézine and Vergnaud Grazzini, 1993; Frédoux, 1994; Jahns *et al.*, 1998; Dupont *et al.*, 1998, 2000; Marret *et al.*, 1999; Lézine *et al.*, 2005) as it depends on transport mechanisms of pollen grains, i.e. rivers and/or winds. Oceanic circulation is considered as having a minor influence on this record, particularly in this study area off the Zaire/Congo River mouth (Dupont and Wyputta, 2003; Dupont *et al.* 2007). Considering their dispersal mode, the study of pollen content from marine cores can be reliably used to reconstruct past vegetation dynamic in response to climate fluctuations.

2.2. Spectral analysis

The free software Strati-Signal (Ndiave, 2007) was used to perform spectral analyses on the time series obtained on the pollen dataset applying two different methods: the Fast Fourier Transformation (FFT) and the Maximum Entropy Method (MEM). Berger *et al.* (1991) suggest using a combination of spectral techniques to avoid biases linked to one method characteristics and accordingly to evaluate the stability of results. FFT, corresponding to the identification of the sinusoids composing a signal is a mathematic linear transformation allowing passing from time to frequency domains. Confidence levels were determined for resulting frequency spectra using the method described by Mann and Lees (1996). The FFT is

a dependable method to test periodicity in paleorecords but it presents some drawbacks: (1) it supposes symmetrical cyclicities, which is inappropriate to glacial/interglacial cycles, and (2) can generate power values at only certain fixed frequencies. To compensate this problems MEM were used on our dataset (Weedon, 2005). This method attempts to improve the power spectra accuracy based on an autocorrelation function following the maximum entropy principle (Burg, 1972). Confidence levels were estimated using this method following Pardo-Igúzquiza and Rodríguez-Tovar (2005). The MEM presents an excellent frequency resolution which perfectly fits for short cycle detection but is offset by the appearance of spurious peaks. Moreover the estimation of the power of the peaks detected is irregular. The combination of these two methods allows the identification of solid cyclicities within our record, the significance of which is discussed below.

3. Results and discussion

3.1. Cyclic forcing on vegetation

Cyclicities in vegetation dynamics have been investigated using these coupled methods of spectral analysis on the pollen record of KZai 02 core (Fig. 2).

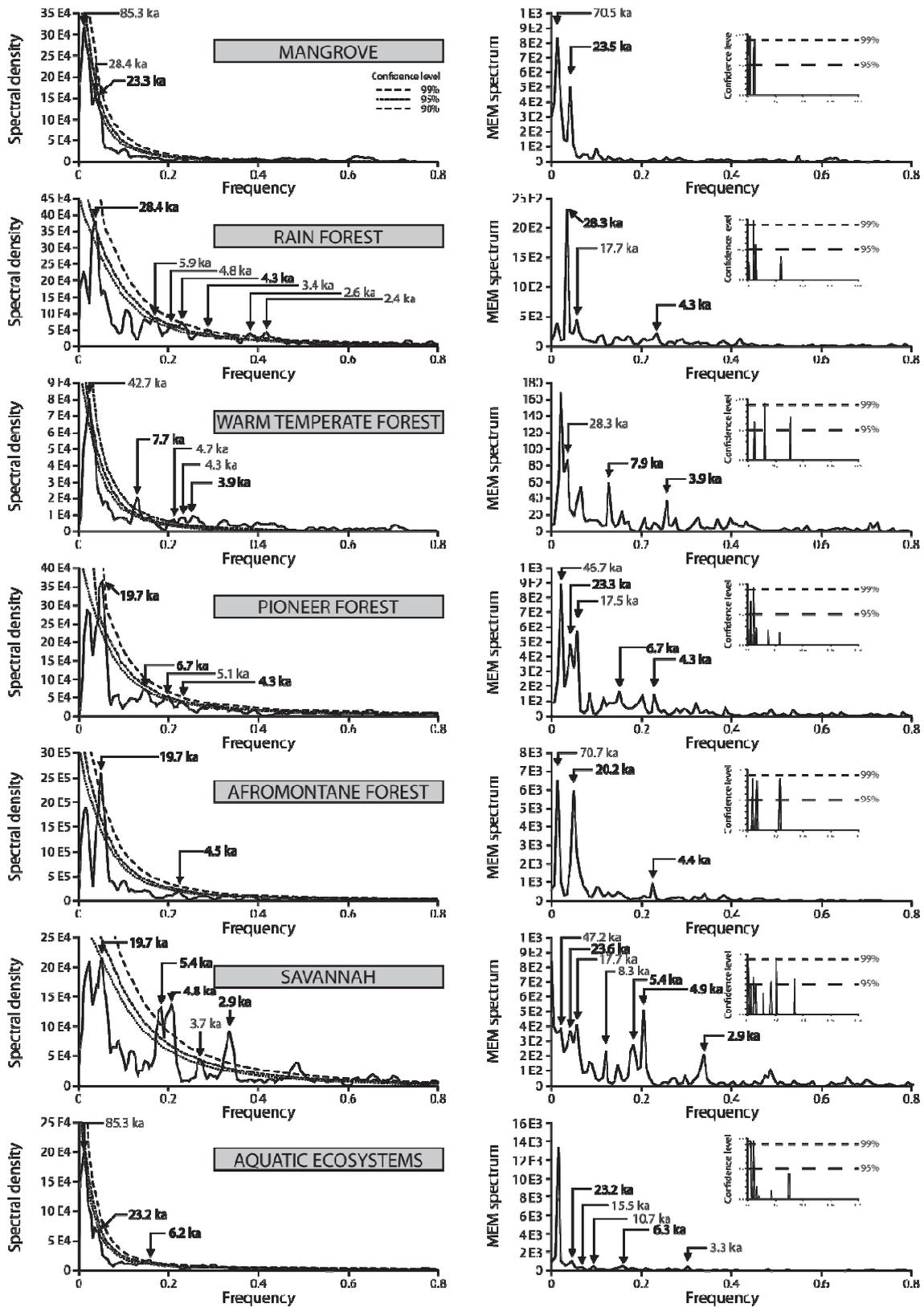


Fig. 2. Fourier (left column) and Maximum entropy (right column) of KZai 02 pollen results classified according to ecological groups. Confidence levels for Fourier analyses and Maximum entropy were calculated with test described by Mann and Lees (1996) and Pardo-Igúzquiza and Rodríguez-Tovar (2005), respectively.

Only frequencies above the 90 % of confidence level in the two methods were considered as significant. This way, a ~23 kyr cyclicity is evidenced in the mangrove signal and corresponds to the expression of the precession influence (Berger and Loutre, 1991). Spectral analysis the rain forest signal indicates two significant periods. The first at ~28 kyrs is considered as a combination tone of cyclicities (Beaufort *et al.*, 2003; Kravinsky *et al.*, 2007). The second at 4.3 kyrs is also recorded in the East Asian monsoon studies presented by de Garidel-Thoron *et al.* (2001) and Wang *et al.* (2008). These authors involve a global ice-volume pace for these fluctuations based on a more distinct representation of these periods during glacial periods. The record of these cyclicities on African data suggests that, regardless of the forcing parameter, these fluctuations correspond to large scale monsoon fluctuations. It may correspond to westerlies variations affected by Antarctic circumpolar current as suggested by Holgrem *et al.* (2003), which recorded some similar cyclicities in South Africa. The results of spectral analysis performed on the warm-temperate signal display significant cyclicities at ~7.8 kyrs, associated to an Heinrich event cyclicity (Heinrich, 1988; Siegert, 2001), and at 3.9 kyr period. This last cyclicity corresponds to combination tones on monsoon dynamics according to Pestiaux *et al.* (1988) who recorded a similar period in deep sea cores from the Indian Ocean. The Pioneer forest signal presents several significant cyclicities at 23.3, 19.7, 6.7 and 4.3 kyrs. The two first values indicate the influence of precession parameter (Berger and Loutre, 1991). As suggested by de Garidel-Thoron *et al.* (2001), the 6.7 kyr period corresponds to the Heinrich Events frequency band and is probably related to these Northern Hemisphere ice-rafted events. As previously discussed, the 4.3 kyr peak recorded in the MEM spectrum is probably linked to ice forcing cyclicity (de Garidel-Thoron *et al.*, 2001; Holgrem *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2008). Two significant cyclicities are noticed in the record of the Afromontane forest spectral analysis at ~20 and ~4.4 kyrs. These periodicities are linked to the precession parameter (Berger and Loutre, 1991) and fluctuations in global ice-volume (de Garidel-Thoron *et al.*, 2001; Holgrem *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2008). Numerous periods are significant in the savannah signal: 23.6, 19.7, 5.4, ~4.8 and 2.9 kyrs. The first two values are related to precession bands as previously discussed. The 5.4 kyr peaks recorded on both spectral results correspond to the 5.5 kyr modulation of precession (Berger *et al.*, 2006). The origin of 4.9/4.8 kyr cyclicity has already been shown discussed for rain forest and is linked to a large scale monsoon fluctuation. The 2.9 kyr cyclicity is supposed to be a multiple of the 1,470 year pace of Dansgaard-Oeschger events (Dansgaard *et al.*, 1993; Bond and Lotti, 1995; Alley, 2000). Spectral analysis of aquatic ecosystems indicates two significant periods at 23.2 and ~6.2 kyrs. The origin of the 23.2 kyr cyclicity has already been point out above and corresponds to the precession (Berger and Loutre, 1991). The representation of the ~6.2 kyrs is related to

the Heinrich like ice-sheets oscillations as suggested by Ghil and Letreut (1981), MacAyeal (1993) and Ortiz *et al.* (1999). These results are summarized in Table 1.

Periodicity (kyr)	Related cyclicity	Confidence level (Spectral density / MEM)						
		Mangrove	Rain for,	Warm t. for.	Pionnier for.	Afrom for.	Savannah	Aq. Ecosyst.
~28	Combination tone		95 / 99					
23-19	Precession	90 / 99			99 / 95	99 / 99	95 / 90	90 / 95
6-8	Heinrich events			99 / 95	90 / 90			99 / 90
~5,5	Semi-precession						99 / 90	
~4,5	Ice forcing		99 / 90		90 / 90	95 / 95	99 / 99	
~3,8	Combination tone			99 / 95				
~3	Dansgaard / Oeschger						99 / 95	

Table 1. List of periods revealed by the spectral analysis performed on pollen signals from the KZai 02 core classified by ecological groups, applied method and confidence level.

Some others cyclicities, already identified in other contexts, are revealed in signals of KZai 02 ecological groups. However these periods are significant for results of only one of the two spectral analyses performed on our pollen data.

3.2. Climatological inference

The cyclicities recorded in vegetation correspond to large fluctuations in climatic parameters. To investigate in which terms environmental conditions impacted the African vegetation dynamics, the detailed pollen diagrams of KZai 02 core are compared to orbital parameters curves (Laskar, 1990; Fig. 3).

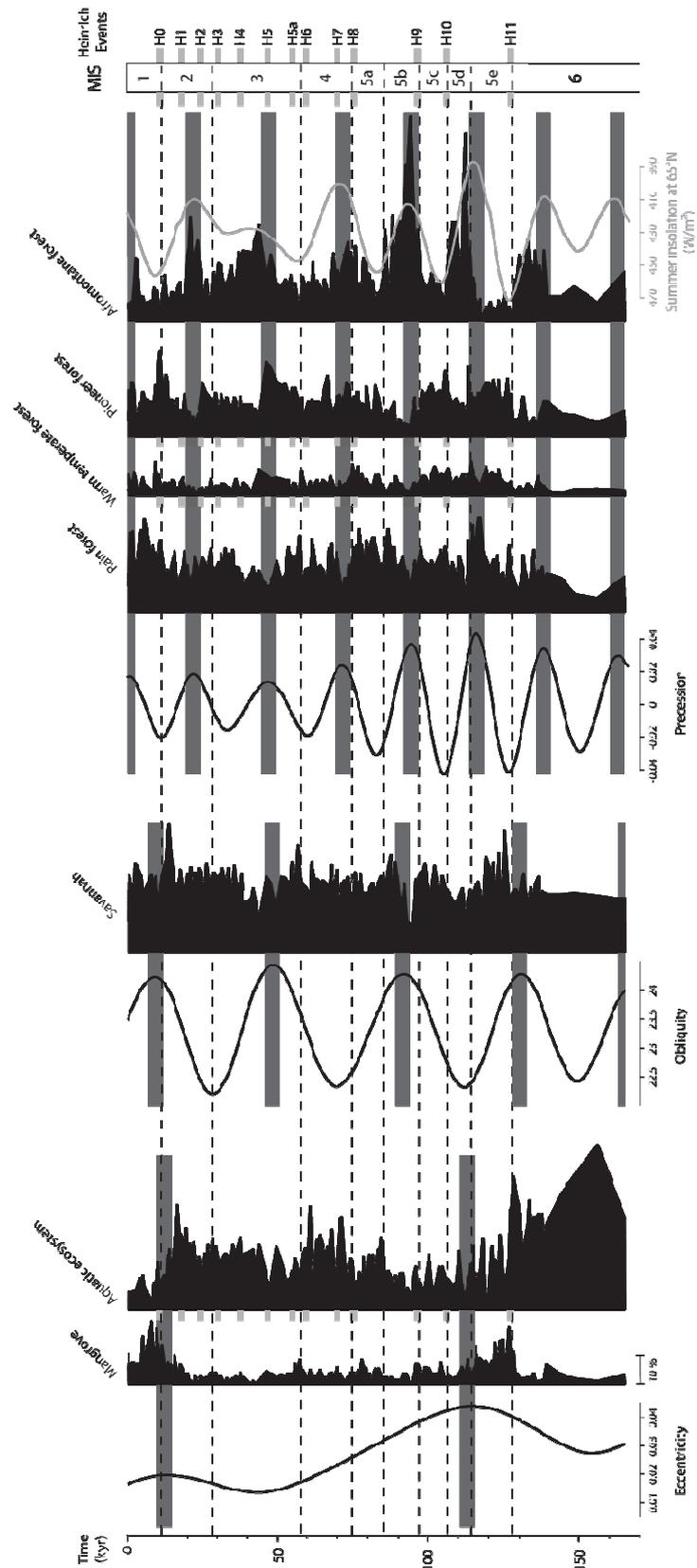


Fig. 3. Response of the KZai O2 pollen record to orbital forcing (Laskar, 1990) and sub-Milankovitch cycles (Hemming, 2004; Jennerjahn *et al.*, 2004; Sachs and Anderson, 2005).

Classical conception of eccentricity impact on climate changes linked insolation variations to global ice sheet repartition and sea-level fluctuations (Hays *et al.*, 1976; Imbrie *et al.*, 1992). However, the direct contribution of eccentricity to the 100 kyr ice-age cycle is discussed and this period may correspond in nearby Equator records to a modulation of precession (Clemens and Tiedermann, 1997; Berger *et al.*, 2006; Lisiecki, 2010). If the imprint of this cyclicity on the distribution of warmth over the Earth surface is manifested through the glacial/interglacial fluctuations (Popescu *et al.*, 2006), its impact on precipitation is more controversial. However, in the tropical area, the 100 kyr cyclicity is represented by harmonics of precession (Clemens and Tiedermann, 1997; Berger *et al.*, 2006; Lisiecki, 2010) a parameter impacting rainfall repartition (Moernaut *et al.*, 2010). The time interval covered by our study, less than 2 times the 100 kyr period, is not sufficient to confidently identify the eccentricity in our signal (Weedon, 2005). Furthermore, a systematic detrend has been applied to the signals avoiding the glacial/interglacial hallmarks to mask other frequencies. Through the influence over climate of the “short-eccentricity”, a 85 kyr modulation of the 100 kyr cyclicity is revealed by FFT in two of our signals. Moreover, a direct comparison of the detailed diagrams of mangrove and aquatic components in the pollen record with the eccentricity curve (Laskar, 1990; Fig. 3) unambiguously reveals the 100 kyr impact on these two ecological groups. The episodes of mangrove augmentation occurred during a maximum of eccentricity and are related to sea-level fluctuations (Kim *et al.*, 2005; Scourse *et al.*, 2005) controlled by changes in high-latitude ice volume (Shackleton, 1987). The signal of aquatic ecosystems presents a clear anti-correlation with the orbital parameter showing augmentation (reduction) with eccentricity minima (maxima). The only other significant cyclicity common to these groups is the precession (23 kyrs) and the association of this orbital parameter influence with eccentricity on signals of mangrove and aquatic ecosystems supports the proposition of Clemens and Tiedermann (1997), Berger *et al.*, (2006) and Lisiecki (2010) considering that the 100 kyr pace is represented by precession harmonics. Fluctuations of the thermal parameter to the rhythm of eccentricity are evidenced by the global glacial/interglacial cycles. Though, the expression of this orbital parameter on tropical vegetation dynamics, particularly on aquatic ecosystems, points to the control of 100 kyr-cycle on precipitations in the intertropical area.

Influence of obliquity is generally considered of a lesser importance on low-latitudes paleorecords in comparison to that of precession (Berger and Pestiaux, 1984; Beaufort, 1996; Maslin and Christensen, 2007; Davis and Brewer, 2009). However, numerous datasets located in the intertropical zone attest to for the presence of the ~41 kyr obliquity cycle (Janecek and Rea, 1985; Dupont *et al.*, 1998; Stuut, 2001; Abrantes, 2003; Cruz Jr. *et al.*, 2007 amongst many). The role of obliquity in Quaternary climate changes is still under

debate (Clement *et al.*, 2004); it seems however to have significantly influenced high-latitudes ice sheet dynamics (Ruddiman *et al.*, 1986; Raymo and Nisancioglu, 2003; Hopley *et al.* 2007), and then to have indirectly impacted monsoon system latitudinal fluctuations range via variations of temperature gradients (Jackson and Broccoli, 2003; Tian *et al.*, 2006; Chase and Meadows, 2007; Davis and Brewer, 2009). Thus, maximum of obliquity corresponds to the most important gradient of temperature between high- and low-latitudes resulting in a confinement of the monsoon zone near the Equator (Davis and Brewer, 2009). No significant evidence of obliquity influence is detected in spectral analysis performed on KZai 02 pollen record. This low-representation of the 40 kyr period in KZai 02 record is not necessarily the reflection of the weak impact of obliquity-driven climate on the African tropical vegetation. It may be related to the insufficient temporal extension of our record to clearly represent this orbital cyclicity as suggested by the comparison between savannah detailed records and the obliquity curve of Laskar (1990) that allows the identification of a regular pattern related to obliquity (Fig. 3). Diminutions of the relative contribution of this group to the pollen flora are recorded during maxima of obliquity, likely in response to fluctuations in the intensity of the monsoon system. According to modeling of summer monsoon, high obliquity goes with (1) intensified precipitations (Jackson and Broccoli, 2003; Teunter *et al.*, 2003, 2005) and (2) northward shift of rainfall area (Teunter *et al.*, 2003; Chen *et al.*, 2010). Augmentation of water availability would allow the forest environments spreading over savannahs that is coherent with that last group reduction in KZai 02 record during obliquity maxima. However, a coeval northward shift of precipitations should extend southern drier environments over the Zaire/Congo watershed and is not supported by this result. A more likely hypothesis, with regard to our data, is that intensified precipitations linked to maximum obliquity correspond to a latitudinal extension of the ITCZ resulting in a general augmentation of moisture availability over the Zaire/Congo watershed.

