



**HAL**  
open science

# Transport et accumulation de matière organique dans le système turbiditique de l'Ogooué (Gabon)

Salome Mignard

► **To cite this version:**

Salome Mignard. Transport et accumulation de matière organique dans le système turbiditique de l'Ogooué (Gabon). Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2017. Français. NNT : 2017BORD0801 . tel-01755049

**HAL Id: tel-01755049**

**<https://theses.hal.science/tel-01755049v1>**

Submitted on 30 Mar 2018

**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.

# THÈSE

Présentée à

**L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX**

École doctorale Sciences et Environnements

Par **Salomé L.-A. Mignard**

Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR**

**SPÉCIALITÉ** : Sédimentologie Marine

---

**TRANSPORT ET ACCUMULATION DE MATIERE ORGANIQUE DANS  
LE SYSTEME TURBIDITIQUE DE L'OGOOUÉ (GABON)**

---

Sous la direction de Thierry Mulder et Philippe Martinez

Thèse soutenue le : 12 Décembre 2017

Commission d'examen formée de :

M. François Baudin	Rapporteur
M. Jean-François Deconinck	Rapporteur
M. Abderrazak El Albani	Examineur
M. Valier Galy	Examineur
M. François Gelin	Examineur
M. Christophe Rabouille	Examineur
M. Philippe Martinez	Directeur de thèse
M. Thierry Mulder	Directeur de thèse
M. Hervé Chamley	Invité
M. Thierry Garlan	Invité



## Remerciements ?

*Antiphrase, nf : Manière de s'exprimer consistant à faire usage, par ironie ou euphémisme, d'un mot ou groupe de mots signifiant le contraire de ce que l'on pense. Larousse*

Cette thèse est le fruit de mon seul travail.

Toujours fermement convaincue de ma réussite finale, jamais je n'ai fléchi dans ma détermination et aucun doute n'est venu perturber la quiétude de mes nuits durant ces trois années de labeur. Dans cet univers froid et totalement déshumanisé qu'est la science, je n'ai bénéficié de l'aide de personne et je suis bien consciente que je ne dois ma réussite qu'à moi-même.

Je n'ai rien tiré de l'encadrement tout autant bienveillant qu'exigeant de Thierry Mulder et Philippe Martinez. Je n'ai pas non plus à les remercier de m'avoir accordé, sans même me connaître, leur confiance en me donnant l'opportunité d'entrer dans le monde de la recherche ; s'ils l'ont fait c'est que ceci devait être dans leur propre intérêt. Leur expérience, leur disponibilité et leur humour ne m'ont été d'aucun secours durant les phases compliquées.

Mes collègues du laboratoire EPOC et des autres instituts avec qui j'ai eu la chance de pouvoir travailler ou discuter n'ont jamais rien eu à m'apprendre et n'ont que de manière très anecdotique contribué à ce travail de thèse. Il est en effet bien connu que le partage des connaissances, les échanges d'idées et les regards critiques ne font aucunement progresser le travail de recherche.

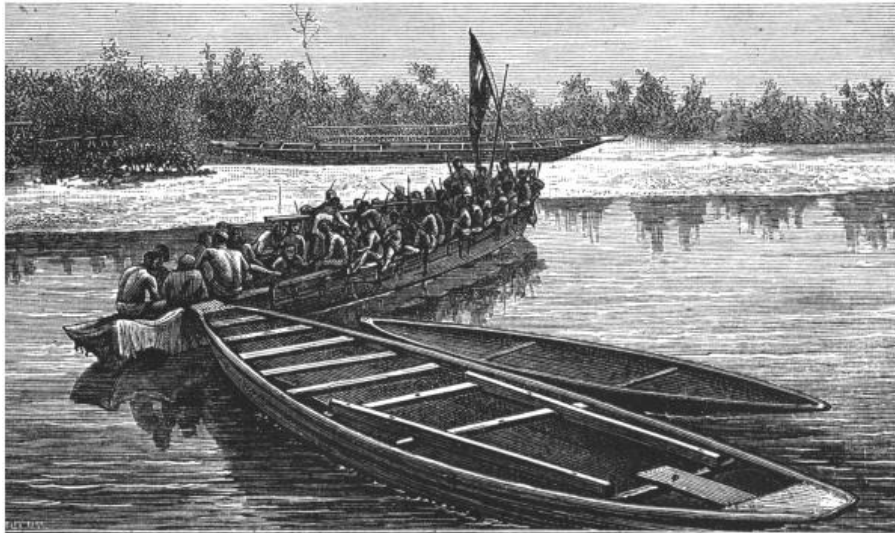
De plus, je dois très peu aux gens que j'ai côtoyé au quotidien durant ces trois années. Les relations humaines ne sont que pur artifice, je le sais bien. La bonne humeur régnant dans les bureaux de doctorants, les soirées et autres sorties communautaires ne sont que de vaines tentatives infructueuses pour dissiper le gris inhérent à la vie quasi monacale qui se doit d'entourer le travail de doctorat. Cette ambiance chaleureuse est au contraire de nature à perturber le noble travail de recherche. Je tiens donc ici à dire à Arthur, Clément, Damien, Eléonore, Elsa, Johan, Léa, Ludivine, Mélanie, Mélina, Pierre, Raël et autres, que si j'ai réussi à mener ce travail à terme, c'est bien malgré vous.

Le soutien de ma famille durant ces trois années n'a que peu compté. Les conseils tout à fait inadaptés de mes parents et mes deux sœurs, Jordane et Daphné, tels que : « N'oublie pas de te nourrir », « Essaie de dormir la nuit » ou encore « Lis du Kafka, cela te permettra de relativiser » montrent à quels points ils étaient éloignés de mes véritables problèmes. Il en est de même pour mes amis de longue date, rencontrés pour la plupart au lycée et à l'ENSG. Je ne me sens absolument pas coupable de leur avoir fait parfois subir mon humeur maussade durant nos weekends et vacances passés ensemble, nos conversations téléphoniques ou autres moments de complicité. Le simple fait qu'ils aient désormais parmi leurs connaissances un « docteur » est un honneur à même de compenser amplement ces petits désagréments.

Enfin, les membres de mon jury qui ont lu et commenté ce manuscrit ainsi que ma soutenance ne doivent en rien d'être remercié pour cela, leur simple venue prouve l'intérêt qu'ils ont dû y trouver.



## *Aux « mangeurs de terre »*



*Barques d'esclaves sur l'Ogooué navigant en direction du Cap Lopez, lieu d'embarquement vers les Amériques.*

*« La persistance de l'esclavage clandestin sur le Bas-Ogooué résulte probablement de la famine qui règne à l'intérieur du pays. L'Afrique équatoriale ne possède ni céréales, ni arbres fruitiers autochtones. Le bananier, le manioc, l'igname, la patate et le palmier à huile ont été importés des Antilles par les Portugais, qui ont été par ce fait les grands bienfaiteurs de l'Afrique équatoriale. La famine sévit en permanence dans les régions où ces utiles végétaux ne sont pas encore parvenus. C'est pourquoi, pour que leurs enfants aient assez à manger, les indigènes de ces régions les vendent aux habitants du Bas-Ogooué.*

*La région du cours supérieur de la N'Gounié, affluent de l'Ogooué, doit être un de ces centres de disette, car la plupart des esclaves domestiques de l'Ogooué proviennent de là. De la même région me sont venus des malades qui appartiennent à la catégorie des « mangeurs de terre ». La faim pousse en effet ces indigènes à prendre l'habitude de manger de la terre, habitude qu'ils conservent même lorsqu'ils ont des aliments normaux en suffisance »*

A l'orée de la forêt vierge : Récits et réflexions d'un médecin en Afrique Equatoriale française

Albert Schweitzer, Prix Nobel de la Paix, 1952



# Table des matières

<b>Table des matières</b> .....	<b>i</b>
<b>Table des illustrations</b> .....	<b>v</b>
<b>Table des tableaux</b> .....	<b>xi</b>
<b>Introduction générale</b> .....	<b>1</b>
<b>Chapitre 1 : Contexte scientifique</b> .....	<b>9</b>
I Etat de l'art .....	11
I.1 Transfert et accumulation sédimentaire sur les marges continentales passives.....	11
I.2 La matière organique dans le milieu marin .....	23
II Contexte environnemental et géologique de la zone d'étude.....	41
II.1 Contexte environnemental.....	41
II.2 Contexte géologique de la zone d'étude .....	51
III Matériel et méthodes .....	57
III.1 Données disponibles.....	57
III.2 Données géoacoustiques.....	58
III.3 Carottages .....	59
<b>Chapitre 2 : Morphologie, architecture et fonctionnement sédimentaire récent du système turbiditique de l'Ogooué</b> .....	<b>77</b>
I Analyse des données bathymétriques .....	79
I.1 La zone proximale.....	80
I.2 La zone médiane .....	84
I.3 La zone distale .....	86
II Répartition sédimentaire récente par cartographie acoustique .....	88
II.1 Analyse des faciès acoustiques.....	88
II.2 Analyse des lignes THR.....	95
III Synthèse des données de surface.....	99
III.1 La sédimentation non liée aux apports de l'Ogooué.....	99
III.2 La sédimentation liée aux apports de l'Ogooué.....	104
III.3 Conclusion en matière de mécanismes sédimentaires .....	111
III.4 Temporalité du fonctionnement du système.....	112



**Chapitre 3 : Distribution et caractérisation de la matière organique dans les sédiments hémipélagiques associés au système turbiditique de l’Ogooué: apports de la comparaison de différents proxies géochimiques .....115**

I Introduction.....	118
II Research area and sampling.....	120
III Material and methods.....	122
III.1 Elemental and $\delta^{13}\text{C}$ analyses.....	122
III.2 Palynofacies.....	122
III.3 GDGT and n-alkane analyses.....	125
IV Results.....	128
IV.1 Bulk OC $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and Rock-Eval results.....	128
IV.2 Palynofacies.....	129
IV.3 GDGTs and n-alkanes.....	131
V Discussion.....	133
V.1 Sources of organic matter.....	133
V.2 Comparison of proxies for estimating organic matter sources.....	137
V.3 Transport processes of organic matter.....	140
V.4 Temporal fluctuation of organic matter content and origin.....	141
VI Conclusions.....	143

**Chapitre 4 : Influence des apports minéralogiques terrigènes sur la sédimentation organique le long de la marge Gabonaise.....149**

I Introduction.....	152
II Environmental settings.....	153
III Material and method.....	155
IV Results.....	159
V Discussion.....	165
V.1 The origin of clay minerals and their distribution in the equatorial eastern Atlantic.....	165
V.2 Organic matter and clay minerals association.....	169
VI Conclusions.....	173

**Chapitre 5 : Importance des écoulements turbiditiques dans le transfert et l’enfouissement de matière organique continentale en milieu profond .....177**

I Introduction.....	180
II Settings.....	181
II.1 Geological setting.....	181
II.2 Physiographic setting.....	182

II.3 Environmental setting .....	184
III Methods.....	185
III.1 Coring sites.....	185
III.2 Sedimentological analyses .....	186
III.3 Geochemical analysis.....	187
IV Results.....	188
IV.1 Core sedimentology .....	188
IV.2 Organic matter distribution.....	192
IV.3 Sedimentation rates and turbidites frequency .....	195
V Discussion .....	196
V.1 Ogooue turbidite system activity over the last 150 kyr (MIS6 to MIS1).....	196
V.2 Estimation of the terrestrial OC contribution and carbon accumulation rates .....	197
V.3 Contribution of the turbidite and hemipelagic sedimentation in the terrigenous OC budget.....	201
V.4 Transport processes of terrestrial OM.....	202
V.5 The Ogooue turbidite system as an analog for deep-sea petroleum source rocks.....	206
VI Conclusions .....	207
VII Turbidites et remobilisation du matériel organique .....	208
<b>Chapitre 6 : L'accumulation organique: équilibre entre apports marins et continentaux.....</b>	<b>211</b>
I Accumulation de matière organique marine.....	213
I.1 Carbonate de calcium et carbone organique: témoins de la paléproductivité?.....	213
I.2 Les fluctuations temporelles de la paléproductivité.....	217
II Enfouissement de matière organique continentale .....	218
II.1 Budget d'enfouissement de carbone organique continentale dans le système turbiditique.....	218
II.2 Comparaison avec d'autres systèmes .....	221
<b>Conclusions générales et perspectives .....</b>	<b>223</b>
III Principaux résultats .....	226
III.1 L'éventail sous-marin de l'Ogooué.....	226
III.2 Une double origine bien identifiée de la matière organique.....	226
III.3 Une accumulation organique sous contrôle climato-eustatique.....	227
IV Perspectives.....	229
<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>1</b>



# Table des illustrations

<i>Figure 1-1 : Epaisseur en temps double des dépôts syn- et post-rift de la marge ouest-africaine. Cette carte met en évidence l'accumulation préférentielle des sédiments aux débouchés des grands fleuves Congo, Niger et Ogooué (Séranne and Anka, 2005).</i> .....	12
<i>Figure 1-2 : Profil longitudinal d'un écoulement turbulent montrant ses trois parties tête, corps et queue (modifié d'après Pickering et al. (1989)).</i> .....	14
<i>Figure 1-3 : Caractéristiques principales d'un courant de haute densité montrant sa structure bipartite (modifié d'après Mutti, 1999).</i> .....	14
<i>Figure 1-4 : Description des différentes séquences de dépôts turbiditique (Pickering et al., 1989).</i> .....	15
<i>Figure 1-5 : Modèle générale de dépôts de sédiments en milieu profond d'après Stow and Tabrez, 1998.</i> ..	18
<i>Figure 1-6 : Modèle des séquences de dépôt détritique profond en fonction des variations du niveau marin relatif (Posamentier et al., 1991).</i> .....	21
<i>Figure 1-7 : Cycle global du carbone organique (en Pg C) et temps de résidence dans les différents réservoirs (Bianchi, 2011).</i> .....	23
<i>Figure 1-8 : Comparaison entre le nombre total d'articles publiés et le nombre d'articles concernant les dépôts organiques dans « Marine Geology » et « Marine and Petroleum Geology ». Les articles contenant dans leur titre les expressions « organic carbon », « organic matter » et « organic-rich » ont été définis comme traitant les dépôts organiques. Dans les deux revues la proportion d'articles concernant les dépôts organiques augmente à partir des années 2000. Données extraites du site Sciencedirect.</i> .....	24
<i>Figure 1-9 : Répartition des valeurs de TOC dans les couches sédimentaires superficielles de l'océan (Romankevich et al., 2009)</i> .....	25
<i>Figure 1-10 : Carte de la productivité primaire annuelle (en g.<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>) calculée à partir d'un modèle numérique et de données satellites (Field et al., 1998).</i> .....	26
<i>Figure 1-11 : Flux de carbone organique en fonction de la profondeur (Suess, 1980).</i> .....	28
<i>Figure 1-12 : Relation entre le taux de sédimentation et la teneur en matière organique de différentes roches sédimentaires marines. Données provenant du Jurassique à l'actuel (d'après Ibach, 1980).</i> .....	31
<i>Figure 1-13 : Distribution schématique des particules organiques dans les différents éléments architecturaux d'un système chenal-levée (McArthur et al., 2016a).</i> .....	34
<i>Figure 1-14 : Distribution au cours du temps des roches mères pétrolières (d'après Emery et Myers (1996) modifié par Sorkhabi (2016)).</i> .....	37
<i>Figure 1-15 : Modèle proposé par Degens et al., (1986) montrant les processus d'export et de dépôt de matière organique en condition normale (en haut) et lors du passage d'un courant de turbidité (en bas).</i> .	40
<i>Figure 1-16: Localisation du bassin versant du fleuve Ogooué ainsi que de ses principaux affluents.</i> .....	42
<i>Figure 1-17: Profils topographiques de l'Ogooué et de ses principaux affluents. Délimitation des différents tronçons.</i> .....	43
<i>Figure 1-18: Carte des isohyètes sur le bassin versant de l'Ogooué (en mm.an<sup>-1</sup>) et évolution annuelle des débits moyens mensuels mesurés à Lambaréné sur la période 1930-1984 (Mahé et al., 1990).</i> .....	43
<i>Figure 1-19: Cartographie du contenu en C<sub>org</sub> des sols de l'Afrique (Jones et al., 2013)</i> .....	45

Figure 1-20: Photo satellite du delta de l'Ogooué prise le 6 Septembre 2016 (source: NASA).....	46
Figure 1-21: Caractéristiques hydrologiques du panache de l'Ogooué le long d'un transect est-ouest montrant: (a) la salinité, (b) la concentration en chlorophylle A et (c) la turbidité de l'eau (Jourdin et al., 2006).....	47
Figure 1-22: Carte de la circulation de surface et de sub-surface dans le Golfe de Guinée, la zone grisée correspond à la présence de l'upwelling équatorial (d'après Jansen et al., 1984).....	49
Figure 1-23: Températures des eaux de fonds de l'océan Atlantique donnant une estimation de la répartition des Eaux Profondes Antarctiques (AABW) (d'après Morozov et al., 2010).....	50
Figure 1-24: Coupe synthétique de la marge nord-Gabon (modifié d'après Jocktane, 1992).....	51
Figure 1-25: Carte physiographique de la partie est du Golfe de Guinée superposée à la bathymétrie (équidistance 500 m) montrant les monts sous-marins importants (en bleu), les îles volcaniques (en rouge) et les zones de failles majeures (F.Z.). Le système turbiditique actuel de l'Ogooué est représenté en violet sur la carte (modifiée d'après Emery et al., 1975).....	52
Figure 1-26: Reconstruction paléogéographique de la façade ouest-gabonaise. (a) Néocomien ; (b) Aptien inférieur ; (c) Aptien inférieur ; (d) Cénomaniens-Turonien ; (e) Coniacien-Santonien ; (f) Campanien-Paléocène ; (g) Miocène (Modifié d'après Chen et al., 2013).....	54
Figure 1-27: Colonne stratigraphique montrant les âges, événements géologiques, lithologies et roches-mères potentielles de la partie offshore du bassin nord-gabonais (Brownfield and Charpentier, 2006; Teisserenc and Villemin, 1990).....	55
Figure 1-28 : Carte présentant les limites des missions Optic Congo 2005 et MOCOSED 2010 ainsi que les lignes de sismiques 3.5 analysées dans le cadre de ce travail.....	59
Figure 1-29: Localisation des carottes étudiées dans le Golfe de Guinée.....	60
Figure 1-30 : Résumé des différentes méthodes analytiques employées sur les carottes MOCOSED 2010 et objectif de chacune des méthodes.....	62
Figure 1-31: Droite de calibration entre le carbonate de calcium obtenu par calcimétrie et par XRF pour deux carottes, KC10 et KC01.....	64
Figure 1-32: Photo, rX, distribution granulométrique et microfaciès illustrant les deux types de sédimentations hémipélagiques rencontrées sur la marge gabonaise : le faciès hémipélagique carbonaté (H1) et le faciès hémipélagique terrigène (H2). L'illustration se base sur le premier tronçon de la carotte KC01.....	67
Figure 1-33: Images rX des glissements présents dans les carottes KC14 et KC11.....	68
Figure 1-34: Photographies et images rX de deux séquences turbiditiques silicoclastiques. (a) Séquence enregistrée dans la carotte KC10 présentant un litage plan puis un litage oblique très marqué. (b) séquence enregistrée dans la carotte KC13 dont la plus sommitale présente un litage frustré. Les lames minces confirment les dépôts très homogènes de sable fin quartzueux bien trié.....	69
Figure 1-35: Photographie, rX, rapports XRF Ti/total et Zr/total, granularité, et lames minces montrant une séquence volcanoclastique présente à la base de la carotte KC01.....	70
Figure 1-36: Distribution des faciès sédimentaires le long des différentes carottes étudiées durant ce travail de thèse.....	71
Figure 1-37: Cadre stratigraphique de la carotte KC10. (a) Rapport XRF Ca+Sr/Ti+Al mis en corrélation avec (b) l'enregistrement de $\delta^{18}O$ fait sur les deux espèces de foraminifères benthiques : C.	

<i>wuellerstorfi</i> (points blancs) calibrés à <i>Uvigerina peregrina</i> (croix noires) avec un facteur de correction de +0.64‰ (c) LR04 $\delta^{18}O$ stack (Lisiecki et Raymo 2005). Les différents points de contrôle sont représentés par une ligne pointillée rouge. ....	73
Figure 1-38: Cadre stratigraphique de six carottes étudiées basé sur la corrélation du rapport Ca+Sr/Ti+Al et de dates $^{14}C$ .....	75
Figure 2-1: Localisation des différentes zones bathymétriques.....	80
Figure 2-2: Carte bathymétrique de la partie proximale du système turbiditique de l'Ogooué : (a) Localisation des cinq profils bathymétriques présentés en (b). Le cadre rouge est détaillé sur la Figure 2-3 et le cadre bleu sur la Figure 2-4.....	82
Figure 2-3: Comparaison des deux différents types de canyons de la rampe de l'Ogooué. (a) Bathymétrie de la partie méridionale de la rampe (voir localisation Figure 2-2) et (b) profils bathymétriques au niveau du bord de la plate-forme et du haut de pente.....	83
Figure 2-4: Physiographie des pockmarks présents au nord du Mont Loiret. (a) Bathymétrie et (b) profils bathymétriques montrant de l'ensemble de pockmarks ré-incisés (localisation Figure 2-2). ....	84
Figure 2-5 : Bathymétrie de la partie médiane du système présentant les six chenaux principaux (rouges) caractérisés par de larges levées ainsi que les différentes traces de chenaux abandonnés (bleus). Les lignes A et B sont présentées sur la Figure 2-17 et le cadre rouge est montré sur la Figure 2-6. ....	85
Figure 2-6: Carte bathymétrique présentant la vallée distale ainsi que deux coupes bathymétriques de la partie aval et amont de la vallée. ....	86
Figure 2-7 : Carte bathymétrique de la zone d'étude présentant les différents éléments architecturaux du système turbiditique que l'Ogooué. Le cadre rouge est détaillé Figure 2-15. ....	87
Figure 2-8: Réflectivité du fond marin sur la zone d'étude et localisation des prélèvements ayant servi à la calibration des faciès acoustiques. Le rectangle rouge est détaillé Figure 2-10 et le cadre jaune sur la Figure 2-16.....	88
Figure 2-9: Réflectivité de la zone d'étude et classification des faciès d'imagerie acoustique. ....	90
Figure 2-10 : Détail de la réflectivité de la partie la plus distale de la zone d'étude présentant des linéations de très forte réflectivité. Voir Figure 2-8 pour la localisation. ....	90
Figure 2-11: Cartographie de l'imagerie acoustique. ....	91
Figure 2-12: Répartition des différents échofaciès le long des lignes sismiques 3.5 kHz. ....	95
Figure 2-13: Cartographie des échofaciès du sondeur de sédiment. ....	97
Figure 2-14: Carte montrant l'organisation des dépôts sédimentaires de la marge Gabonaise. ....	101
Figure 2-15: Flanc est de l'île de Sao-Tomé, (a) bathymétrie et (b) profil sismique 3.5 kHz orienté ouest-est montrant des échofaciès sourds (S.1) de forme lenticulaire associés à des dépôts glissés. Localisation Figure 2-7. ....	103
Figure 2-16 : (a) Localisation de la carte de détail, (b) réflectivité et (c) profil sismique 3.5 kHz à travers le chenal d'axe nord/sud présentant les différentes levées du chenal. Voir Figure 8 pour la localisation. ....	104
Figure 2-17: Lignes sismiques montrant les échofaciès sur un chenal abandonné (A) et sur le chenal principal numéro deux. Voir Figure 2-5 pour la localisation.....	106
Figure 2-18: (a) Carte de réflectivité de la partie nord du système montrant la relation entre le lobe proximal, le lobe nord et le chenal (6). (b) et (c) Ligne sismique montrant les dépôts transparents associés au fonctionnement du lobe nord.....	108