The precession parameter is known as the most important controlling factor of low-latitude insolation, and consequently on past tropical climates (Pokras and Mix, 1987; deMenocal, 1995; Olago *et al.*, 2000; Maslin and Christensen, 2007). Numerous studies, based on environmental proxies, evidence the influence of precession (Schneider *et al.*, 1994; Gingele *et al.*, 1998; Flores *et al.*, 2000; Olago *et al.*, 2000; Moreno *et al.*, 2001; Zabel *et al.*, 2001; Bozzano *et al.*, 2002; Abrantes, 2003; Hopley *et al.*, 2007) or hemi-precession (Trauth *et al.*, 2003; Garcin *et al.*, 2006; Tierney *et al.*, 2010) control on past African climate. Furthermore, models indicate that episodes of intensified monsoon occurred in pace with the precession parameter (Teunter *et al.*, 2003, 2005; Clement *et al.*, 2004; Kutzbach *et al.*, 2008). ITCZ and associated variations of the monsoon system induced by precessional changes in insolation control rainfall distribution and moisture availability over Africa, and

then impact the vegetation repartition (Maslin and Christensen, 2007; Hessler *et al.*, 2010). The strong influence of precession on intertropical climate and its impact on vegetation is clearly expressed in KZai 02 by the expression of the 23 and/or 19 kyr periods in almost all vegetation groups. As indicated in Figure 3, precession maximum (Laskar, 1990) corresponds to diminution of lowland forests representation, particularly of rain forest, and spread episodes of afro-montane forest and conversely during minimum of precession parameters. The development of rain forest during minima of precession seems coherent with an enhancement of monsoonal precipitations evidenced by paleoclimatic records (Pokras and Mix, 1985; McIntyre *et al.*, 1989; Schneider *et al.*, 1997; Gingele *et al.*, 1998; Bozzano *et al.*, 2002) and models (Tuenter *et al.*, 2003, 2005) and linked to changes in Northern Hemisphere summer insolation (Kutzbach, 1981; Wang *et al.*, 2008). However, the anti-correlation of afro-montane signal requires the implication of another parameter than moisture availability (Fig. 3). Forested environments development requires important moisture availability, however, if rain forest needs high temperatures, afro-montane forests spread under cooler conditions (Schnell, 1976, 1977; White, 1983), hence we may suppose that changes in temperature are involved in these fluctuations. A comparison of the 65°N summer insolation curve (Laskar, 1990) with afro-montane forest record evidences the unambiguous anti-correlation of these signals (Fig. 3). We may assume that the development of high-latitudes northern ice-sheets, controlled by insolation, trigger off temperatures fall, these episodes establishing favourable conditions for afro-montane forest spread. However, the pollen dispersal mode of *Podocarpus*, the major afro-montane taxa representative, has to be taken into consideration. The peculiar morphology of *Podocarpus* pollen grain allows its dispersion via winds and, as a consequence, these episodes are possibly coeval with wind strengthening phases. Influence of the precession parameter in the intertropical zone is also characterized by two maxima of insolation periods inducing harmonics of 11 and 5.5 kyrs periods (Berger *et al.*, 2006). The expression of these precession harmonics can be simulated (Tuenter *et al.*, 2007), and several paleorecords indicate a 11 kyr-pace of monsoon activity (Pokras and Mix, 1987; Pestiaux *et al.*, 1988; Hagelberg *et al.*, 1994; McIntyre and Molino, 1996; Trauth *et al.*, 2003). Periods of ~11 and ~5.5 kyrs are detected in the KZai 02 pollen record but not with a significant confidence level and/or only with one of the spectral analysis method. Consequently there is no clear evidence that sub-Milankovitch fluctuations in monsoon strength impact the African tropical vegetation.

The high-resolution of KZai 02 pollen record allows the identification of further sub-Milankovitch cyclicities, Heinrich events and Dansgaard/Oeschger among others. Several recent studies have described the impact of these rapid climatic fluctuations on tropical Africa that characterized the Last Glacial. Climate perturbations linked to North Hemisphere

ice sheet collapsing, the Heinrich events, induce southward shift of ITCZ (Jullien *et al.*, 2007; Carto *et al.*, 2009; Hessler *et al.*, 2010; Zarriess and Mackensen, 2010) resulting in a diminution of rainfalls over the northern part of Africa as indicated by lake lowstands (Olago *et al.*, 1999; Starger *et al.*, 2002; Scholz *et al.*, 2003; Peck *et al.*, 2004; Brooks *et al.*, 2005; Shanahan *et al.*, 2006; Lamb *et al.*, 2007; Marshall *et al.*, 2009; Moernaut *et al.*, 2010). Tropical Africa records present less documentation of the Dansgaard-Oeschger events with only few evidences of sedimentation rate cyclicities (Stager *et al.*, 2002; Brooks *et al.*, 2005; Garcin *et al.*, 2006). Hessler *et al.* (2010) indicate that if the African vegetation dynamics responds to the climatic influence of the Heinrich stadials there is no clear indication of its reaction to the Dansgaard-Oeschger events. Spectral analysis performed on KZai 02 reveals that aquatic ecosystem, warm-temperate and pioneer forests fluctuate according to the Heinrich-frequency range. It appears that most of these climatic pulsations correspond in KZai 02 core to spread of these ecological groups (Fig. 3). If the development of pioneer and warm forest is coherent with an installation of relatively dry conditions over the Zaire/Congo watershed due to a southward shift of ITCZ, the coeval rise of aquatic ecosystems seems to contradict this interpretation. The classification in this group of the ecological ambiguous taxa Cyperaceae in this group is probably responsible for this paradox. Cyperaceae are present in numerous different environments, savannah among others. So we may assume that the Cyperaceae development during the Heinrich events corresponds to episodes of savannah spread, an hypothesis consistent with an ITCZ southward shift. Spectral analysis of the savannah group also indicates a cyclicity of ~ 3 kyrs that we interpret as the Dansgaard-Oeschger events modulation. However, the resolution of the KZai 02 pollen record is not sufficient to clearly evidence the impact (if any) of these fluctuations on the African vegetation.

High- and low-latitudes are climatologically closely bound (Leuschner and Sirocko, 2003). Numerous high-frequency waving monsoon records (Pestiaux *et al.*, 1988; de Garidel-Thoron, 2001; Holgrem *et al.*, 2003) are attributed to combination tones on monsoon dynamics. Wang *et al.*, (2008) identified several of these periodicities in North-Atlantic ice rafted debris pointing out ice sheet fluctuations as a control factor on monsoon system. Many of these cyclicities are identified in the KZai 02 pollen record testifying to the impact of these fluctuations on the tropical African vegetation. The evidence of these high-frequency fluctuations on savannah, lowland and afro-montane forests is consistent with the hypothesis of a precipitation and wind system monsoonal control. With regard to previous studies (Pestiaux *et al.*, 1988; de Garidel-Thoron, 2001; Holgrem *et al.*, 2003; Wang *et al.*, 2008) it seems that changes in monsoon system at high-frequencies related to high-latitude ice cover are significant enough to lead to the African vegetation reorganization.

4. Conclusion

Spectral analyses using Fast Fourier Transformation and Maximum Entropy Method have been performed on high resolution pollen record of the KZai 02 core. These results informs on the past vegetation dynamics of tropical Africa during the last 160 ka with regard to the climatic fluctuations inferred by the Milankovitch and sub-Milankovitch cycles.

- The large range of frequencies detected in the KZai 02 pollen record testifies for the high sensibility to climatic fluctuations of the African inter-tropical vegetation.
- Influence of the eccentricity, only detected on aquatic ecosystems and mangrove signals, is probably underestimated because of the insufficient time-interval covered by our study. Global sea-level oscillations and fluctuations of precipitations in response to a 100 kyr-pace are indicated by mangrove and aquatic ecosystems variations, respectively.
- Spectral analyses of the KZai 02 pollen record show a weak response of vegetation to 41 kyr cyclicity coherent with the supposedly low influence of obliquity on inter-tropical latitudes. However, diminutions of savannah representation during maxima in obliquity are in agreement with a strengthening of precipitations during these intervals, as already described in previous studies.
- The precession pressure is strongly expressed in our record by the representation of a 23- or 19-kyr pace in almost all the ecological groups. Episodes of monsoon enhancement during maximum in precession allow the development of rain forest while afro-montane forest retreats. We assume that associated to modifications in the precipitation system, temperature and/or wind stress fluctuations are influenced by precession oscillations. Despite the strong precession imprint on KZai 02 pollen dataset, its 11 and 5.5 kyr modulations are not clearly evidenced in our dataset.
- Climatic pulsations of higher frequencies also imprint our pollen record. Periods of Heinrich and Dansgaard-Oeschger events are revealed in ecological groups by spectral analysis. Spread episodes of warm-temperate and pioneer forest as well as Cyperaceae, interpreted as a savannah signal, occurred during the North Hemisphere Heinrich events and may reflect a diminution of precipitation over the Zaire/Congo

watershed. This hypothesis is consistent with the southward shift of the ITCZ proposed by Hessler *et al.* (2010).

- Other high frequency cycles are evidenced in the vegetation record of KZai 02 and are, according to previous studies, linked to ice sheet fluctuations pointing for the strong relationship between climates at high- and low-latitudes.

Acknowledgements

This work is a part of a Ph.D. thesis (M.D.) granted by the French Ministry of Universities and Research. M.D. benefited from training at the Palynological Unit of the Institut des Sciences de l'Evolution in Montpellier, especially from the help offered by J. Maley and J. Lebamba for identifying pollen grains. We express our grateful thanks to T. Marsset for their helpful test on signal analysis. B. Sucheras-Marx, F. Baudin, L. Droz, M. Lopez, M. Seranne and T. Sionneau are acknowledged for fruitful discussions. This paper is a contribution to the REPRESAI Project (IFREMER/I.U.E.M).

References

- Abrantes, F., 2003. A 340,000 year continental climate record from tropical Africa – news from opal phytoliths from the equatorial Atlantic. *Earth and Planetary Letters*, 209, 165–179.
- Alley, R.B., 2000. Ice-core evidence of abrupt climate changes. *Proceedings of National Academy of Sciences of the USA*, 97 (4), 1331–1334.
- Beaufort, L., 1996. Dynamics of the monsoon in the equatorial Indian ocean over the last 260,000 years. *Quaternary International*, 31, 13–18.
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Linsley, B., Oppo, D., Buchet, N., 2003. Biomass burning and oceanic primary production estimates in the Sulu Sea area over the last 380,000 yr and the East Asian monsoon dynamics. *Marine Geology*, 201, 53–65.
- Berger, A., 1988. Milankovitch Theory and Climate. *Review of Geophysics*, 26 (4), 624–667.
- Berger, A., Pestiaux, P., 1984. Accuracy and stability of the Quaternary terrestrial insolation. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Eds), *Milankovitch and Climate*, D. Reidel publication company, Dordrecht, 83–112.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1991. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 10, 297–317.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1997. Intertropical Latitudes and Precessional and Half-Precessional Cycles. *Science*, 278, 1476–1478.

- Berger, A., Mélice, J.L., Hinnoy, L., 1991. A strategy for frequency spectra of Quaternary climate records. *Climate Dynamics*, 5 (4), 227–240.
- Berger, A., Loutre, M.F., Melice, J.L., 2006. Equatorial insolation : from precession harmonics to excentricity frequencies. *Climate of the Past*, 2, 131–136.
- Biasutti, M., Bittisti, D.S., Sarachick, E.S., 2005. Terrestrial influence on the annual cycle of the Atlantic ITCZ in an AGCM coupled to a slab ocean mode. *Journal of Climatology* 18 (1), 211–228.
- Bond, G., Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the north Atlantic on millennial time scales during the last glaciations. *Science*, 267, 1005–1010.
- Bozzano, G., Kuhlmann, H., Alonso B., 2002. Storminess control over African dust input to the Moroccan Atlantic margin (NW Africa) at the time of maxima boreal summer insolation: a record of the last 220 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 183, 155–168.
- Brooks, K., Scholz, C.A., King, J.W., Peck, J., Overpeck, J.T., Russel, J.M., Amoako, P.Y.O., 2005. Late-Quaternary lowstands of lake Bosumtwi, Ghana: evidence from high-resolution seismic-reflection and sediment-core data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216, 235–249.
- Burg, J.P., 1972. The relationship between maximum entropy spectra and maximum likelihood spectra. *Geophysics*, 37, 375–376.
- Butz, T., 2005. *Fourier Transformation for Pedestrians*. Springer, Berlin, 211 pp.
- Carto, S.I., Weaver, A.J., Hetherington, R., Lam, Y., Wiebe, E.C., 2009. Out of Africa and into an ice age: on the role of global climate change in the late Pleistocene migration of early modern humans out of Africa. *Journal of Human Evolution*, 56, 139–151.
- Chao, W.C., Chen, B., 2001. The origin of monsoons. *Journal of the Atmospheric Sciences* 58, 3497–3507.
- Chase, B.M., Meadows, M.E., 2007. Late Quaternary dynamics of southern Africa's winter rainfall zone. *Earth-Science Reviews*, 84, 103–138.
- Chen, G.-S., Liu Z., Clemens, S.C., Prell W.L., Liu, X., 2010. Modeling the time-dependent response of the Asian summer monsoon to obliquity forcing in a coupled GCM: a PHASEMAP sensitivity experiment. *Climate Dynamics*, doi 10.1007/s00382-010-0740-3
- Clemens, S.C., Tiedemann, R., 1997, Eccentricity forcing of Pliocene-Early Pleistocene climate revealed in a marine oxygen-isotope record. *Nature*, 385, 801–804.
- Clement, A.C., Hall, A., Broccoli, A.J., 2004. The importance of precessional signals in the tropical climate. *Climate Dynamics*, 22, 327–341.
- Cruz Jr. F.W., Burns, S.J., Karmann, I., Sharp, W.D., Vuille, M., Ferrari, J.A., 2006. A stalagmite record of changes in atmospheric circulation and soil processes in the Brazilian subtropics during the Late Pleistocene. *Quaternary Science Reviews*, 25, 2749–2761.
- Dalibard, M., Popescu S.-M., Maley J., Baudin, F., Melinte-Dobrinescu, M.-C., Pittet, B., Marsset, T., Dennielou, B., Droz, L., Suc, J.-P., 20XX. Dynamics of the African InterTropical Convergence Zone from MIS 6 according to high-resolution integrated pollen record of core KZai 02 (Guinea Gulf). *Quaternary Science Reviews*, *submitted*.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993.

- Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218–220.
- Davis, B.A.S., Brewer, S., 2009. Orbital forcing and role of the latitudinal insolation/temperature gradient. *Climate Dynamics*, 32, 143–165.
- de Garidel-Thonon, T., Beaufort, L., Linsley, B.K., Dannenmann, S., 2001. Millennial-scale dynamics of the East Asian winter monsoon during the last 200,000 years. *Paleoceanography*, 16 (5), 491–502.
- deMenocal, P.B., 1995. Plio-Pleistocene African Climate. *Science*, 270, 5233, 53–59.
- Droz, L., Marsset, T., Ondréas, H., Lopez, M., Savoye, B. and Spy-Anderson, F.-L., 2003. Architecture of an active mud-rich turbidite system: The Zaire Fan (Congo-Angola margin southeast Atlantic): Results from ZaiAngo 1 and 2 cruises. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, 87(7): 1145–1168.
- Dupont, L.M., Wyputta, U., 2003. Reconstructing pathways of aeolian pollen transport to the marine sediments along the coastline of SW Africa. *Quaternary Science Reviews* 22, 157–174.
- Dupont, L., Marret, F., Winn, K., 1998. Land-sea correlation by means of terrestrial and marine palynomorphs from the equatorial East Atlantic: phasing of SE trade winds and the oceanic productivity. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 142, 51–42.
- Dupont, L.M., Jahns, J., Marret, F., Ning, S., 2000. Vegetation change in equatorial West Africa: time-slices for the last 150 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 155, 95–122.
- Dupont, L.M., Behling, H., Jahns, S., Marret, F., Kim, J.-H., 2007. Variability in glacial and Holocene marine pollen records offshore from west southern Africa. *Vegetation History and Archaeobotany* 16, 87–100.
- Flores, J.-A., Bárcena, M.A., Sierro, F.J., 2000. Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161, 459–478.
- Fontaine, B., Janicot, S., Roucou, P., 1999. Coupled ocean-atmosphere variability and its climate impacts in the tropical Atlantic region. *Climate Dynamics* 15, 451–473.
- Frédoux, A., 1994. Pollen analysis of a deep-sea core in the Gulf of Guinea: vegetation and climatic changes during the last 225,000 years B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109, 317–330.
- Garcin, Y., Williamson, D., Taieb, M., Vincens, A., Mathé, P.-E., Majule, A., 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, 334–354.
- Ghil, M., Childress, S., 1987. *Topics in geophysical fluid dynamics: atmospheric dynamics, dynamo theory and climate dynamics*. Springer-Verlag, New York, 485 pp.
- Gingele, F.X., Müller, P.M., Schneider, R.R., 1998. Orbital forcing of freshwater input in the Zaire Fan area-clay mineral evidence from the last 200 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 138, 17–26.

- Hagelberg, T.K., Bond, G., deMenocal, P., 1994. Milankovitch band forcing of sub-Milankovitch climate variability during the Pleistocene. *Paleoceanography*, 9 (4), 545–558.
- Hastenrath, S., 1984. Interannual Variability and Annual Cycle: Mechanisms of Circulation and Climate in the Tropical Atlantic Sector. *Monthly Weather Review* 112, 1097–1107.
- Hastenrath, S., 1988. *Climate and Circulation of the Tropics*. Reidel, Dordrecht.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the ice ages. *Science*, 194 (4270), 1121–1132.
- Hayward, D., Oguntuyinbo, J.S., 1987. *Climatology of West Africa*. HarperCollins Publishers Ltd, Hutchinson, London.
- 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. *Review of Geophysics*, 42, 1-43.
- Hernández-Molina, F.J., Somoza, I., Lobo, F., 2000. Seismic stratigraphy of the Gulf of Cádiz continental shelf: a model for Late Quaternary very high-resolution sequence stratigraphy and response to sea-level fall. In: Hunt, D., Gawthorpe, R.L. (Eds), *Sedimentary response to forced regression*, Geological society of London, 329-362.
- Hessler, I., Dupont, L., Bonnefille, R., Behling, H., González, C., Helmens, K.F., Hooghiemstra, H., Lebamba, J., Ledru, M.-P., Lézine, A.-L., Maley, J., Marret, F., Vincens, A., 2010. Millennial-scale changes in vegetation records from tropical Africa and South America during the last glacial. *Quaternary Science Reviews*, 29, (21–22), 2882–2899.
- Hirst, A.C., Hastenrath, S., 1983. Atmosphere-ocean mechanisms of climate anomalies in the Angola-tropical Atlantic sector. *American Meteorology Society* 13, 1146–1157.
- Hopley, P.J., Weedon, G.P., Marshall, J.D., Herries, A.I.R., Latham, A.G., Kuykendall, K.L., 2007. High- and low-latitude orbital forcing of early hominin habitats in South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 256, 419–432.
- Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E.A., Clemens, S.C., Duffy, A., Howard, W.R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Molino, B., Morley, J.J., Peterson, L.C., Pisias, N.G., Prell, W.L., Raymo, M.E., Shackleton, N.J., Toggweiler, J.R., 1992. On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle. *Paleoceanography*, 8 (6), 699–735.
- Jackson, C.S., Broccoli, A.J., 2003. Orbital forcing of Arctic climate: mechanisms of climate response and implications for continental glaciations. *Climate Dynamics*, 21, 539–557.
- Jahns, S., Hüls, M., Sarnthein, M., 1998. Vegetation and climate history of west equatorial Africa based on a marine pollen record off Liberia (site GIK 16776) covering the last 400,000 years. *Review of Palaeobotany and Palynology* 102, 277–288.
- Janecek, T.R., Rea, D.K., 1985. Quaternary Fluctuations in the Northern Hemisphere Trade Winds and Westerlies. *Quaternary Research*, 24, 150–163.
- Jennerjahn, T.C., Ittekkot, V., Arz, H.W., Behling, H., Pätzold, J., Wefer, G., 2004. Asynchronous terrestrial and marine signals of climate change during Heinrich events. *Science*, 306, 2236–2239.
- Jolly, D., Prentice, I.C., Bonnefille, R., Ballouche, A., Bengo, M., Brenac, P., Buchet, G., Burney, D., Cazet, J.P., Cheddadi, R., Ector, T., Elmoutaki, S., Guiot, J., Laarif, F., Lamb, H., Lezine, A.-M., Maley, J., Mbenza, M., Peyron, O., Reille, M., Reynaud-Farrera, I., Rioulet, G., Ritchie, J.C., Roche, E., Scott, L., Ssemmanda, I., Straka, H., Umer, M., Van Campo, E., Vilimballo, S.,

- Vincens, A., Waller, M., 1998. Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data for Africa and the Arabian peninsula at 0 and 6000 years. *Journal of Biogeography* 25, 1007–1027.
- Jullien, E., Grousset, F., Malaizé, B., Duprat, J., Sanchez-Goni, M.F., Eynaud, F., Charlier, K., Schneider, R., Bory, A., Bout, V., Flores, J.A., 2007. Low-latitude “dusty events” vs. high-latitude “icy Heinrich events”. *Quaternary Research*, 68, 379–386.
- Kravchinsky, V.A., Evans, M.E., Peck, J.A., Sakai, H., Krainov, M.A., King, J.W., Kuzmin, M.I., 2007. A 640 kyr geomagnetic and palaeoclimatic record from Lake Baikal sediments. *Geophysical Journal International*, 101, 101–116.
- Kutzbach, J.E., 1981. Monsoon climate of the Early Holocene: climate experiment with the Earth’s orbital parameters for 9000 years ago. *Science*, 214, 59-61.
- Kutzbach, J.E., Liu, X., Liu, Z., Chen, G., 2008. Simulation of the evolutionary response of global summer monsoons to orbital forcing over the past 280,000 years. *Climate Dynamics*, 30, 567–579.
- Kuwaie, M., Yoshikawa, S., Tsugeki, N., Inouchi, Y., 2004. Reconstruction of a climate record for the past 140 kyr based on diatom valve flux data from Lake Biwa, Japan. *Journal of Paleolimnology*, 32, 19–39.
- Lamb, H.F., Bates, C.R., Coombes, P.V., Marshall, M.H., Umer, M., Davies, S.J., Dejen, E., 2007. Late Pleistocene dessication of Lake Tana, source of the Blue Nile, *Quaternary Science Reviews*, 26, 287–299.
- Laskar, J., 1990. The chaotic motion of the solar system: A numerical estimate of the chaotic zones. *Icarus*, 88, 266–291.
- Lebamba, J., Vincens, A., Jolly, D., Ngomanda, A., Schevin, P., Maley, J., Bentaleb, I., REGAB members, 2009. Modern pollen rain in savanna and forest ecosystems of Gabon and Cameroon, Central Atlantic Africa. *Review of Palaeobotany and Palynology* 153, 34–45.
- Leroux, M., 1983. *Le climat de l’Afrique tropicale*. Champion, H., Slatkine, M. (Eds.), Paris – Genève.
- Levrard, B., Laskar, J., 2000. Climate friction and the Earth’s obliquity. *Geophysical Journal International*, 154 (3), 970–990.
- Lézine A.-M., Vergnaud Grazzini, C., 1993. Evidence of forest extension in West Africa since 22,000 BP: a pollen record from the Eastern Tropical Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 12, 203–210.
- Lézine, A.-M., Duplessy, J.-C., Cazet, J.-P., 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, 225–237
- Lisiecki, L.E., 2010. Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle. *Nature Geosciences*, 3, 349–352.
- MacAyeal, D.R., 1993. A low-order model of the Heinrich event cycle. *Paleoceanography*, 8, 767-773.
- Mann, M.E., Lees, J.M., 1996. Robust estimations of background noise and signal detection in climatic time series. *Climate Change*, 33 (3), 409–445.
- Marshall, M.H., Lamb, H.F., Davies, S.J., Leng, M.J., Kubsa, Z., Umer, M., Bryant, C., 2009. Climatic change in northern Ethiopia during the past 17,000 years : A diatom and stable isotope record from Lake Ashenge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 279, 114–127.

- Marret, F., Scourse, J., Jansen, J.H.F., Schneider, R., 1999. Climate and palaeoceanographic changes in west Central Africa during the last deglaciation: palynological investigation. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 329, ser. 10, 721–726.
- Marsset, T., Droz, L., Dennielou, B., Pichon, E., 2009. Cycles in the architecture of the Quaternary Zaire turbidite system: a possible link with climate. In Kneller, B. (Ed.), *SEPM Special Publication* 92, 89–106.
- Maslin, M.A., Christensen, B., 2007. Tectonics, orbital forcing, global climate change, and human evolution in Africa: introduction to the African paleoclimate special volume. *Journal of Human Evolution*, 53, 443–464.
- McIntyre, A., Ruddiman, W.F., Karlin, K., Mix, A.C., 1989. Surface water response of the equatorial Atlantic ocean to orbital forcing. *Paleoceanography*, 4 (1), 19–55.
- McIntyre, A., Molino, B., 1996. Forcing of Atlantic Equatorial and Subpolar Millennial Cycles by Precession. *Science*, 274, 1867–1870.
- Milankovitch, M., 1930. *Mathematische Klimalehre und astronomische Theorie der Klimaschwankungen (Mathematical study of climate and astronomical theory of climatic changes)*. *Handbuch der Klimatologie (Study Reference of Climatology)* (Köppen & Geiger eds.), Band 1, Teil A. Springer-Verlag, 176 pp.
- Moernaut, J., Verschuren, D., Charlet, F., Kristen, I., Fagot, M., De Batist, M., 2010. The seismic-stratigraphic record of lake-level fluctuations in Lake Challa : Hydrological stability and change in equatorial East Africa over the last 140 kyr. *Earth and Planetary Science Letters*, 290, 214–223.
- Moreno, A., Targarona, J., Henderiks, J., Canals, M., Freudenthal, T., Meggers, H., 2001. Orbital forcing of dust supply to the North Canary Basin over the last 250 kyr. *Quaternary Science Reviews*, 20, 1327–1339.
- Muller, R.A., MacDonald, G.J., 1997. Spectrum of 100-kyr glacial cycle: Orbital inclination, not eccentricity. *Proceedings of National Academy of Sciences of the USA*, 94, 8329–8334.
- Ndiave, M., 2007. A multipurpose software for Stratigraphic Signal Analysis. <http://home.etu.unige.ch/~ndiayma8/>.
- Olago, D.O., Street-Perrott, F.A., Perrott, R.A., Ivanovich, M., Harkness, D.D., 1999. Late Quaternary glacial-interglacial change on Mount Kenya, Kenya. *Journal of African Earth Science*, 29 (3) 593–618.
- Olago, D.O., Street-Perrott, F.A., Perrott, R.A., Ivanovich, M., Harkness, D.D., Odada, E.O., 2000. Long-term temporal characteristics of palaeomonsoon dynamics in equatorial Africa. *Global and Planetary Change* 26, 159–171.
- Ortiz, J., Mix, A., Harris, S., O'Connell, S., 1999. Diffuse spectral reflectance as a proxy for percent carbonate content in North Atlantic sediments. *Paleoceanography*, 14(2), 171–186.
- Pardo-Igúzquiza, E., Rodríguez-Tovar, F.J., 2005. MAXENPER: a program for maximum entropy spectral estimation with assessment of statistical significance by the permutation test. *Computers & Geosciences*, 31 (5), 555–567.

- Peck, J.A., Green, R.R., Shanahan, T., King, J.W., Overpeck, J.T., Scholz, C.A., 2004. A magnetic mineral record of Late Quaternary tropical climate variability from Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 215, 37–57.
- Pestiaux, P., Van der Mersch, I., Berger, A., Duplessy, J.-C., 1988. Paleoclimatic variability at frequencies ranging from 1 cycle per 10,000 years to 1 cycle per years – Evidence for non-linear behaviour of the climate system. *Climate Change*, 12, 9–37.
- Pokras, E.M., Mix, A.C., 1985. Eolian evidence for spatial variability of Late Quaternary climates in tropical Africa. *Quaternary Research*, 24, 137–149.
- Pokras E.M., Mix, A.C., 1987. Earth's precession cycle and Quaternary climatic change in tropical Africa. *Nature*, 326, 486–487.
- Popescu, S.-M., Suc, J.-P., Loutre, M.F., 2006. Early Pliocene vegetation changes forced by eccentricity-precession. Example from Southwestern Romania. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 340–348.
- Raymo, M.E., Nisancioglu, K., 2003. The 41 kyr world: Milankovitch's other unsolved mystery. *Paleoceanography*, 18 (1), 1011, doi:10.1029/2002PA000791.
- Rodriguez-Tovar, F.J., Pardo-Igúzquiza, E., 2003. Strong evidence of high-frequency (sub-Milankovitch) orbital forcing by amplitude modulation of Milankovitch signals. *Earth and Planetary Science Letters*, 210, 179–189.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M., McIntyre, A., 1986. Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth and Planetary Science Letters*, 80, 117–129.
- Sachs J.P., Anderson, R.F., 2005. Increased productivity in the subantarctic ocean during Heinrich events. *Nature*, 434, 1118 – 1121.
- Schneider, R.R., Müller, P.J., Wefer, G., 1994. Late Quaternary paleoproductivity changes off the Congo deduced from stable carbon isotopes of planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 110, 255–274.
- Schneider, R.R., Price, B., Müller, P.J., Kroon, D., Alexander, I., 1997. Monsoon related variations in Zaire (Congo) sediment load and influence of fluvial silicate supply on marine productivity in the east equatorial Atlantic during the last 200,000 years. *Paleoceanography*, 12 (3), 463–481.
- Schnell, R., 1976. *La flore et la végétation de l'Afrique tropicale, partie 1*. Gauthier-Villars, Paris.
- Schnell, R., 1977. *La flore et la végétation de l'Afrique tropicale, partie 2*. Gauthier-Villars, Paris.
- Scholz, C.A., King, J.W.K., Ellis, G.S., Swart, P.K., Stager, J.C., Colman, S.M., 2003. Paleolimnology of Lake Tanganyika, East Africa, over the past 100 kyr. *Journal of Paleolimnology*, 30, 139–150.
- Shackleton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, 6 (3–4), 183–190.
- Shanahan, T.M., Overpeck, J.T., Wheeler, C.W., Beck, J.W., Pigati, J.S., Talbot, M.R., Scholz, C.A., Peck, J., King, J.W., 2006. Paleoclimatic variations in West Africa from a record of late-Pleistocene and Holocene lake level stands of Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 242, 287–302.
- Siegert, M.J., 2001. *Ice sheets and late Quaternary environmental change*. Chichester, John Wiley & Sons, LTD.
- Stager, J.C., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., 2002. Cooling cycles, Heinrich event 1, and the desiccation of Lake Victoria. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 183, 169–178.

- Stuut, J.-B.W., 2001. Late Quaternary southwestern African terrestrial climate signals in the marine record of Walvis Ridge, SE Atlantic Ocean. *Geologica Ultraiectina*, No. 212, Unpublished PhD-thesis, Utrecht University.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., 2003. The response of the African summer monsoon to remote and local forcing due to precession and obliquity. *Global and Planetary Change*, 36, 219–235.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, J., Lourens, L.J., Ganopolski, A., 2005. Simulation of climate phase lags in response to precession and obliquity forcing and the role of vegetation. *Climate Dynamics*, 24 (2–3), 279–295.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., 2007. Simulating sub-Milankovitch climate variations associated with vegetation dynamics. *Climate of the Past*, 3, 169–180.
- Thanikaimoni, G., 1987. *Mangrove Palynology*. Institut Français, Pondicherry.
- Tian, J., Pak, D.K., Wang, P., Lea, D., Cheng, X., Zhao, Q., 2006. Late Pliocene monsoon linkage in the tropical South China Sea, *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 72–81.
- Tierney, J.E., Russell, J.M., Huang, Y., 2010. A molecular perspective on Late Quaternary climate and vegetation change in the Lake Tanganyika basin, East Africa. *Quaternary Science Reviews*, 29, 787–800.
- Trauth, M.H., Deino, A.L., Bergner, A.G.N., Strecker, M.R., 2003. East African climate change and orbital forcing during the last 175 kyr BP. *Earth and Planetary Science Letters*, 206, 297–313.
- Vincens, A., Bremond, L., Brewer, S., Buchet, G., Dussouillez, P., 2006. Modern pollen-based biome reconstructions in East Africa expanded to southern Tanzania. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 140, 187–212.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 451, 1090–1093.
- Weedon, G.P., 2005. *Time-series analysis and cyclostratigraphy: examining stratigraphic records of environmental cycles*. Cambridge University Press, Cambridge, 276 pp.
- White, F., 1983. *The Vegetation of Africa*. UNESCO, Paris.
- Wieland, R., Dalchow, C., 2009. Detecting landscape forms using Fourier transformation and singular value decomposition (SVD). *Computers & Geosciences*, 35 (7), 1409–1414.
- Zabel, M., Schneider, R.R., Wagner, T., Adegbe, A.T., de Vries, U., Kolonic, S., 2001. Late quaternary climate changes in central Africa as inferred from terrigenous input to the Niger fan. *Quaternary Research*, 56, 207–217.
- Zarriess, M., Mackensen, A., 2010. The tropical rainbelt and productivity changes off northwest Africa: A 31,000-year high-resolution record. *Marine Micropaleontology*, 76, 76–91.

5.*. Analyse en wavelett

Les procédés d'analyse du signal présentées dans cet article se révèlent inadaptées à une étude de la représentation de l'influence de ces cyclicités au cours du temps. Pour étudier comment varie au cours du temps l'expression des périodicités décelées dans les groupes de végétation, la méthode des ondelettes (wavelet) s'est imposée (Chui, 1992 ; Farge, 1992 ; Kumar et Foufoula-Georgiou, 1994 ; Torrence et Campo, 1998 ; Addison, 2002 ; Antoine *et al.*, 2004). Cette méthode, décomposant une série temporelle en un espace temps/fréquence, permet de déterminer à la fois le mode de variabilité dominant et comment les modes varient-ils au cours du temps. Les résultats sont présentés dans la Figure 6.1.. ils ont été obtenus en utilisant le logiciel Strati-Signal (Ndiaye, 2007) et permettent d'étudier l'évolution des influences des différents paramètres orbitaux.

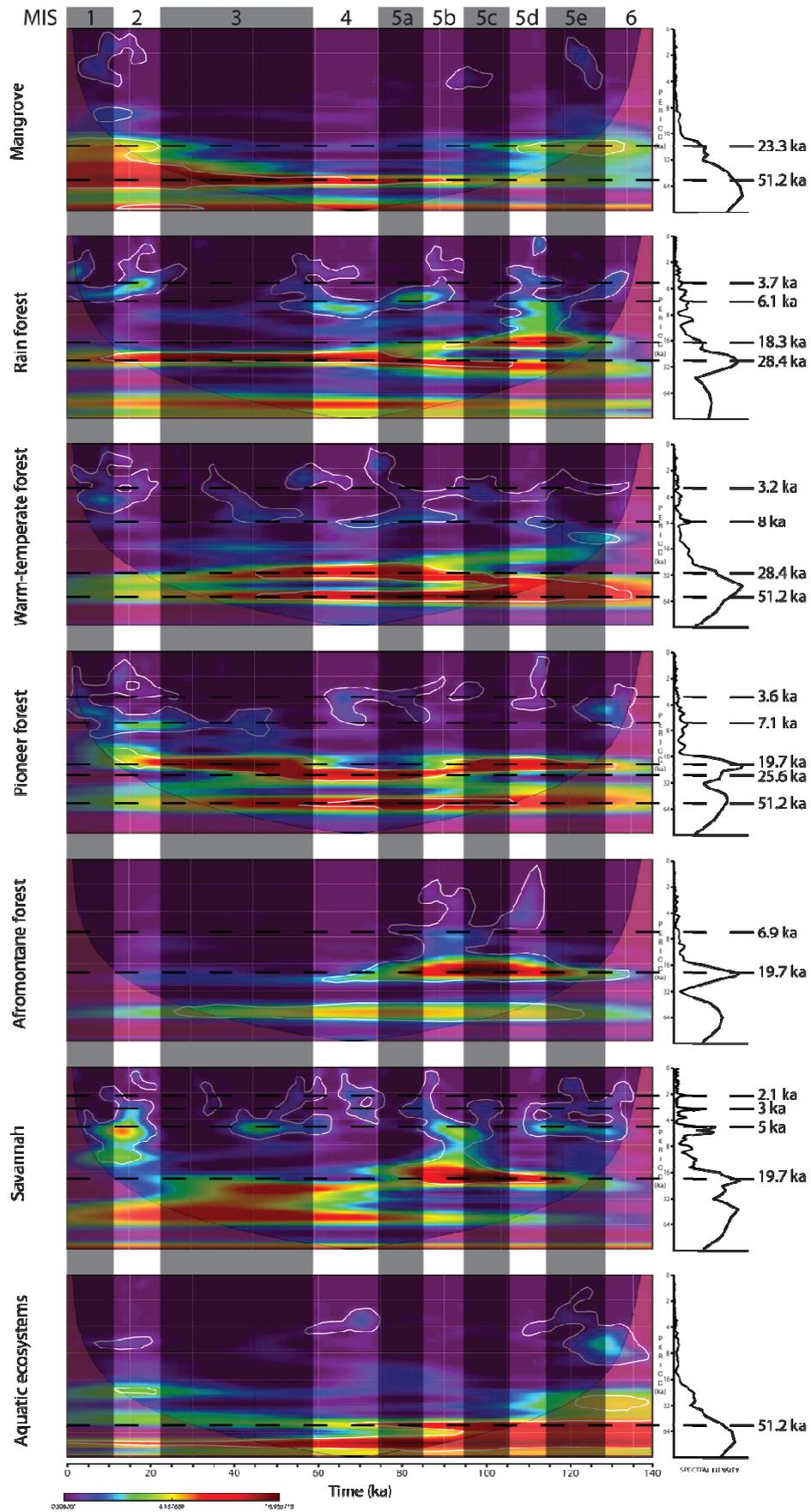


Fig. 6.1. Analyse en wavelet des signaux des différents groupes écologiques de la carotte KZai 02.

Sur les différents diagrammes en wavelet, les fines lignes blanches entourent les régions dont le niveau de confiance dépasse 95% tandis que la structure plus pâle en forme de vasque correspond au cône d'influence (COI pour Cone Of Influence) : étant donné que notre série temporelle est finie, l'analyse en wavelet souffre d'effets de bordures à ces deux extrémités instaurant ce COI dans le spectre de puissance (De Moortel *et al.* 2004). A l'intérieur de cette zone, le spectre de puissance wavelet est peu sûr et doit être interprété avec précaution. Cette limitation de l'analyse en wavelet est plus marquée pour les grandes périodicités où les effets de bordures sont plus importants (De Moortel *et al.*, 2002). Pour qu'une périodicité soit considérée comme représentative, elle doit comprendre au moins une oscillation complète au-delà de 95% de confiance et en dehors de la zone du COI (Sen *et al.*, 2009).

Le plus grand cycle révélé par cette analyse en wavelet correspond à une période de ~51 ka et est enregistré dans les groupes de mangrove, des forêts semi-décidue et pionnière ainsi que dans le signal des écosystèmes aquatiques. Ce cycle, qui n'avait pas été révélé par les analyses FFT et MEM, correspond à l'obliquité longue (Koizumi, 1994 ; Latta *et al.*, accepté). La représentation de ce cycle dans quatre des sept groupes écologiques tend à démontrer que l'influence de l'obliquité dans l'enregistrement sédimentaire de la carotte KZai 02 est plus importante qu'on ne le soupçonnait. Ce paramètre contrôle la dynamique des calottes glaciaires (Ruddiman *et al.*, 1986 ; Raymo et Nisancioglu, 2003 ; Hopley *et al.*, 2007) et influence le système de moussons (Tian *et al.*, 2006 ; Chase et Meadows, 2007) par le biais de gradients de température entre les hautes et basses latitudes (Jackson et Broccoli, 2003 ; Davis et Brewer, 2009). On peut noter que la représentation de ce cycle de 51 ka n'est pas constant dans les différents signaux. Ainsi, dans la partie basse de l'enregistrement, cette période est-elle présente dans les signaux des environnements aquatiques et des forêts semi-décidue et pionnière, tandis que dans la partie plus sommitale de la carotte KZai 02, c'est la mangrove qui semble répondre à ce cycle. Les fluctuations d'abondance de la mangrove dépendent des fluctuations du niveau marin tandis que celles des autres groupes écologiques sont liées à des changements des facteurs climatiques. On peut donc supposer que, si le paramètre d'obliquité exerce une influence en zone intertropicale durant toute la période couverte par l'enregistrement de la carotte KZai 02, l'impact des mécanismes en action a varié au cours du temps.

Comme les analyses FFT et MEM, l'analyse en wavelet révèle une périodicité de ~28 ka, attribuée à une modulation de l'excentricité (Berger et Loutre, 1997), dans les signaux des forêts tropicale et semi-décidue. Cette périodicité est significative dans la dynamique de ces groupes sur une grande partie de l'enregistrement de la carotte KZai 02, mais apparaît comme résultant de deux composantes : une période de 30 ka marquée sur la fin du stade isotopique 5 et une autre de 26 ka durant la Dernière Glaciation. Des variations dans la bande de fréquence de 30 ka ont été révélées dans des enregistrements de spores de la

forêt tropicale australienne (Kershaw *et al.*, 2003) et relié à des phénomènes de type El Niño/Southern Oscillation (ENSO). Cette périodicité a également été trouvée dans des enregistrements de charbon de bois de l'Ouest Pacifique et est attribuée à une interaction entre les cycles glaciaire-interglaciaire et des phénomènes de type ENSO dans la mousson est-asiatique (Beaufort *et al.*, 2003 ; Thevenon *et al.*, 2004). La cyclicité de 26 ka correspond, quant à elle, à la limite haute des bandes de fréquences couvertes par la précession. La cyclicité de 28 ka, décelée dans notre enregistrement, et a été de prime abord interprétée comme une modulation de l'excentricité en zone intertropicale (Berger et Loutre, 1997). Elle pourrait en fait correspondre à l'interaction du paramètre de précession avec des phénomènes de type ENSO impactant le fonctionnement du système de moussons à l'échelle globale.