Figure 2-19: (a) Carte bathymétrique de la partie distale du système et (b) réflectivité de cette même zone. (c) deux lignes sismiques 3.5 kHz coupant transversalement les dépôts distaux (A) à la sortie de la vallée distale et (B) à plus de 200 km du débouché de la vallée. ....	110
Figure 3-1: A: Generalized map of the Equatorial Atlantic showing surface trade winds, the main coastal and oceanic upwelling areas and major African vegetation zones (Giresse, 2008; Holtvoeth, 2004). B: Bathymetric map showing the location of the seven sites used in this study along the Gabonese margin and C: bathymetric profile along an east-west profile (black dotted line on the map).....	121
Figure 3-2: Microphotographs of palynofacies slides from the Gabonese margin showing the main constituents selected for the palynofacies classification. A: Rectangular shape opaque debris (ROD); B: Equidimensional opaque debris (EOD); C: Wood fragments (WF), D and E: light and translucent phytoclasts (LF); F: Red amorphous organic matter (R-AOM), G: Dark amorphous organic matter (D-AOM) forming larges flakes; H: isolated tiny particles of D-AOM.....	124
Figure 3-3: Image pre (left) and post (right) treatment with the ImageJ software of the slide KC01-2. The $< 10 \mu\text{m}$ particles represent 20% of the total particles surface.....	125
Figure 3-4: Base peak chromatogram of sediment sample KC11-LGM obtained by LC-MS analysis and structures of branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers (brGDGTs) and crenarchaeol. On the chromatogram, the green arrows show the 6-methylated isomers for the hexa- and pentamethylated brGDGTs (Hopmans et al., 2004, 2016).....	127
Figure 3-5: Plot of TOC (black line) and $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (grey dotted line) versus time for the seven cores.....	128
Figure 3-6: Van Krevelen-type diagram of mid-Holocene (full symbols) and LGM (empty symbols) sediments of the Gabonese margin. Dotted curved lines represent typical kerogen maturation pathways defining the different kerogen types. Note that some points are out of the classical limits. ....	129
Figure 3-7: Typical n-alkanes distributions observed in the Gabonese margin sediments....	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
Figure 3-8: E-W transects of GDGTs and n-alkanes parameters for the mid-Holocene (green line) and the LGM (dotted purple line). (a) Normalized concentrations of brGDGTs, (b) normalized concentration of crenarchaeol, (c) BIT index values, (d) normalized concentrations of Long-Chain (LC) n-alkanes and (e) Carbon Preference Index values (CPI) and (f) Average Chain Length of long-chain n-alkanes.....	133
Figure 3-9 : Palynofacies slide showing the three main types of terrestrial components WF, LF and R-AOM. This slide shows the color and morphological similarities between R-AOM and WF.....	135
Figure 3-10: Terrigenous ( $F_{\text{terr}}$ ) and marine ( $F_{\text{mar}}$ ) fraction of the organic carbon in percentage calculated via (a) $\delta^{13}\text{C}$ , (b) palynofacies and (c) BIT index. ....	137
Figure 3-11: Comparison of the terrigenous carbon fraction (%) ( $F_{\text{terr}}$ ) and terrigenous organic carbon content (%wt) ( $\text{TOC}_{\text{terr}}$ ) calculated using the BIT, the palynofacies observation and the isotopic values. .	138
Figure 3-12: Standard deviation between the $F_{\text{terr}}$ calculated with the BIT, $\delta^{13}\text{C}$ and palynofacies against the TOC content of the samples. ....	139
Figure 3-13: Temporal and spatial variations of A: palynofacies proportions resulting from the surfacic counts multiplied by the organic carbon content and B: TOM and MOM calculated using the $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ mixing model. The blue and brown arrows and the figures associated correspond respectively to the reduction of MOM and TOM from LGM to the mid Holocene at the five more distal stations.....	142

Figure 3-14: Core KC10 time record of A: palynofacies composition reported to TOC (%), B: Normalized concentrations of brGDGTs, C: normalized concentration of crenarchaeol, D: BIT index values, E: Normalized concentration of Long-Chain (LC) n-alkanes and F: Carbon Preference Index values (CPI). The grey rectangles highlight the glacial periods. See Figure 3-13 for palynofacies colors explanations. . .	143
Figure 4-1 : Location of sediment cores from the MOCOSED 2010 cruise on the Ogooue fan, (b) bathymetric section across the Gabonese margin, (c): soil types repartition on the Ogooue watershed adapted from (Martin and Chatelin, 1981).....	155
Figure 4-2: Lithology, median grain-size, age model developed from benthic $\delta^{18}\text{O}$ measures and TOC record of core KC10 in hemipelagic sediments. The proportions of marine and terrigenous OC have been determined thanks to $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ measurements (Mignard et al. 2017).....	156
Figure 4-3: X-ray diffraction traces of the $<4 \mu\text{m}$ fraction of recent sediments from KC10 core. I = illite; K = kaolinite; S = smectite. ....	159
Figure 4-4: Chronological record of the (a) sea-level variations after (Waelbroeck et al., 2002), (b) total terrigenous accumulation rates, (c) Ti/Al, (d) Zr/Al and (e) K/Al ratios for core KC10. ....	160
Figure 4-5: Bulk mineralogy along core KC10 versus time. Semi quantitative analyses are presented for clay minerals, quartz, calcite, pyrite and muscovite. The red and green arrows reflect the presence of feldspar and clinoptilolite respectively. ....	161
Figure 4-6: Clay mineralogy of the Mid-Holocene and LGM samples on a transect from the continental shelf to the abyssal plain (see Figure 4-1 for core locations). ....	162
Figure 4-7: Relative abundance among total clay mineral of (a) smectite, (b) kaolinite and (c) illite; (d) kaolinite/ smectite ratio, (e) smectite integral breadth. ....	163
Figure 4-8: Relative abundance in bulk sediment of (a) smectite, (b) kaolinite and (c) illite. ....	164
Figure 4-9: TEM images of the sediments and the corresponding EDX spectrum analysis (white circle). A: hexagonal kaolinite particle, B: smectite particles, C: zoom on the connection between two smectite particles. The copper signal on the EDS spectrum is an artefact of the grid used.....	164
Figure 4-10: Simplified model of clay mineral deposition of the Gabonese margin sediments during high sea-level (A) and low sea-level (B).....	168
Figure 4-11: TOC (%) data plotted in terms of total clay content (%) for the samples of the Ogooue margin with the linear regression curve (central dotted line). ....	169
Figure 4-12: Photomicrograph (transmitted light) of Gabonese margin thin section showing a clay dominated composition of the sediment with well-preserved foraminifera and continental plants remains. Authigenic framboidal pyrites are present in foraminifera or associated with plants debris. ....	170
Figure 4-13: Correlation between total clay content determined on XRD diffractograms and (a) continental organic carbon content and (b) marine organic carbon content. ....	171
Figure 4-14: Marine organic carbon plotted versus smectite content. The samples of glacial and interglacial stages are separated. Note that the slope is similar for the two datasets but the interglacial sediments are depleted in OC compared to glacial sediments. ....	173
Figure 5-1: Physiographic map of the south-eastern Gulf of Guinea (contour interval: 500 m) and distribution of the larger seamounts (in blue), volcanic islands (in red) and fracture zones (F.Z.). The Ogooue turbidite system is represented in purple on the map (modified from Emery et al., 1975). N.W.: Niger Watershed, C.W.: Congo Watershed.....	183



<i>Figure 5-2: General map of the Eastern part of the Gulf of Guinea and the West African tropical coast showing the course of the Ogooue River and its drainage area (watershed), the surface (black line) and subsurface currents (dotted line) (Piton and Kartavtseff. 1986, Bonifay and Giresse, 1992). N.W.: Niger Watershed, C.W.: Congo Watershed.....</i>	<i>183</i>
<i>Figure 5-3: Top: bathymetric map (contour interval: 100 m) showing the main features of the Ogooue turbiditic system. Bottom left: studied area and location of the cores. Bottom right: detailed view of the shelf edge.....</i>	<i>184</i>
<i>Figure 5-4 : Vertical distribution of grain-size parameters (particle composition, grain-size distribution, median grain-size), Bromine XRF results (Br counts/total counts), Total Organic Carbon (TOC, in weight %), <math>\delta^{13}C_{org}</math> (‰) and Ftterr. (%) corresponds to the terrigenous OC fraction (see 5.2). The grey rectangles correspond to interglacial periods. The sequence that are framed in red are shown in detail in Figure 5-6. ....</i>	<i>189</i>
<i>Figure 5-5 : OM types in the sediments studied from the Ogooue turbidite system defined by the cross-plot of <math>\delta^{13}C_{org}</math> and TOC. Except for core KC13, the hemipelagites present a more marine signature than the turbiditic beds .....</i>	<i>192</i>
<i>Figure 5-6 : X-ray pictures and thin section of the two types of turbidites present in the cores. PPL corresponds to plane polarized light and XPL to crossed polarized light. Precise location of the sequences is shown in Figure 5-4.....</i>	<i>194</i>
<i>Figure 5-7 : Linear sedimentation rates of the five cores, the hatched areas represent the sediment accumulation due to turbidites, the non-hatched areas represent the sediment accumulation due to hemipelagites and the sum of these two corresponds to the total linear sedimentation rate. The grey rectangles represent the interglacial periods.....</i>	<i>197</i>
<i>Figure 5-8: Relationship between stable isotopes of OC and N/C ratio for the hemipelagic and turbiditic sediments of cores KC13 and KC11. The N/C values are between 0.03 and 0.15 indicating a mixture of marine and terrestrial OM. The <math>\delta^{13}C_{org}</math> values are more widely spread between -29‰ and -18‰ providing a better indicator of the origin of the OM. ....</i>	<i>198</i>
<i>Figure 5-9 : Terrigenous organic carbon accumulation rates calculated on the five cores for MIS6-1.....</i>	<i>200</i>
<i>Figure 5-10: Paleogeography of the Ogooue turbidite system during glacial and interglacial with the implications on the transfer and accumulation of terrigenous OC (the scale is not respected).....</i>	<i>204</i>
<i>Figure 6-1: Teneur en <math>C_{org}</math> marin (vert), taux d'accumulation de matière organique marine (brun) et taux de calcium dans les sédiments des quatre carottes les plus distales de l'étude. Les courbes de la carottes KC10 sont présentées après filtrages des séquences turbiditiques.....</i>	<i>215</i>
<i>Figure 6-2 : Courbes de présence des foraminifères planctoniques majoritaires en pourcentage pour la carotte KC10. ....</i>	<i>216</i>
<i>Figure 6-3: Taux d'accumulation de <math>C_{org}</math> calculés par Mollenhauer et al. (2004) pour l'océan Atlantique sud. La taille des cercles est proportionnelle au taux d'accumulation en <math>gC.m^2.an^{-1}</math>.....</i>	<i>218</i>
<i>Figure 7.1 : Schéma des montrant les principaux facteurs de contrôle de l'accumulation de matière organique dans le système turbiditique de l'Ogooué au Quaternaire terminal. ....</i>	<i>228</i>

# Table des tableaux

<i>Tableau 1-1 : Caractéristiques des six grandes périodes de dépôt de roches-mères pétrolières.</i>	38
<i>Tableau 1-2: Caractéristiques principales des fleuves les plus importants de la façade ouest africaine.</i>	41
<i>Tableau 1-3 : Exemples de méthodes utilisées lors de ce travail montrant la grande variabilité des échelles d'analyse.</i>	58
<i>Tableau 1-4: Récapitulatif des carottes étudiées dans le Golfe de Guinée.</i>	60
<i>Tableau 1-5: Tableau récapitulatif des analyses réalisées sur les carottes MOCOSED 2010 durant cette thèse.</i>	61
<i>Tableau 2-1 : (page suivante) Classe granulométrique et composition de la fraction sableuse des 20 premiers cm des différentes carottes MOCOSED 2010.</i>	92
<i>Tableau 2-2: Classification des échofaciès du sondeur de sédiments 3.5 kHz de la zone d'étude.</i>	96
<i>Tableau 3-1: Classification of the palynofacies identified in the samples from the Gabonese margin</i>	123
<i>Tableau 3-2 : Results of the quantitative palynofacies analysis performed on the samples of the Gabonese margin sediments.</i>	130
<i>Tableau 3-3: GDGTs and n-alkanes distribution parameters.</i>	145
<i>Tableau 5-1 : Cores' number, location in degree, sampling depths (m b.s.l. : meters below sea level ) and length.</i>	186
<i>Tableau 5-2 : Bulk organic characteristics of the studied hemipelagic samples in each studied core. Minimum, mean and maximum values for each isotopic stages are given for TOC (in %) and <math>\delta^{13}C_{org}</math> (‰).</i>	193
<i>Tableau 5-3 : Comparaison entre l'âge des dépôts turbiditiques et les débris organiques qu'ils contiennent. Se reporter à la Figure 5-4 pour la nomenclature des turbidites.</i>	209
<i>Tableau 6-1: Superficies des différentes zones du système, taux d'accumulation de <math>C_{org}</math> continental associés pour le MIS1 et 2 et accumulation organique dans chaque zone.</i>	220

## Abréviations couramment utilisées dans ce mémoire

- MO : Matière organique  
 $C_{org}$  : Carbone organique  
TOC (ou COT en français) : Total Organic Carbon  
 $F_{terr}$  : Fraction terrigène (en pourcentage)  
 $F_{mar}$  : Fraction marine (en pourcentage)  
MIS : Stade isotopique (*Marine Isotopic Stage*)



# Introduction générale



Le matériel présent à la surface de la Terre est soumis à un recyclage constant au cours duquel la dégradation des continents par les phénomènes combinés d'érosion mécanique et d'altération chimique nourrit des processus de sédimentation dans des bassins sédimentaires, zones d'accumulation pérennes dont la topographie en cuvette permet l'accumulation de milliers de mètres de sédiments. Dans ce cycle à long terme, les continents constituent la source de matériel alors que les fonds océaniques forment la zone de dépôt ultime de tous les sédiments issus de l'érosion (*sink*). Du fait de l'efficacité limitée des processus de transport des particules, la majorité de l'accumulation se fait à proximité de la transition continent-océan, au niveau des marges continentales. Toutefois, une part importante des sédiments marins empilés sur ces marges ne provient pas de l'abrasion des continents mais a été produite dans le milieu marin lui-même à partir de la fraction dissoute issue *pro parte* de l'altération chimique des continents. La production de particules autochtones se fait soit par la précipitation chimique, généralement des réactions d'oxydo-réduction, soit après leur extraction de l'eau de mer par des organismes vivants (processus de précipitation bio-géochimique).

Lorsque l'apport sédimentaire en provenance des continents est à la fois important et régulier, comme au débouché de grands fleuves, des zones préférentielles d'accumulation sédimentaire (dépôt-centres) peuvent se former et sont appelées systèmes turbiditiques profonds, aussi connues sous le nom d'éventails turbiditiques profonds ou *deep-sea-fans*. Ceux-ci constitueraient même, à l'échelle du globe, les dépôt-centres les plus importants (Talling, 2014). Depuis leur reconnaissance dans les années 1960-1970 (Curry and Moore, 1971; Heezen et al., 1964; Walker and Massingill, 1970), les systèmes turbiditiques ont fait l'objet d'intenses recherches qui ont permis de décrire leur architecture spécifique mais également de définir les mécanismes hydrodynamiques spécifiques aux écoulements gravitaires qui les nourrissent (Shanmugam, 2016 et références à l'intérieur). Ces recherches ont été largement impulsées par l'industrie pétrolière. Le lancement en 2000 du vaste projet pluri-thématique ZaiAngo par Elf Exploration Production (désormais Total) en collaboration avec l'Ifremer et centré sur la marge Angolaise et le système profond du Congo, témoigne de l'intérêt des groupes pétroliers pour ces systèmes. L'existence de potentiels réservoirs pétroliers associés à des systèmes turbiditiques anciens a néanmoins durant longtemps focalisé les recherches sur la localisation des sables. En parallèle, l'origine des roches-mères, donc des dépôts riches en matière organique (sédiments et roches carbonées), a également focalisé les intérêts, mais dans des environnements différents. La nature et la quantité de sédiment pouvant se déposer au niveau des systèmes turbiditiques profonds est variable en fonction notamment de la quantité des apports, donc de l'importance du relief sur le continent et de la morphologie du bassin versant, du type de climat et de la forme du bassin. Ainsi, le plus grand système au monde est le système du Gange-Brahmapoutre alimenté très intensément par les sédiments issus de l'érosion himalayenne (Curry, 1994) qui cumule donc un bassin versant avec des reliefs très importants et un climat de mousson particulièrement intense.

La dualité dans la provenance des particules déposées au niveau des marges continentales, entre particules terrigènes transportées et particules d'origine marine produites *in situ*, est très bien illustrée par l'étude du carbone organique ( $C_{org}$ ). En effet, les marges recueillent à la fois du  $C_{org}$  issu de la production continentale et transporté par les fleuves en grande quantité (environ  $200 \text{ Tg.an}^{-1}$ , Schlünz and Schneider, 2000) et de la matière organique produite *in situ* dans la colonne d'eau. Cette productivité marine est nettement plus forte au niveau des marges que dans l'océan ouvert, les conditions trophiques régnant proches des côtes étant plus favorables au développement des organismes producteurs. Néanmoins, localement il est possible que l'accumulation de  $C_{org}$  continental soit supérieure à celle de  $C_{org}$  marin lorsque l'influence continentale est très forte et surpasse donc la production marine exportée. Les systèmes turbiditiques profonds étant les principaux pourvoyeurs de sédiments continentaux à l'océan, il apparaît logique de penser qu'ils seraient à la fois des zones de très fortes accumulations de  $C_{org}$  continental et de  $C_{org}$  marin. Parmi les très nombreuses études réalisées sur les systèmes turbiditiques profonds depuis des décennies, relativement peu se concentrent sur cette problématique, certainement en raison de la grande complexité de l'interaction entre processus sédimentaires, biologiques et physicochimiques régissant le transport, la préservation et l'accumulation de la matière organique dans de tels environnements. Ceci s'ajoute à l'idée reçue que dans les systèmes profonds marins ouverts, l'essentiel de la matière organique est oxydé donc dégradée au cours des processus de transport et d'accumulation puisque les taux de sédimentation sont très faibles. Ces concepts anciens n'intègrent cependant pas les processus de transport rapides et les taux d'accumulation très forts qui ont justement lieu dans les systèmes turbiditiques profonds.

Ainsi, l'étude de l'accumulation de  $C_{org}$  océanique apparaît comme essentielle tant d'un point de vue industriel qu'académique. L'accumulation de matière organique sédimentaire est à la fois le précurseur à toutes les ressources hydrocarbonées mais également un modulateur très important des fluctuations climatiques puisque l'enfouissement global de  $C_{org}$  terrigène dans les sédiments marins pourrait constituer un puits de  $\text{CO}_2$  plus important que celui gouverné par l'altération des silicates (Galy et al., 2015).

Récemment, le système turbiditique du Congo a fait l'objet d'une étude approfondie et détaillée dans le cadre du projet multidisciplinaire Congolobe (Rabouille et al., 2016, <http://www.congolobe.fr>). Toutefois, bien qu'immense pourvoyeur de  $C_{org}$  à l'océan, le système du Congo constitue un cas d'étude particulier du fait de la connexion directe qui existe à l'heure actuelle entre le fleuve et le système profond via un canyon dont la tête entaille très fortement la marge (Babonneau et al., 2010; Savoye et al., 2009). Une telle configuration est rare et donc peu représentative car la plupart des systèmes turbiditiques profonds sont déconnectés des systèmes fluviaux en périodes de haut niveau marin relatif (Walsh and Nittrouer, 2009) et l'accumulation organique dans les grands fonds durant ces périodes s'en trouve donc très limitée (Burdige, 2007; Meade, 1996), sauf pour quelques systèmes particuliers tels que celui du Bengale.

Le présent travail s'inscrit dans l'étude de l'accumulation de matière organique dans les systèmes turbiditiques profonds. Il s'est donc naturellement inclus dans la thématique *MO-fluide* du projet Actions Marges. Une des difficultés d'un tel projet de recherches est de pouvoir intégrer le plus grand nombre de facteurs possibles, que ce soit au niveau des sources de la matière organique, de la dynamique de transport de celle-ci et de les mettre en parallèle de la dynamique du système turbiditique lui-même. Le système d'étude choisi pour mener à bien ce projet est le système turbiditique de l'Ogooué au large du Gabon. Très peu d'éléments sont connus sur ce système comme sur le fleuve qui l'alimente qui a pourtant un débit très important le classant au troisième rang des fleuves du continent africain. Ce manque de données résulte certainement du fait que les recherches géologiques concernant le territoire gabonais ont durant longtemps été centrées sur la prospection des ressources naturelles métallifères continentales : manganèse, uranium, or, fer et des hydrocarbures au niveau de la partie côtière du bassin. Néanmoins, le fleuve Ogooué draine une partie importante de la forêt équatoriale africaine et se déverse dans les eaux très productives du Golfe de Guinée. Ces deux caractéristiques suggèrent que ce système soit potentiellement un puits important de  $C_{org}$  à la fois continental et marin. De plus, contrairement au fleuve Congo, il n'existe pas de canyon permettant un transit direct entre le fleuve et le bas de la pente en période de haut niveau marin relatif, ce qui place ce fleuve dans une configuration représentative de la majorité des systèmes actuels.

Récemment, deux missions du SHOM, OpticCongo2005 et MOCOSSED 2010, ont permis d'obtenir des données sur le système turbiditique profond actuel associé au fleuve Ogooué, révélant ainsi la morphologie et la géométrie d'un système bien développé et jusqu'alors peu connu. L'étude menée par L. Biscara en 2011 lors de sa thèse à l'Université de Bordeaux, sur des sédiments prélevés dans la partie proximale de ce système et issus de la mission OpticCongo 2005, avait permis de démontrer la forte capacité d'export de  $C_{org}$  continental dans ce système via les écoulements gravitaires. Le travail de thèse présenté dans ce mémoire se base quant à lui sur les données de la mission MOCOSSED 2010. L'objectif principal ici a été de comprendre quels étaient les facteurs régissant l'accumulation de matière organique, continentale et marine, dans les sédiments déposés dans la partie médiane et distale du système turbiditique de l'Ogooué. Ce travail s'est axé autour de plusieurs questions spécifiques:

- La matière organique enfouie dans ce système est-elle à dominante continentale ou marine ?
- Existe-t-il une répartition spécifique de l'origine de la matière organique enfouie en fonction des processus de dépôts, des éléments architecturaux constitutifs du système, et de la composition minéralogique des particules ?
- Comment évolue temporellement et spatialement l'enfouissement de matière organique marine et continentale dans ce système ?
- En quoi la dynamique propre du système turbiditique influence l'accumulation de  $C_{org}$  ?



Le système de l'Ogooué n'ayant jusqu'alors jamais été ni décrit ni étudié en détail, ce travail concernant l'accumulation de  $C_{org}$  a dû être précédé d'une reconnaissance du système turbiditique en lui-même afin de pouvoir replacer les différents prélèvements sédimentaires dans un environnement de dépôt précis.

### Organisation du mémoire

Afin de présenter les différents aspects de ce travail de recherche, ce manuscrit est organisé en six chapitres.

Le **chapitre 1** comprend trois sous-parties présentant respectivement (1) une synthèse bibliographique ciblée des concepts utilisés dans le cadre de ce travail, (2) une description de la zone d'étude d'un point de vue environnemental et géologique et enfin (3) une présentation des données utilisées lors de cette thèse et ainsi que sur des méthodes analytiques employées.

Le **chapitre 2** présente les résultats de l'étude des données géoacoustiques sur la zone permettant notamment de définir l'architecture et le fonctionnement du système turbiditique de l'Ogooué au cours du Quaternaire terminal.

Le **chapitre 3** est une étude de l'origine de la matière organique dans les sédiments fins hémipélagiques déposés dans le système de l'Ogooué au travers d'une approche multi-indicateurs géochimiques. Ce chapitre est écrit sous forme d'un article scientifique.

Le **chapitre 4** questionne l'influence de l'apport des minéraux argileux dans l'accumulation de matière organique dans les sédiments fins hémipélagiques. Ce chapitre est écrit sous forme d'un article scientifique.

Le **chapitre 5** met en avant le grand rôle des écoulements turbiditiques dans l'export et l'enfouissement de matière organique continentale vers les grands fonds. Ce chapitre est écrit sous forme d'un article scientifique publié en août 2017 dans *Marine and Petroleum Geology*.

Enfin le **chapitre 6** constitue un essai de quantification du carbone enfoui dans l'ensemble du système.





# Chapitre 1 : Contexte scientifique



# I Etat de l'art

Cette partie est une synthèse bibliographique qui a pour but d'introduire ou de rappeler aux lecteurs certaines notions qui seront par la suite utilisées ou discutées au cours de ce mémoire. Cette synthèse n'ambitionne nullement d'être exhaustive. Trois points seront successivement développés : tout d'abord des rappels seront faits sur les mécanismes de transfert sédimentaire le long des marges continentales, puis sur les facteurs entraînant la présence de matière organique dans les sédiments marins et enfin quelques notions sur la formation des roches-mères pétrolières marines seront présentées

## ***I.1 Transfert et accumulation sédimentaire sur les marges continentales***

Les marges continentales passives, qui sont les témoins d'un ancien *rifting*, constituent la transition entre croûtes continentale et océanique ; elles constituent notamment toute la façade ouest africaine. Ces marges sont des zones de très forte accumulation sédimentaire au niveau desquelles les sédiments, majoritairement d'origine continentale pour les marges à sédimentation silicoclastique, peuvent être déposés et remobilisés un grand nombre de fois. La sédimentation qui a lieu au niveau des marges est influencée par des facteurs spécifiques à la marge tels que sa morphologie, héritée des stades d'évolution antérieurs, ou la subsidence locale de la lithosphère qui va permettre de définir l'espace disponible. Des facteurs externes tels que le climat, la circulation océanique ou les reliefs et la nature des roches sur le continent adjacent vont également moduler l'accumulation sédimentaire.

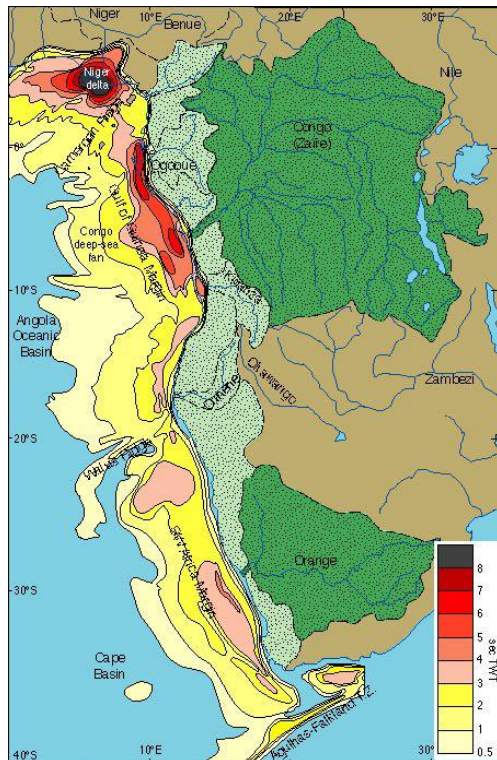


Figure 1-1 : Epaisseur en temps double des dépôts syn- et post-rift de la marge ouest-africaine. Cette carte met en évidence l'accumulation préférentielle des sédiments aux débouchés des grands fleuves Congo, Niger et Ogooué (Séranne and Anka, 2005).

Aux débouchés de grands fleuves transportant une forte charge solide, l'accumulation sédimentaire peut donner naissance à de très vastes (plusieurs centaines de kilomètres) et épais dépôts-centres (plusieurs dizaines de kilomètres) (Figure 1-1). Ces édifices, appelés éventails sous-marins, sont le lieu d'un intense transfert sédimentaire entre le continent et l'océan.

### **I.1.1 Mode de sédimentation au niveau des fans sous-marins**

Un grand nombre de travaux de synthèses sur les processus gravitaires comme sur les édifices turbiditiques ont déjà été effectués (voir les thèses de N. Babonneau (2002) ou E. Ducassou (2006)). Le but de cette partie n'est donc pas de refaire une synthèse générale sur ce sujet mais de rappeler quelques notions de base qui seront utilisées par la suite dans le manuscrit.

Au niveau des éventails sous-marins, le dépôt des sédiments se fait par deux types de processus sédimentaires qui sont développés par la suite : les processus gravitaires et la sédimentation hémipélagique.

#### **I.1.1.a Les processus gravitaires**

Les processus gravitaires sous-marins désignent tous les processus capables de mettre en mouvement du sédiment dans un fluide sous l'effet de la gravité. Ces types de déplacements constituent volumétriquement le principal mécanisme de transfert de sédiments du continent vers l'océan profond (Talling, 2014).

Bien que tous mus par la gravité, différents processus gravitaires existent et se distinguent notamment par les propriétés physiques de l'écoulement. Ces différents types d'écoulement ont déjà largement été étudiés et décrits par de nombreux auteurs depuis les années 60 (Bouma, 1962; Nardin et al., 1979; Normark, 1970, 1978). Il est ainsi possible de distinguer :

- Les glissements en masse (*creeping, slide et slump*) qui s'initient sous l'effet de la gravité seule et ne nécessitent pas la présence d'un fluide dans l'espace poreux. Le déclenchement de ces glissements est dû à la présence d'une forte accumulation sédimentaire associée à une pente importante. Ces glissements ont donc lieu, le plus souvent, en haut de pente continentale ou au niveau des flancs raides de chenaux et canyons. Les dépôts qui résultent de ces processus gardent le plus souvent leur structuration interne bien que parfois perturbée.
- Les écoulements gravitaires qui nécessitent quant à eux la présence d'un fluide dans le matériau originel pour se produire. Parmi ces écoulements, il est possible de faire la différence entre des écoulements en régime laminaire et des écoulements en régime turbulent. Les premiers, qui se caractérisent par des concentrations en grains et des viscosités très élevées, comprennent les coulées de débris (*debris flow*), les coulées de grains (*grain flow*), les écoulements fluidisés (*fluidized flow*). Les écoulements de type turbulent sont des écoulements fluides impliquant qu'un mouvement d'agitation aléatoire des particules se superpose au mouvement moyen de l'écoulement, le maintien en suspension des particules étant assuré par les phénomènes de turbulence. La concentration en particules peut être très variable mais doit rester inférieure à 9% pour des critères de viscosité. Ces courants sont les plus fréquents au niveau des éventails actuels ou anciens.

### ***Dépôts issus d'écoulements turbulents***

Bien qu'ils correspondent tous à des écoulements d'un fluide relativement dense dans un fluide ambiant de moindre densité, il est possible de distinguer trois types d'écoulements turbulents différents: les bouffées turbides, les courants de turbidité et les courants hyperpneux.

- **Les bouffées turbides** qualifient des écoulements dont l'alimentation par l'arrière est très courte ; le volume déplacé reste donc limité et la durée de vie des écoulements n'excède pas quelques jours (Ravenne and Beghin, 1983).
- **Les courants de turbidité** correspondent à des écoulements dont l'alimentation par l'arrière est prolongée et qui mettent ainsi en mouvement des volumes de fluide bien plus importants que les bouffées turbides. L'écoulement est composé d'une tête, ou front de densité, d'un corps allongé et d'une queue fortement diluée avec le fluide environnant (Figure 1-2).



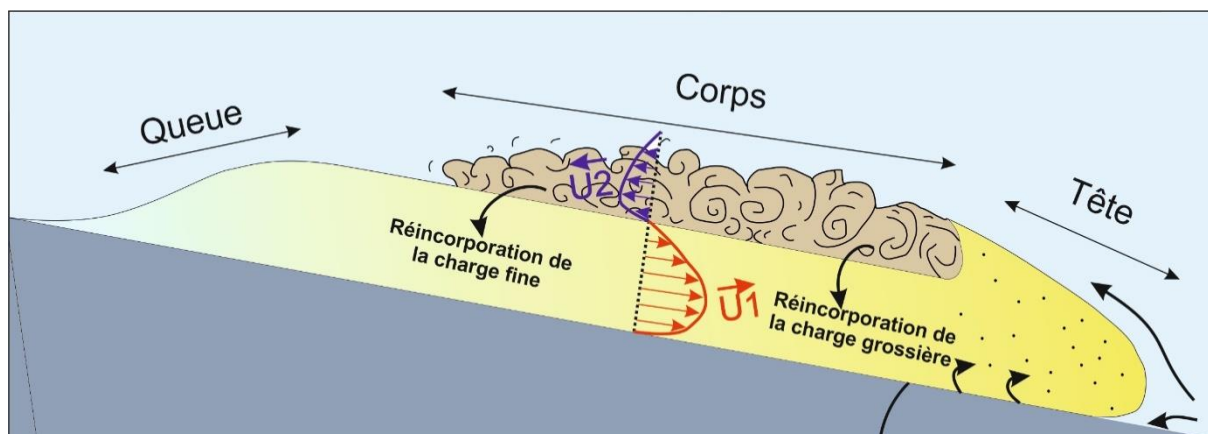


Figure 1-2 : Profil longitudinal d'un écoulement turbulent montrant ses trois parties tête, corps et queue (modifié d'après Pickering et al. (1989).

La structure verticale de l'écoulement se caractérise dans l'ensemble par une densité décroissante vers le haut et par la présence de vortex turbulents (instabilités de Kelvin-Helmholtz ; Middleton and Hampton, 1973). Les courants de turbidité sont divisés en deux sous-ensembles : les courants de haute et de faible densité. Les premiers résultent de la transformation de grands glissements et sont fondamentalement bipartites avec, à leur base, une semelle basale laminaire surmontée par un corps turbulent (Figure 1-3). Ces écoulements sont donc abusivement qualifiés de turbulents. Ce type de courant est associé à des dépôts grossiers et la semelle basale est le lieu d'un phénomène de *traction carpet* (Lowe, 1982) qui se traduit par un granoclassement inverse lors du dépôt des sédiments.

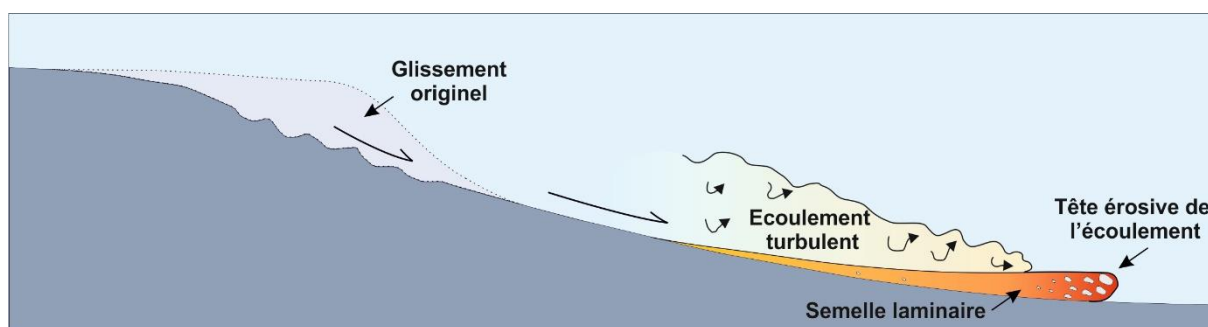


Figure 1-3 : Caractéristiques principales d'un courant de haute densité montrant sa structure bipartite (modifié d'après Mutti, 1999).

Les courants de faible densité sont issus de déstabilisations de plus petite taille et les sédiments entraînés sont granulométriquement plus fins. Les dépôts associés à ce type de processus gravitaires, ayant notamment comme caractéristique un granoclassement normal, sont appelés « turbidites ». Afin de décrire la variation sédimentaire verticale des dépôts, la séquence établie par Bouma en 1962 est communément utilisée. Cette séquence, composée de cinq termes nommés

T<sub>a</sub>, T<sub>b</sub>, T<sub>c</sub>, T<sub>d</sub> et T<sub>e</sub>, de la base vers le sommet, traduit la variation de la vitesse de chute des éléments en fonction de leur taille c'est-à-dire du plus grossier au plus fin et de l'énergie de l'écoulement qui diminue au cours du temps à un endroit donné.

La granularité du terme T<sub>a</sub> est la plus grossière, ce terme est composé de sables grossiers à moyens, il n'enregistre pas de granoclassement et son litage est frustré. Il ne correspond pas au dépôt d'un écoulement turbulent *sensu stricto*. Le terme T<sub>b</sub> est composé de sables plus fins et présente un litage plan ; ces sables évoluent verticalement vers des sables très fins voire des silts ayant une stratification oblique : il s'agit alors du terme T<sub>c</sub>. Ce terme T<sub>c</sub> peut également contenir des traces d'échappements de fluides telles que des convolutes. Le saut granulométrique souvent important entre les termes c et d constitue une importante barrière de perméabilité à l'origine de ces déformations. Le terme T<sub>d</sub> est formé par l'alternance de lamines silto-argileuses tandis que le terme T<sub>e</sub> correspond à des argiles soit frustrées soit très finement laminées qui résultent de la lente décantation du nuage néphéloïde du courant de turbidité. Cette séquence de Bouma n'est que très rarement rencontrée dans son intégralité mais est très fréquemment tronquée au niveau de ses termes inférieurs ou supérieurs. D'autres séquences complémentaires ont par la suite été proposées pour décrire de manière plus précise la diversité des dépôts turbiditiques. Lowe a ainsi proposé en 1982 une séquence typique de turbidite grossière ou turbidite de « haute densité » tandis que Stow et Shanmugam ont décrit en 1980 une séquence de turbidite fine (Figure 1-4).

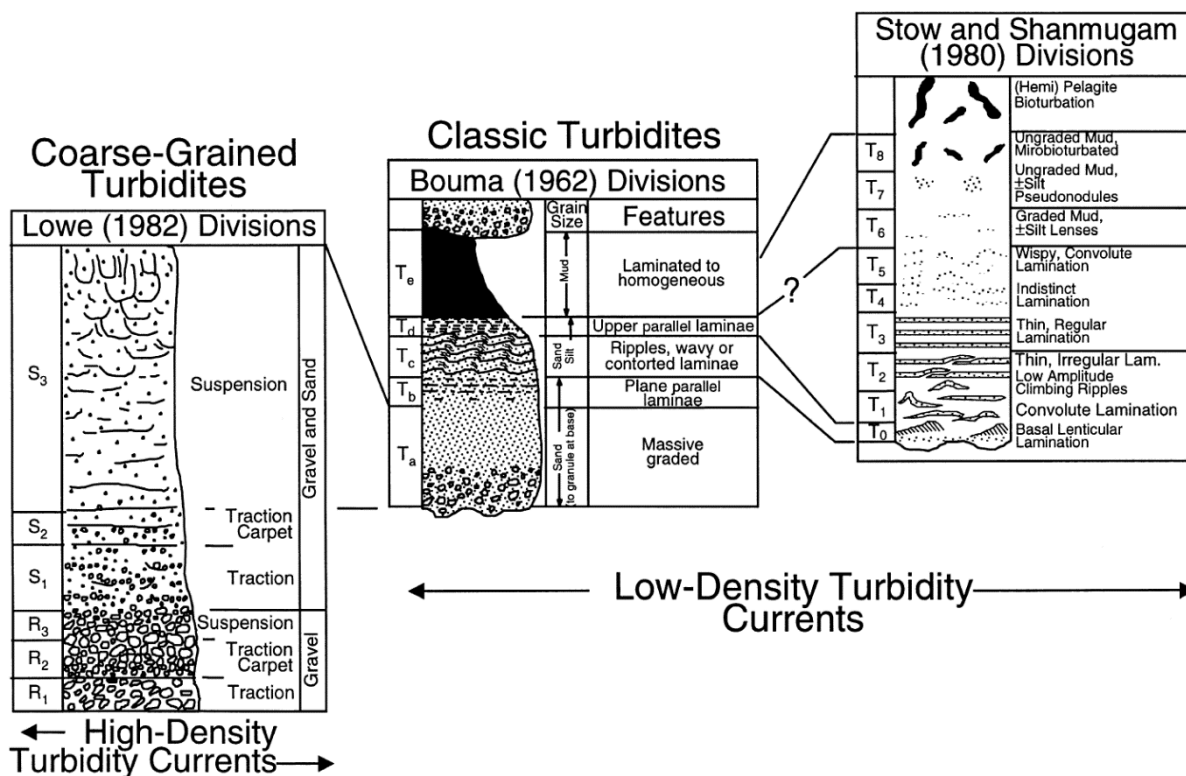


Figure 1-4 : Description des différentes séquences de dépôts turbiditiques (Pickering et al., 1989).

- **Les courants hyperpycnaux** naissent lors de l'arrivée en mer de grandes quantités d'eau douce fortement chargée en sédiments lors des crues des fleuves. Lorsque la charge sédimentaire rend le panache fluvial plus dense que l'eau de mer, alors le mélange eau douce et sédiments va rester plaqué sur le fond et aura la capacité de générer un écoulement turbulent dit « hyperpycnal » (Mulder and Syvitski, 1995). Celui-ci aura un profil de vitesse qui suivra l'hydrogramme de crue et le dépôt associé pourra enregistrer tout d'abord un granoclassement inverse à la base de la séquence, signant la montée en charge de la crue en amont, puis un granoclassement normal traduisant la décrue. Toutefois, l'enregistrement d'une séquence complète peut être rendu difficile par le fréquent phénomène de troncature à la base de la séquence lié à l'érosion de celle-ci lors du pic de crue. Ces séquences peuvent alors être confondues avec des séquences turbiditiques classiques.

#### I.1.1.b La sédimentation hémipélagique

La sédimentation hémipélagique est souvent décrite comme le bruit de fond de la sédimentation des marges continentales. Continue dans les zones de faibles apports continentaux, elle va être entrecoupée de séquences gravitaires dans les éventails sous-marins. Les dépôts associés à ce processus ont été bien moins étudiés que les faciès gravitaires, qui peuvent représenter de bons réservoirs pétroliers potentiels. Néanmoins, les dépôts hémipélagiques peuvent représenter volumétriquement la majeure partie de certaines séquences sédimentaires et offrent un enregistrement souvent continu propice aux études stratigraphiques et paléoclimatologiques. En 1984, Stow et Piper ont proposé le premier modèle généraliste de dépôts des sédiments fins en milieux profonds puis en 1998 ils ont décrit plus en détails les sédiments hémipélagiques offrant ainsi les premiers critères de caractérisation de ce type de dépôt.

La sédimentation des hémipélagites implique la combinaison entre un mouvement vertical de chute des particules par décantation et une composante latérale. L'advection latérale est dans la plupart des cas induite par le déplacement des masses d'eau chargées en sédiments issues des décharges fluviales (Figure 1-5). De façon générale, la sédimentation hémipélagique se produit à des bathymétries allant de 100 m à plus de 5 000 m de profondeur et dans un rayon de 300 km autour des terres émergées. Toutefois, si les apports en particules terrigènes sont forts, cette sédimentation peut se dérouler de manière bien plus distale jusque dans le domaine d'océan ouvert.

La texture de ces sédiments est globalement fine et dépend fortement de la composition et de la source des sédiments. La plupart des sédiments hémipélagiques ont une granularité comprise entre 5 et 35  $\mu\text{m}$ . En conditions oxiqes, ces sédiments ne présentent initialement aucune structure mais sont souvent affectés par de la bioturbation dont l'intensité et le type dépendent de l'oxygénation des eaux de fonds mais également de la fréquence des potentiels dépôts gravitaires. En milieu anoxique ces dépôts présentent fréquemment des laminations fines. La composition des hémipélagites est très variable d'une localité à une autre. Stow et Tabrez ont défini en 1998 que les

hémipélagites étaient composées entre 10% et 90% de particules biogéniques, microfossiles planctoniques carbonatés ou siliceux pour la plupart. La fraction terrigène restante est composée de silt et d'argile dont la composition minéralogique va dépendre de la nature des roches sur les continents environnants ainsi que du mode de transport des particules (décharges fluviales, poussières éoliennes, *ice-drift*). Les taux de sédimentation des hémipélagites, bien que globalement faibles, sont néanmoins variables allant de moins de 2 cm.ka<sup>-1</sup> à plus de 20 cm.ka<sup>-1</sup>.

#### I.1.1.c Les courants de contour

Les courants de fond thermohalins, initiés par un contraste de densité entre deux masses d'eau ont également la capacité de modifier la distribution des sédiments au niveau des marges (Faugères and Mulder, 2011; Shanmugam, 2017). Ces courants lents et réguliers contournent les reliefs sous-marins et, lorsque leur vitesse est suffisante, peuvent avoir une action érosive sur du matériel peu cohésif précédemment déposé et issu de dépôts pélagiques ou gravitaires (Figure 1-5). Ces courants vont alors reprendre ce matériel pour former des dépôts de rides contouritiques parallèle à la pente et où les figures de rides sont fréquentes.

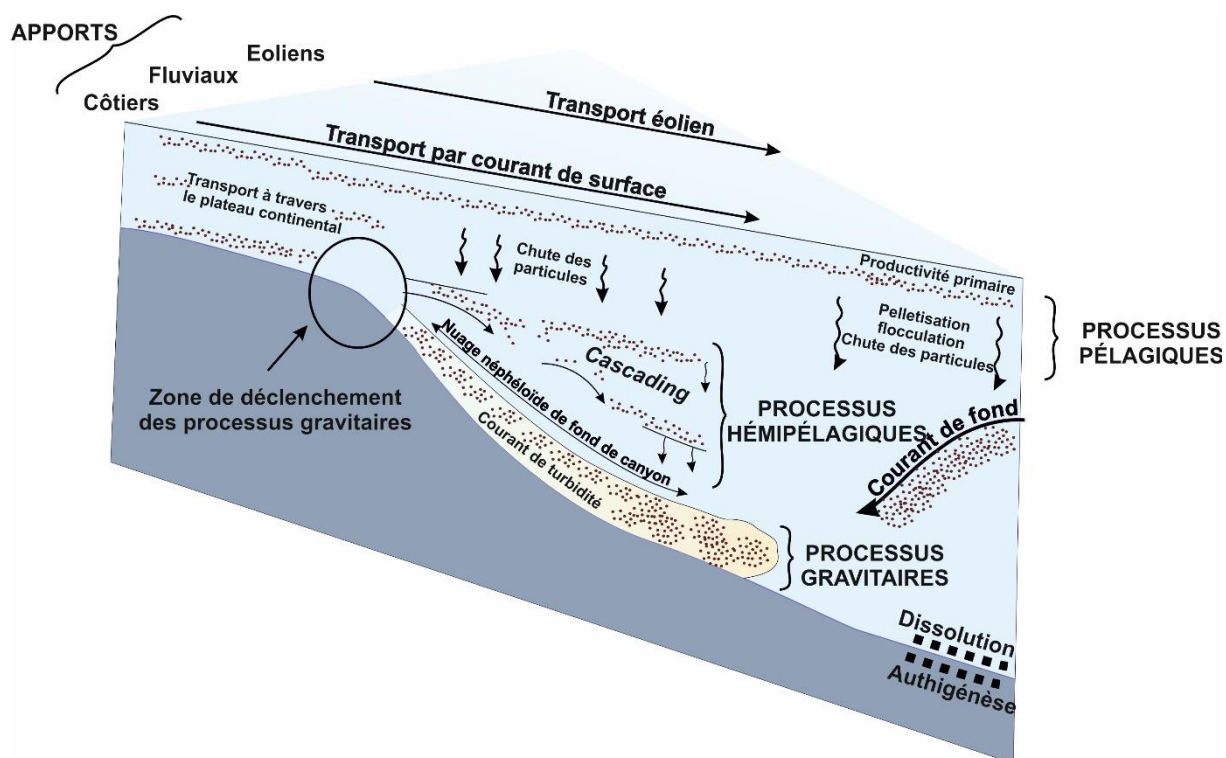


Figure 1-5 : Modèle générale de dépôts de sédiments en milieu profond d'après Stow and Tabrez, 1998.

### 1.1.2 Architecture d'un système chenalisé

La récurrence des processus gravitaires précédemment décrits permet la construction de larges architectures sous-marines appelées éventails ou fans turbiditiques. Ils ont tout d'abord été étudiés à l'affleurement, permettant ainsi une observation détaillée de certains éléments architecturaux qui les composent. Avec le développement des systèmes d'acquisition sismique et acoustique, un certain nombre de systèmes actuels (Bengale, Mississippi, Congo-Zaïre) ont pu être décrits, permettant une compréhension moins parcellaire de ces environnements.

Ces systèmes se développent en pied de pente et existent à différentes profondeurs d'eau ; ils se caractérisent notamment par des tailles, morphologies et contenus lithologiques différents (Reading and Richards, 1994). La distinction est souvent faite entre deux types de systèmes: les systèmes non-chenalisés et les systèmes chenalisés. Les premiers se mettent en place suite à des instabilités de pentes ponctuelles et isolées. L'architecture de ce type de système est peu évoluée et se limite, la plupart du temps, à des cicatrices d'arrachement en haut de pente, suivie par une zone de *by-pass* et enfin une zone de dépôt. Ces systèmes ne sont pas voués à se pérenniser tant que l'alimentation sédimentaire reste insuffisante et irrégulière.

Les systèmes chenalisés, quant à eux, se mettent en place lorsque l'apport sédimentaire est abondant et régulier et se développent donc très fréquemment en continuité avec les embouchures de grands fleuves (ex : Congo, Mississippi). Ces systèmes sont qualifiés de matures ou évolués car

l'édification des différents éléments de leur géométrie résulte du passage et du dépôt répétés d'écoulements gravitaires. Ces écoulements gravitaires sont générés au niveau de têtes de canyons puis vont parcourir de longues distances au sein d'un réseau chenalisé avant de d'atteindre une zone terminale de dépôts appelé lobes.

Très largement décrits dans la littérature nous n'allons que faire quelques rappels succincts sur les différents éléments architecturaux constituant ces systèmes : les canyons, les ensembles chenaux-levées et les lobes.

### I.1.2.a Canyons

Un canyon sous-marin est une vallée entaillant le plateau et la pente continentale et pouvant atteindre des profondeurs d'eau allant de 1 000 à 3 000 m. Même lorsqu'ils sont comblés, leur morphologie traduit le caractère érosif de leur formation avec des flancs abrupts et un profil transversal en « V ». Ces conduits constituent le principal moyen de transit pour les sédiments entre le continent et l'océan et sont donc souvent considérés comme des zones de *by-pass* où l'érosion domine par rapport à la sédimentation. Les canyons peuvent se trouver à différents stades de développement, les canyons matures entaillent fortement la pente et leur tête atteint le rebord du plateau continental ou sont même, dans de rares cas, directement connectés au système fluvial (ex : Congo). Les canyons immatures sont au contraire moins profonds et n'atteignent pas le rebord *in fine* du plateau continental, leur capacité à faire transiter des sédiments est donc limitée.