L'influence de la précession sur les précipitations en zone intertropicale (Pokras et Mix, 1987; deMenocal, 1995; Olago *et al.*, 2000; Maslin et Christensen, 2007) est également marquée par cette analyse en wavelet. On retrouve ainsi une cyclicité comprise entre ~ 19 et ~ 26 ka dans les signaux de tous les groupes de végétation à l'exception de la forêt semi-décidue et des écosystèmes aquatiques. On peut cependant noter que l'expression de ce paramètre est plus forte durant les stades isotopiques chauds 5, 3 et 1 et quasiment absente des stades isotopiques froids 6, 4 et 2. On peut donc supposer que les mécanismes climatiques contrôlés par le paramètre de précession, variations de l'ITCZ et du système de moussons associé (Maslin et Christensen, 2007; Hessler *et al.*, 2010), sont amplifiés durant les phases chaudes.

Des périodes correspondant à des cycles infra-Milankovitch sont également détectées via cette analyse en wavelet avec notamment les événements de Heinrich. Leur périodicité de 8-6 ka se retrouve dans l'ensemble des signaux des environnements forestiers. Leur représentation au cours du temps varie cependant d'un signal à l'autre laissant supposer que les changements climatiques associés à ces pulsations diffèrent d'un événement à l'autre. Des cyclicités plus courtes sont distinguables et on peut notamment repérer l'influence d'une périodicité de ~ 3 ka interprétée, sur la base des analyses FFT et MEM, comme reliée aux événements de Dansgaard/Oeschger (période de $\sim 1,5$ ka). Ces cycles sont décelés dans les résultats de l'analyse wavelet des groupes de savane et de forêt semi-décidue. Cette période s'exprime sur une grande partie de l'intervalle de temps couvert par l'enregistrement de la carotte KZai 02 et est particulièrement fort durant le stade isotopique 5. L'enregistrement de cette cyclicité dans le signal de la forêt semi-décidue présente, durant cet interglaciaire, une variabilité allant de 2,9 ka pendant les interstades chauds à 3,7 ka pendant les interstades froids. Il semblerait que cette cyclicité de ~ 3 ka, également identifiée dans les analyses FFT et MEM, ne reflète pas l'influence des événements de Dansgaard/Oeschger sur la végétation tropicale africaine. L'impact de ces pulsations avait d'ailleurs déjà été décrit comme négligeable dans la zone intertropicale (Hessler *et al.*, 2010). Ainsi, la cyclicité à ~ 3 ka reconnue dans la carotte KZai 02 résulterait-

elle de l'association de plusieurs périodes notamment de $\sim 3,7$ ka également retrouvée dans les signaux des forêts tropicales humides et pionnière. Une périodicité similaire a été décrite par Pestiaux *et al.* (1988) dans l'Océan Indien et associée à une combinaison d'harmoniques de forçages orbitaux sur la dynamique de mousson. L'analyse en wavelet des résultats polliniques de la carotte KZai 02 permet de remarquer que cette période de $\sim 3,7$ ka est mieux représentée durant les phases froides. La cyclicité de ~ 3.7 ka pourrait être liée à des fluctuations du volume global de glace global plutôt qu'à une combinaison d'harmoniques. Cette hypothèse est également invoquée pour expliquer les périodicités de 5 et 2,1 ka révélées dans le signal en wavelet et présentes dans l'enregistrement de Pestiaux *et al.* (1988). Ces observations témoignent du lien étroit existant entre les hautes latitudes et les tropiques.

« You will find something more in woods than in books. Tree and stones will teach you that which you can never learn from masters.»

Saint Bernard, *Epistle*

Synthèse des résultats de cette étude dans le contexte des connaissances acquises auparavant

L'histoire de la végétation de l'Afrique centrale au cours des derniers 165.000 ans a déjà été renseignée par l'étude de forages continentaux (Maley et Brenac, 1987, 1998; Médus *et al.*, 1988; Vincens *et al.*, 1991; Elenga *et al.*, 1991, 1994; Ssemanda et Vincens, 1993; Maley, 1996; Salzmann, 2000 ; parmi d'autres) et marins (Bengo et Maley, 1991; Lézine et Vergnaud Grazzini, 1993; Frédoux, 1994; Jahns, 1996; Jahns *et al.*, 1998; Dupont *et al.*, 1998, 2000; Marret *et al.*, 1999; Lézine *et al.*, 2005 ; parmi d'autres).

La reconstitution de la dynamique des écosystèmes végétaux renseigne sur les variations climatiques survenues en zone intertropicale africaine durant les cycles glaciaire-interglaciaire. Afin de contribuer à l'étude de ces changements environnementaux, la carotte KZai 02 a été prélevée dans le Golfe de Guinée. Par la situation de son forage, au débouché du fleuve Zaïre/Congo, cette carotte a prélevé des sédiments provenant majoritairement du bassin versant de ce fleuve. Néanmoins, l'intense activité atmosphérique existant au-dessus de l'Afrique Centrale (Hastenrath, 1988) autorise le transport de particules, notamment des grains de pollens, sur de longues distances et incite donc à étendre les limites géographiques de notre zone d'étude (Dupont et Wyputta, 2003 ; Dupont *et al.*, 2007). Le modèle d'âge établi pour la carotte a permis d'estimer l'extension temporelle couverte par le forage aux derniers 165.000 ans. Le prélèvement d'un échantillon tous les 5 cm correspond à environ à 100 ans d'enregistrement pollinique tous les 500 ans. La flore pollinique de la carotte KZai 02 a été analysée à très haute résolution chronologique.

Ces résultats, associés aux données fournies par les enregistrements du XRF et du carbone organique total, contribuent à une meilleure compréhension des changements floristiques et de leurs implications climatiques pour les derniers 165.000 ans en Afrique Centrale. Une analyse spectrale des données obtenues a été complétée par une analyse par ondelettes (wavelet) permettant d'émettre des hypothèses quant aux mécanismes en jeu lors de ces changements climatiques. L'ensemble des résultats obtenus dans ce travail est détaillé dans les deux manuscrits insérés dans ce mémoire, ce chapitre en fait le bilan dans le contexte des connaissances apportées par les travaux antérieurs.

Le stade isotopique 6

Le MIS 6 se caractérise par le développement d'une végétation herbeuse (Jahns, 1996, Jahns *et al.*, 1998 ; Dupont *et al.*, 1998 ; 2000), nettement dominée dans l'enregistrement pollinique de la carotte KZai 02 par les Poaceae et les Cyperaceae (Fig. 5.1.). L'installation d'une telle végétation dans le bassin versant du Zaïre/Congo témoigne de l'établissement de conditions froides et plutôt sèches (Fig. 7., Dalibard *et al.*, soumis) en Afrique Centrale. Dans le détail, de nombreuses instabilités climatiques caractérisent le stade isotopique 6 (GRIP Project members ; 1993, Alley *et al.*, 1997 ; Petit *et al.*, 1999 ; EPICA Community members, 2004). Les informations extraites des analyses combinées des résultats polliniques, du XRF et de l'étude du carbone organique total de la carotte KZai 02 (Fig. 7. Dalibard *et al.*, soumis) renseignent sur les processus à l'origine de ces fluctuations. Ces données indiquent des épisodes d'intensification des alizés durant les sous-stades 6.4 et 6.2 (Shi *et al.*, 2001 ; Zabel *et al.*, 2001), tendant à réduire la largeur de l'ITCZ et concentrant ainsi la zone des précipitations au centre du bassin versant. De ce phénomène résulte une restriction des environnements forestiers confinés au centre du bassin par le développement au Nord et au Sud d'une végétation ouverte dominée par les Cyperaceae et les Poaceae. La meilleure représentation de ce type d'événement dans l'enregistrement pollinique de la carotte KZai 02 est le sous-stade 6.2 où le développement des herbes se corrèle avec une forte abondance du taxon afro-montagnard *Podocarpus* (Fig 5.1.) dont le grain de pollen est dispersé par le vent (Coetzee, 1987).

Le stade isotopique 5

Une très rapide augmentation de la représentation des pollens de mangroves dans la carotte KZai 02 (Fig 5.1.) ainsi que dans les enregistrements du pourtour du Golfe de Guinée (Dupont *et al.*, 2000) en réponse à l'augmentation du niveau marin (Shackleton *et al.*, 1987 ; Kim *et al.*, 2005 ; Scourse *et al.*, 2005 ; Ruddiman, 2006) marque la déglaciation. Cet événement fut suivi d'une réduction très importante des zones herbeuses au profit des environnements forestiers, les éléments afro-montagnards exceptés, qui témoignent de l'augmentation des températures et de l'humidité (Jahns, 1996 ; Jahns *et al.*, 1998 ; Dupont *et al.*, 1998 ; 2000). La haute résolution chronologique de l'enregistrement pollinique de la carotte KZai 02 permet cependant de préciser les étapes de cette transition. La savane est progressivement remplacée par la forêt pionnière puis par la forêt semi-décidue. Enfin, une forêt tropicale humide s'est installée à la fin du stade 5e marquant le maximum de l'interglaciaire (Fig. 5.1.). Cette succession d'écosystèmes végétaux indique un décalage entre les paramètres climatiques, l'augmentation des températures intervenant avant celle des précipitations (Dalibard *et al.*, soumis). Les interstades 5c et 5a correspondent également à des phases d'extension des forêts de basse altitude dans le signal pollinique de la carotte KZai 02 (Fig. 5.1.). Cependant, ces développements n'égalent pas l'ampleur

atteinte lors de la fin du sous-stade 5e (Jahns, 1996 ; Dupont *et al.*, 1998). L'essor de ces écosystèmes forestiers dans l'enregistrement pollinique associé à une décharge plus importante du fleuve, comme en témoigne le rapport Ti/K de la carotte KZai 02 durant ces intervalles (Fig. 7. Dalibard *et al.*, soumis) indiquent des phases d'augmentation des précipitations. Ces événements correspondent à des épisodes d'intensification de la mousson ouest-africaine (Schneider, 1997 ; Gingele *et al.*, 1998 ; Lézine *et al.*, 2005) dont la zone d'influence s'étend au-dessus de l'Afrique Centrale (Dalibard *et al.*, soumis).

Entre ces sous-stades chauds s'intercalent des phases très marquées de développement des forêts afromontagnardes. Celles-ci s'étendent sur une vaste partie du bassin, remplaçant les autres environnements forestiers à plus basse altitude (Dupont *et al.*, 2000). Ces sous-stades (5d et 5b) sont marqués dans l'enregistrement pollinique de la carotte KZai 02 ainsi que dans ceux de la région (Bengo et Maley, 1991 ; Frédoux, 1994 ; Jahns *et al.*, 1998 ; Dupont *et al.*, 2000) par d'importantes augmentations de la représentation de *Podocarpus*, entraînant une chute drastique de la diversité taxonomique des échantillons (Fig. 5.2.). Ces épisodes correspondent à de brèves diminutions de la température au sein de l'interglaciaire (Fig. 7. Dalibard *et al.*, soumis). Les précipitations semblent cependant moins affectées mettant en évidence que l'influence du paramètre thermique sur la dynamique de la végétation tropicale africaine est non-négligeable. L'augmentation de l'abondance de *Podocarpus* combinée à des pics enregistrés dans le signal de carbone organique total indique une intensification des vents durant ces sous-stades 5b et 5d. Ceci est en accord avec de précédentes études effectuées dans la région (Hooghiemstra et Agwu, 1988 ; Flores *et al.*, 2000).

Les cinq stades climatiques de cet interglaciaire sont donc très bien soulignés par la dynamique de la végétation, principalement en raison de changements de la température. L'analyse en wavelet effectuée sur les signaux des groupes écologiques de la carotte KZai 02 révèlent une forte influence de la précession durant cet intervalle (Fig. 6.1.). Ces résultats indiquent une influence de ce paramètre orbital sur les fluctuations thermiques, durant le stade isotopique 5 en zone intertropicale africaine. Ce résultat va à l'encontre de ceux de précédentes études établissant un lien entre les variations de la précession et le régime des précipitations aux basses latitudes (Pokras and Mix, 1987 ; deMenocal, 1995 ; Olago *et al.*, 2000 ; Maslin et Christensen, 2007).

Les stades isotopiques 4 et 3

L'entrée en glaciation est caractérisée par une ouverture progressive de la végétation de l'Afrique Centrale (Bengo et Maley, 1991 ; Frédoux, 1994 ; Jahns, 1996 ; Jahns *et al.*, 1998 ; Dupont *et al.*, 2000 ; Shi *et al.*, 2001). L'analyse du contenu pollinique de la carotte KZai 02 révèle que la détérioration des environnements forestiers s'effectua de manière

progressive avec un retrait de la forêt tropicale suivi par des réductions successives des forêts semi-décidue et pionnière (Fig. 5.1.). Ce décalage entre ces différents groupes écologiques traduit un déphasage des paramètres climatiques, la diminution des températures intervenant avant la chute des précipitations (Fig. 7. : Dalibard *et al.*, soumis). L'organisation de la végétation au niveau de la zone intertropicale africaine est très similaire durant les stades 4 et 3 (Dupont *et al.*, 2000) : les Poaceae et les Cyperaceae dominent le bassin versant du Zaïre/Congo tandis que les environnements forestiers de basse altitude voient leur extension réduite, témoignant ainsi de conditions sèches et plutôt froides (Bengo et Maley, 1991 ; Jahns, 1996 ; Jahns *et al.*, 1998 ; Dupont *et al.*, 1998). Le diagramme pollinique de KZai 02 présente deux phases d'augmentation de *Podocarpus*, au début du stade isotopique 4 et au milieu du stade isotopique 3 (Fig. 5.1.). Ces pics se corrélaient avec le signal du carbone organique total (Fig. 7. Dalibard *et al.*, soumis) ainsi qu'avec des épisodes d'augmentation de l'influx pollinique dans le Golfe de Guinée (Shi *et al.*, 2001) ; ils traduisent, de ce fait, des augmentations dans l'intensité des alizés. Ces événements s'accompagnent de fluctuations de l'ITCZ associées à des variations du régime de mousson (Fig. 7. Dalibard *et al.*, soumis). Dans le détail, la dynamique des groupes écologiques durant les stades isotopiques 4 et 3 présente de nombreuses variations. L'analyse spectrale des résultats polliniques de la carotte KZai 02 révèle de nombreuses périodicités sub-Milankovitch (Fig.2., Dalibard *et al.*, à soumettre), notamment aux alentours de 7 ka, qui correspondent aux événements de Heinrich (Sarnthein *et al.*, 2001). Il apparaît, qu'en Afrique Centrale des phases de développement des Cyperaceae, des forêts pionnière et semi-décidue, coïncident avec ces épisodes (Fig.3., Dalibard *et al.*, à soumettre). Cette observation, traduisant un relatif assèchement du bassin versant du Zaïre/Congo, est cohérente avec un déplacement vers le Sud de l'ITCZ comme décrit par Hessler *et al.* (2010).

Le stade isotopique 2 : le Dernier Maximum Glaciaire et la déglaciation

Le Dernier Maximum Glaciaire est marqué dans l'enregistrement de la carotte KZai 02 par une forte réduction des environnements forestiers excepté pour la forêt afro-montagnarde dont le représentant *Podocarpus* montre une nette augmentation (Fig. 5.1.). Ce modèle d'organisation de la végétation se retrouve dans de nombreux enregistrements de la région et témoigne de conditions climatiques froides et sèches. (Caratini et Giresse, 1979 ; Bengo et Maley, 1991 ; Bonnefille *et al.*, 1991 ; Giresse *et al.*, 1994 ; Maley, 1996 ; Maley et Brenac, 1998 ; Shi *et al.*, 1998 ; Marret *et al.*, 1999 ; Dupont *et al.*, 2000 ; Olago *et al.*, 2001). Cette phase est accompagnée d'une intensification des alizés (Lézine et Vergnaud Grazzini, 1993 ; Giresse et Maley, 1998 ; Shi *et al.*, 2001) indiquée dans la carotte KZai 02 par la proportion importante de *Podocarpus* et le pic enregistré par le signal de carbone organique total (Fig. 7. Dalibard *et al.*, soumis). Cet épisode fut suivi par la première étape de la déglaciation avec une augmentation des températures et de l'intensité

de la mousson (Gasse, 2000 ; Lézine et Cazet, 2005 ; Shanahan *et al.*, 2006). Cette amélioration des conditions climatiques permet le développement d'une végétation plus fermée (Jahns, 1996 ; Marret *et al.*, 1999) comme en témoigne l'expansion des forêts de basse altitude dans l'enregistrement pollinique de la carotte KZai 02. Si l'augmentation de l'humidité permet le développement de marais à Cyperaceae, cette première étape fut cependant trop brève pour permettre l'installation de la forêt tropicale humide (Fig. 5.1.). Cette phase, interrompue par un épisode sec dû à une diminution de l'intensité de mousson, est présente sur de nombreux sites africains (Chalié et Gasse, 2002; Lézine et Cazet, 2005; Schefuß *et al.*, 2005, Shanahan *et al.*, 2006). Elle permet le développement d'une végétation ouverte (Maley, 1991 ; Shi *et al.*, 1998) caractérisée par l'expansion des savanes ainsi que des forêts pionnières et le retrait des autres groupes végétaux (Fig. 5.1.).

L'Holocène

Après ces étapes complexes se sont mises en place les conditions chaudes et humides interglaciaires du stade isotopique 1. Cette phase correspond à un rapide développement des environnements forestiers sur l'Afrique Centrale (Lézine et Vergnaud Grazzini, 1993; Ssemmanda et Vincens, 1993; Giresse, *et al.*, 1994; Maley et Brenac, 1998; Olago, 2001) avec notamment d'une augmentation de la représentation des mangroves dans les enregistrements polliniques du Golfe de Guinée (Jahns, 1996 ; Dupont *et al.*, 1998 ; 2000 ; Lézine *et al.*, 2005). En témoigne la brusque expansion des taxons de la forêt tropicale humide ainsi que de *Rhizophora* dans l'enregistrement pollinique de la carotte KZai 02 (Fig. 5.1.). L'augmentation de ce représentant des marais de mangrove répond aux variations du niveau marin (Shackleton *et al.*, 1990 ; Kim *et al.*, 2005 ; Scourse *et al.*, 2005 ; Ruddiman, 2006). Le stade isotopique 1 comprend deux étapes :

-une période africaine humide, marquée par une intense activité de mousson et un déplacement vers le Nord de l'ITCZ, à laquelle succède

-l'installation de conditions climatiques proches de celles de l'époque actuelle (Hastenrath et Kutzbach, 1983 ; Lézine et Casanova, 1989 ; Gasse *et al.*, 1990 ; Stager et Mayewski, 1997 ; Gasse, 2000 ; Leblanc *et al.*, 2006).

L'évolution de la végétation durant ces phases est renseignée par de nombreux enregistrements de la région (Lézine et Vergnaud Grazzini, 1993; Ssemmanda et Vincens, 1993; Giresse, *et al.*, 1994; Maley and Brenac, 1998; Dupont *et al.*, 2000; Olago, 2001). Le spectre pollinique de la carotte KZai 02 ne permet pas d'identifier clairement cette transition mi-holocène. Cependant on note, au milieu du stade isotopique 1, une inversion de tendance dans le signal de carbone organique total (Fig. 7. : Dalibard *et al.*, soumis) qui témoigne d'une diminution du débit du fleuve et se corrélable avec une chute de la diversité

floristique (Fig. 6.2.), ces deux éléments marquant probablement la fin de cette période humide africaine.

Conclusions et perspectives

L'étude que nous avons entreprise, pour ce travail de thèse, a pu être menée à son terme en utilisant des méthodes d'analyses polliniques détaillées (plus de 300 taxons identifiés) et à haute résolution (jusqu'à 1 échantillon tout les 500 ans). Ces méthodes ont été appliquées au matériel sédimentaire prélevé sur la carotte KZai 02 forée dans le Golfe de Guinée.