L'alimentation des canyons peut se faire de manière continue comme c'est le cas pour les canyons connectés à un système fluvial. La charge sédimentaire du fleuve est alors directement déversée dans les canyons pouvant même générer des courants hyperpycnocaux lors des périodes de crues. L'apport peut également être ponctuel, ce sont alors des sédiments qui se sont accumulés aux abords de la tête de canyon qui vont être entraînés. La déstabilisation du matériel sédimentaire qui entraîne sa chute peut être due à un excès de charge ou à des conditions extérieures (séisme, tempête, très fort courant). Une fois déversés dans le canyon, ces sédiments peuvent générer un courant de turbidité.

### I.1.2.b Système chenal-levées

Les systèmes chenaux levées se développent en sortie de canyons, les processus purement érosifs dans les canyons deviennent alors mixtes : l'écoulement est érosif ou en *by-pass* dans le chenal central et au contraire constructif au niveau des levées.

La morphologie typique d'un complexe chenal-levée a été définie à partir d'observations effectuées dans la plupart des grands systèmes turbiditiques du monde. Un tel complexe est composé d'un chenal central souvent sinueux bordé par deux topographies positives appelées levées, souvent dissymétriques, dont la hauteur diminue avec la distance à l'axe du chenal. Les levées

peuvent avoir une extension latérale de plus de 50 km de part et d'autre de l'axe du chenal et être d'une hauteur de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Le flanc interne, c'est-à-dire donnant sur le chenal, est très raide et peut être sujet à des processus d'érosion ou de glissements en masse. Au contraire le flanc externe est de pente faible et est soumis des processus de dépôts sédimentaire. Les sédiments les plus grossiers des écoulements turbiditiques vont se déposer en fond de chenal tandis que les plus fins, correspondant à la partie sommitale des écoulements, vont permettre la construction des levées lors de phénomènes de débordement. Les sédiments ainsi déposés correspondent le plus souvent à des silts et des argiles interprétés comme des termes Td et Te de la séquence de Bouma. La granularité et l'épaisseur des dépôts diminuent globalement avec la distance à l'axe du chenal. Les levées enregistrent donc sur de longues périodes de temps le passage successif de courants de turbidité tandis que les sédiments de fond de chenal sont très fréquemment remaniés par le passage d'écoulements à caractère érosif.

Les systèmes chenaux-levées ne sont pas stables dans le temps et leur migration brusque, appelée avulsion, est très commune. De telles migrations sont liées à une rupture dans la continuité de la levée, les écoulements suivants se déverseront ainsi dans la brèche nouvellement créée en établissant un nouveau système délaissant alors la partie en aval du point de bifurcation du précédent chenal.

### I.1.2.c Les lobes

Le terme de « lobe » est assez générique et sert à décrire un dépôt sédimentaire de forme lobée. Dans cette étude ce terme sera utilisé pour décrire une zone de dépôt non chenalisée et située au débouché d'une source d'apport, complexes chenaux-levée ou vallée sous-marine. Les lobes terminaux (ou distaux) constituent la zone de dépôt la plus distale d'un système turbiditique. De tels lobes sont souvent constitués de sédiments sableux du fait de l'appauvrissement continu des écoulements turbiditiques en particules fines déposées au niveau des levées. Toutefois des sédiments très fins peuvent également être déposés dans les lobes distaux comme l'ont montré les études menées sur les lobes du système du Bengale.

## **I.1.3 Facteurs de contrôle du système**

### I.1.3.a Contrôle eustatique

La relation entre la sédimentation en milieu profond et les fluctuations du niveau marin relatif a fait l'objet de nombreuses études. Les chercheurs travaillant pour des compagnies d'exploration pétrolières qui avaient notamment pour but de mieux prévoir le remplissage des bassins sédimentaires qu'ils soient clastiques ou carbonatés ont été les premiers à établir des modèles de fonctionnement des éventails sous-marins en fonction des variations du niveau marin (Vail et

al., 1977). Il a ainsi été admis dans les années 1980 que la sédimentation en milieu profond a lieu majoritairement en période de chute et de bas niveau marin (Figure 1-6). Durant le début de la phase de chute du niveau marin, les cours d'eau incisent leur substratum et la pente continentale va être sujette à des déstabilisations comme des glissements puis être entaillée par des canyons. L'émersion progressive du plateau continental entraîne la connexion des systèmes fluviaux avec la bordure du plateau et les têtes de canyons. Lorsque la chute du niveau marin relatif ralentit, un système chenal-levées se développe en bas de pente. Les apports en sables diminuent au profit d'apport en sédiments plus fins. La remontée du niveau marin signe le ralentissement voire l'arrêt de la sédimentation en domaine profond au profit d'une sédimentation sur le plateau (deltas) et dans le lit des fleuves (terrasses). Seules des terrasses fonctionnant comme des levées confinées et qui se mettent en place dans les canyons sont encore le lieu d'une sédimentation active (Gaudin et al., 2006).

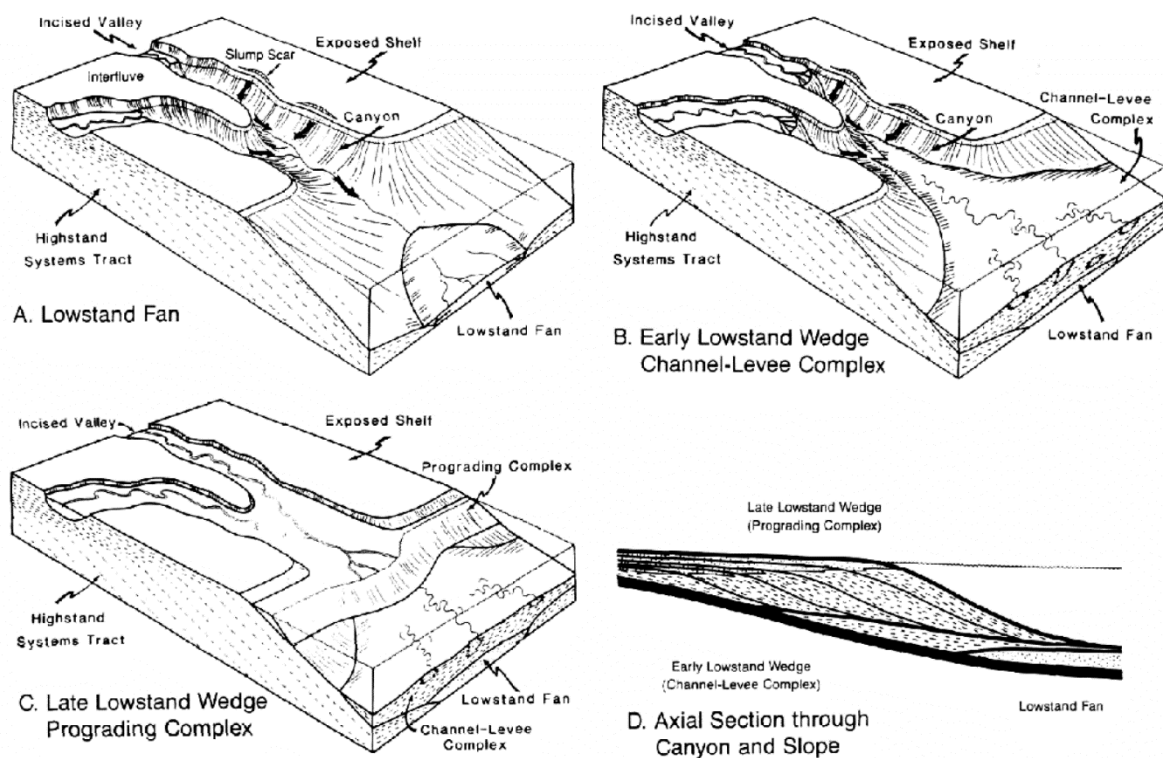


Figure 1-6 : Modèle des séquences de dépôt détritique profond en fonction des variations du niveau marin relatif (Posamentier et al., 1991)

### I.1.3.b Contraintes régionales

L'alimentation en sédiments des systèmes sous-marins dépend fortement des différents processus qui se déroulent sur les continents : altération, érosion et transport. Depuis plus d'une dizaine d'années désormais, l'étude des éventails sous-marins tente d'inclure les processus se



déroulant dans le domaine aérien en vue de la compréhension globale des systèmes (démarche, nommée *source to sink*).

Ainsi, la partie émergée du système va conditionner la nature et la quantité des apports sédimentaires à la marge (Wetzel, 1993). La lithologie des terrains traversés par le réseau fluvial, la topographie du bassin versant, la densité du couvert végétal et les conditions climatiques y régnant déterminent la nature et la quantité des sédiments déposés dans la partie distale du système. La morphologie du bassin versant aura elle aussi une influence en favorisant ou non le piégeage des sédiments. Enfin, l'organisation du réseau fluvial en elle-même a son importance en permettant soit des apports importants mais ponctuels (débouché de grands fleuves, ex. Congo, Amazone) ou au contraire plus faible mais en de multiples points (débouchés de plusieurs petit fleuves côtiers).

La morphologie du plateau continental et les courants marins qui l'affectent ont également une forte importance dans l'alimentation des systèmes profonds. En effet, leur morphologie globalement plane en fait de potentiels pièges à sédiments et un plateau étroit ou absent favorisera le transfert des sédiments vers les grands fonds en réduisant au maximum la distance de transit des particules. Si le plateau est au contraire large et immergé en période de haut niveau marin alors les sédiments seront temporairement stockés sur la marge avant une potentielle érosion de ceux-ci lors de la prochaine chute du niveau marin. Toutefois, la présence de canyons dont les têtes remontent jusqu'à l'embouchure d'un fleuve peut servir de conduit préférentiel aux sédiments. Il en est ainsi pour les systèmes du Congo (Babonneau et al., 2002) et du Sepik (Meneghini et al., 2004). Enfin, les divers courants ayant cours sur le plateau continental (courants liés aux tempêtes, courants tidaux et littoraux) peuvent remobiliser les sédiments apportés par les fleuves et potentiellement alimenter les systèmes profonds.

Les caractéristiques de la partie la plus distale du système doivent également être prises en compte. L'espace disponible, les profils de pente et l'activité tectonique seront autant de facteurs déterminants dans la sédimentation finale. De la sorte, les bassins d'avant pays qui ont été beaucoup étudiés du fait de leur fort potentiel pétrolifère, ont globalement une morphologie étroite et profonde favorisant le dépôt abondant de sédiments sableux (Taiwan, Grèce). Les bassins associés aux marges passives sont au contraire beaucoup plus larges permettant le développement d'un vaste système chenaux-levées à dominance argilo-silteuse (Congo, Amazone, Bengale, Nil...).

### I.1.3.c Contrôle climatique

Le climat est également capable d'influencer la quantité ainsi que la nature des apports vers l'océan profond. En effet, les fluctuations du climat, en plus d'être responsables des variations glacio-eustatiques, modulent le type et la densité du couvert végétal sur le continent ainsi que l'intensité des phénomènes d'altération, jusqu'à l'hydrolyse, et d'érosion ainsi que le débit des fleuves. Les variations climatiques, notamment au cours du Quaternaire, ont une influence

importante à des échelles de temps courtes sur le volume et sur la nature des apports sédimentaires vers l'océan profond.

## I.2 La matière organique dans le milieu marin

Les composés organiques sont des molécules qui jouent un rôle prépondérant dans les réactions chimiques qui se produisent dans les organismes vivants. Ces molécules sont composées d'atomes de carbone réduit auxquels sont associés principalement de l'hydrogène (H), de l'oxygène (O), de l'azote (N) ainsi que plus rarement du phosphore (P) et du soufre (S). Les composés organiques naturels, c'est-à-dire non synthétisés par l'homme, ont tous une origine biologique. Plus facilement mesurable que la matière organique, plus complexe, c'est très souvent son principal constituant, le  $C_{org}$ , qui est analysé dans les milieux naturels.

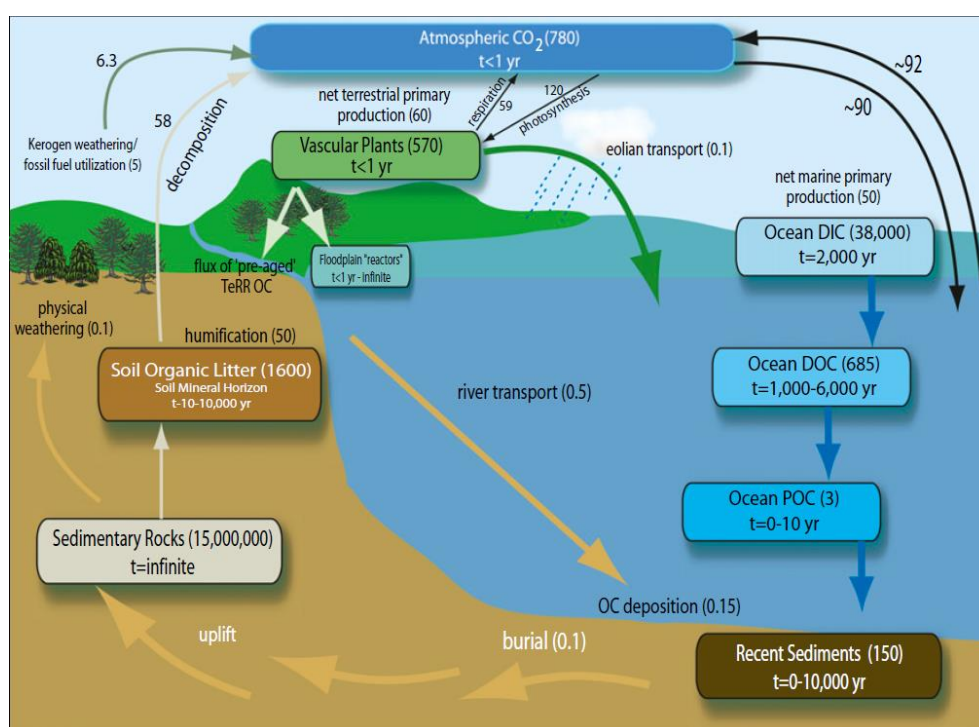


Figure 1-7 : Cycle global du carbone organique (en Pg C) et temps de résidence dans les différents réservoirs (Bianchi, 2011).

Sur Terre, environ 90% du  $C_{org}$  est actuellement stocké dans les roches sédimentaires qui renfermeraient entre 14 et 15 Gt de  $C_{org}$  (Berner, 1989) (Figure 1-7). En surface, les principaux réservoirs de  $C_{org}$  sont les sols continentaux (1 600 Pg  $C_{org}$ ), les plantes vasculaires (570 Pg  $C_{org}$ ) et les sédiments océaniques (150 Pg  $C_{org}$ ) (Hedges and Keil, 1995). Ce matériel organique sédimentaire est depuis longtemps un sujet de recherche pour les géologues et océanographes, que ce soit dans un but « paléoclimatique » ou « pétrolier ». En effet, l'accumulation de matière organique sédimentaire est un facteur de contrôle majeur des variations climatiques car elle permet

de moduler la  $PCO_2$  atmosphérique (Archer et al., 2000; Volk and Hoffert, 1985). De plus, la formation des roches mères pétrolières repose sur l'enfouissement de grandes quantités de matière organique qui servira de précurseur aux ressources hydrocarbonées. La volonté de mieux quantifier l'implication du carbone dans les variations climatiques (motivée par le réchauffement climatique rapide enregistré par notre planète depuis plusieurs décennies) et le développement de l'exploitation des ressources d'hydrocarbures non-conventionnelles (nécessitant une connaissance plus précise des roches mères) sont deux visées qui semblent s'opposer, mais qui ont conduit depuis le début des années 2000 à une accélération de la recherche concernant l'accumulation de la matière organique dans les sédiments marins (Figure 1-8).

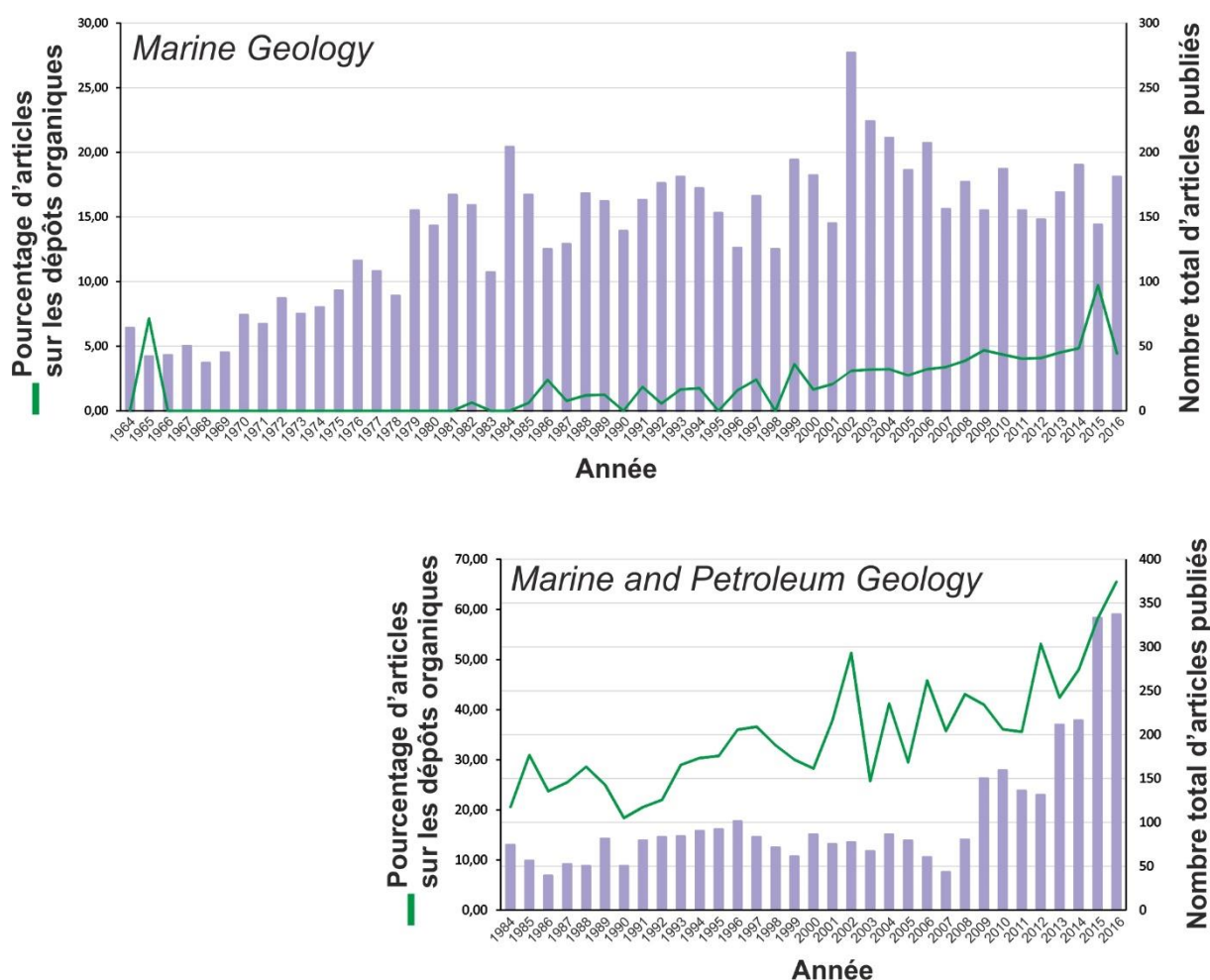


Figure 1-8 : Comparaison entre le nombre total d'articles publiés et le nombre d'articles concernant les dépôts organiques dans « Marine Geology » et « Marine and Petroleum Geology ». Les articles contenant dans leur titre les expressions « organic carbon », « organic matter » et « organic-rich » ont été définis comme traitant les dépôts organiques. Dans les deux revues la proportion d'articles concernant les dépôts organiques augmente à partir des années 2000. Données extraites du site Sciencedirect.

L'accumulation de  $C_{org}$  dans les sédiments marins est régie par un très grand nombre de facteurs dont l'interconnexion complexe n'est toujours pas entièrement résolue. Néanmoins, force

est de constater que certaines zones sont bien plus propices à de fortes accumulations (Figure 1-9). En effet, une immense majorité de la matière organique sédimentaire est stockée le long des marges continentales qui contiendraient, selon certaines estimations, jusqu'à 90% de tout le  $C_{org}$  préservé (Berner, 1980; Burdige, 2007). Même si ces chiffres sous-estiment certainement la quantité de carbone présente au niveau des grands fonds océaniques, il n'en reste pas moins que les marges continentales sont des lieux privilégiés pour un enrichissement en carbone du fait de différents facteurs qui seront explicités dans la suite de cette partie.

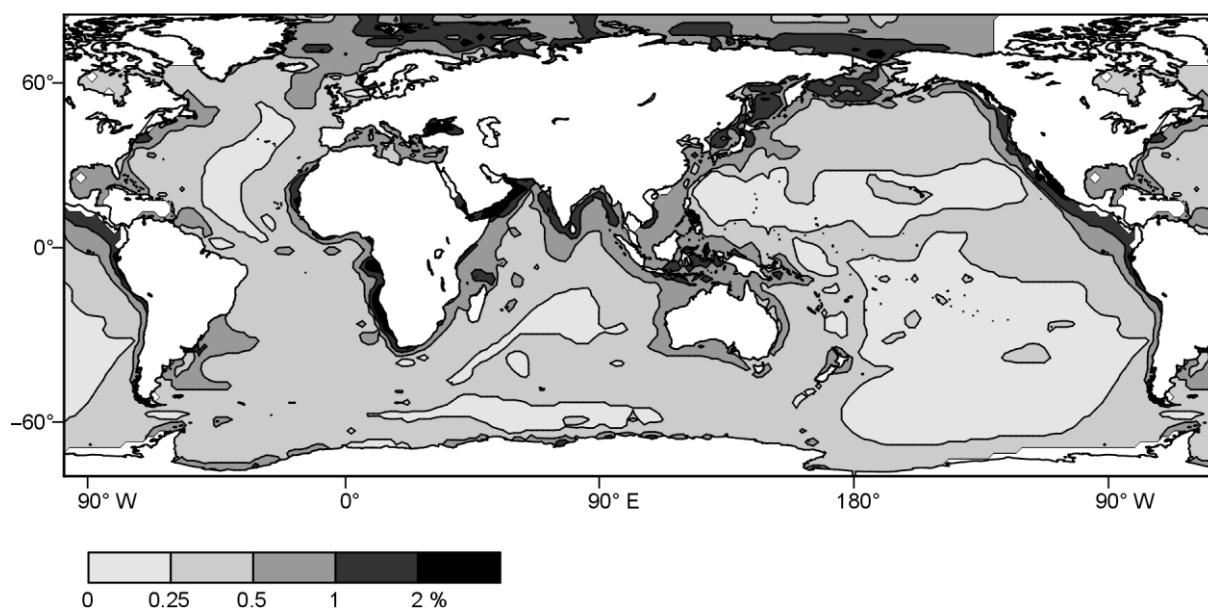


Figure 1-9 : Répartition des valeurs de TOC dans les couches sédimentaires superficielles de l'océan (Romankevich et al., 2009)

### **I.2.1 Les différentes origines du carbone organique**

La matière organique présente dans l'environnement océanique est fondamentalement de deux origines: autochtone, produite dans l'océan par les organismes autotrophes et hétérotrophes, et allochtone, produite sur les continents et apportée dans un second temps à l'océan. Si au niveau des grands fonds la matière organique autochtone est ultra-dominante, le mélange est bien plus complexe au niveau des marges continentales soumises à une forte influence continentale où les deux composantes sont présentes dans des proportions très variables.

#### **I.2.1.a La matière organique autochtone ou marine**

La production primaire de matière organique marine se définit comme la conversion autotrophe de carbone inorganique en composés organiques. Cette conversion est réalisée en grande majorité par le phénomène de photosynthèse effectué par les organismes phytoplanctoniques. Une

part bien plus faible de cette conversion est quant à elle réalisée par les organismes chemoautotrophes qui tirent leur énergie non de la lumière mais de procédés chimiques. Cette production primaire représenterait jusqu'à 50 000 Tg de  $C_{org}$  par an (Field et al., 1998; Hedges and Keil, 1995; Westberry et al., 2008). Le processus de photosynthèse nécessite de l'énergie lumineuse et se déroule donc dans la couche euphotique de l'océan (50 à 100 premiers mètres de l'océan). La quantité ainsi que la diversité de la productivité primaire - diatomées, coccolithophoridés, flagellés, etc. - vont être régies par différents facteurs tels que l'ensoleillement, la turbulence de l'eau, la température ainsi que la présence de nutriments tels que l'ammonium, les nitrates et les phosphates et de métaux traces (ex. Fe, Zn). Tout un réseau trophique océanique va par la suite se constituer via le broutage du phytoplancton par le zooplancton (production secondaire) puis par leur consommation par des organismes de taille supérieure. Finalement, seulement 20% de la production primaire nette est exportée de la couche euphotique vers les couches plus profondes et seulement 1% passerait la limite des 4000 m de profondeur (Müller and Suess, 1979). Cet export se fait principalement sous la forme de pelotes fécales et d'agrégats.

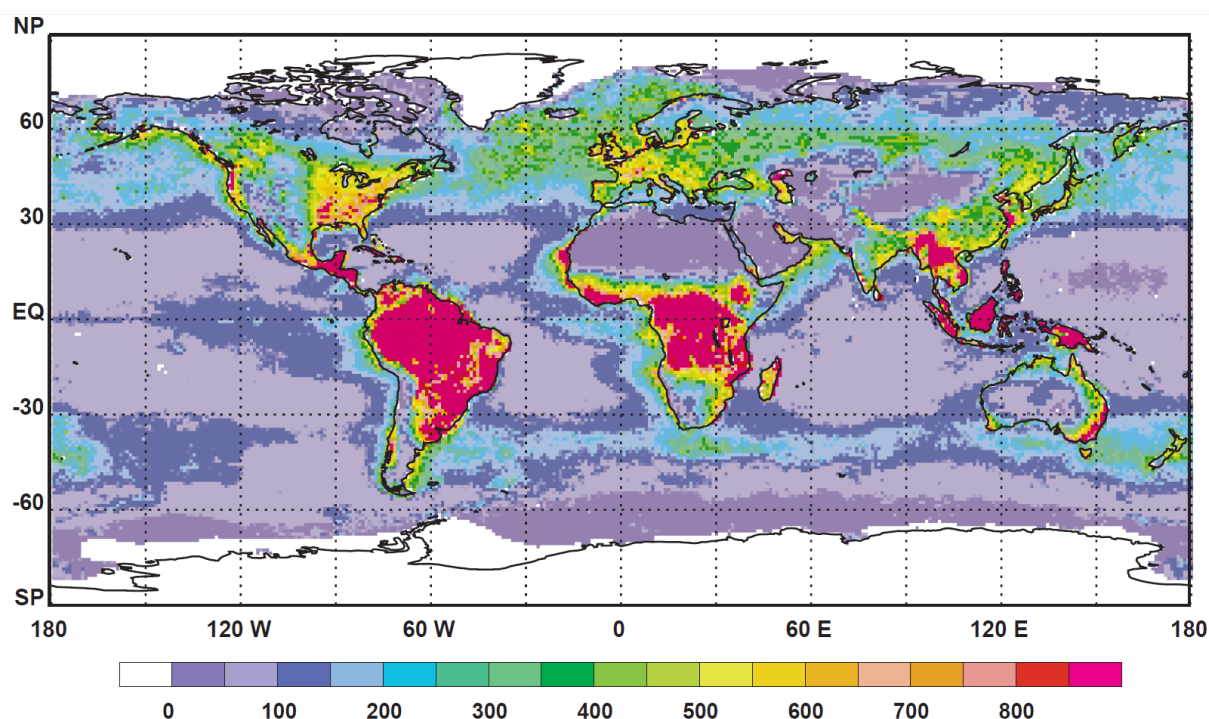


Figure 1-10 : Carte de la productivité primaire annuelle (en  $g \cdot m^{-2} \cdot an^{-1}$ ) calculée à partir d'un modèle numérique et de données satellites (Field et al., 1998).

La production océanique peut être évaluée via l'analyse d'images satellites donnant la couleur de l'océan et par déduction la concentration en chlorophylle *a* et la productivité primaire. Sur ces cartes (Figure 1-10), il apparaît clairement que les zones de forte productivité primaire vont être délimitées par l'apport en nutriments qui est important au niveau des embouchures de

fleuves ou dans les zones d'upwelling côtiers et équatoriaux. La marge ouest africaine est sujette à de très fortes productivités primaires.

### I.2.1.b La matière organique allochtone ou continentale

La composante allochtone est issue de la production primaire réalisée sur les continents notamment par les végétaux supérieurs mais également les algues d'eau douce. Cette productivité primaire est très intensément influencée par la répartition des différents climats avec des valeurs de productivité de plus de 2 kg de  $C_{org}$  par  $m^2$  et par an dans les zones tropicales humides et équatoriales, d'environ 0,25 à 1,5 en zone tempérée et quasiment nulle aux pôles et zones tropicales sèches (Field et al., 1998) (Figure 1-10). Cette matière organique va par la suite atteindre les couches du sol avant d'être pour partie oxydée et reminéralisée ou bien remobilisée lors de l'érosion des couches superficielles provoquée par le ruissellement des eaux de pluie.

Le transfert de la matière organique continentale vers les océans se fait via trois voies différentes : les apports éoliens, les apports liés aux icebergs et à la glace de mer au niveau des hautes latitudes et les apports fluviaux. Ces derniers sont de loin les plus importants. Il est en effet estimé qu'entre 370 et 430 Tg de  $C_{org}$  par an (Schlesinger and Melack, 1981) sont déversées à l'océan par les fleuves, dont la moitié sous forme particulaire (COP) et l'autre moitié sous forme dissoute (COD).

Le COP qui est potentiellement préservé dans les sédiments est très hétérogène. Il est composé d'un mélange de débris de végétaux supérieurs, de matériel très dégradé ayant perdu toute structure interne (matière humique issue de la dégradation de tissus végétaux), de charbon mais également de matériel pétrogénique potentiellement très ancien issu de l'érosion de roche sédimentaire. Une fois entré dans les eaux océaniques, le devenir du  $C_{org}$  d'origine continentale suit deux voies distinctes. Le COD est dans son immense majorité reminéralisé très rapidement tandis qu'une partie non-négligeable de COP parvient à échapper à la reminéralisation pour terminer piégée dans les sédiments. La dégradation très rapide du COD serait liée à sa très faible densité le faisant rester dans les couches superficielles de l'océan où il sera sujet au processus de biodégradation et de photolyse (Mopper et al., 1991).

## **I.2.2 Dégradation et préservation de la matière organique**

La matière organique, quelle que soit son origine, subit deux phases de dégradation avant d'être éventuellement préservée dans le sédiment. La première phase a lieu lors de sa chute dans la colonne d'eau et la seconde une fois enfouie dans les premiers centimètres de sédiments lors de la diagenèse précoce. Dans leur synthèse sur le devenir de la matière organique dans les océans Burdige, (2007) et Romankevich et al. (2009) ont estimé que seulement 3% du  $C_{org}$  présent dans l'océan atteignait les fonds marins puis que 10% de ce carbone se retrouvait enfoui définitivement

dans le sédiment. L'estimation du taux de fossilisation global du carbone dans les océans n'est donc que de 0,3% de la production primaire marine et continentale.

### I.2.2.a Dégradation le long de la colonne d'eau

Avant d'atteindre les fond marins, la matière organique, qu'elle que soit son origine, subit une première phase de dégradation très intense dans la colonne d'eau qui est liée à l'activité de bactéries hétérotrophes ou autre détritivores qui vont reminéraliser les composés organiques (Demaison and Moore, 1980; Müller and Suess, 1979). Cette reminéralisation est d'autant plus forte que le temps de séjour dans l'eau est long et que les eaux sont bien oxygénées. Le taux de dégradation peut donc être schématisé comme étant fonction du temps de résidence dans l'eau et donc de la bathymétrie et de la ventilation via la circulation océanique. Le flux de  $C_{org}$  est ainsi dépendant du flux de surface et de la profondeur comme le reflète l'équation (1) défini par Suess (1980).

$$Foc(z) = f(Foc(0), z) \quad (1)$$

$Foc(z)$  : flux de carbone organique à la profondeur  $z$   
 $Foc(0)$  : flux de surface  
 $z$  : profondeur

La cinétique de dégradation de la matière organique est telle que celle-ci est beaucoup plus intense dans les 1 000 premiers mètres de la colonne d'eau. La quantité de matière organique décroît ainsi avec la profondeur en suivant une courbe exponentielle avant d'atteindre un plateau aux environs de 1 500 m (Figure 1-11) (Suess, 1980).

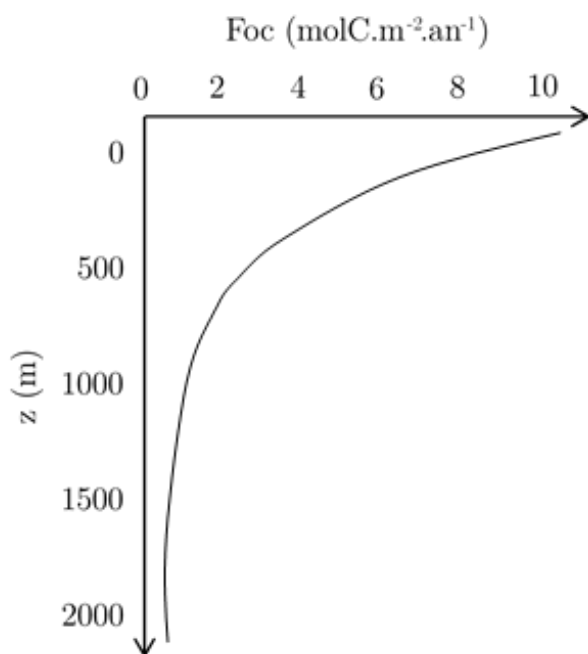


Figure 1-11 : Flux de carbone organique en fonction de la profondeur (Suess, 1980).

Cette courbe générale est néanmoins modulée par différents mécanismes qui peuvent amplifier ou au contraire réduire la dégradation de la matière organique et donc agir sur l'export de matière organique et sa concentration dans les sédiments marins. La vitesse de chute des particules, qui dépend elle-même de la taille et de la densité des composés (Alldredge, 1998), joue un rôle primordial car plus la chute à travers la colonne d'eau est rapide plus le temps d'exposition aux oxydants est réduit. De la sorte, la formation d'agrégats organiques ou l'association de la matière organique avec des minéraux et particules terrigènes plus denses vont permettre un meilleur export de la matière organique. De plus, le type de matière organique - globalement labile ou réfractaire - module également l'intensité de la dégradation. La réactivité de la matière organique est notamment fonction de son âge et de son origine. En effet, plus celle-ci serait ancienne moins elle serait réactive vis-à-vis des oxydants car elle a déjà subi diverses phases d'oxydation antérieures (Burdige, 2007; Wakeham and Canuel, 2006). La matière organique terrigène, généralement plus pauvre en azote et déjà partiellement dégradée avant d'entrer dans le domaine océanique a longtemps été considérée comme plus réfractaire aux processus de dégradation. Cette hypothèse est néanmoins actuellement fortement remise en cause par différentes études qui tendent à montrer que la matière organique terrigène serait en réalité très sensible à la dégradation bactérienne (Bourgeois et al., 2011; Karlsson et al., 2011; Vonk et al., 2008) ce qui expliquerait sa très faible concentration moyenne dans les sédiments marins (Hedges et al., 1997). Les conditions physico-chimiques régnant dans la colonne d'eaux sont également à prendre en compte, notamment la température - dont l'augmentation aurait tendance à accélérer les réactions chimiques et donc à favoriser la dégradation - et la teneur en  $O_2$  qui permet le développement des organismes consommant de la matière organique (Arndt et al., 2013). Enfin, les processus de transport jouent un rôle essentiel dans l'export de la matière organique. Ceux-ci sont développés en détail paragraphe (I.2.3).

Le niveau marin joue également un rôle prépondérant lors du transfert de matière organique vers les fonds marins et peut être considéré comme un paramètre de contrôle global. L'eustatisme influe à la fois sur la productivité primaire et donc sur les conditions trophiques, mais également sur les processus de dépôts.

#### I.2.2.b La diagenèse précoce

La diagenèse précoce regroupe tous les mécanismes physiques, chimiques et biologiques, qui modifient les sédiments superficiels dans les premiers mètres sous le fond marin (Bernier, 1980). Ces modifications peuvent notamment fortement modifier la qualité et la quantité de matière organique enfouie. La consommation de la matière organique exportée par les microorganismes benthiques va initier une chaîne de réactions redox dans le sédiment. Ces réactions peuvent se dérouler lorsque les eaux de fond sont oxygénées ( $[O_2] > 200 \mu\text{mol.l}^{-1}$ ), la matière organique va dans ce cas être



dégradée par des bactéries aérobies, mais également en milieu anaérobie où la matière organique sera utilisée dans des processus de sulfato-réduction, fermentation ou méthanogenèse.

Dans des conditions d'oxygénation normale des eaux de fond, l' $O_2$  peut diffuser en profondeur sur les premiers millimètres à dizaines de centimètres de sédiments (Pozzato et al., 2017). De plus, la bioturbation, en remaniant le sédiment peut entraîner de l'oxygène et des bactéries en profondeur. Toutefois au-delà d'une profondeur variable allant de la dizaine de millimètres à un mètre (Murray and Grundmanis, 1980) tout l'oxygène est consommé et uniquement des réactions anaérobies interviennent. La profondeur à partir de laquelle tout l'oxygène est consommé dépend de l'intensité de la respiration et est donc proportionnelle au flux de  $C_{org}$  labile atteignant le sédiment. Cette respiration aura aussi comme conséquence de dégager du  $CO_2$  et de rendre le milieu plus acide favorisant ainsi la dissolution des carbonates (Emerson and Bender, 1981).

La diagenèse précoce reminéraliserait selon les estimations entre 30 à 99% (90% en moyenne) de toute la matière organique atteignant les fonds marins avec des taux de dégradation très variables allant de 20 mmoles  $C.m^{-2}.an^{-1}$  à 60 moles  $C.m^{-2}.an^{-1}$  (Henrichs, 1992). Ces taux de dégradation sont notamment contrôlés par l'apport en matière organique et par le taux de sédimentation :

-Un fort apport en matière organique vers le fond entraîne une dégradation et une consommation des oxydants intense mais aboutit à une proportion finale de  $C_{org}$  enfouie dans les sédiments plus importante que dans le cas de faibles apports.

-Un fort taux de sédimentation permet d'enfouir rapidement les composés organiques et donc d'éviter un transit par les premiers centimètres de sédiments où la reminéralisation est la plus forte. Toutefois, un taux de sédimentation trop fort par rapport aux apports en matière organique aura comme effet de diluer celle-ci et ne permettra pas d'obtenir des sédiments riches en matière organique (Figure 1-12).

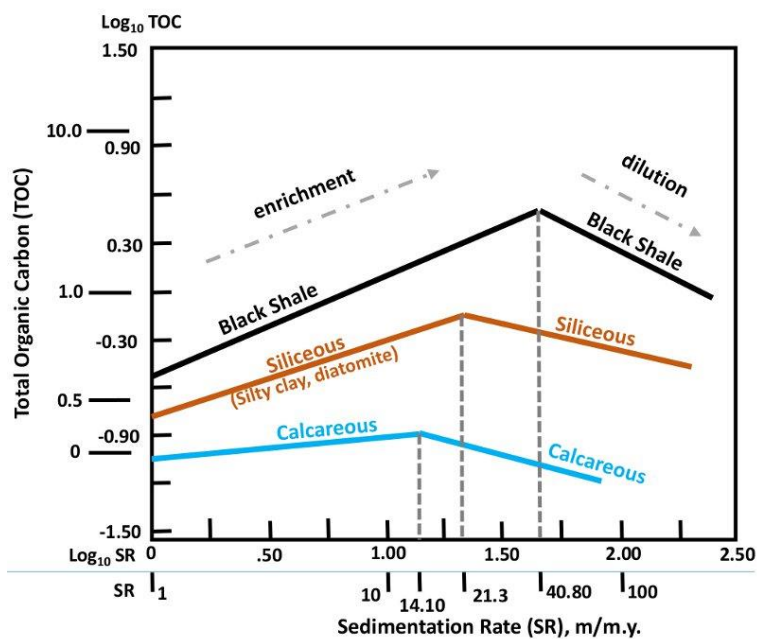


Figure 1-12 : Relation entre le taux de sédimentation et la teneur en matière organique de différentes roches sédimentaires marines. Données provenant du Jurassique à l'actuel (d'après Ibach, 1980).

L'anoxie des eaux de fond est souvent également considérée comme un paramètre majeur dans le contrôle de la préservation de la matière organique des sédiments (Demaison and Moore, 1980). Cette hypothèse est soutenue par le fait que la sulfato-réduction, qui se déroule en milieu anaérobie, aurait un rendement plus faible que les réactions aérobie et qu'elle ne serait pas en mesure de dégrader certaines molécules pouvant être assimilés par la respiration aérobie (Canfield, 1989). De plus, l'anoxie interdit le développement de la macrofaune benthique et la bioturbation qui lui est associée ne permettant ainsi pas le « brassage » des sédiments de surface. Toutefois, une certaine partie de la communauté scientifique n'est pas en accord avec cette théorie (Bertrand et al., 1994; Bertrand and Lallier-Vergès, 1993; Calvert and Pedersen, 1992; Pedersen and Calvert, 1990). Trois arguments essentiels les amènent à penser que le rôle de l'anoxie est limité dans la préservation de la matière organique : (1) sur les pentes continentales, les zones de maximum de TOC ne correspondent que rarement aux zones d'oxygène minimum ; (2) les taux de dégradation de la matière organique par oxydation et par sulfato-réduction sont proches (Henrichs, 1992; Lee, 1992) et (3) les sédiments datant des périodes glaciaires enregistrent de plus fortes teneurs en TOC sans preuve que le milieu ait été plus anoxique qu'à l'heure actuelle (Calvert and Pedersen, 1992). A l'heure actuelle, le rôle de l'anoxie dans la préservation de la matière organique est encore en débat même si elle apparaît comme un facteur qui peut dans certains cas particuliers ralentir sa diagenèse précoce (Arndt et al., 2013 et références à l'intérieur).

### I.2.3 Mode de dépôt de la matière organique sur les marges continentales

Théoriquement, tous les processus de dépôts sédimentaires ayant lieu au niveau des marges continentales sont susceptibles de transporter et d'enfouir de la matière organique (Stow, 1987;

Stow et al., 2001). Néanmoins, les spécificités en matière d'hydrodynamique ainsi qu'en matière d'apport particulaire pour chacun des processus vont permettre d'accumuler la matière organique de manières différentes. Ces différences peuvent se voir dans la concentration comme dans le type de matière organique enfouie. A titre d'exemple, l'étude menée sur les sédiments de la formation de Teradomari (Eocène moyen et supérieur, Japon) a pu mettre en évidence la différence entre les dépôts turbiditiques et hémipélagiques (Watanabe and Akiyama, 1998). Dans cette formation composée d'une alternance de dépôts turbiditiques silteux et de dépôts hémipélagiques argileux, la teneur en matière organique est plus forte et la provenance globalement plus marine dans les dépôts hémipélagiques que dans les dépôts turbiditiques.

### I.2.3.a La matière organique dans les dépôts turbiditiques

Les processus gravitaires peuvent jouer le rôle d'agent de transport de la matière organique vers les grands fonds de deux manières :

- (1) Ils peuvent faire transiter de la matière organique continentale transportée par les fleuves directement vers les grands fonds au sein d'un système chenalisé.
- (2) Ils peuvent remobiliser et entraîner en profondeur un sédiment marin déjà enrichi en matière organique marine et/ou continentale sous l'effet de glissement ou d'érosion lors du passage d'un écoulement.

Dans les écoulements gravitaires, la matière organique va se comporter comme toute autre particule sédimentaire dont la vitesse de chute dépend de la densité, de la taille et dans une moindre mesure de la forme et la texture. La plupart des éléments organiques sédimentaires sont de faible densité par rapport aux éléments silicoclastiques et restent conséquemment en suspension plus longtemps que les sables ou silts (Muller, 1959). Les courants gravitaires peuvent déplacer les particules organiques sur des distances de plusieurs centaines de kilomètres (Caratini, 1994). Les variations en terme de flottabilité des différentes particules organiques vont entraîner un tri hydrodynamique lors du transport qui va lui-même contrôler la répartition des particules dans les différents éléments architecturaux des fans sous-marins (Muller, 1959; Traverse, 1994; Tyson, 1995; Tyson and Follows, 2000; Whitaker et al., 1992).

### ***Les canyons***

Les canyons sous-marins sont par excellence des lieux de transit de sédiments vers les fonds marins et il a été montré dans plusieurs études qu'ils jouaient un rôle de conduits préférentiels pour l'export de matière organique vers le large (Canals et al., 2006; de Haas et al., 2002; de Stigter et al., 2007). A titre d'exemple, l'observation et l'enregistrement d'un unique évènement de cascading en 2005 au niveau du canyon de Cap de Creus dans le Golfe du Lyon a déplacé plus de  $0,6.10^6$  tonnes de matière organique fraîche vers la mer (Canals et al., 2006). La matière organique ainsi transportée est originaire de la plate-forme, il peut s'agir soit de matériel détritique d'origine

continentale et transporté par un fleuve soit de matériel issu d'algues se développant sur la plateforme. Ce transport de matière organique via les canyons peut avoir une véritable influence sur les populations benthiques des grands fonds, et il n'est pas rare alors d'observer des oasis sous-marines au pied des canyons si l'apport en matière organique est suffisant. Par exemple, les forts apports organiques détritiques par les canyons de Scripps et La Jolla sur la marge californienne permettent le développement d'une communauté benthique importante et diversifiée en bas de pente (Vetter and Dayton, 1999) tout comme au débouché du canyon sous-marin du Congo (Rabouille et al., 2016). Toutefois, les canyons ne fonctionnent pas uniquement en tant que conduits mais peuvent également être des lieux d'enfouissement privilégiés de matière organique. Des études menées sur différents canyons de la marge portugaise ont pu montrer que les taux d'accumulation de matière organique étaient plus forts dans les sédiments des canyons comparativement aux sédiments prélevés sur la pente voisine (Kiriakoulakis et al., 2011; Masson et al., 2010). La préservation de la matière organique, autochtone comme allochtone, dans de tels environnements est liée à des taux de sédimentation forts permettant un taux d'exposition aux oxydants réduits. Masson et al. (2010) ont notamment pu estimer que 12 500 tonnes de  $C_{org}$  étaient enfouies annuellement dans les sédiments du canyon de Nazaré (Portugal). L'origine et le type de matière organique qui transitera ou sera stockée dans les sédiments des canyons dépendent notamment de la connexion avec un système fluvial en amont. Les canyons directement liés à des fleuves semblent plus propices à faire transiter des débris organiques continentaux, pouvant être de grandes dimensions, comme c'est le cas pour les canyons du Congo et de l'Ogooué (Baudin et al., 2010; Biscara et al., 2011).

### ***Les complexe chenaux-levées***

En 2016, McArthur et al. ont étudié la répartition des éléments organiques au sein du complexe chenal-levée de San Fernando se trouvant dans la formation de Rosario (Crétacé supérieur) et ont proposé un modèle de dépôt des particules organiques. Ils ont ainsi pu mettre en évidence un tri des particules organiques en fonction de l'éloignement à l'axe du chenal (Figure 1-13). Les particules les plus grossières et les plus denses (ex : morceaux de bois dégradés) sont présentes dans l'axe du chenal tandis que les particules les fines et les plus légères sédimentent surtout au niveau des levées externes lors des processus de débordement de la partie sommitale des écoulements turbiditiques. Une tendance générale d'enrichissement en matière organique marine à mesure que l'on s'éloigne de l'axe du chenal a également été remarquée avec un assemblage quasi exclusivement d'origine continentale dans l'axe du chenal et très largement marin dans les levées-externes et les sédiments hémipélagiques. Une telle distribution des particules organique avait déjà été observée au niveau des levées du système turbiditique du Congo (Baudin et al., 2010) bien que dans ce cas les stations les plus éloignées de l'axe du chenal présentaient toujours une majorité de matériel continental certainement lié aux apports organiques très importants en provenance du fleuve Congo.