Les données obtenues informent sur les **changements intervenus dans l'organisation de la végétation africaine** en zone intertropicale **durant les derniers 165.000 ans**. La comparaison de l'enregistrement pollinique avec les variations de carbone organique total et du rapport Ti/K, utilisées respectivement comme marqueurs du renforcement des alizés et de l'intensité de la mousson, a permis une reconstitution précise des **variations climatiques ayant eu lieu** en Afrique Centrale durant les deux derniers cycles glaciaire-interglaciaire. Aux signaux des groupes écologiques a été appliquée une analyse spectrale pour en extraire d'éventuelles cyclicités, renseignant sur les **mécanismes à l'origine des variations climatiques** en zone intertropicale africaine.

L'enregistrement pollinique de KZai 02 a permis de confirmer les grands traits de l'histoire de la végétation et du climat en Afrique tropicale. Les résultats indiquent un développement important d'environnements ouverts, où dominent les Poaceae et les Cyperaceae, dans le bassin versant du Zaïre/Congo durant les stades isotopiques glaciaires 6, 4, 3 et 2. Ces épisodes correspondent à l'installation de conditions climatiques froides et sèches sur l'Afrique Centrale. Une augmentation des températures et celle de l'intensité des précipitations liées à la mousson ouest-africaine au cours des stades isotopiques 5 et 1 permettent le développement aux basses altitudes d'environnements forestiers. D'importantes fluctuations dans la représentation du pollen de *Podocarpus* définissent les sous-stades 5b et 5d, le début des stades isotopiques 4 et 2, ainsi que le milieu du stade 3. Ils témoignent d'épisodes d'intensification des alizés. Les informations fournies par les signaux du carbone organique total et du XRF (Ti/K) indiquent que les phases froides sont caractérisées par une augmentation de la circulation atmosphérique réduisant la largeur de la bande d'influence de l'ITCZ. Les interglaciaires correspondent à des phases d'augmentation de la mousson indiquant une expansion de l'aire de répartition des précipitations au-dessus de l'Afrique Centrale.

Les enregistrements polliniques marins couvrant les transitions glaciaire-interglaciaire montrent de fortes augmentations de la présence des pollens de mangrove, principalement *Rhizophora*, en réponse à l'élévation du niveau marin. L'enregistrement pollinique de la carotte KZai 02 corrobore cette observation. Sur les continents, ces épisodes correspondent à un développement des environnements forestiers. La haute résolution de l'enregistrement pollinique de la carotte KZai 02 permet néanmoins d'en préciser les étapes. L'installation des conditions interglaciaires s'effectua progressivement avec un retard de l'intensification des précipitations par rapport à l'accroissement des températures. Il résulte de ce phénomène un développement graduel de forêts de plus en plus humides venant remplacer les savanes.

L'influence des précipitations est généralement considérée comme le facteur contrôlant l'organisation de la végétation en zone intertropicale africaine. Sur la base de l'enregistrement pollinique de la carotte KZai 02 les fluctuations de la température et de l'humidité sur les derniers 165.000 ans ont pu être détaillées. Ces résultats soulignent combien les précipitations influencent la dynamique des écosystèmes végétaux intertropicaux, mais que le rôle du paramètre thermique a , jusqu'à ce travail, été négligé. Ceci est notamment vrai durant les sous-stades du MIS 5. En effet, l'analyse « multi-proxies » de la carotte KZai 02 démontre que durant cet interglaciaire des fluctuations de température, contrôlées par la précession, entraînaient d'importants bouleversements dans la répartition des zones en végétation de l'Afrique Centrale.

L'analyse spectrale des données polliniques de la carotte KZai 02 permet de confirmer ce contrôle du paramètre de la précession sur les enregistrements de la zone intertropicale africaine, mais son effet ne semble pas se cantonner à une modulation du régime des précipitations. L'expression des paramètres d'excentricité et d'obliquité est plus discrète. Cependant ces derniers semblent avoir eu un impact à la fois sur l'intensité des précipitations et la force des alizés.

La large gamme de fréquences détectées dans les signaux polliniques de la carotte KZai 02 témoigne de la grande sensibilité de la végétation intertropicale africaine aux fluctuations climatiques. L'analyse spectrale a révélé que de nombreuses périodicités, correspondent aux évènements de Heinrich ainsi qu'à des variations de la mousson est-asiatique associés à des fluctuations des calottes polaires. Ces résultats attestent de la forte relation entre les climats des hautes et basses latitudes.

Les données de cette thèse présentent la plus haute résolution jamais atteinte pour un enregistrement pollinique couvrant une telle tranche de temps dans la zone intertropicale africaine. Les trois années consacrées à ce travail ont ainsi permis de fournir une reconstitution précise des changements de la végétation intervenus en Afrique tropicale

durant les deux derniers cycles glaciaire-interglaciaire. Ces données ont servies à retracer les changements climatiques intervenus dans cette zone ouest-africaine, ainsi d'identifier les mécanismes à leur origine. Cependant, d'autres aspects restent à développer.

La phytogéographie de l'Afrique tropicale, en raison de son organisation particulière en bandes latitudinales, est un objet spécialement bien adapté à l'étude des fluctuations de l'ITCZ. Si la répartition des taxons en groupes écologiques permet de retracer la dynamique de la végétation, elle n'est cependant pas adaptée à une réflexion basée sur la provenance géographique des grains de pollens. Recueillir des informations sur les changements de sources préférentielles des apports polliniques au cours du temps pourrait être interprété en tenant compte du mode de dispersion différencié des grains de pollen. Les fluctuations des différents taxons permettrait des interprétations en termes de variations climatologiques (activation des cours d'eau par les précipitations, orientation des vents, etc.). Sur la base d'une approche statistique (« *clustering* » effectuée par G. Escarguel), a été tenté un classement des taxons par groupes « géographiques ». Les premiers résultats, plus qu'encourageants, ont d'ailleurs fait l'objet d'une présentation au congrès de l'European Geoscience Union à Vienne en Mai 2010. La méthode mérite d'être affinée et pourra, à l'avenir, constituer un nouveau mode de classification des taxons identifiés dans les flores polliniques en zone intertropicale africaine. Cette méthode, autorisant la détermination des régions sources des grains de pollen et leur variabilité de ces sources au cours du temps, pourrait permettre des interprétations en terme d'orientation des vents et donc de fluctuations latitudinales de l'ITCZ.

Le contenu pollinique de la carotte KZai 02 renseigne sur les changements climatiques survenus en domaine continental pour la zone tropicale africaine. Ces résultats pourraient être complétés par les données de l'analyse, à même résolution, d'un *proxy* marin extrait du même matériel sédimentaire. Les kystes de dinoflagellés ont été comptés, mais non identifiés, lors du recensement des pollens. La faible représentation des kystes dans cette série sédimentaire rend longue et difficile leur utilisation. Cependant cette étude, nécessaire et de longue haleine, devra absolument être entreprise dans l'avenir. Les informations ainsi obtenues permettront de retracer les changements intervenus dans la circulation océanique au niveau du Golfe de Guinée, par exemple les variations de l'intensité des *upwellings* en liaison avec une réorganisation des courants marins de surface en fonction des variations de la dynamique de l'ITCZ déjà renseignés pas cette thèse. Les circulations océaniques et atmosphériques étant étroitement couplées, l'ajout de ces données viendra ainsi compléter la reconstitution des changements climatologiques qui affectèrent la région.

Références hors article

- Abrantes, F., 2003. A 340,000 year continental climate record from tropical Africa – news from opal phytoliths from the equatorial Atlantic. *Earth and Planetary Science Letters*, 209, 165–179.
- Adisson, P.S., 2002. *The Illustrated Wavelet Transform Handbook: Applications in Science, Engineering, Medicine and Finance*. Institute of Physics Publishing, Bristol. 400 pp.
- Alley, R. B., and D. R. MacAyeal, 1994. Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet. *Paleoceanography*, 9, 503-511.
- Alley, R.B., Shuman, C.A., Meese, D.A., Gow, A.J., Taylor, K.C., Cuffey, K.M., Fitzpatrick, J.J., Grootes, P.M., Zielinski, G.A., Ram, M., Spinelli, G., Elder, B., 1997. Visual-stratigraphic dating of the GISP2 ice core : Basis, reproductibility, and application. *Journal of Geophysical Research*, 102 (C12), 26 367-26 381.
- Amiotte Suchet, P., Probst, J.L., 1993. Erosion chimique du bassin Versant du Congo: variabilité spatio-temporelle des flux de CO₂ consomme par altération de la croute continentale. *Grands Bassins Fluviaux*, Paris, 22-24 novembre 1993. Paris.
- Andres, M.S., Bernasconi, S.M., McKenzie, J.A., Röhl, U., 2003. Southern Ocean deglacial record supports global Younger Dryas. *Earth and Planetary Science Letters*, 219, 515-524.
- Association des Palynologues de Langue Française (A.P.L.F.), 1974. *Pollen et spores d'Afrique tropicale*. Travaux et Documents de Géographie Tropicale, 16, CNRS, Talence.
- Babonneau, N. (2002). Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique : Cas du Système Turbiditique actuel du Zaïre. *Géologie Marine*. Bordeaux, Université Bordeaux I: 308.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D. and Gagnon, J.M. 1999. Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400: 344-348.
- Barker, S., Diz, P., Vautravers, M.J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I.R., Broecker, W.S., 2009. Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. *Nature*, 457, 1097-1103.
- Bearman/Open University, 1989. *Ocean circulation*. Pergamon, Oxford, 238 pp.
- Beaufort, L., de Garidel-Thoron, T., Linsley, B., Oppo, D., Buchet, N., 2003. Biomass burning and oceanic primary production estimates in the Sulu Sea area over the last 380,000 yr and the East Asian monsoon dynamics. *Marine Geology*, 201, 53–65.

- Bengo, M.D., Maley, J., 1991. Analyses des flux polliniques sur la marge sud du Golfe de Guinée depuis 135.000 ans. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 313, ser. 2, 843–849.
- Berger, A., Loutre, M.F., 1997. Intertropical Latitudes and Precessional and Half-Precessional Cycles. *Science*, 278, 1476–1478.
- Berger, A., Loutre, M.F., Melice, J.L., 2006. Equatorial insolation : from precession harmonics to excentricity frequencies. *Climate of the Past*, 2, 131–136.
- Beuning, K.R.M., Zimmerman, K.A., Ivory, S.J., Cohen, A.S., 2010. Vegetation response to glacialinterglacial climate variability near Lake Malawi in the southern African tropics. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, in press.
- Biasutti, M., Bittisti, D.S., Sarachick, E.S., 2005. Terrestrial influence on the annual cycle of the Atlantic ITCZ in an AGCM coupled to a slab ocean mode. *Journal of Climatology* 18 (1), 211–228.
- Black, D.E., Peterson, L., Overpeck, J.T., Kaplan, A., Evans, M.N., Kashgarian, M., 1999. Eight centuries of North Atlantic ocean atmosphere variability. *Science* 286, 1709–1713.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., DaËllenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C.U., Johnsen, S. J., 1998. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 394, 739-743.
- Bond, G.C.; Lotti, R., 1995. Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation. *Science* 267, 1005-1010.
- Bond, G., Lotti, R., 1995. Iceberg discharges into the north Atlantic on millennial time scales during the last glaciations. *Science*, 267, 1005–1010.
- Bond, G.n Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., Bonami, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278 (5341), 1257-1266.
- Bond, G.C., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G., Johnson, S., 1999. The North Atlantic's 1–2 kyr climate rhythm: relation to Heinrich events, Dansgaard/Oeschger cycles and the little ice age. In Clark, P.U., Webb, R.S., Keigwin, L.D. (PDF). *Mechanisms of Global Change at Millennial Time Scales*. Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington DC., 59–76.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, M., Hajdas, I., Bonani, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294 (5549), 2130–2136.
- Bongo-Passi, G., 1984. Contribution à l'étude lithostratigraphique, minéralogique et géochimique du delta sous-marin profond du fleuve Congo, Université de Toulouse, 215 pp.
- Bonnefille, R., Riollet, G., 1980. Pollens des savanes d'Afrique orientale. CNRS, Paris.
- Bonnefille, R., Riollet, G., Buchet, G., 1991. Nouvelle séquence pollinique d'une tourbière de la crête Zaïre-Nil (Burundi). *Review of Palaeobotany and Palynology* 67, 315–330.

- Bonnefille, R., Chalié, F., Guiot, J., Vincens, A., 1992. Quantitative estimates of full glacial temperatures in equatorial Africa from palynological data. *Climate dynamics*, 6, 251-257.
- Brice, S.E., Cochran, M.D., Pardo, G., Edwards, A.D., 1982. Tectonics and Sedimentation of the South Atlantic rift sequence: Cabinda, Angola. In: W.a. Drake (Editor), *Studies in continental margin geology*. AAPG Memoir, pp. 5-18.
- Briquet, J.P., 1990. Régimes et bilans hydrologiques de l'Afrique centrale. Les apports à l'océan, du golfe du Biafra à la Pointa do Dande. In: *Paysages quaternaires de l'Afrique centrale atlantique*, Lanfranchi, R. and Schwartz, D. (Eds), 535 pp.
- Broecker, W.S., 1987. The biggest chill. *Nat. Hist. Mag.*, 97. 74-82.
- Broecker, W.S., 2003. Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere ? *Science*, 300, 1519-1522.
- Brooks, K., Scholz, C.A., King, J.W., Peck, J., Overpeck, J.T., Russel, J.M., Amoako, P.Y.O., 2005. Late-Quaternary lowstands of lake Bosumtwi, Ghana: evidence from high-resolution seismic-reflection and sediment-core data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 216, 235–249.
- Campbell, I.D., Campbell, C., Apps, M.J., Rutter, N.W. and Bush, A.B.G. 1998. Late Holocene ca.1500 yr climatic periodicities and their implications. *Geology* 26: 471-473.
- Caratini, C., Giresse, P., 1979. Contribution palynologique à la connaissance des environnements continentaux et marins du Congo à la fin du Quaternaire. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 288, ser. D, 379–382.
- Carto, S.I., Weaver, A.J., Hetherington, R., Lam, Y., Wiebe, E.C., 2009. Out of Africa and into an ice age: on the role of global climate change in the late Pleistocene migration of early modern humans out of Africa. *Journal of Human Evolution*, 56, 139–151.
- Chalié, F., Gasse, F., 2002. Late Glacial–Holocene diatom record of water chemistry and lake level change from the tropical East African Rift Lake Abiyata (Ethiopia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 187, 259–283.
- Chase, B.M., Thomas, D.S.G., 2007. Multiphase late Quaternary Aeolian sediment accumulation in western South Africa: Timing and relationship to palaeoclimatic changes inferred from the marine record. *Quaternary International* 166, 29–41.
- Chase, B.M., Meadows, M.E., 2007. Late Quaternary dynamics of southern Africa's winter rainfall zone. *Earth-Science Reviews*, 84, 103–138.
- Chambers, F. M., Blackford, J. J., 2001. Mid- and late-Holocene climatic changes: a test of periodicity and solar forcing in proxy-climate data from blanket peat bogs. *Journal of Quaternary Science* 16(4), 329-338.
- Chang, P., L. Ji, et al. (1997). A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature* 385(6616): 516-518.
- Chang, P., R. Saravanan, et al. (2000). The effect of local sea surface temperature on atmospheric circulation over the tropical Atlantic sector. *Journal of Climate* 13: 2195-2216.

- Chao, W.C., Chen, B., 2001. The origin of monsoons. *Journal of the Atmospheric Sciences* 58, 3497- 3507.
- Chapman, P. and L. V. Shannon, 1987. Seasonality in the oxygen minimum layers at the extremities of the Benguela system. . *South African Journal of Marine Science* . 5, 51-62.
- Chiang, J. C. H. , 2009. The Tropics in Paleoclimate. In *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, eds. R. Jeanloz and K. H. Freeman, Annual Reviews, Palo Alto, CA , 37, 263-297.
- Chui, C.K., 1992., *Wavelets: A Tutorial in Theory and Applications Wavelet Analysis and its Applications*, Vol. 2. Academic Press Inc, 723 p.
- Cini Castagnoli, G. C., Bonino, G., Taricco, C. and Bernasconi, S.M., 2002. Solar radiation variability in the last 1400 years recorded in the carbon isotope ratio of a Mediterranean sea core. *Advances in Space Research* 29, 1989-1994.
- Clark, P. U., N. G. Pisias, Storker, T.F., Weaver, A.J., 2002. The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. *Nature* 415: 863-869.
- Clark, P.U., Alley, R.B., Pollard, D., 1999. Northern Hemisphere ice-sheet influences on global climate. *Science*, 286 (5442), 1104-1111.
- Coetsee, J.A., 1987. Comparison of Recent and Quaternary Pollen Data. *Advances in Aerobiology*, Birkhäuser, Basel, pp. 31–36.
- Cook, K.H., 1999 – Generation of the African Easterly Jet and its Role in determining West African Precipitation. *Journal of Climate*, 12, 1165-1184.
- Cour, P., 1974. Nouvelles techniques de détection des flux et des retombées polliniques: étude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface du sol. *Pollen et Spores*, 16 (1), 103-139.
- Crowley, T. J., North G.R., 1991. *Paleoclimatology*, Oxford Univ. Press, New York
- Dahl, S.O., Nesje, A, Lie, Ø, Fjordheim, K., Matthews, J.A., 2002. Timing, equilibrium-line altitudes and climatic implications of two early-Holocene glacier readvances during the Erdalen Event at Jostedalbreen, western Norway. *The Holocene*, 12 (1), 17–25.
- Dalibard M., Popescu S.-M., Maley J., Baudin F., Melinte-Dobrinescu M.C., Pittet B., Marsset T., Dennielou B., Droz L., Suc J.-P., soumis. Dynamics of the African InterTropical Convergence Zone from MIS 6 according to high-resolution integrated pollen record of core KZai 02 (Guinea Gulf). *Quaternary Science Reviews*,.
- Dalibard, M., Popescu, S.-M., Pittet, B., Frenandez, V., a soumettre. Paces of African vegetation over the last 160 kyr documented by pollen analysis of core KZai 02 (Guinean Gulf).
- Damon, P. E., Jirikowic, J. L., 1992. Solar forcing of global climate change? in Taylor, R. E., Long, A. and Kra, R. S. (eds.), *Radiocarbon After Four Decades: An Interdisciplinary perspective*, Springer-Verlag, New York, pp. 117–129.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdottir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993.

- Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, 364, 218–220.
- Davis, B.A.S., Brewer, S., 2009. Orbital forcing and role of the latitudinal insolation/temperature gradient. *Climate Dynamics*, 32, 143–165.
- de Garidel-Thonon, T., Beaufort, L., Linsley, B.K., Dannenmann, S., 2001. Millennial-scale dynamics of the East Asian winter monsoon during the last 200,000 years. *Paleoceanography*, 16 (5), 491–502.
- deMenocal, P.B., 1995. Plio-Pleistocene African Climate. *Science*, 270, 5233, 53–59.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M., 2000. Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, 347–361.
- Devroey, E., 1941. Le bassin hydrographique congolais, spécialement celui du bief maritime. Institut Royal des Colonies Belge, Section Sciences et Techniques Mémoire – Collection 8°, III (3), 3–160.
- De Moortel, I., Munday, S.A., Hood, W., 2004. Wavelet analysis, the effect of varying basic wavelet parameters. *Solar Physics*, 222, 203–228.
- Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P., Tofani, R., 1996. Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *GSA Bulletin*, 108(3): 253–269.
- Droz, L., T. Marsset, et al. (2003). Architecture of an active mud-rich turbidite system: The Zaire Fan (Congo-Angola margin, southeast Atlantic). Results from ZAIANGO 1 and 2 cruises. *AAPG Bulletin* 87(7): 1145–1168.
- Dupont L.M., Agwu C.O., 1991. Environmental control of pollen grain distribution patterns in the Gulf of Guinea and offshore NW-Africa. *Geologische Rundschau* 80, 567–589.
- Dupont, L.M., Marret, F., Winn, K., 1998. Land–sea correlation by means of terrestrial and marine palynomorphs from the equatorial East Atlantic: phasing of SE trade winds and the ocean productivity. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 142, 51–84.
- Dupont, L.M., Jahns, J., Marret, F., Ning, S., 2000. Vegetation change in equatorial West Africa: timeslices for the last 150 ka. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 155, 95–122.
- Dupont, L.M., Wyputta, U., 2003. Reconstructing pathways of aeolian pollen transport to the marine sediments along the coastline of SW Africa. *Quaternary Science Reviews* 22, 157–174.
- Dupont, L.M., Behling, H., 2006. Land-sea linkages during deglaciation: High-resolution records from the eastern Atlantic off the coast of Namibia and Angola (ODP site 1078). *Quaternary International* 148, 19–28.
- Dupont, L.M., Behling, H., Jahns, S., Marret, F., Kim, J.-H., 2007. Variability in glacial and Holocene marine pollen records offshore from west southern Africa. *Vegetation History and Archaeobotany* 16, 87–100.
- Durham, E.L., Maslin, M.A., Platzmann, E., Rosell-Melé, A., Marlow, J.R., Leng, M., Lowry, D., Burns, S.J., and the ODP Leg 175 Shipboard Scientific Party, 2001. Reconstructing the

- climatic history of the western coast of Africa over the past 1.5 My: a comparison of proxies records from Congo basin and the Walvis ridge and the search for evidence of the Mid-Pleistocene revolution. In Wefer, G., Berger, W.H., and Richter, C. (Eds.), Proc. ODP, Sci. Results, 175.
- Elenga, H., Vincens, A., Schwartz, D., 1991. Présence d'éléments forestiers montagnards sur les plateaux Bateke (Congo) au Pléistocène supérieur. Nouvelles données palynologiques. *Palaeoecology of Africa* 22, 239–252.
- Elenga, H., Schwartz, D., Vincens, A., 1994. Pollen evidence of late Quaternary vegetation and inferred climate changes in Congo. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109, 345–356.
- EPICA community members, Laurent Augustin, Carlo Barbante, Piers R. F. Barnes, Jean Marc Barnola, Matthias Bigler, Emiliano Castellano, Olivier Cattani, Jerome Chappellaz, Dorte Dahl-Jensen, Barbara Delmonte , Gabrielle Dreyfus, Gael Durand, Sonia Falourd, Hubertus Fischer, Jacqueline Flückiger, Margareta E. Hansson, Philippe Huybrechts, Gérard Jugie, Sigfus J. Johnsen, Jean Jouzel, Patrik Kaufmann, Josef Kipfstuhl, Fabrice Lambert, Vladimir Y. Lipenkov, Geneviève C. Littot, Antonio Longinelli, Reginald Lorrain, Valter Maggi, Valerie Masson-Delmotte, Heinz Miller, Robert Mulvaney, Johannes Oerlemans, Hans Oerter, Giuseppe Orombelli, Frederic Parrenin , David A. Peel, Jean-Robert Petit, Dominique Raynaud, Catherine Ritz, Urs Ruth, Jakob Schwander, Urs Siegenthaler, Roland Souchez, Bernhard Stauffer, Jorgen Peder Steffensen, Barbara Stenni, Thomas F. Stocker, Ignazio E. Tabacco, Roberto Udisti, Roderik S. W. van de Wal, Michiel van den Broeke, Jerome Weiss, Frank Wilhelms, Jan-Gunnar Winther, Eric W. Wolff, Mario Zucchelli for EPICA community members (participants are listed alphabetically), 2004. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature*, 429, 623-628.
- Farge, M., 1992. Wavelet transforms and their applications to turbulence. *Annual Review of Fluid Mechanics*. 24, 395-457.
- Fisher, G., Wefer, G., 1996. Long-term observation of particle fluxes in the eastern Atlantic: seasonality, changes of flux with depth and comparison with the sediment record. In: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D. (Eds). *The South Atlantic Ocean, Present and Past Circulation*, Springer, Berlin, pp. 325–344.
- Flores, J.-A., Bárcena, M.A., Sierro, F.J., 2000. Ocean-surface and wind dynamics in the Atlantic Ocean off Northwest Africa during the last 140 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 161, 459–478.
- Fontaine, B., Janicot, S., Roucou, P., 1999. Coupled ocean-atmosphere variability and its climate impacts in the tropical Atlantic region. *Climate Dynamics* 15, 451–473.
- Frédoux, A., 1994. Pollen analysis of a deep-sea core in the Gulf of Guinea: vegetation and climatic changes during the last 225,000 years B.P. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 109, 317–330.

- Ganopolski, A., Rahmstorf, S., 2001. Abrupt glacial climate changes due to stochastic resonance. *Physical Review Letters*. 88 (3), 038501-1 à 4.
- Garcin, Y., Williamson, D., Taieb, M., Vincens, A., Mathé, P.-E., Majule, A., 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, 334–354.
- Gasse, F., 2000. Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 19, 189–211.
- Germain, H., 1968. *Météorologie dynamique et climatologie; application au régime des pluies du Sénégal*. ASECNA, Direction de l'Exploitation Météorologique, Dakar, Sénégal, 15 pp.
- Gingele, F.X., Müller, P.M., Schneider, R.R., 1998. Orbital forcing of freshwater input in the Zaire Fan area—clay mineral evidence from the last 200 kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 138, 17–26.
- Giresse, P., Maley, J., Brenac, P., 1994. Late Quaternary palaeoenvironments in the Lake Barombi Mbo (West Cameroon) deduced from pollen and carbon isotopes of organic matter. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 107, 65–78.
- Gordon, A.L., Bosley, K.T., 1991. Cyclonic gyre in the tropical South Atlantic. *Deep-Sea Res.* 38 (1), S323-S343.
- Giresse, P., Maley, J., 1998. The dynamic of organic carbon in South Cameroon: fluxes in a tropical river system and a lake system as a varying sink on a glacial-interglacial time scale. *Global and Planetary Change* 16–17, 53–74.
- GRIP Project Members. (1993). Climatic instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. *Nature*, 366, 203-207.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.C., Johnsen, S., Jouzel, J., 1993. Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature*, 366, 552-554.
- Grootes, P. M. and Stuiver, M. Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10-3- to 105-year time resolution, *Journal of Geophysical Research*, 102(C12), 26 455–26 470, 1997.
- Guers, J., 1970. *Palynologie Africaine*. X. Bulletin de l'Institut Fondamental d'Afrique Noire 32, 312– 365.
- Hays, J.D., Imbrie, J., Shackleton, N.J., 1976. Variations in the Earth's orbit: pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 194 (4270), 1121-1132.
- Hayward, D., Oguntoyinbo, J.S., 1987. *Climatology of West Africa*. HarperCollins Publishers Ltd, Hutchinson, London. 270 pp.
- Hastenrath, S., Kutzbach, J., 1983. Paleoclimatic estimates from water and energy budgets of East African lakes. *Quaternary Research* 19, 141–153.
- Hastenrath, S., 1984. Interannual variability and Annual cycle: mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector. *Monthly weather review*, 112, 1097-1107.
- Hastenrath, S., 1988. *Climate and Circulation of the Tropics*. Reidel, Dordrecht.

- 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.
- Herbland, A., Le Borgne, R., Le Bouteiller, A., Voiturez, B., 1983. Structure hydrologique et production primaire dans l'Atlantique tropicale orientale. *Océanographie Tropicale* 18, 249-293.
- Hessler, I., Dupont, L., Bonnefille, R., Behling, H., Gonzáles, C., Helmens, K.F., Hooghiemstra, H., Lebamba, J., Ledru, M.-P., Lezine, A.-M., Maley, J., Marret, F., Vincens, A., 2009. Millennial-scale changes in vegetation records from tropical Africa and South America during the last glacial. *Quaternary Science Reviews* in press, doi:10.1016/j.quascirev.2009.11.029.
- Heusser, C.J., 1990. Late-glacial and Holocene vegetation and climate of Subantarctic South America *Review of Palaeobotany and Palynology*, Volume 65 (1-4) 9-15.
- Heezen, B.C., Menzies, R.J., 1964. Congo Submarine Canyon. *AAPG Bulletin* 48(7), 1126-1149.
- Hirst, A.C., Hastenrath, S., 1983. Atmosphere-ocean mechanisms of climate anomalies in the Angola-tropical atlantic sector. *American Meteorology Society* 13, 1146–1157.
- Holmgren, K., Lee-Thorp, J.A., Cooper, G.R.J., Lundblad, K., Partridge, T.C., Scott, L., Sitaldeen, R., Talma, A.S., Tyson, P.D., 2003. Persistent millennial-scale climatic variability over the past 25,000 years in Southern Africa. *Quaternary Science Reviews*, 22, 2311-2326.
- Holvoeth, J., Kolonic, S., Wagner, T., 2005. Soil organic matter as an important contributor to late Quaternary sediments of the tropical West African continental margin. *Geoch. and Cosmo. Acta*, 69 (8), 2031–2041.
- Holzkämper, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Talma, S., Mangini, A., Partridge, T., 2009. Late Pleistocene stalagmite growth in Wolkberg Cave, South Africa. *Earth Planetary and Science Letters* 282, 212–221.
- Hong, Y. T., Jiang, H. B., Liu, T.S., Zhou, L.P., Beer, J., Li, H.D., Leng, X.T., Hong, B., Qin, X.G., 2000. Response of climate to solar forcing recorded in a 6000-year - $\delta^{18}\text{O}$ time-series of Chinese peat cellulose. *The Holocene* 10(1), 1-7.
- Hooghiemstra, H., Agwu, C.O., 1988. Changes in the vegetation and trade winds in equatorial northwest Africa 140,000 – 70,000 yr B.P. as deduced from two marine pollen records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 66, 173–213.
- Hooghiemstra, H., Melice, J.L., Berger, A., Shackleton, N.J., 1993. Frequency spectra and paleoclimatic variability of the high-resolution 30-1450 ka Funza I pollen record (eastern cordillera, Colombia). *Quaternary Science Reviews*, 12, 141-156.
- Hopley, P.J., Weedon, G.P., Marshall, J.D., Herries, A.I.R., Latham, A.G., Kuykendall, K.L., 2007. High- and low-latitude orbital forcing of early hominin habitats in South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 256, 419–432.

- Hu, F.S., Slawinski, D., Wright, H.E. Jr., Ito, E., Johnson, R.G., Kelts, K.R., McEwan, R.F., and Boedigheimer, A. 1999. Abrupt climatic change in the North American midcontinent during early Holocene times. *Nature*, 400, 437-440.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L., Shackleton, N. J. 1984. The orbital theory of pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine delta ¹⁸O record. in A.L. Berger et al. (eds.) *Milankovitch and Climate, Part 1*. D. Reidel Publ. Co., 269-305
- Imbrie, J., Boyle, E., Clemens, S., Duffy, A., Howard, W., Kukla, G., Kutzbach J., Martinson, D., McIntyre A., Mix, A., Molino, B., Morley, J., Peterson, L., Pisias, N., Prell, W., Raytoo, M., Shackleton, N., Toggweiler, J., 1992. On the structure and origin of major glaciations cycles, 1, Linear response to Milankovitch forcing. *Paleoceanograph*, 7 (6), 701-738.
- Jackson, C.S., Broccoli, A.J., 2003. Orbital forcing of Arctic climate: mechanisms of climate response and implications for continental glaciations. *Climate Dynamics*, 21, 539–557.
- Jahns, S., 1996. Vegetation history and climate changes in West Equatorial Africa during the Late Pleistocene and Holocene based on a marine pollen diagram from the Congo fan. *Vegetation History and Archaeobotany* 5, 207–213.
- Jahns, S., Hüls, M., Sarnthein, M., 1998. Vegetation and climate history of Africa based on a marine pollen record off Liberia (Site GIK 16776) covering the last 400,000 years. *Rev. Palaeobot. Palynol.* 102, 277–288.
- Jansen, J.H.F., Van Weering, T.C.E., Gieles, R., Van Ipersen, J., 1985. Middle and Late Quaternary oceanography and climatology of the Zaire-Congo fan and the adjacent eastern Angola Basin. *Netherlands Journal of sea Research*, 17(2/4): 201-249.
- Jolly, D., Prentice, I.C., Bonnefille, R., Ballouche, A., Bengo, M., Brenac, P., Buchet, G., Burney, D., Cazet, J.P., Cheddadi, R., Ectorh, T., Elmoutaki, S., Guiot, J., Laarif, F., Lamb, H., Lezine, A.-M., Maley, J., Mbenza, M., Peyron, O., Reille, M., Reynaud-Farrera, I., Riollet, G., Ritchie, J.C.,
- Roche, E., Scott, L., Ssemmanda, I., Straka, H., Umer, M., Van Campo, E., Vilimumbalo, S., Vincens, A., Waller, M., 1998. Biome reconstruction from pollen and plant macrofossil data for Africa and the Arabian peninsula at 0 and 6000 years. *Journal of Biogeography* 25, 1007–1027.
- Jouzel, J., 1999. Calibrating the isotopic paleothermometer. *Science*, 286, 910-911.
- Jouzel, J., 2003. Climat du passé (400000 ans) : des temps géologiques à la dérive actuelle, *Comptes Rendus Géoscience*, Volume 335 (6-7), 509-524.
- Jullien, E., Grousset, F., Malaizé, B., Duprat, J., Sanchez-Goni, M.F., Eynaud, F., Charlier, K., Schneider, R., Bory, A., Bout, V., Flores, J.A., 2007. Low-latitude “dusty events” vs. high-latitude “icy Heinrich events”. *Quaternary Research*, 68, 379–386.

- Kershaw, A.P., van der Kaars, S., Moss, P.T., 2003. Late Quaternary Milankovitch-scale climatic change and variability and its impact on monsoonal Australasia. *Marine geology*, 201, 81-95.
- Khughen KA, Overpeck JT, Peterson LC, Trumbore S. 1996. Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last deglaciation. *Nature*.
- Kim, J.-H., Dupont, L., Behling, H., Versteegh, G.J.M., 2005. Impact of rapid sea-level rise on mangrove deposit erosion: application of taraxerol and *Rhizophora* records. *Journal of Quaternary Science* 20 (3), 221–225.
- Kinga-Mouzeo, 1986. Transport particulaire actuel du fleuve Congo et de quelques affluents; enregistrement quaternaire dans l'éventail détritique profond (sédimentologie, minéralogie et géochimie). Perpignan, Univ. de Perpignan: 251.
- Klitgaars-Kristensen, D., Sejrup, H.-P., Haflidason, H., Johnsen, S., Spurk, M., 1998. A regional cal. Yr BP cooling event in Northern Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation. *Journal of Quaternary Science*, 13, 165-169.
- Koizumi, I., 1994. Spectral analysis of the diatom paleotemperature records at DSDP Sites 579 and 580 near the subarctic front in the western North Pacific. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 108, 475-485.
- Kolla, V., Bourges, P., Urruty, J.M., Safa, P., 2001. Evolution of deep-water Tertiary sinuous channels offshore Angola (West Africa) and implications for reservoir architecture. *AAPG Bulletin*, 85(8): 1373-1405.
- Kukla, G.J., Bender, M.D., Beaulieu, J.-L., de Bond, G., Broecker, W.S., Cleveringa, P.W., Gavin, J.E., Herbert, T.D., Imbrie, J., Jouzel, J., Keigwin, L.D., Knudsen, K.-L., McManus, J., Merkt, J., Muhs, D.R., Müller, H., Poore, R.Z., Porter, S.C., Seret, G., Shackleton, N.J., Turner, C., Tzedakis, P.C., Winograd, I.J., 2002. Last interglacial climates. *Quaternary Research* 58, 2–13.
- Kutzbach, J.E., Street-Perrott, F.A., 1985. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. *Nature*, 317, 130-134.
- Kumar, P., Foufoula-Georgiou, E., 1997. Wavelet analysis for geophysical applications, *Reviews in Geophysics*, 35(4), 385-412.
- Laraque, A., Bricquet, J.P., Berthelot, M., Olivry, J.C., 1993. Aspects hydrologiques du fleuve Congo. In coll. PEGI 22-24 Nov 1993 – CNRS – INSU – ORSTOM – Paris.
- Latta, D.K., Anastasio, D., Elrick, M., Kodama, K., Hinnov, L.A., accepté. Milankovitch-timed depositional cyclicity across the lower Cretaceous carbonate platform, NE Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Lavier, L.L., Steckler, M.S., Brigaud, F., 2001. Climate and tectonic control on the Cenozoic evolution of the West African margin. *Marine Geology*, 178: 63-80.
- Leblanc, M., Favreau, G., Maley, J., Nazoumou, Y., Leduc, C., Stagnitti, F., van Oevelen, P.J., Delclaux, F., Lemoalle, J., 2006. Reconstruction of megalake Chad using shuttle radar topographic mission data. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 239, 16–27.

- Lee-Thorp, J.A., Holmgren, K., Lauritzen, S.-E., Linge, H., Moberg, A., Partridge, T.C., Stevenson, C., Tyson, P.D., 2001. Rapid climate shifts in the southern African interior throughout the Mid to Late Holocene. *Geophysical Research Letters* 28, 4507–4510.
- Lézine, A.-M., Casanova, J., 1989. Pollen and hydrological evidence for interpretation of past climates in Tropical West Africa during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* 8, 45–55.
- Leroux, M., 1970, La dynamique des précipitations en Afrique Occidentale. Notes de la direction de l'exploitation météorologique, No. 39, ASECNA, Dakar, 281 pp.
- Leroux, M., 1983. Le climat de l'Afrique tropicale. Champion, H., Slatkine, M. (Eds.), Paris – Genève.
- Leroux, M., 1993. The Mobile Polar High : a new concept explaining present mechanisms of meridional air-mass and energy exchanges and global propagation of palaeoclimatic changes. *Global and Planetary Change*, 7, 69-93.
- Lezine, A.-M. et C. Vergnaud Grazzini, 1993. Evidence of forest extension in west Africa since 22,000 BP: A pollen record from the eastern tropical Atlantic. *Quaternary Science Reviews* 12(3), 203-210.
- Lézine, A.-M., Cazet, J.-P., 2005. High-resolution pollen record from core KW31, Gulf of Guinea, documents the history of the lowland forests of West Equatorial Africa since 40,000 yr ago. *Quaternary Research* 64, 432–443.
- Lézine, A.-M., Duplessy, J.-C., Cazet, J.-P., 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, 225–237.
- Lobreau, D., Guers, J., Assemien, P., Bou, G., Guinet, P., Potier, L., 1969. Palynologie africaine. IX. *Bulletin de l'Institut Fondamental d'Afrique Noire* 31, 167–190.
- Losada, T., Rodríguez-Fonseca, B., Kucharski, F., 2010. On the nature of the relationship between tropical Atlantic variability and summer Mediterranean climate. What has changed in recent decades? *Geophysical Research Abstracts*, 12, EGU2010-13933.
- Lutgens, F.K., Tarbuck, E.J., 2000. *The Atmosphere: an introduction to meteorology* (8th Edition). Prentice Hall (Eds), 512 pp.
- Maley, J. 1970. Contributions à l'étude du bassin tchadien. Atlas de pollens du Tchad. *Bulletin du Jardin Botanique National de Belgique* 40, 29–48.
- Maley, J., 1981. Etudes palynologiques dans le bassin du lac Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30.000 ans à l'époque actuelle. *Travaux et Documents*, n°129, ORSTOM, Paris, 586 pp.
- Maley, J., Brenac, P., 1987. Analyses polliniques préliminaires du Quaternaire récent de l'Ouest Cameroun: mise en évidence de refuges forestiers et discussion des problèmes paléoclimatiques. *Mémoires et Travaux de l'Institut de Montpellier de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes* 17, 129– 142.

- Maley, J., 1991. The African rain forest vegetation and palaeoenvironments during late Quaternary. *Climatic Change* 19, 79–98.
- Maley, J., 1996. The African rainforest: main characteristics of changes in vegetation and climate from the upper Cretaceous to the Quaternary. *Proceedings of Royal Society of Edinburg, Biologie Science*, 104 (B), 31–73.
- Maley J. 1997, Middle to Late Holocene changes in tropical Africa and other continents. Paleomonsoon and sea surface temperature variations. In H.N.Dalfes, G. Kukla et H. Weiss eds. *Third millenium BC climate change and Old World collapse*, 611-640, NATO ASI Series, Global Environmental Change, Springer-Verlag, Berlin.
- Maley, J., Brenac, P., 1998. Vegetation dynamics, palaeoenvironments and climatic changes in the forests of western Cameroon during the last 28,000 years B.P. *Review of Palaeobotany and Palynology* 99, 157–187.
- Markgraf, V., 1993. Climatic history of Central and Southern South America since 18,000 yr BP. Comparison of pollen records and model simulations. In Wright, H. et al. (eds.) *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*. University of Minnesota Press, Minneapolis, 357–385.
- Marret, F., Scourse, J., Jansen, J.H.F., Schneider, R., 1999. Climate and palaeoceanographic changes in west Central Africa during the last deglaciation: palynological investigation. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 329, ser. 10, 721–726.
- Marsset, T., Droz, L., Pichon, E., Dennielou, B., Babonneau, N., Savoye, B., 2003. Cyclicités dans l'architecture interne du système turbiditique du Zaïre. 9^{ème} Congrès International de Sédimentologie, 14-16 octobre 2003, Bordeaux. *Livre des résumés*, 38, 338-339.
- Maslin, M.A., Seidov, D., Lowe, J., 2001. Synthesis of the nature and causes of sudden climate transitions during the Quaternary In: *The Oceans and Rapid Climate Change: Past, Present and Future* (editors Seidov, Haupt, and Maslin) AGU Geophysical Monograph Series, 126, 9-52.
- Maslin, M.A., Christensen, B., 2007. Tectonics, orbital forcing, global climate change, and human evolution in Africa: introduction to the African paleoclimate special volume. *Journal of Human Evolution*, 53, 443–464.
- Mayewskia, P.A., Rohling, E.E., Stager J.C., Karlén, W., Maasc, K.A., Meeker, L.D., Meyerson, E.A., Gasse, F., van Krevel ., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R.R., Steig, E.J., 2004. Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243-255.
- Marchal, O., Cacho, I., Stocker, T.F., Grimalt, J.O., Calvo, E., Martrat, B., Shackleton, N., Vautravers, M., Cortijo, E., van Kreveld, S., Andersson, C., Koç, N., Chapman, M., Sbaffi, L., Duplessy, J.-C., Sarnthein, M., Turon, J.-L., Duprat, J., Jansen, E., 2002. Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* , 455–483.