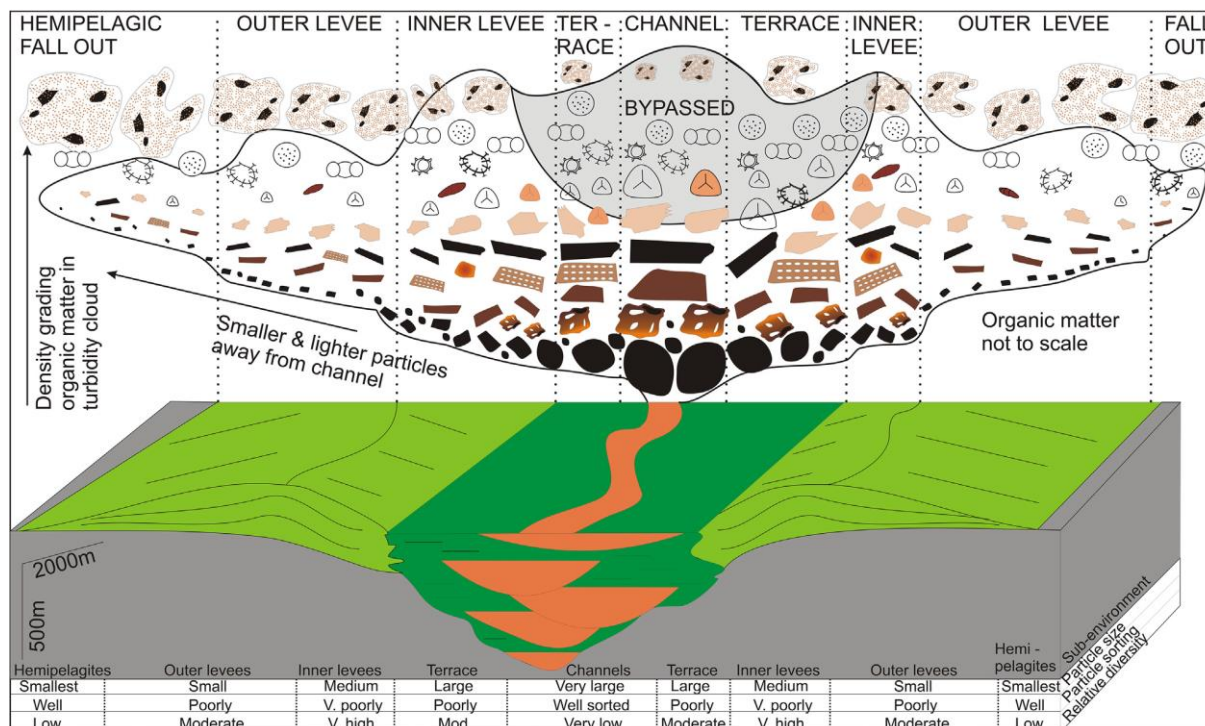


Figure 1-13 : Distribution schématique des particules organiques dans les différents éléments architecturaux d'un système chenal-levée (McArthur et al., 2016a).

### Les lobes

Pour le moment, peu de lobes distaux ont été étudiés pour leur contenu en matière organique. Les lobes récents du Congo ont néanmoins été étudiés dans le cadre du projet Congolobe (Baudin et al., 2017b; Schnyder et al., 2017; Stetten et al., 2015). Ces études ont révélé une teneur forte en matière organique (moyenne de 3,5%) très largement d'origine continentale et présentant un très bon degré de préservation. Néanmoins, il semble compliqué de généraliser ces résultats car les apports en matière organique continentale par le fleuve Congo sont extrêmement importants ce qui n'est pas le cas pour bien d'autres systèmes.

### Préservation de la matière organique dans les dépôts turbiditiques

La très bonne préservation des particules organiques dans les dépôts turbiditiques est couramment associée à l'enfouissement très rapide de ces éléments évitant ainsi une exposition prolongée aux oxydants (Baudin et al., 2010; McArthur et al., 2016a, 2016b; Stetten et al., 2015). Meyers and Silliman (1996) ont notamment pu montrer que la préservation de la matière organique était liée à l'épaisseur des séquences turbiditiques dans la plaine abyssale ibérique. Les séquences les plus épaisses sont plus riches en matière organique car celle-ci n'aurait pas été oxydée dans les premiers centimètres du sédiment contrairement à la matière organique présente dans les séquences plus fines. Toutefois, il est également important de préciser que la concentration en matière organique des turbidites dépend fortement de leur granularité. Les turbidites à granularité fine (silt-argile) sont en effet bien plus enrichies en matière organique que les turbidites sableuses dans

lesquelles le signal organique est très souvent dilué dans le matériel silicoclastique du fait d'un tri hydrodynamique concentrant les particules organiques dans les sédiments fins. Ainsi, l'étude des sédiments hémipélagiques de la ride d'Owen a montré un TOC contenu entre 0,9 et 1,2% tandis que les turbidites sableuses de la même formation contenaient moins de 0,2% de TOC (Stow and Tabrez, 1998).

### I.2.3.b La matière organique dans les hémipélagites

Les sédiments hémipélagiques sont constitués de particules très fines qui sédimentent lentement ( $< 10 \text{ cm.ka}^{-1}$ ). Ce type de sédimentation semble donc a priori défavorable à une forte exportation de matière organique à de grandes profondeurs comme en témoigne la teneur moyenne en  $C_{\text{org}}$  inférieure à 0,25% dans les sédiments profonds (Calvert and Pedersen, 1992). Toutefois, ces sédiments peuvent être enrichis en matière organique lorsque sa quantité est très forte en surface (Huc et al., 2001). De telles conditions se retrouvent à l'aplomb de zones de très forte productivité comme la pente continentale namibienne sous l'influence de l'upwelling du Benguela. Cette cellule est à l'heure actuelle la plus productive au monde et les sédiments sont dans cette zone riches en matière organique ( $> 3,5\%$ ) même à de très grandes profondeurs ( $> 3500 \text{ m}$ ) (Pichevin et al., 2004). De très forts apports en  $C_{\text{org}}$  d'origine continentale peut également entraîner un enrichissement exceptionnel des sédiments hémipélagiques aux débouchés de grands fleuves tels que l'Amazone (Schlünz et al., 1999) ou le Congo (Weijers et al., 2009).

La matière organique retrouvée dans de tels sédiments est souvent majoritairement composée de matière amorphe déjà fortement dégradée. Peu de débris végétaux de grande taille sont préservés (Hill et al., 1993).

## **I.2.4 La formation des roches-mères pétrolières**

L'étude de l'accumulation de matière organique dans les sédiments a notamment été motivée par l'importance économique que peut avoir de telles formations. En effet, la matière organique sédimentaire ou kérogène<sup>1</sup> est le précurseur des ressources hydrocarbonées (gaz, pétrole, charbon). Néanmoins, en dépit de l'importance cruciale des roches-mères dans le système pétrolier, celles-ci ont commencé à être étudiées relativement tardivement, les scientifiques se concentrant de préférence sur les réservoirs et les pièges pétroliers. Ce n'est qu'à partir de la fin des années 70 que les premiers ouvrages consacrés uniquement à ces questions ont été publiés incluant notamment *Petroleum Formation and Occurrence* de Tissot et Welte (1978) ainsi que *Petroleum Geochemistry and Geology* de Hunt (1979). De plus, du fait de leur localisation dans les parties les plus profondes des bassins, les roches mères sont difficiles à échantillonner et les forages s'arrêtent fréquemment

---

<sup>1</sup> Le terme kérogène ne s'emploie que pour les sédiments indurés et non pour la matière organique fraîche présente dans les sédiments meubles.

avant de les avoir atteintes. Enfin, les techniques d'études spécifiques aux roches mères sont elles aussi assez récentes, le Rock-Eval ainsi que l'étude de la réflectance de la vitrinite ne furent développés que durant les années 70 tandis que les logiciels de modélisation de la maturité thermique des bassins et de la production et expulsion des hydrocarbures ne sont apparus qu'à la fin des années 80.

Depuis, différentes études ont pu définir les critères définissant une bonne roche-mère (voir Katz, 1995). Celle-ci doit être une roche sédimentaire riche en matière organique (en moyenne  $> 1\%$  TOC) et dont l'enfouissement a rendu les conditions de pression et de température favorables au craquage du kérogène en hydrocarbures (maturation thermique). De plus, ces roches doivent avoir des volumes suffisants pour que la production d'hydrocarbures soit économiquement intéressante (épaisseur de plusieurs mètres et extensions latérales de plusieurs kilomètres). Cette notion de volume de roche-mère est d'autant plus importante dans le cas de l'exploitation de ressources non-conventionnelles où la même formation joue le rôle de roche-mère et de réservoir.

Toutefois, avant de potentiellement générer des hydrocarbures la matière organique doit être accumulée et préservée en grandes quantités dans les sédiments. Cet enrichissement en matière organique peut être schématiquement décrit par l'équation proposée par Bohacs et al. (2005) :

$$\text{Enrichissement en matière organique} = \text{Production} - (\text{Destruction} + \text{Dilution})$$

La production de matière organique étant une fonction de la photosynthèse, la destruction liée au temps d'exposition aux oxydants et la dilution une fonction du taux de sédimentation clastique et du taux de production de matériel biogénique (siliceux ou carbonaté). Ainsi, les roches sédimentaires fines telles que les argilites ou les marnes sont classiquement considérées comme de probables roches-mères contrairement aux roches à granularité plus grossière qui sont considérées comme trop poreuses et perméables pour avoir permis la préservation de la matière organique. Les environnements marins dans lesquels des sédiments fins sont déposés et qui sont également le lieu de vie de la biomasse planctonique (qui contribue à hauteur de 90% à la matière organique dans les roches mères) constituent l'environnement idéal pour le dépôt de roche-mère. La formation d'une roche-mère est le résultat d'un ensemble complexe de processus tectoniques, atmosphériques, océaniques et biologiques ; de tels facteurs favorables peuvent se cumuler à des époques et zones géographiques différentes. Klemme and Ulmishek (1991) ont néanmoins démontré que six grandes périodes dans l'histoire géologique du globe depuis sa formation ont permis la formation de plus de 90% des ressources connues de pétrole et de gaz (Figure 1-14, Tableau 1-1). Ces six périodes se situent durant le Phanérozoïque ce qui coïncide avec une période de développement et de diversification intense des formes de vie.

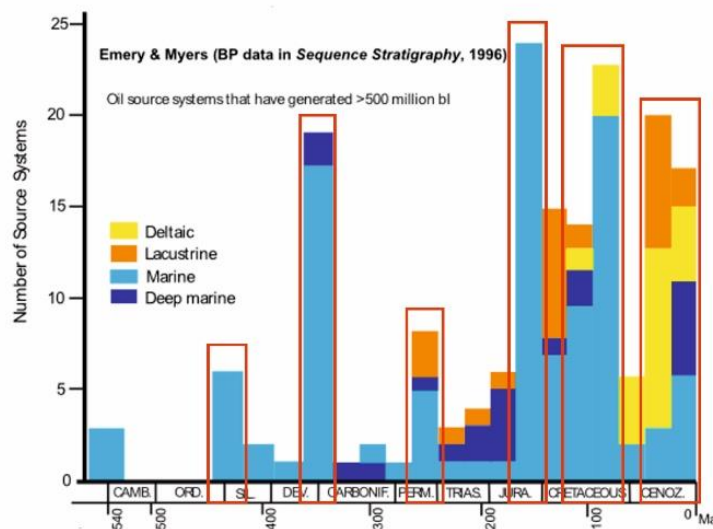


Figure 1-14 : Distribution au cours du temps des roches mères pétrolières (d'après Emery et Myers (1996) modifié par Sorkhabi (2016))

Bien que la formation de roche-mère soit régie par de très nombreux paramètres locaux, il est possible de remarquer que très grossièrement deux configurations spécifiques semblent favoriser l'accumulation de matière organique. Durant le Paléozoïque supérieur et le Cénozoïque inférieur le climat plutôt froid, les niveaux marins bas et les collisions continentales ont favorisé le dépôt de roches-mères dans des bassins d'avant pays ou dans des systèmes deltaïques avec majoritairement de la matière organique marine et continentale. Durant les autres intervalles, le climat chaud et le niveau élevé des océans ont permis la formation de roche-mère marine sur de larges plate-formes.



Tableau 1-1 : Caractéristiques des six grandes périodes de dépôt de roches-mères pétrolières.

Période	Age (Ma)	Type de MO	Environnement de dépôts	Exemples de localités ou de formations	Conditions générales	Facteurs expliquant l'enrichissement
Silurien	444-416	MO lacustre et marine, Enormément de graptolites	Milieu de plate-forme en eaux peu profondes dans des océans ouverts.	Moyen-Orient, Afrique du Nord, Amérique du Nord (bassin du Michigan)	Climat chaud et niveau des océans élevé.	Zones d'upwelling
Dévonien supérieur	385-360	MO lacustre et marine	Milieu de plate-forme en eaux peu profondes dans des océans ouverts.	Amérique du Nord (bassin de l'Alberta et des Appalaches), Amérique du Sud (Amazonie et Bolivie), Afrique du Nord (Algérie), Europe de l'Est et bassin de l'Oural.	Température et niveau des océans plus bas qu'au Silurien.	Présence de nombreuses zones d'upwelling et nombreux événements anoxiques
Pennsylvanien - Permien supérieur	318-270	MO continentale et charbon	Dépôts dans des bassins d'avant pays liés à de nombreuses collisions.	Partie sud de la Mer du Nord, Nord du bassin de Caspienne-Oural, Russie, Chine, Australie et Afrique du sud-est.	Climat froid et chute importante du niveau marin	Développement de larges forêts sur les continents permettant un fort export vers les bassins en formation.
Jurassique supérieur	165-145	MO marine	Milieu de plate-forme en eaux peu profondes dans des océans ouverts.	Moyen-Orient (formations de Hanifa-Naokelkan-Sargelu-Dukhan, Mer du Nord (Kimmeridgian Clay), et Golfe du Mexique (Argile de Haynesville).	Période dite « greenhouse » avec un climat chaud et un niveau marin élevé.	Fort développement d'espèces planctoniques (nanoplancton calcaire, foraminifères planctoniques et diatomées) ainsi que courants d'upwelling.
Crétacé moyen	125-89	MO marine et continentale	Milieu de plate-forme en eaux peu profondes dans des océans ouverts.	Golfe Persique, bordures de la Neo-Tethys en Asie et Europe, Cordillère d'Amérique du nord et du sud, Sibérie de l'Ouest.	Niveau marin haut et climat très chaud	Evènements anoxiques océaniques et forte productivité primaire
Oligocène Miocène	34-5	MO marine et continentale	Dépôts souvent associés à de larges systèmes deltaïques se poursuivant vers l'océan ouvert.	Delta du Mackenzie (Alaska), du Mississippi (Golfe du Mexique), de l'Amazone (Atlantique du Sud), du Niger (Afrique de l'Ouest) ou du Mahakam (Indonésie).	Réchauffement global et forte oscillation du niveau marin	Importants apports continentaux

L'importance des processus turbiditiques dans la formation des roches mères a déjà été évoquée. Plusieurs études ont proposé que les courants turbiditiques soient même le principal facteur expliquant la formation des *black shales* océaniques et non un phénomène d'anoxie (Degens et al., 1986; Trabucho-Alexandre et al., 2012; Trabucho-Alexandre and Gröcke, 2015). Les turbidites introduisent dans l'océan à environ 1000 m de profondeur une couche composée de minéraux argileux et de débris organiques. Cette couche se déplace latéralement sur plusieurs centaines de kilomètres. Cette injection de nutriments constitue un substrat idéal pour les organismes qui reminéralisent la matière organique. Cette activité biologique intense cause une réduction quasi complète de la concentration en oxygène dans cette strate de la colonne d'eau. Dans cette couche d'eau la matière organique marine est préférentiellement reminéralisée permettant la sédimentation de matière organique continentale (Figure 1-15). De plus, les sédiments turbiditiques contiennent de l'eau pauvre en oxygène qui réduit l'activité des organismes benthiques, défavorisant la dégradation de la matière organique qui atteint le fond marin.

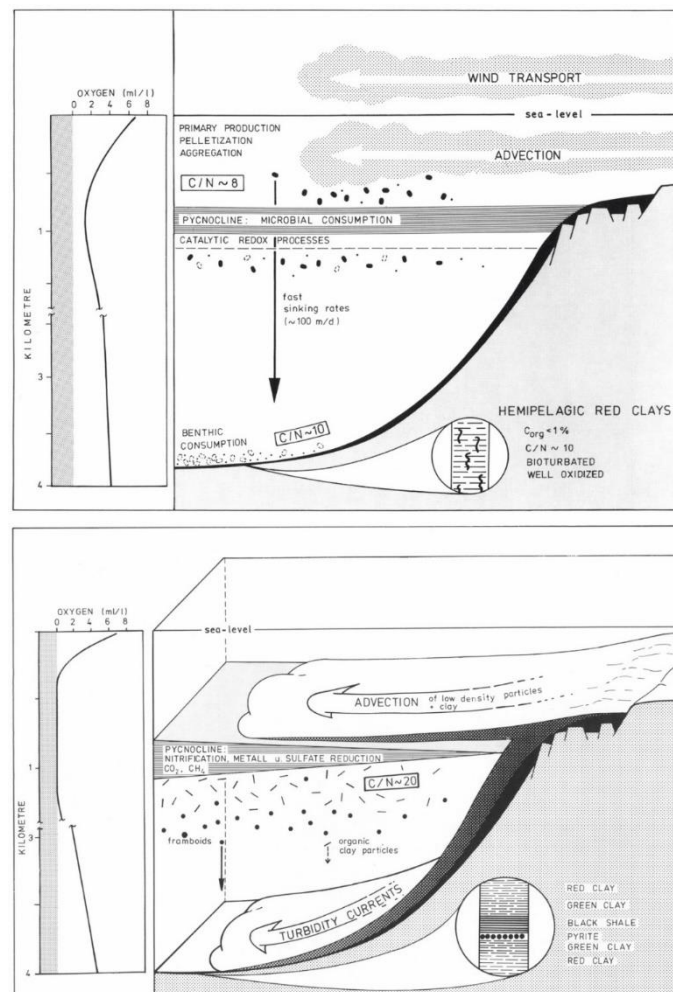


Figure 1-15 : Modèle proposé par Degens et al., (1986) montrant les processus d'export et de dépôt de matière organique en condition normale (en haut) et lors du passage d'un courant de turbidité (en bas).

Dans l'optique des trouver des analogues actuels aux roches mères pétrolières permettant de mieux comprendre les mécanismes d'accumulation et de préservation de matière organique, plusieurs zones d'études ont été intensément investiguées. Il en est ainsi des zones à très forte productivité primaire liées à des upwellings (Benguela) ou aux zones présentant des eaux anoxiques (Mer Noire). Les études montrant l'interaction entre accumulation de matière organique dans les grands fonds marins et turbidites, comme cette thèse le propose, sont encore à l'heure actuelle peu nombreuses.

## II Contexte environnemental et géologique de la zone d'étude

Cette partie est une synthèse des connaissances actuelles sur le cadre environnemental et géologique de la marge gabonaise. Cette partie se concentre à la fois sur le domaine continental - hydrographie du fleuve Ogooué, climat et nature des sols – et sur le domaine marin – courants marins, morphologie de la marge-.

### II.1 Contexte environnemental

#### II.1.1 Le fleuve Ogooué actuel

##### II.1.1.a Caractéristiques physiques du fleuve et du bassin versant

L'Ogooué est le principal fleuve du Gabon dont il draine, avec ses différents affluents, environ 72% du territoire (Figure 1-16). Son bassin versant, qui mesure 215 000 km<sup>2</sup>, est limité à l'est par le bassin du Congo et au sud comme au nord par les bassins de petits fleuves côtiers de faible importance (Lerique et al., 1983; Mahé et al., 1990). En matière de surface d'aire de drainage, l'Ogooué est classé 14<sup>ème</sup> du continent Africain. Néanmoins, en matière de débit, il constitue le troisième apport le plus important d'eau douce à l'océan Atlantique de la façade ouest africaine après le Congo et le Niger (Tableau 1-2).

Tableau 1-2: Caractéristiques principales des fleuves les plus importants de la façade ouest africaine.

Fleuve	Débit moyen (m <sup>3</sup> .s <sup>-1</sup> )	Surface du bassin versant (km <sup>2</sup> )	Longueur (km)
Congo	41 800	3 680 000	4 700
Niger	6 000	1 100 000	4 184
Ogooué	4 700	215 000	900
Sanaga	2 070	129 000	920
Volta	1 220	408 000	1 346

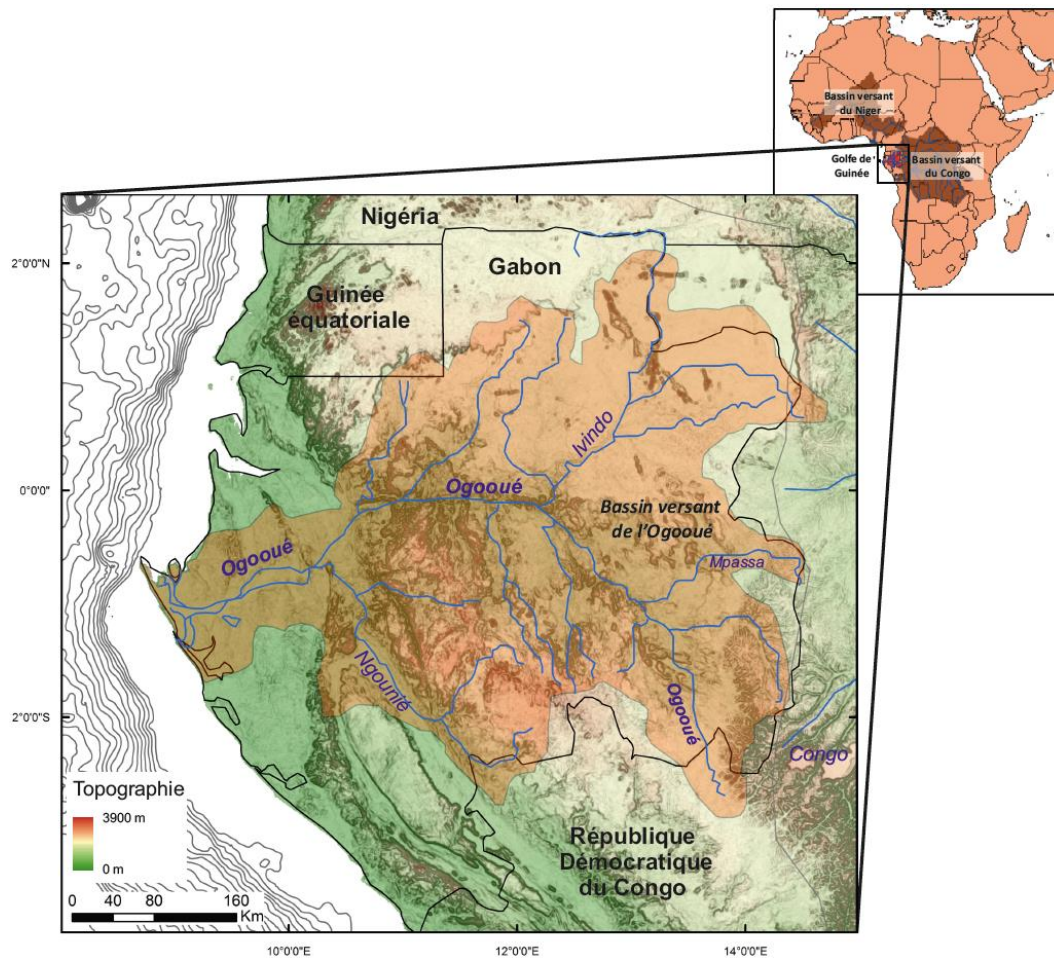


Figure 1-16: Localisation du bassin versant du fleuve Ogooué ainsi que de ses principaux affluents.

L'Ogooué prend sa source au Congo à une altitude d'environ 550 m dans les monts Ntalé qui se trouvent dans la partie occidentale des plateaux de Batéké. Le long de son cours globalement orienté est-ouest, deux principaux affluents viennent grossir ses eaux: l'Ivindo (BV<sup>2</sup>: 62 700 km<sup>2</sup>) qui draine tout le quart nord-est du pays et la Ngounié (BV : 33 100 km<sup>2</sup>) qui récolte les eaux de la partie sud-ouest du pays. L'Ogooué traverse une succession de zones aux pentes variables qui permet de découper son cours en quatre grands tronçons (Figure 1-17):

(1): Le tronçon du fleuve compris entre sa source et la confluence avec la rivière Mpassa présente la pente la plus forte du parcours, 1,8 m.km<sup>-1</sup> en moyenne.

(2): Entre la confluence Ogooué-Mpassa et Ogooué-Ivindo la pente diminue progressivement pour atteindre des valeurs faibles autour de 0,3 m.km<sup>-1</sup>.

(3): Entre la confluence Ogooué-Ivindo et Ogooué-Ngounié, la pente redevient plus importante et atteint 0,8 m.km<sup>-1</sup> en moyenne.

(4): Au niveau de la confluence Ogooué-Ngounié le cours de l'Ogooué quitte les formations rocheuses pour atteindre des formations sableuses où la rivière se déverse dans plusieurs lacs.

<sup>2</sup> BV: bassin versant

Finalement, l'Ogooué rejoint son embouchure à travers une zone deltaïque avec une pente faible de  $0,1 \text{ m.km}^{-1}$ . Cette zone s'étire sur environ 80 km où le fleuve se divise en de multiples bras au travers d'une zone marécageuse à palétuviers pour se déverser dans l'océan Atlantique de part et d'autre du Cap Lopez.

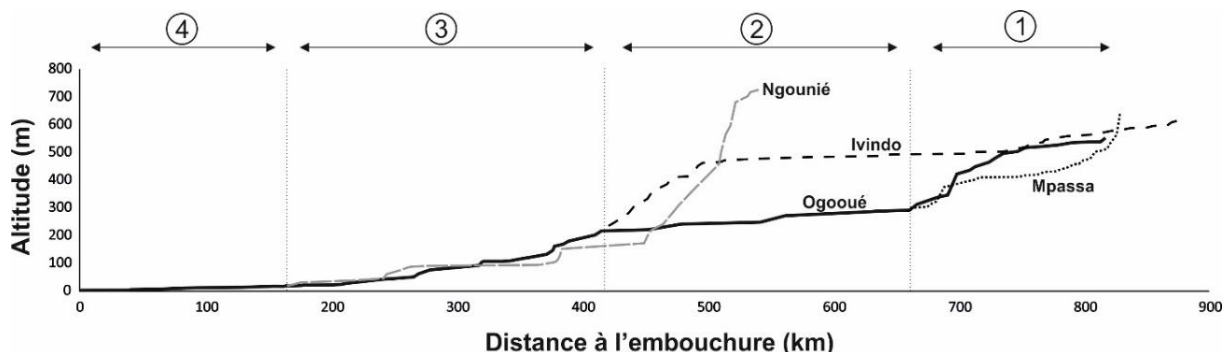


Figure 1-17: Profils topographiques de l'Ogooué et de ses principaux affluents. Délimitation des différents tronçons.

Le climat actuel du Gabon se caractérise par une pluviométrie très forte, de 1 500 à 3 000  $\text{mm.an}^{-1}$ , et des températures moyennes élevées ( $22$  à  $26^\circ\text{C}$ ) typiques d'un climat équatorial. De par sa position géographique le long de l'équateur, le territoire Gabonais subit l'influence de la migration latitudinale de la zone de convergence intertropicale (ZCIT ou ITCZ en anglais), et avec elle les pluies associées à la mousson.

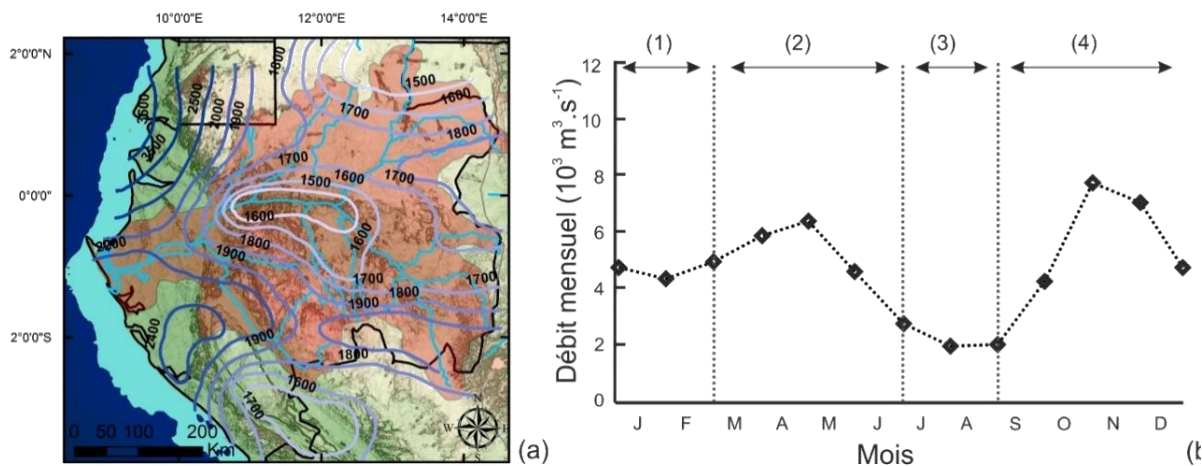


Figure 1-18: Carte des isohyètes sur le bassin versant de l'Ogooué (en  $\text{mm.an}^{-1}$ ) et évolution annuelle des débits moyens mensuels mesurés à Lambaréné sur la période 1930-1984 (Mahé et al., 1990).

Ainsi, le bassin versant de l'Ogooué est traversé deux fois par an par le flux de mousson provoquant deux crues, une en automne et une au printemps. Sur une année cela se traduit par (Figure 1-18b):

- (1) La petite saison sèche de janvier à février qui est soutenue par des eaux venues de la partie australe du bassin.
- (2) Un maximum de pluviométrie de mars à juin provoqué par ces mêmes eaux australes.

- (3) Une période d'étiage principale en juillet et août.
- (4) L'arrivée en septembre de la principale onde de crue. Celle-ci dure jusqu'en décembre et atteint son pic en novembre.

Néanmoins, malgré ces fluctuations annuelles du débit, le rapport entre les deux débits extrêmes n'est que de 3,9 - contre 26 pour le Niger - (Lambert et al., 2015). Le maintien d'un débit relativement constant au cours de l'année est dû à des phénomènes de pondérations liés à l'épaisse couverture de sol qui « éponge » le surplus de précipitations et ralentit le ruissellement malgré le sous-sol cristallin. De plus, dans sa partie inférieure, les nombreux lacs vont modérer les débits du fleuve en stockant de l'eau durant les périodes de pluies et en la redistribuant lors des périodes d'étiage.

La forte pluviométrie régnant sur le bassin versant (Figure 1-18a) a comme conséquence de favoriser le développement d'une végétation très dense sur tout le bassin. Cette végétation est très largement dominée par de la forêt équatoriale à feuilles persistantes qui couvre à elle seule entre 88 et 95% du territoire gabonais. Le reste de la végétation est composée de savane (3%) qui se développe à l'extrême sud-est du bassin versant de l'Ogooué au niveau des plateaux de Batéké et de mangrove sur la côte et dans le delta de l'Ogooué (Mayaux et al., 2004).

La pluviométrie forte, la géologie et la géomorphologie du bassin versant vont également influencer la diversité et la répartition des sols du Gabon. Ainsi, la très forte humidité favorise la création de sols de type ferralitique. Dans ces sols, l'hydrolyse est intense et la plupart des bases sont exportées. Finalement, l'essentiel du sol est formé par les éléments résiduels tels que les quartz, les hydroxydes mais surtout une grande quantité de kaolinite. Ces sols recouvrent la majorité du bassin versant de l'Ogooué sur des épaisseurs pouvant être très importantes. Néanmoins, il faut également noter la présence de sols hydromorphes au niveau des bas-fonds des zones aplanies comme les bords des grandes rivières ainsi que dans la basse vallée et le delta de l'Ogooué (Chatelin, 1964).

#### II.1.1.b Charge particulaire du fleuve

La charge solide du fleuve est très mal connue car elle n'a pour l'instant pas fait l'objet d'études approfondies. Des mesures ponctuelles réalisées au niveaux de deux sites en amont de toute influence estuarienne ont donné une charge solide de respectivement 38,2 et 37,4 mg.l<sup>-1</sup> (Cadée, 1984). Ceci équivaut, en considérant un débit du fleuve de 4 700 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, à un apport de environ 5,6 Mt.an<sup>-1</sup> de sédiments dans le Golfe de Guinée. Ce chiffre est en accord avec l'estimation<sup>3</sup> de 1 à 10 Mt.an<sup>-1</sup> faite par Syvitski (2005) concernant le flux sédimentaire avant toute influence

---

<sup>3</sup> Basée sur un modèle prédictif prenant en compte la taille du bassin versant, son élévation ainsi que le climat.

anthropologique. Cet export sédimentaire est entre 5 et 6 fois plus faible que celui du Congo voisin (Coynel et al., 2005) qui a néanmoins un bassin versant 17 fois plus vaste.

A ces mêmes deux stations, Cadée (1984) a également pu mesurer la contribution en  $C_{org}$  dissout et particulaire du fleuve qui s'élèvent respectivement à  $9,1 \text{ mg.l}^{-1}$  et  $2,47 \text{ mg.l}^{-1}$ . Le fleuve Ogooué exporterait donc vers l'océan environ 1,35 Mt de carbone par an sous forme dissoute et 0,37 Mt sous forme particulaire soit un total de  $1,72 \text{ Mt.an}^{-1}$ . Là encore, ces chiffres sont bien inférieurs à ceux du Congo ( $14,4 \text{ Mt.an}^{-1}$ ) mais néanmoins supérieur au flux mesuré au débouché du Niger ( $1,3 \text{ Mt.an}^{-1}$ ). Ce fort apport en  $C_{org}$  à l'océan, comparativement à l'importance du bassin versant et du débit du fleuve Ogooué, est à relier à la très forte teneur en  $C_{org}$  dans les sols gabonais de plus de 60 T/ha pour 1 mètre d'épaisseur (Figure 1-19). Le fleuve Ogooué présente de plus un rapport élevé (6,6%) entre sa charge en  $COP^4$  et sa charge particulaire. A titre de comparaison, ce rapport est de 4,7% pour le Congo et de 5,8% pour le Niger.

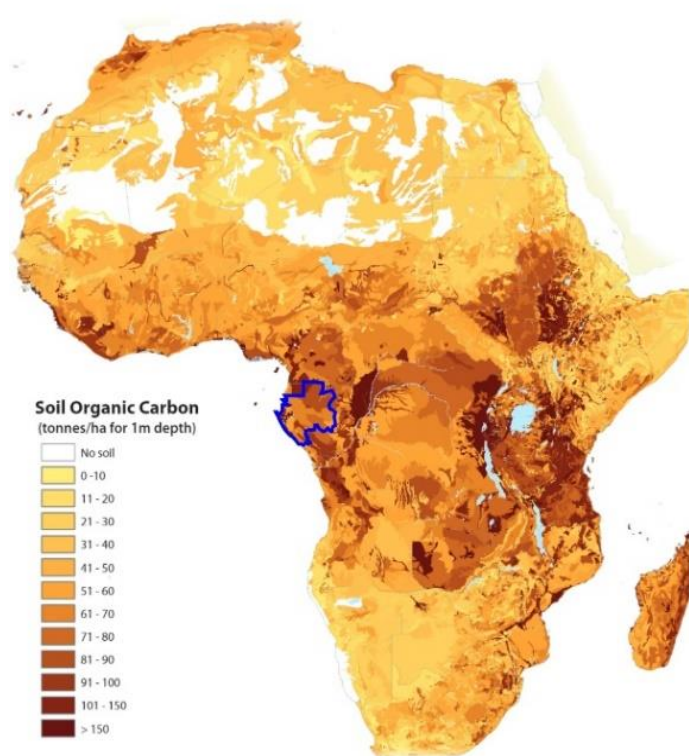


Figure 1-19: Cartographie du contenu en  $C_{org}$  des sols de l'Afrique (Jones et al., 2013)

Très peu de choses sont connues sur la matière organique qui est exportée à l'océan par le fleuve Ogooué. Une seule étude, menée par Lambert et al. en 2015, a cherché à caractériser la matière organique dissoute du fleuve. Cette étude a montré que le COD<sup>5</sup> de l'Ogooué a une

<sup>4</sup> COP : Carbone Organique Particulaire

<sup>5</sup> COD : Carbone organique dissout



signature isotopique du carbone très négative  $-29.8 \pm 0.5 \text{ ‰}$ , qui ne varie que faiblement en fonction des saisons. Cette signature du COD de l'Ogooué est en accord avec une végétation de forêt tropicale composée uniquement de plantes en  $C_3$  et une contribution de plantes en  $C_4$  – typique d'une végétation de type savane –, si existante, certainement très négligeable. Aucune donnée n'a été produite sur la matière organique particulaire transportée par le fleuve. Il est néanmoins très fortement probable, au vu du type de végétation qui recouvre le BV, que celle-ci soit elle aussi quasi exclusivement de type  $C_3$  et donc avec une signature isotopique très basse proche de  $-29 \text{ ‰}$  (Engel and Macko, 1993; Hedges and Parker, 1976).

### II.1.1.c Panache du fleuve

La masse d'eau fluviale ainsi que la charge de sédiments en suspension qu'elle transporte forment au débouché du fleuve un panache turbide. Comme le montrent les photos satellites de la zone (Figure 1-20), la partie du fleuve qui se jette au sud de la flèche Mandji est fortement déviée vers le nord par les courants de dérive littorale, tandis que la partie qui débouche au nord de la flèche est protégée de la houle et reste contenue dans la baie du Cap Lopez.

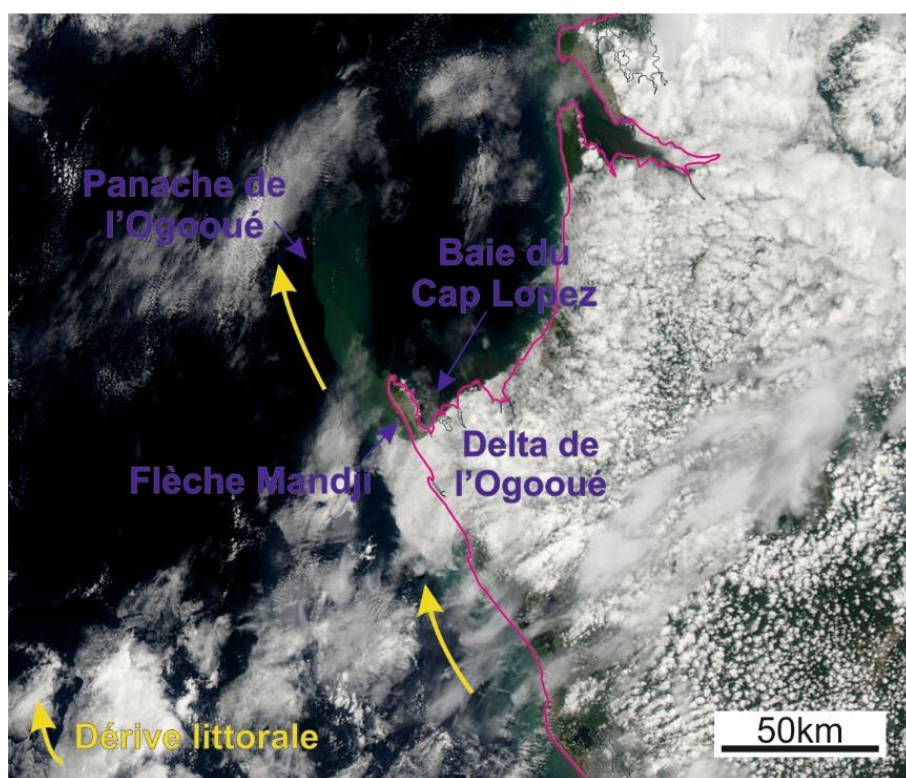


Figure 1-20: Photo satellite du delta de l'Ogooué prise le 6 Septembre 2016 (source: NASA).

Néanmoins, une partie de ce panache va également être exportée beaucoup plus au large, ce qui a notamment été observé lors de la mission Optic Congo 2005 (Jourdin et al., 2006). Il a

ainsi pu être montré qu'une fois arrivées dans l'océan, les eaux du fleuve forment une couche de surface de faible salinité d'environ 20 m d'épaisseur repérable jusqu'à 100 km au large (Figure 1-21). Sous cette couche se développe une zone plus fortement concentrée en chlorophylle a résultant certainement d'une forte productivité primaire induite par l'apport de nutriments par les eaux du fleuve. De plus, il est également observable que sur 20 km au débouché de l'Ogooué une couche de plus forte turbidité est repérable témoignant du véritable panache minéral. La charge sédimentaire du fleuve est très inférieure à la limite du critère défini par Mulder and Syvitski (1995) pour provoquer des courants hyperpycniaux, il apparait donc impossible que ce fleuve puisse provoquer ce genre d'événement.

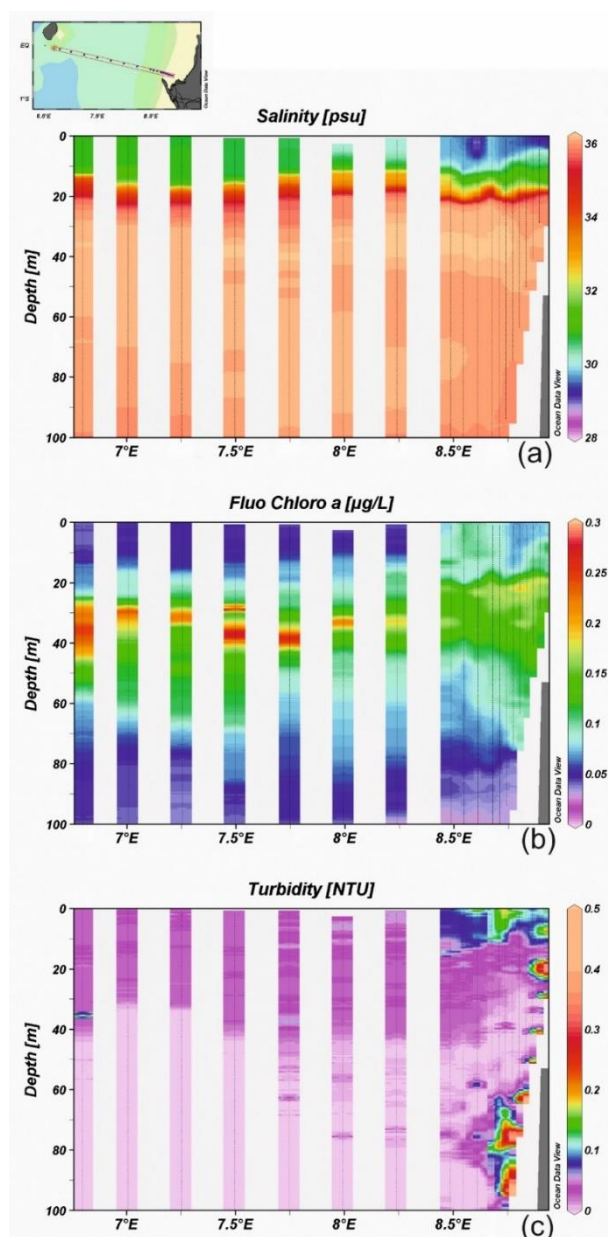


Figure 1-21: Caractéristiques hydrologiques du panache de l'Ogooué le long d'un transect est-ouest montrant: (a) la salinité, (b) la concentration en chlorophylle A et (c) la turbidité de l'eau (Jourdin et al., 2006).

### II.1.2 Les courants dans le golfe de Guinée

La géométrie de forme concave du Golfe de Guinée et sa position sur l'Equateur en font un endroit clé dans la circulation des eaux océaniques car un certain nombre de courants y changent de direction.

#### II.1.2.a Les courants de surface

Les courants affectant les eaux de surface du Golfe de Guinée sont bien connus grâce notamment à une étude se fondant sur l'utilisation de bouées dérivantes (Piton and Kartavtseff, 1986). Les eaux de surface sont soumises à quatre courants différents (Figure 1-22).

- Le Courant de Guinée (CG) circule vers l'est en suivant la côte nord du Golfe de Guinée. Il constitue la partie terminale du Sous-Courant Equatorial Nord et apporte des eaux chaudes et de faible salinité dans le golfe.
- Le Courant Equatorial Sud circule entre 0 et 20°S et transporte vers l'ouest des eaux chaudes.
- Le Courant du Benguela transporte des eaux froides et relativement riches en nutriments. Il n'affecte que la partie sud du Golfe de Guinée et ne franchit pas la barrière de l'axe volcanique du Cameroun. Ce courant se divise en deux vers 30°S pour former une branche océanique qui se dirige vers le nord-ouest et une branche côtière qui remonte vers le nord.

#### II.1.2.b Courant de dérive littorale

La dérive littorale joue également un rôle très important le long de la côte gabonaise. Celle-ci est provoquée par l'incidence oblique de la houle de direction sud-est/nord-ouest sur la côte, créant ainsi lors de sa réflexion un fort courant sud-nord capable de déplacer entre 300 000 et 400 000 m<sup>3</sup> de sédiment sableux par an (Bourgoin et al., 1963). Ce courant puissant engendre la mise en place de cordons et de flèches littorales qui dévient systématiquement les embouchures des fleuves et rendent le trait de côte très rectiligne. Ce phénomène persiste jusqu'au niveau de la flèche Mandji, endroit qui correspond à un changement d'orientation de la côte (Figure 1-22).

#### II.1.2.c Les courants de sub-surface

Les eaux de sub-surface (100 m - 200 m de profondeur) sont dominées par le Sous-Courant Equatorial, un large courant centré sur l'Equateur qui circule d'ouest en est et qui transporte des eaux salées originaires de la marge Brésilienne. Ce courant se divise en deux branches avant d'atteindre la côte gabonaise. Une partie va alors se diriger vers le nord dans le Golfe de Biafra

alimentant le Sous-courant du Gabon et une autre va se diriger vers le sud jusqu'au Congo alimentant le Courant d'Angola.

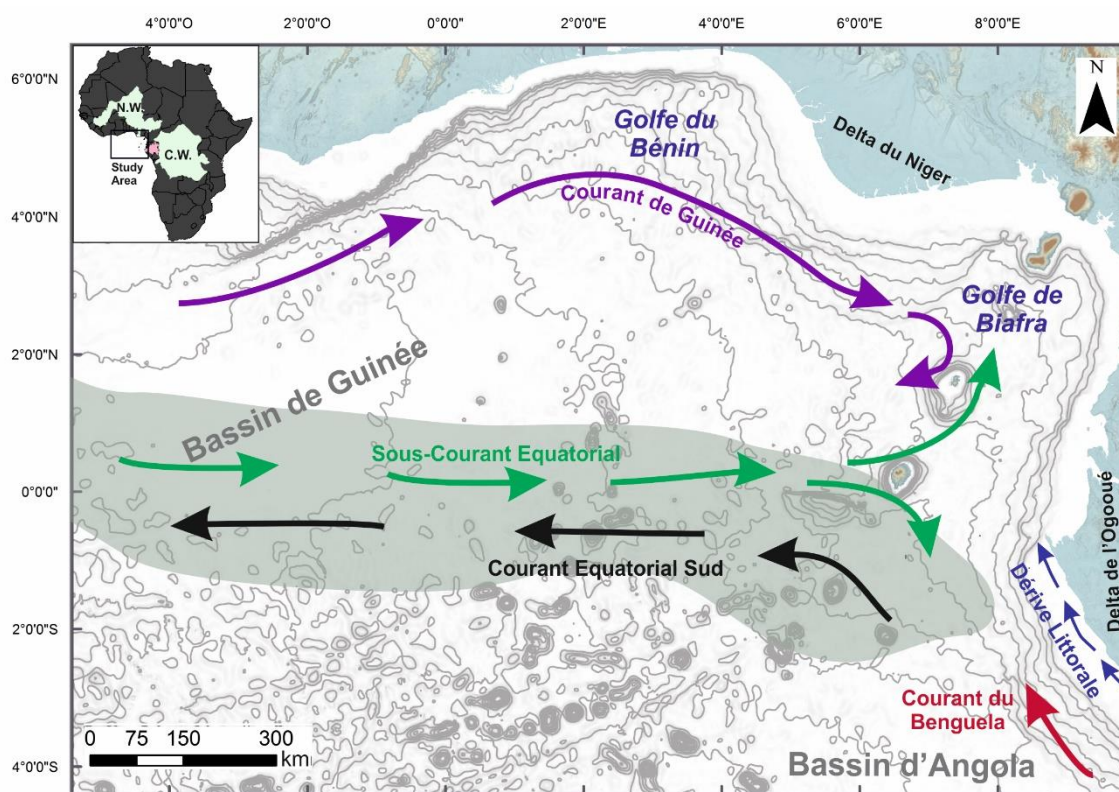


Figure 1-22: Carte de la circulation de surface et de sub-surface dans le Golfe de Guinée, la zone grisée correspond à la présence de l'upwelling équatorial (d'après Jansen et al., 1984).

#### II.1.2.d La circulation intermédiaire et profonde

Contrairement à la circulation de surface, la circulation des eaux profondes et intermédiaires est régie par la circulation thermohaline globale. Dans la couche intermédiaire, entre 500 et 1 200 m de profondeur, la masse d'eau dominante est l'Eau Antarctique Intermédiaire (AAIW). Cette eau se caractérise par une température basse (3 à 7°) et une salinité relativement faible (34,2 à 34,4 psu). Dans tout l'océan Atlantique, sous cette masse d'eau, l'Eau Profonde Nord Atlantique (NADW<sup>6</sup>) forme entre 1 000 et 3 500 mètres de profondeur une langue d'eau définie par une forte salinité (34,9-35,0 psu). Ces eaux entrent dans le Golfe de Guinée par l'est en suivant l'équateur. Les eaux de fond du Golfe de Guinée sont constituées d'un mélange entre les eaux de la NADW et les Eaux Profondes Antarctiques (AABW<sup>7</sup>) de température bien plus basse (−0,8 à 2 °C). L'entrée de l'AABW dans le golfe est très limitée au sud par la ride de Walvis qui forme une barrière

<sup>6</sup> North Atlantic Deep Water

<sup>7</sup> Antarctic Bottom Water

naturelle et permet ainsi aux eaux de fond du bassin d'Angola de rester relativement chaudes (Figure 1-23). Dans le bassin de Guinée toutefois, ces eaux froides entrent via la dépression de Romanche présente dans la ride médio-atlantique (Arhan et al., 2003; Harvey and Arhan, 1988; Morozov et al., 2010).