- Maravilla, D., Mendoza, B., Jáuregui, E., 2008. Solar signals in the minimum extreme temperature records in the southern region of the Gulf of Mexico. *Advances in Space Research*, 42, 1593-1600.
- Médus, J., Popoff, M., Fourtanier, E., Sowunmi, M.A., 1988. Sedimentology, pollen, spores and diatoms of a 148 m deep miocene drill hole from Oku Lake, east central Nigeria. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 68, 79–94.
- Meeuwis, J.M., Lutjeharms, J.R.E., 1990. Surface thermal characteristics of the Angola–Benguela front. *South African Journal of Marine Science* 9, 261–279.
- Mikkelsen, N., 1984. Diatoms in the Zaire deep-sea fan and pleistocene palaeoclimatic trends in the Angola Basin and West equatorial Africa. *Netherlands Journal of Sea Research* 17(2-4): 280-292.
- Milankovitch, M., 1941. *Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem* Belgrade. (New English Translation, 1998, *Canon of Insolation and the Ice Age Problem*. With introduction and biographical essay by Nikola Pantic. Hardbound. Alven Global., 636 pp.
- Mo, K.C., Bell, G.D., Thiaw, W.M., 2001. Impact of sea surface temperature anomalies on the Atlantic tropical storm activity and western African rainfall. *Journal of Atmospheric Sciences* 58, 3477–3496.
- Moguedet, G., 1988. Les relations entre le fleuve Congo et le sédimentation récente sur la marge continentale entre l'embouchure et le Sud Gabon : étude hydrologique, sédimentologique et géochimique. Angers, Univ. Angers: 187.
- Mohrholz, V., M. Schmidt and J. R. E. Lutjeharms, 2001. The hydrography and dynamics of the Angola-Benguela frontal zone and environment in April 1999. *South Afr. j. mar. sc.* 97, 199-208.
- Monod, T., 1957. Les grandes divisions chronologiques de l’Afrique. *Cons. Sci. Afr. Au sud du Sahara*. Publ. 224, 147 p., 3 pl. (in Schnell, 1976).
- Morigi, C., Capotondi, L., Giglio, F., Langone, L., Brilli, M., Turi, B., Ravaioli, M., 2003. Possible record of the Younger Dryas event in deep-sea sediments of the Southern Ocean (Pacific sector). *Palaeogeography, palaeoclimatology, Palaeoecology*, 198, 265-278.
- Mulder, T., Syvitsky, P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology*, 103: 285-299.
- Ndiave, M., 2007. A multipurpose software for Stratigraphic Signal Analysis. <http://home.etu.unige.ch/~ndiayma8/>.
- Ngomanda, A., Neumann, K., Schweizer, A., Maley, J., 2009. Seasonality change and the third millennium BP rainforest crisis in southern Cameroon (Central Africa). *Quatern. Res.*, 71, 307– 318.
- Ngos III, S., Giresse, P., Maley, J., 2003. Paleoenvironments of Lake Assom near Tibati (south Adamawa, Cameroon). What happened in Tibati around 1700 years BP? *Journal of African Earth Sciences* 37, 35–45.

- Nguetsop, V.F., Servant-Vildary S., Servant, M., 2004. Late Holocene climatic changes in west Africa, a high resolution diatom record from equatorial Cameroon. *Quaternary Science Reviews*, 23, 591-609.
- Nicholson, S.E., Selato, J.C., 2000. The influence of La Nina on african rainfall. *International Journal of Climatology*, 20, 1761-1776.
- Nicholson, S. E., Ghrist, J. P., 2001. A conceptual model for understanding rainfall variability in the west African Sahel on the inter-annual and inter-decadal timescale. *International Journal of Climatology* 21, 1733–1757.
- Olago, D.O., Street-Perrott, F.A., Perrott, R.A., Ivanovich, M., Harkness, D.D., Odada, E.O., 2000. Long-term temporal characteristics of palaeomonsoon dynamics in equatorial Africa. *Global and Planetary Change* 26, 159–171.
- Olago, D.O., 2001. Vegetation changes over palaeo-time scales in Africa. *Climate Research* 17, 105– 121.
- Paeth, H., Friederichs P., 2004. Seasonality and time scales in the relationship between global SST and African rainfall. *Climate Dynamics* 23 (7-8), 815–837.
- Pestiaux, P., Van der Mersch, I., Berger, A., Duplessy, J.-C., 1988. Paleoclimatic variability at frequencies ranging from 1 cycle per 10,000 years to 1 cycle per years – Evidence for non-linear behaviour of the climate system. *Climate Change*, 12, 9–37.
- Peterson, R.G., Stramma, L., 1991. Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. *Prog. Oceanogr.*, 26, 1-73.
- Petit, J. R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N. I., Barnola, J.-M., Basile, I., Benders, M., Chappelaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V. M., Legrand, M., Lipenkov, V. Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Satzman, E., and Stievenard, M., 1999. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, 399, 429–436.
- Pidwirny, M., 2006. Global Scale Circulation of the Atmosphere. In: Schneider, T., Sobel, A.H. (Eds). *Fundamentals of Physical Geography*, 2nd Edition, Princeton, 400 pp.
- Pisias, N.G., Martinson, D.G., Moore, T.C. Jr., Shackleton N.J., Prell ,W., Hays, J., Boden, G., 1984. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 30 000 years. *Marine Geol.*, 56, 1984, pp. 119-156.
- Pokras E.M., Mix, A.C., 1987. Earth's precession cycle and Quaternary climatic change in tropical Africa. *Nature*, 326, 486–487.
- Poumot C., 1989. Palynological evidence for eustatic events in the tropical Neogene. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 13, 2, 437-453.
- Pritchard, D.W., 1967. Observations of circulation in coastal plain estuaries. Lauff G.H. Ed., *Am. Assoc. Advanc. Sc.*, Washington, Publ.83, p.37-44.
- Reynaud-Farrera, I, Maley, J, Wirrmann, D., 1996. Végétation et climat dans les forêts du Sud-Ouest Cameroun depuis 4770 ans BP : analyse pollinique des sédiments du Lac Ossa. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 322 (II), 749-755.

- Reyre, D., 1984. Petroleum characteristics and geological evolution of a passive margin. Example of the lower Congo-Gabon basin. *Bulletin du centre exploration production Elf Aquitaine*, 8(2): 303-332.
- Raffi, I., Backman, J., Fornaciari, E., Pälike, H., Rio, D., Lourens, L., Hilgen, F., 2006. A review of calcareous nannofossil astrobiochronology encompassing the past 25 million years. *Quaternary Science Reviews* 25, 3113–3137.
- Rahmstorf, S., 2002. Ocean circulation and climate during the past 120,000 years. *Nature*, 419, 207-214.
- Raymo, M.E., Nisancioglu, K., 2003. The 41 kyr world : Milankovitch's other unsolved mystery. *Paleoceanography*, 18 (1), 1011, doi:10.1029/2002PA000791.
- Rohlf, F.J., Sokal, R.R., 1995. *Statistical tables*: New York. W.H. freeman and Company, 199 p.
- Rohling, E.J., Mayewski, P.A., Hayes, A., Abu-Zied, R.H., Casford, J.S.L., 2002. Holocene atmosphere–ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea. *Climate Dynamics* 18, 573– 592.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M., McIntyre, A., 1986. Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth and Planetary Science Letters*, 80, 117–129.
- Ruddiman, W.F., 2006. Orbital changes and climate. *Quaternary Science Reviews*. 25, 3092-3112.
- Salzmann, U., 1998. The Holocene vegetational history of the Nigerian Sahel based on multiple pollen profiles. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 100, 39-72.
- Salzmann, U., 2000. Are modern savannas degraded forests? A Holocene pollen record from the Sudanian vegetation zone of NE Nigeria. *Vegetation History and Archaeobotany* 9, 1–15.
- Sarnthein, M., K. Stattegger, D. Dreger, H. Erlenkeuser, P. Grootes, B. Haupt, S. Jung, T. Kiefer, W. Kuhnt, U. Pflaumann, C. Schäfer -Neth, H. Schulz, M. Schulz, D. Seidov, J. Simstich, S. van Kreveld, Alfane, E. Vogelsang, A. Völker, M. Weinelt, 2001: Fundamental modes and abrupt changes in North Atlantic circulation and climate over the last 60 ky - Concepts, reconstruction, and numerical modelling. - In: P. Schäfer et al. (eds): *The northern North Atlantic: A changing environment* (Springer Verl.) 365-410.
- Savoye et al 2000. Structure et evolution récente de l'éventail turbiditique du Zaïre : premiers résultats scientifiques des missions d'exploration ZaiAngo 1 & 2 (Marge Congo-Angola). *Comptes-Rendus de l'Académie des Sciences de la Terre*, 331 : 221-220.
- Savoye, B., Cochonat, P., Apprioual, R., Bain, O., Baltzer, A., Bellec, V., Beuzart, P., Bourillet, J.-F., Cagna, R., Cremer, M., Crusson, A., Dennielou, B., Diebler, D., Droz, L., Ennes, J.-C., Floch, G., Guiomar, M., Harmegnies, F., Kerbrat, R., Klein, B., Kuhn, H., Landure, J ;-Y., Lasnier, C., Le drezen, E., Le formal, J.-P., Lopez, M., Loubrieu, B., Marsset, T., Migeon, S., Normand, A., Nouze, H., Ondreas, H., Pelleau, P., Saget, P., Seranne, M.,

- Sibuet, J.-C., Tofani, R., Voisset, M., 2000. Structure et evolution recente de l'eventail turbiditique du Zaire: premiers resultats scientifiques des missions d'exploration Zaiango1 & 2 (marge Congo- Angola): Structure and recent evolution of the Zaire deep-sea fan: preliminary results of the ZaiAngo 1 & 2 cruises (Angola-Congo margin). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 331(3): 211-220.
- Salzmann, U., 2000. Are modern savannas degraded forests? A Holocene pollen record from the Sudanian vegetation zone of NE Nigeria. *Vegetation History and Archaeobotany* 9, 1–15.
- Sarnthein, M., Kennett, J.P., Allen, J., Beer, J., Grootes, P., Laj, C., McManus, J., Ramesh R., and SCOR-IMAGES W.G. 117, 2002. Decadal-to-millennial-scale climate variability - chronology and mechanisms: Summary and recommendations. - *Quat. Sci. Rev.* 21 , 1121-1128.
- Schefuß, E., Schouten, S., Schneider, R.R., 2005. Climatic controls on central African hydrology during the past 20,000 years. *Nature* 437, 1003–1006.
- Schneider, R.R., Müller, P.J., Wefer, G., 1994. Late Quaternary paleoproductivity changes off the Congo deduced from stable carbon isotopes from planktonic foraminifera. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 110, 255–274.
- Schneider RR, Miller PJ, Ruhland G, 1995. Late Quaternary surface circulation in the east equatorial South Atlantic: evidence from alkenone sea surface temperatures. *Paleoceanography* 10:197-219.
- Schneider, R.R., Price, B., Müller, P.J., Kroon, D., Alexander, I., 1997. Monsoon related variations in Zaire (Congo) sediment load and influence of fluvial silicate supply on marine productivity in the east equatorial Atlantic during the last 200,000 years. *Paleoceanography* 12, 463–481.
- Schnell, R., 1976. *La flore et la végétation de l'Afrique tropicale, partie 1.* Gauthier-Villars, Paris.
- Schnell, R., 1977. *La flore et la végétation de l'Afrique tropicale, partie 2.* Gauthier-Villars, Paris.
- Schultz, J., 1995. *The ecozones of the world.* Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 449 pp.
- Schulz, M., 2002. On the 1470-year pacing of Dansgaard-Oeschger warm events. *Paleoceanography*, 17, 1014-1023.
- Scourse, J., Marret, F., Versteegh, G.J.M., Jansen, J.H.F., Schefuss, E. and van der Plicht, J., 2005. High-resolution last deglaciation record from the Congo fan reveals significance of mangrove pollen and biomarkers as indicators of shelf transgression. *Quaternary Research*, 64(1): 57–69.
- Sen, A.K., Filippelli, G.M., Flores, J.A., 2009. An application of wavelet analysis to paleoproductivity records from the Southern Ocean. *Computers & Geosciences*, 35, 1445-1450.

- Servain, J., Wainer, I., Dessier, A., McCreary, J.P.Jr, 1998. Modes of climatic variability in the tropical Atlantic. Water resources variability in Africa during the XXth century (Proceedings of the Abidjan'98 Conference held at Abidjan, Côte d'Ivoire, November 1998). IAHS Publ. no. 252, 1998.
- Servant, M., Maley, J., Turcq, B., Absy, M.-L., Brenac, P., Fournier, M., Ledru, M.-P., 1993. Tropical forest changes during the Late Quaternary in African and South American lowlands. *Global and Planetary Change*, 7, 25-40.
- Shackelton, 1969. The last interglacial in the marine and terrestrial records. *Proceedings of the Royal Society of London* 174, 135 – 154.
- Shackelton, N.J., 1987. Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews* 6, 183–190.
- Shakun, J.D., Carlson A.E., 2010. A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change. *Quaternary Science Reviews*, 29, 1801-1816.
- Shanahan, T.M., Overpeck, J.T., Wheeler, W.C., Beck, J., Pigati, J.S., Talbot, M.R., Scholz, C.A., Peck, J., King, J.W., 2006. Paleoclimatic variations in West Africa from a record of late Pleistocene and Holocene lake level stands of Lake Bosumtwi, Ghana. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 242, 287–302.
- Shannon, C.E. (July and October 1948). A mathematical theory of communication. *Bell System Technical Journal* 27: 379–423 and 623–656.
- Shannon, L.V., Boyd, A.J., Brundrit, G.B., Taunton-Clark, J., 1986. On the existence of an El Nino-type phenomenon in the Benguela system. *J. Mar. Res.* 44, 495–520.
- Shannon, L. V., J. J. Agenbag, et al. (1987). Large- and Mesoscale features of the Angola-Benguela Front. *South African Journal of Marine Science* 5: 11-33.
- Shannon, L.V., Nelson, G., 1996. The Benguela: large scale features and processes and system variability. In: Wefer, G., Berger, W.H., Siedler, G., Webb, D. (Eds). *The South Atlantic Ocean, Present and Past Circulation*, Springer, Berlin, pp. 163-217.
- Shepard, F. P., K.O.Emery, 1973. Congo Submarine Canyon and Fan Valley. *The American Association of Petroleum Geologist Bulletin* 57(9), 1679-1691.
- Shi, N., Dupont, L.M., Beug, H.-J., Schneider, R., 1998. Vegetation and climate changes during the last 21 000 years in S.W. Africa based on a marine pollen record. *Vegetation History and Archaeobotany* 7, 127–140.
- Shi, N., Schneider, R.R., Beug, H.-J., Dupont L.M., 2001. Southeast trade wind variations during the last 135 kyr: evidence from pollen spectra in eastern South Atlantic sediments. *Earth Planetary and Science Letters* 187, 311–321.
- Shulmeister, J., Rodbell, D.T., Gagan, M. and G. O. Seltzer. 2006. Inter-hemispheric linkages in climate change: Paleo-perspectives for future climate change in "Paleoclimate, Environmental Sustainability and Our Future" Guest editors: Julie Brigham-Grette, Thorsten Kiefer, Pinxian Wang, and Heinz Wanner. *Climate of the Past* 2:167-185.
- Siegert, M.J., 2001. *Ice sheets and late Quaternary environmental change*. Chichester, John Wiley & Sons, LTD.

- Sikkema, W. and Wojcik, K.M., 2000. 3D visualization of turbidite systems, lower Congo basin, offshore Angola, 20th annual GCSSEPM foundation Bob F. Perkins research conference "Deep-Water reservoirs in the world". GCSSEPM special volume, Houston.
- Simpson, E.H. 1949. Measurement of diversity. *Nature* 163, 688.
- Sokal, R.R., Rohlf, F.J., 1995. *Biometry*. W.H. Freeman and Company, 887 p.
- Sowunmi, M.A., 1981. Aspects of late Quaternary vegetational changes in West Africa. *Journal of Biogeography* 8, 457–474.
- Ssemanda, I., Vincens, A., 1993. Végétation et climat dans le bassin du lac Albert (Ouganda, Zaïre) depuis 13000 ans B.P.: Apport de la palynologie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 316, 561–567.
- Stager, J.C., Cumming, B., Meeker, L., 1997. A High-Resolution 11,400-Yr Diatom Record from Lake Victoria, East Africa. *Quaternary Research* 47, 81–89.
- Stager, J.C., Mayewski, P.A., 1997. Abrupt mid-Holocene climatic transitions registered at the equator and the poles, *Science* 276, 1834–1836.
- Stager, J.C., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., 2002. Cooling cycles, Heinrich event 1, and the desiccation of Lake Victoria. *Palaeogeography, Palaeoecology, Palaeoclimatology*, 183, 169–178.
- Stenni, B., Masson-Delmotte, V., Johnsen, S. Jouzel, J., Longinelli, A., Monnin, E. Röthlisberger, R. Selmo, E., 2001. An oceanic cold reversal during the last deglaciation. *Science*, 293, 2074–2077.
- Stramma, L., England, M., 1999. On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. *Journal of Geophysical Research Oceans* 104, 20863–20883.
- Street-Perrott, F.A., Perrott, R.A., 1990. Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic ocean circulation. *Nature*, 343, 607–612.
- Street-Perrott, F. A., Perrott, R.A., 1994. Holocene vegetation, lake levels and climate of Africa. *Global Climates Since the Last Glacial Maximum*. H. E. Wright. Minneapolis, University of Minnesota Press: 322–356.
- Sutton, R. T., Jewson S. P., Rowell, D.P., 2000. The elements of climate variability in the tropical Atlantic region. *Journal of Climate*, 13, 795–798.
- Swindles, G.T., Plunkett, G., Roe, H.M., 2007. A delayed climatic response to solar forcing at 2800 cal. BP: multiproxy evidence from three Irish peatlands. *The Holocene* 17(2), 177–182.
- ten Kate, W.G.H.Z., Sprenger, A., 1992. Rhythmicity in deep water sediments, documentation and interpretation by pattern and spectral analysis. Ph.D. Thesis, Free University of Amsterdam. Drukkerij Elinkwijk, Utrecht, The Netherlands.
- Thanikaimoni, G., 1987. *Mangrove Palynology*. Institut Français, Pondicherry.
- Thevenon, F., Williamson, D., Taieb, M., 2002. A 22 kyr BP sedimentological record of Lake Rukwa (8°S, SW Tanzania): environmental, chronostratigraphic and climatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 187, 285–294.

- Thevenon, F., Bard, E., Williamson, D., Beaufort, L., 2004. A biomass burning record from the West Equatorial Pacific over the last 360 ky: methodological, climatic and anthropic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 213, 83-99.
- Tian, J., Pak, D.K., Wang, P., Lea, D., Cheng, X., Zhao, Q., 2006. Late Pliocene monsoon linkage in the tropical South China Sea. *Earth and Planetary Science Letters*, 252, 72-81.
- Troupin, G., 1966. Etude phytosociologique du Parc National de l'Akagera et du Rwanda oriental. Recherche d'une méthode d'analyse appropriée à la végétation d'Afrique inter-tropicale. Liège, 293 pp.
- Torrence, C., Compo, G.P., 1998. A practical guide to wavelet analysis. *Bulletin of American Meteorological Society*.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J., Lourens, L.J., 2007. Simulating sub-Milankovitch climate variations associated with vegetation dynamics. *Climate of the Past*, 3, 169-180.
- Ulrich, T. J. et Bishop, T. N., 1975. Maximum entropy spectral analysis and autoregressive decomposition. *Review of Geophysics and Space Physics*, 13, p. 183-200.
- Unkel, I., Fernandez, M., Björck, S., Ljung, K., Wohlfarth, B., 2010. Records of environmental changes during the Holocene from Isla de los Estados (54.4°S), southeastern Tierra del Fuego. *Global and Planetary Change*.
- US Navy Oceanographic office, Ocean currents map.
- van Bennekom, A.J., Berger, G.W., 1984. Hydrography and silica budget of the Angola Basin. *Neth. J. Sea Res.*, 17, 149-200.
- Vandergoes, M.J., Newnham, R.M., Preusser, F., Hendy, C.H., Lowell, T.V., Fitzsimons, S.J., Hogg, A.G., Kasper, H.U., Schlüchter, C., 2005. Regional insolation forcing of late Quaternary climate change in the Southern Hemisphere. *Nature*, 436, 242-245.
- Vidal, L., Schneider R. R., archal, O., Bickert, T., Stocker, T.F., Wefer, G., 1999. Link between the North and South Atlantic during the Heinrich events of the last glacial period. *Climate Dynamics*. *Climate Dynamics* 15: 909-919.
- Vidal, L., Arz, H., 2004. Oceanic climate variability at millennial timescales: models of climate connections. In Battarbee, R.W., Gasse, F., Stickley, C.E. (Eds), *Past climate variability through Europe and Africa*, 31-45.
- Vincens, A., Bonnefille, R., Buchet, G., 1991. Etude palynologique du sondage Magadi NF1 (Kenya) implications paléoclimatiques. *Geobios*, 24 (5), 549-558.
- Vincens, A., 1993. Nouvelle séquence pollinique du Lac Tanganyika : 30 000 ans d'histoire botanique et climatique du bassin nord. *Rev. Paleobot. Palyno.*, 78, 381-394.
- Vincens, A., Buchet, G., Williamson, D. Taieb, M., 2005. A 23,000 yr pollen record from Lake Rukwa (8°S, SW Tanzania): New data on vegetation dynamics and climate in Central Eastern Africa. *Review of Palaeobotany and Palynology* 137(3-4):,147-162.
- Voelker, A.H.L., 2002. Global distribution of centennial-scale records for marine records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. *Quaternary Science Reviews*, 21, 1185-1212.

- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Muller, J., Jouzel, J., Johnsen, S., 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynaics*, 14, 73-81.
- Wang, Y., Cheng, H., Edwards, R.L., Kong, X., Shao, X., Chen, S., Wu, J., Jiang, X., Wang, X., An, Z., 2008. Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. *Nature*, 451, 1090–1093.
- Watrin, J., Lézine, A.-M., Hély, C., and contributors. 2009. Plant migration and plant communities at the time of the “green Sahara”. *Comptes Rendus Geoscience* 341, 656–670.
- Wefer, G., Berger, W.H., Richter, C., eds., 2002. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 175, http://www-odp.tamu.edu/publications/175_SR/175sr.htm Accessed July 9, 2002.
- Wirrmann, D., Bertaux, J., Kossoni, A., 2001. Late Holocene paleoclimatic changes in western central Africa inferred from mineral abundance in dated sediments from lake Ossa (Southwest Cameroon). *Quaternary Research*, 56, 275-287.
- White, F. (édit.), 1986. La végétation de l’Afrique. ORSTOM, UNESCO, IRD Editions Montpellier.
- Wu, H., Guiot, J., Brewer, S., Guo, Z., Peng, C., 2007. Dominant factors controlling glacial and interglacial variations in the treeline elevation in tropical Africa. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*.
- Wunsch, C., 2004. Quantitative estimate of the Milankovitch-forced contribution to observed Quaternary climate change. *Quaternary Science Reviews*, 23, 1001-1012.
- Yang, B., Wang, J., Bräuning, A., Dong, Z., Esper, J., 2009. Late Holocene climatic and environmental changes in arid central Asia. *Quaternary International*, 194, 68-78.
- Ybert, J.P., 1979. Atlas des pollens de Côte d'Ivoire. *Initiations Documentations Techniques ORSTOM* 40, 1–40.
- Yu, Z., E. Ito, 1999. Possible solar forcing of century-scale drought frequency in the northern Great Plains. *Geology*, 27, 263-266.
- Zabel, M., Schneider, R.R., Wagner, T., Adegbe, A.T., de Vries, U., Kolonic, S., 2001. Late Quaternary climate changes in Central Africa as inferred from terrigenous input to the Niger Fan. *Quaternary Research* 56, 207–217.
- Zarriess, M., Mackensen, A., 2010. The tropical rainbelt and productivity changes off northwest Africa: A 31,000-year high-resolution record. *Marine Micropaleontology*, 76, 76–91.
- Zogning, A., Giresse, P., Maley, J., Gadel, F., 1997. The late Holocene palaeoenvironment in the Lake Njupi area, west Cameroon: implications regarding the history of Lake Nyo. *Journal of African Earth Sciences*, 24 (3), 285-300.

Annexe : Liste des taxons identifiés dans la carotte KZai 02

Mangrove

Avicennia (Verbenaceae)
Glyphaea (Tiliaceae)
Rhizophora (Rhizophoraceae)
 Rhizophoraceae
Sonneratia (Lythraceae)

Rain forest

Acanthaceae
Acanthus (Acanthaceae)
Allanblackia (Hypericaceae)
Amphimas (Fabaceae Caesalpinoideae)
Anthrocaryon (Anacardiaceae)
Aphania (Sapindaceae)
 Apocynaceae
Baissea (Apocynaceae)
Baphia (Fabaceae Caesalpinoideae)
Baphiopsis (Fabaceae Caesalpinoideae)
Barleria (Acanthaceae)
Berlinia/Isoberlinia (Fabaceae Caesalpinoideae)
Bertiera (Rubiaceae)
Blighia (Sapindaceae)
 Bombacaceae
Brachystegia (Fabaceae Caesalpinoideae)
Canthium (Rubiaceae)
Ceiba (Bombacaceae)
 Chrysobalanaceae
Coccinia (Cucurbitaceae)
Coelocaryon (Myristicaceae)
Coffea (Rubiaceae)
Cola (Sterculiaceae)
 Convolvulaceae
Cordia (Boraginaceae)
Cressa (Convolvulaceae)
Crossandra (Acanthaceae)
Dacryodes (Burseraceae)
Desplatsia (Tiliaceae)
Diospyros (Ebenaceae)
Entada/Piptadeniastrum (Fabaceae Mimosoideae)
Entadophragma (Meliaceae)

Fabaceae Caesalpinoideae
 Fabaceae Mimosoideae
Fagara (Rutaceae)
Gilbertodendron (Fabaceae Caesalpinoideae)
Heritiera (Sterculiaceae)
Impatiens (Balsaminaceae)
Irvingia (Irvingiaceae)
Khaya (Meliaceae)
Khaya-type (Meliaceae)
Klainedoxa (Irvingiaceae)
Lecaniodiscus (Sapindaceae)
Leptaulus (Icacinaceae)
Lophira (Ochnaceae)
 Loranthaceae
Manilkara (Sapotaceae)
Martretia (Euphorbiaceae)
 Meliaceae
Mussaenda (Rubiaceae)
Mussaenda-type (Rubiaceae)
Nerium (Apocynaceae)
 Ochnaceae
Panda (Pandaceae)
Parkia (Fabaceae Mimosoideae)
Pentaclethra Fabaceae Mimosoideae)
Plicosepalus (Loranthaceae)
Pseudospondias (Anacardiaceae)
Psychotria (Rubiaceae)
Rauwolfia (Apocynaceae)
Rhinopterys (Malpighiaceae)
Rhus (Anacardiaceae)
Sabicea (Rubiaceae)
Sarcosperma (Burseraceae)
Santiria (Sapotaceae)
 Sapotaceae
Sterculia (Sterculiaceae)
Tetrapleura Fabaceae Mimosoideae)
Trichilia (Meliaceae)
Trichoscypha (Anacardiaceae)
Uapaca (Euphorbiaceae)
 Urticaceae
Vigna (Fabaceae Papilionoideae)
 Vitaceae

Warm temperate-forest

Acridocarpus (Malpighiaceae)
Afraegle (Rutaceae)

Anacardiaceae
 Arecaceae
Bombax (Bombacaceae)
Bosqueiai (Moraceae)
Buchholzia (Capparaceae)
 Burseraceae
Calomcoba (Flacourtiaceae)
Calomcoba-type (Flacourtiaceae)
Canarium (Burseraceae)
Canarium-type (Burseraceae)
 Capparaceae
Celtis (Ulmaceae)
Cuviera (Rubiaceae)
Dalbergia (Fabaceae Papilionoideae)
Dorstenia (Moraceae)
Ficus (Moraceae)
Holoptela (Ulmaceae)
Lannea (Anacardiaceae)
 Malpighiaceae
 Moracaceae
Nauclea (Rubiaceae)
Nauclea/Hymenodictyon (Rubiaceae)
Pancovia (Sapindaceae)
Parinari (Chrysobalanaceae)
 Sterculiaceae
Tapinanthus (Loranthaceae)
Triplochiton (Sterculiaceae)

Pioneer forest

Adenia (Passifloraceae)
Alchornea (Euphorbiaceae)
Allophylus (Sapindaceae)
Amanoa (Euphorbiaceae)
 Amaranthaceae
 Amaranthaceae/Chenopodiaceae
Anthocleista (Gentianaceae)
Bridelia (Euphorbiaceae)
Calvoa (Melastomataceae)
Cassia (Fabaceae Caesalpinoideae)
Cassine (Celastraceae)
Cissus (Vitaceae)
Clappertonia (Tiliaceae)
Clausena (Rutaceae)
Cnestis (Connaraceae)
Dodonea (Sapindaceae)
Elaeis (Arecaceae)

Flacourtia (Flacourtiaceae)
Gaertnera (Rubiaceae)
Hypoestes (Acanthaceae)
 Icacinaceae
Iodes (Icacinaceae)
Landolfia (Apocynaceae)
Mallotus (Euphorbiaceae)
 Melastomataceae
Pavetta (Rubiaceae)
Pavetta-type (Rubiaceae)
Phyllanthus (Euphorbiaceae)
Phytolacca (Phytolaccaceae)
Pycnanthus (Myristicaceae)
 Rutaceae
Rytigina (Rubiaceae)
 Solanaceae
Solanum (Solanaceae)
Spondianthus (Euphorbiaceae)
Spondias (Anacardiaceae)
Syzygium (Myrtaceae)
Teclea (Rutaceae)
Tetrochidium (Euphorbiaceae)
Tetrochidium-type (Euphorbiaceae)
 Tiliaceae
Trema (Ulmaceae)

Afromontane forest

Artemisia (Asteraceae)
 Campanulaceae
Cissampelos (Menispermaceae)
Coca (Erythroxylaceae)
 Cupressaceae
 Ericaceae
Eugenia (Myrtaceae)
Farsetia (Brassicaceae)
Heliotropium (Boraginaceae)
Hymedictyon (Rubiaceae)
Hypericum (Clusiaceae)
Ilex (Aquifoliaceae)
Lasiosiphon (Thymeleaceae)
Lotus (Nympheaceae)
 Menispermaceae
Myrica (Myricaceae)
 Myrsinaceae
Myrsine (Myrsinaceae)
Olea (Oleaceae)

Pentas (Rubiaceae)
Pentas-type (Rubiaceae)
Plantago (Plantaginaceae)
Podocarpus (Podocarpaceae)
Protea (Proteaceae)
Rumex (Polygonaceae)
Sainpauliopsis (Acanthaceae)
Spermacoce (Rubiaceae)
Trichodesma (Boraginaceae)
Zanha (Sapindaceae)

Savannah

Acacia (Fabaceae Mimosoideae)
 Aizoaceae
Ampelocissus (Vitaceae)
 Apiaceae
Asparagus (Liliaceae)
 Asteraceae Asteroideae
 Asteraceae Cichorioideae
Basilicum (Lamiaceae)
 Boraginaceae
Borassus (Arecaceae)
Boswellia (Burseraceae)
 Brassicaceae
Buchnera (Orobanchaceae)
Burkea (Fabaceae Caesalpinoideae)
 Caryophyllaceae
Chrozophora (Euphorbiaceae)
Cleome (Capparaceae)
Cocculus (Menispermaceae)
 Combretaceae
Combretum (Combretaceae)
Commelina (Commelinaceae)
 Commelinaceae
Commiphora (Anacardiaceae)
Corbichonia (Molluginaceae)
Corchorus (Tiliaceae)
Corchorus-type (Tiliaceae)
Crossopteryx (Rubiaceae)
Crossopteryx-type (Rubiaceae)
 Cucurbitaceae
Cussonia (Araliaceae)
Desmodium (Fabaceae Papilionoideae)
Dioscorea (Dioscoreaceae)
Dobera (Salvadoraceae)
Dobera/Salvadora (Salvadoraceae)

Euclea (Ebenaceae)
Euphorbia (Euphorbiaceae)
Fabaceae Papilionoideae
Fagonia (Zygophyllaceae)
Flagellaria (Flagellariaceae)
Gardenia (Rubiaceae)
Geniosporum (Labiatae)
Grewia (Tiliaceae)
Gynandropsis (Brassicaceae)
Heeria (Anacardiaceae)
Heeria-type (Anacardiaceae)
Hymenocardia (Euphorbiaceae)
Hyphaene (Arecaceae)
Indigofera (Fabaceae Papilionoideae)
Jatropha (Euphorbiaceae)
Kedrostis (Cucurbitaceae)
Kohautia (Rubiaceae)
Kohautia-type (Rubiaceae)
Lamiaceae
Leucas (Lamiaceae)
Liliaceae
Lippia (Verbenaceae)
Lonchocarpus (Fabaceae Papilionoideae)
Maytenus (Celastraceae)
Melochia (Sterculiaceae)
Mitracarpus (Rubiaceae)
Moltkia (Boraginaceae)
Ochna (Ochnaceae)
Oldenlandia (Rubiaceae)
Ormocarpum (Fabaceae Papilionaceae)
Otomeria (Rubiaceae)
Pericopsis (Fabaceae Papilionoideae)
Phytolaccaceae
Poaceae
Polycarpea (Caryophyllaceae)
Polygala (Polygalaceae)
Premna (Verbenaceae)
Prosopsis (Verbenaceae)
Priva (Fabaceae Mimosoideae)
Pterocarpus (Fabaceae Papilionoideae)
Ranalisma (Alismataceae)
Rhynchosia (Fabaceae Papilionoideae)
Salix (Salicaceae)
Sauvagesia (Ochnaceae)
Sclerocarya (Anacardiaceae)
Sclerocarya-type (Anacardiaceae)

Scrophulariaceae
Sorindeia (Anacardiaceae)
Sorindeia-type (Anacardiaceae)
Spathodea (Bignoniaceae)
Stereospermum (Bignoniaceae)
Stereospermum-type (Bignoniaceae)
Striga (Scrophulariaceae)
Terminalia (Combretaceae)
 Thymeleaceae
Trianthema (Aizoaceae)
 Tribulaceae
Tribulus (Tribulaceae)
 Verbenaceae
Ximeria (Olacaceae)
Ziziphus (Rhamnaceae)
Zygophyllum (Zygophyllaceae)

Hygrophilous ecosystems

Aeschynomene (Fabaceae Papilionoideae)
 Alismataceae
 Cannabaceae
 Cyperaceae
Ixora (Rubiaceae)
Justicia (Acanthaceae)
Laurembergia (Haloragaceae)
Mimosa (Fabaceae Mimosoideae)
Myriophyllum (Haloragaceae)
 Nymphaceae
Nymphaea (Nymphaceae)
Pentodon (Rubiaceae)
Pentodon-type (Rubiaceae)
Phyla (Verbenaceae)
Polygonum (Polygonaceae)
 Ranunculaceae
Sesbania (Fabaceae Papilionoideae)
Sparganium (Sparganiaceae)
Typha (Typhaceae)
Typha/Sparganium
Utricularia (Lentibulariaceae)

Unclassified

Blepharis (Acanthaceae)
Butyrospermum (Sapotaceae)
Canavalia (Fabaceae Papilionoideae)
Casuarina (Casuarinaceae)
 Casuarinaceae

Chiarinia (Sapindaceae)
Cryptosepalum (Euphorbiaceae)
Cyathogyne (Clusiaceae)
Endodesmia (Gentianaceae)
Enicostema (Euphorbiaceae)
Euphorbiaceae
Hamamelidaceae
Lanarium (Halictidae)
Lawsonia (Lythraceae)
Lepisanthes (Sapindaceae)
Lepistemon (Convolvulaceae)
Lygeum (Poaceae)
Mitragyna (Rubiaceae)
Pistacia (Anacardiaceae)
Pterodiscus (Pedaliaceae)
Rosaceae
Rubiaceae
Sapindaceae
Tarenna (Rubiaceae)
Taxodiaceae

RESUME

La carotte KZai02, forée dans le cône détritique sous-marin du fleuve Zaire/Congo, renseigne du stade isotopique 6.6 à l'Actuel (derniers 165 ka). La dynamique de la végétation de l'Afrique Centrale a été reconstruite sur la base de l'étude de son contenu pollinique. Ces résultats, comparés à ceux du contenu en carbone organique total et au rapport Ti/K, renseignent respectivement sur l'activité des alizés et l'intensité de la mousson dans le passé. Les glaciaires sont caractérisées par des températures basses empêchant le développement de la forêt tropicale humide sur le bassin versant du Zaïre/Congo au bénéfice des savanes. Les interglaciaires sont marquées par le développement de la forêt tropicale humide et des marais de mangrove sur la côte suite à l'élévation du niveau marin. Le passage progressif de zones herbeuses à des environnements plus forestiers témoigne d'un décalage entre les augmentations de température et d'humidité. Le stade isotopique 5 montre deux événements moins chauds (sous-stades 5b et 5d) avec le développement des forêts afro-montagnardes (principalement *Podocarpus*). L'excentricité, l'obliquité et particulièrement la précession ont été identifiées comme ayant exercé une influence sur les écosystèmes végétaux. Ces périodicités ont été interprétées en termes de variations des précipitations liées à des fluctuations de l'ITCZ. Des cycles infra-Milankovitch ont aussi été révélés par l'analyse spectrale. Ils sont attribués (1) aux pulsations glaciaires des événements de Heinrich et de Dansgaard/Oeschger et (2) à des variations à haute fréquence semblables à celles décelées sur la mousson est-asiatique et reliées au contrôle des calottes polaires.

TITRE

Changements climatologiques en zone intertropicale africaine durant les derniers 165.000 ans

ABSTRACT

Core KZai02 from the Zaire/Congo deep sea fan runs from MIS 6.6 to Present (last 1685 ka). Its pollen study allows to reconstruct the vegetation past variations over the Central Africa. These results, compared to the Total Organic Carbon content (TOC) and the Ti/K ratio, inform on the past trade winds and West African monsoon variability, respectively. During glacials, low temperatures over the Zaire/Congo watershed prevented the development of the tropical rain forest in opposition to savannah. Each interglacial starts with the development of mangrove testifying to events of sea-level rise. Then, the succession of grassy and forested environments indicates a gap between temperature and humidity rises. During the warmer episodes, rain forest expanded over the Central Africa. The Marine Isotope Stage 5 includes two cooler events supported by expansion of the afro-montane forest (mainly *Podocarpus*) corresponding to substages 5b and 5d. Eccentricity, obliquity and particularly precession are identified in variations of the ecological groups of the KZai 02 pollen record and interpreted in terms of variations of precipitations linked to fluctuations of the ITCZ. Sub-Milankovitch periods are also revealed by spectral analysis and related to (1) the Heinrich and Dansgaard/Oeschger glacial pulsation events and (2) high frequency variations similar to the East Asian monsoon oscillations controlled by ice sheets.

DISCIPLINE Palynologie, Paléoclimatologie

MOTS-CLES Afrique, ITCZ, Quaternaire, Palynologie, Végétation, Climat

INTITULE ET ADRESSE DES LABORATOIRES :

Laboratoire Paléoenvironnements et Paléobiosphère, UMR CNRS 5125, Université Claude Bernard – Lyon 1, 27-42 boulevard du 11 Novembre, 69622 Villeurbanne cedex, France