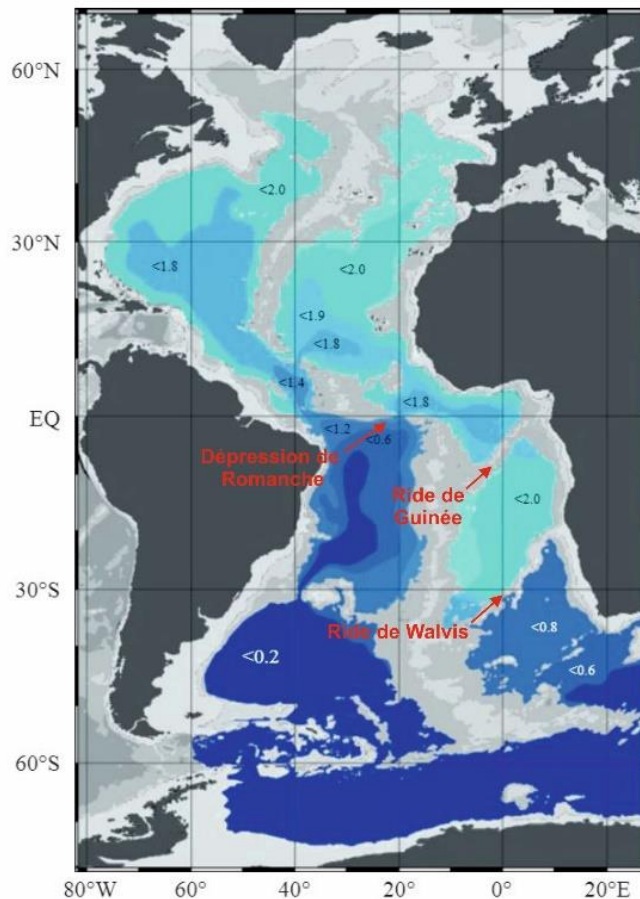


Figure 1-23: Températures des eaux de fonds de l'océan Atlantique donnant une estimation de la répartition des Eaux Profondes Antarctiques (AABW) (d'après Morozov et al., 2010).

#### II.1.2.e Upwellings

L'upwelling est un phénomène océanique au cours duquel des eaux froides, profondes et riches en nutriments remontent à la surface sous l'effet de certains vents qui repoussent vers le large les eaux de surfaces. La remontée de ces eaux profondes permet la fertilisation de la couche océanique superficielle créant ainsi des zones à très forte productivité primaire. A l'heure actuelle, sur la façade sud de l'Afrique de l'ouest, le système d'alizés souffle le long de la côte du sud-est vers le nord-ouest. Ces vents permettent le développement du système très actif de l'Upwelling du Benguela situé entre 35 et 15° sud. Cette zone d'upwelling côtier ne se prolonge pas à l'heure actuelle au niveau des côtes du Gabon. Néanmoins, un upwelling équatorial se développe dans le golfe légèrement au sud de l'Equateur (entre 0 et 5° S). Cette remontée en surface d'une grande quantité de sels nutritifs a longtemps été expliquée comme résultant de la divergence induite le long de l'équateur par les alizés (Cromwell, 1953). Depuis ce modèle initial simple a été remis en doute

et il est proposé que ce phénomène soit la résultante d'un ensemble de processus tels que la remontée de la thermocline le long de l'équateur, d'une divergence induite au sud de l'équateur par le vent local et d'un transport vers l'ouest et le sud dans la branche sud du Courant Equatorial Sud (Voituriez, 1981).

## II.2 Contexte géologique de la zone d'étude

### II.2.1 Histoire générale de la marge ouest africaine

La marge passive ouest africaine résulte de l'ouverture de l'océan Atlantique qui a scindé en deux le supercontinent Gondwana et a ainsi donné naissance aux continents Africain et Sud-américain. Au niveau de la zone équatoriale, le *rifting*, qui a provoqué la dissociation des cratons précambriens du Congo et de São Francisco (Brésil), débute au Néocomien et se poursuit jusqu'à l'Aptien inférieur. Durant l'Aptien, des séries *syn-rift* continentales et lacustres se mettent en place dans la dépression nouvellement établie. Ces séries sont par la suite recouvertes à l'Aptien terminal par une puissante série salifère (Figure 1-24). Ces dépôts évaporitiques induisent d'importantes déformations notamment au Crétacé, période durant laquelle le domaine enregistre une sédimentation d'abord carbonatée puis silicoclastique de type rampe (Brink, 1974; Dupré et al., 2007; Meyers et al., 1996).

La zone acquiert sa géométrie différenciée actuelle de type plate-forme/talus/bassin durant le Cénozoïque. Au Néogène, d'importants appareils deltaïques connectés en aval à des systèmes turbiditiques profonds commencent à se développer aux débouchés des fleuves de la façade ouest africaine: Niger (Doust and Omatsola, 1989), Ogooué, Congo (Reyre, 1984), et Kwanza (Lunde et al., 1991). Les dépôts associés à ces édifices se caractérisent sur les profils sismiques par de larges cliniformes progradants liés certainement à une faible accommodation et donc un espace disponible réduit sur la plate-forme (Séranne et al., 1992).

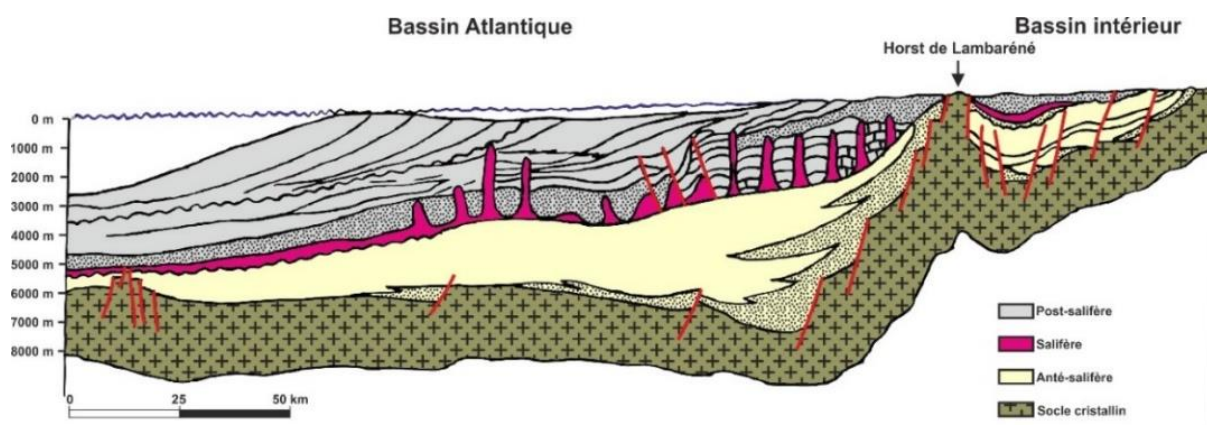


Figure 1-24: Coupe synthétique de la marge nord-Gabon (modifié d'après Jocktane, 1992)

La morphologie actuelle du Golfe de Guinée est encore marquée par les traces de l'ouverture océanique, notamment par la présence de grandes failles transformantes qui s'initient au niveau de la ride médio-océanique et qui s'étendent jusqu'au domaine continental (Figure 1-25). Parmi ces failles, les zones de fractures de Fernando Poo et d'Ascension délimitent respectivement les limites nord et sud de la ride de Guinée. Cette ride est un large haut bathymétrique causé par une remontée crustale, d'orientation sud-ouest/nord-est et sur laquelle se trouve un nombre important de monts sous-marins. Cette ride rejoint à l'est la ligne volcanique du Cameroun qui est composée d'un segment océanique, comprenant quatre îles volcaniques alignées (Annobon, Sao Tomé, Príncipe et Bioko, du sud au nord) et d'un segment continental formant les Monts du Cameroun. Bien que relativement peu marquée dans la bathymétrie, la Ride de Guinée délimite néanmoins deux bassins majeurs de la façade ouest africaine: le Bassin de Guinée au nord-ouest et le Bassin d'Angola au sud-est de la ride. Ces deux bassins océaniques se caractérisent par une bathymétrie très plane de 5000 m de profondeur en moyenne (Emery et al., 1975).

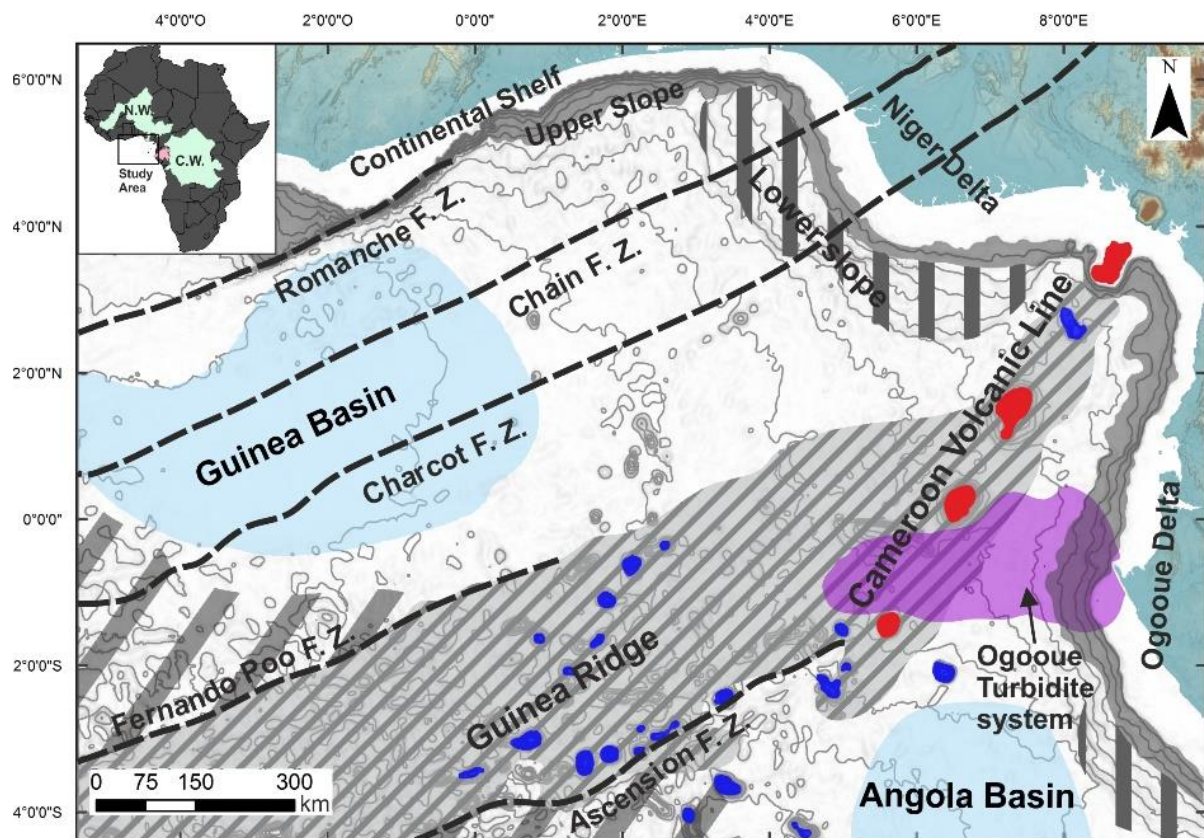


Figure 1-25: Carte physiographique de la partie est du Golfe de Guinée superposée à la bathymétrie (équidistance 500 m) montrant les monts sous-marins importants (en bleu), les îles volcaniques (en rouge) et les zones de failles majeures (F.Z.). Le système turbiditique actuel de l'Ogooué est représenté en violet sur la carte (modifiée d'après Emery et al., 1975).

### ***II.2.2 Evolution du prisme de l'Ogooué***

La zone où se développe l'appareil turbiditique récent de l'Ogooué est située au large de la marge nord-gabonaise à l'extrême nord du bassin d'Angola. L'évolution du prisme sédimentaire lié aux apports du paléo-Ogooué s'inscrit dans l'évolution tectonique globale de la marge ouest Africaine tout en enregistrant également des variations d'échelle plus locale. Après une séquence de dépôts continentaux limités surtout au bassin gabonais intérieur, délimité à l'ouest par le horst de Lambaréné, les premiers dépôts véritablement marins se mettent en place à l'Aptien (Figure 1-26). À cette époque, la très forte subsidence du socle permet à un bras de mer venue de l'Atlantique équatorial nord d'entrer dans le bassin, initiant de fait le dépôt de la formation évaporitique d'Ezanga d'environ 800 m d'épaisseur (Figure 1-27). Les premières traces de sédimentation marine gravitaire apparaissent au Cénomaniens en position bien plus orientale qu'à l'heure actuelle. Ces dépôts gravitaires se mettent en place après une hausse du niveau marin qui va permettre l'envolement d'une grande partie de la marge. La partie orientale sera alors le lieu d'une sédimentation en eaux peu profondes tandis que des dépôts gravitaires se déposent à la base d'une pente certainement liée à un escarpement de faille orienté nord-sud (Figure 1-26d). La tectonique active et les fluctuations rapides du niveau marin ayant lieu à la fin du Crétacé provoquent une forte variabilité au niveau des dépôts du bassin gabonais atlantique et différents petits systèmes turbiditiques se mettent en place successivement au niveau de l'actuel delta de l'Ogooué. Les dépôts turbiditiques sableux associés à ces systèmes constituent les principaux réservoirs pétroliers de la région.



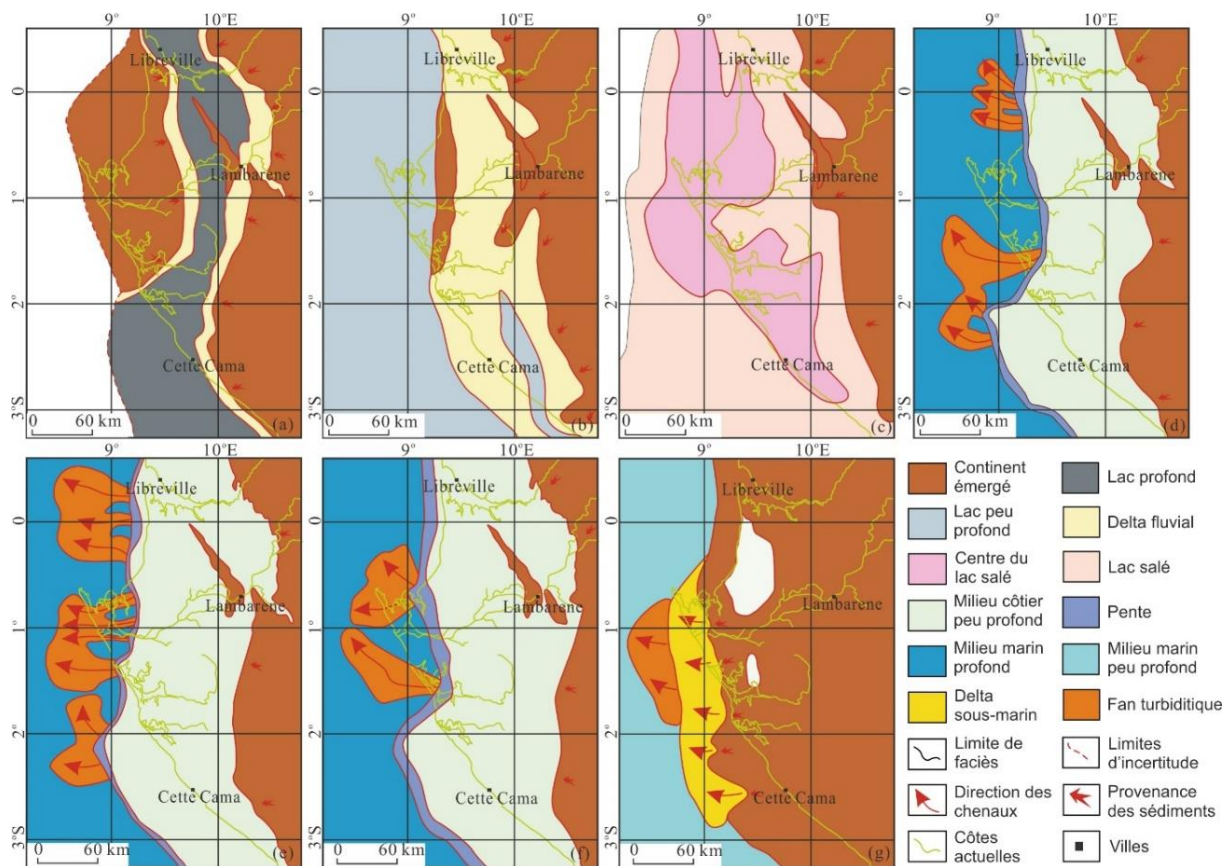


Figure 1-26: Reconstruction paléogéographique de la façade ouest-gabonaise. (a) Néocomien ; (b) Aptien inférieur ; (c) Aptien inférieur ; (d) Cénomaniens-Turonien ; (e) Coniacien-Santonien ; (f) Campanien-Paléocène ; (g) Miocène (Modifié d'après Chen et al., 2013).

A partir de l'Eocène moyen, les fleuves, deltas et dépôts côtiers, notamment liés aux apports du paléo-fleuve Ogooué, progradent régulièrement vers l'ouest. De grands canyons entaillant la marge se développent et permettent le transfert vers les grands fonds des produits de l'érosion des reliefs en surrection à l'est. Deux grands éventails sous-marins se construisent alors, séparés par une phase d'érosion oligocène. Ils s'organisent suivant une cyclicité de deuxième ordre (périodicité de 3 à 50 Ma) (Mougamba, 1999). De plus, l'installation dans cette région d'un climat tropical humide à partir de l'Oligocène pourrait avoir favorisé l'érosion des domaines amonts des bassins versants (Giresse et al., 1994; Maley, 1996; Rasmussen, 1994, 1996). L'augmentation forte du taux d'accumulation sédimentaire durant la fin du Miocène conduit au développement de l'appareil deltaïque de l'Ogooué à sa position actuelle (Mougamba, 1999).

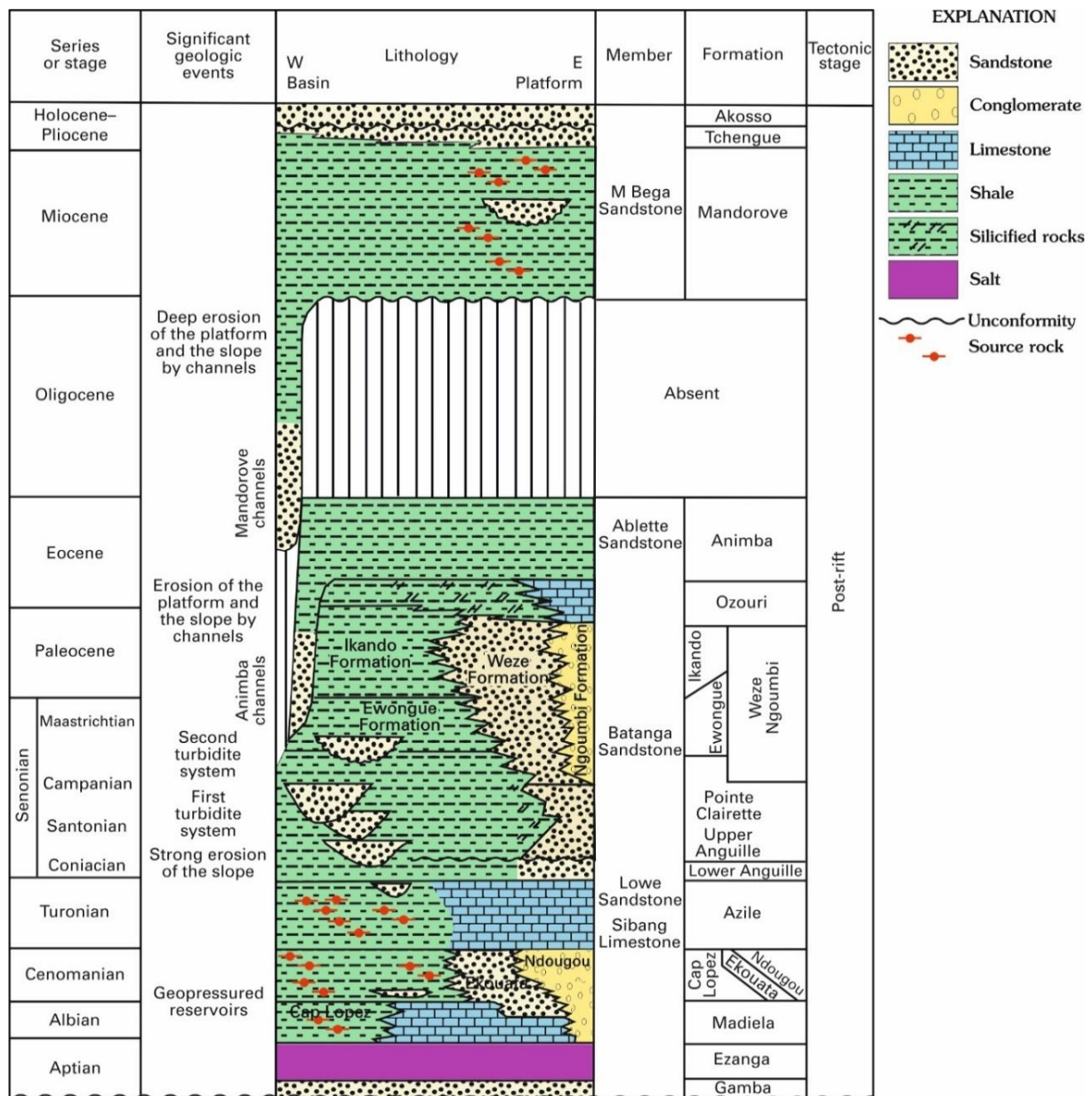


Figure 1-27: Colonne stratigraphique montrant les âges, événements géologiques, lithologies et roches-mères potentielles de la partie offshore du bassin nord-gabonais (Brownfield and Charpentier, 2006; Teisserenc and Villemain, 1990).

La tranche sédimentaire Plio-Quaternaire se caractérise par le développement vers l'aval de systèmes de chenaux-levées qui migrent globalement vers le haut de la pente au cours du temps en relation avec l'augmentation de la tranche d'eau. Les variations très récentes de la partie proximale du système de l'Ogoué ont notamment pu être retracées grâce à l'analyse des fluctuations du trait de côte. Quatre grandes phases ont ainsi pu être mises en évidence sur la période couvrant les 40 000 dernières années (Lebigre, 1983):

- De 40 000 à 30 000 BP (MIS3), transgression inchiennienne : la position du rivage est proche de l'actuel trait de côte et le niveau marin se situe entre -35 m et -40 m par rapport à

l'actuel. Cette période se caractérise par un climat chaud et humide correspondant à un optimum climatique qui perdure jusqu'à 30 000 BP (Clist, 1995)

- De 22 000 à 16 000 BP (MIS2), régression ogolienne : le niveau de l'océan enregistre une forte baisse jusqu'à -120 m par rapport à l'actuel permettant notamment le creusement du canyon du Cap Lopez. Cette baisse du niveau marin est contemporaine d'un climat plus sec lié à une remontée vers le Nord du courant du Benguela.
- De 16 000 à 5 000 BP, transgression holocène : le niveau marin remonte jusqu'à atteindre son niveau actuel et la pluviométrie ainsi que la température augmentent par saccades. Les rias sont petit à petit comblées par une sédimentation marine et se transforment en vastes marais littoraux où la mangrove se développe.
- Depuis 3 000 BP, régression taffolienne : une très légère baisse du niveau marin se produit, de l'ordre de quelques centimètres, et permet la formation des différents cordons littoraux présents le long des côtes gabonaises. Cette régression a également induit la construction de l'île Mandji qui est une grande flèche, longue de 50 km et large de 6 km. Celle-ci s'est formée par accrétion d'une série de cordons littoraux et est située à l'extrémité du delta actuel de l'Ogooué et (Ovono, 2010)

## III Matériel et méthodes

Dans cette partie l'ensemble des données utilisées lors de cette thèse sont présentées. Les méthodes d'analyses classiques appliquées aux carottes sédimentaires sont rappelées. Les techniques utilisées de manière moins systématiques sur les échantillons sédimentaires (DRX, palynofaciès ou biomarqueurs...) seront présentées en début des chapitres utilisant leurs résultats.

Nous présentons le classement de faciès sédimentaires utilisé pour décrire les différentes carottes ainsi que comment le modèle d'âge des carottes a été obtenu car celui-ci est utilisé dans tous les différents chapitres.

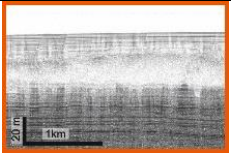
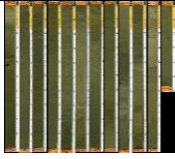


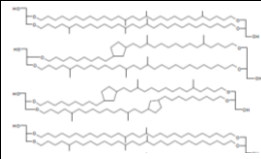
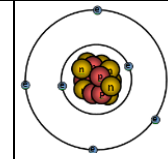
### III.1 Données disponibles

Les données utilisées lors de ce travail de thèse proviennent de la mission Mocosed 2010 menée par le SHOM et qui s'est déroulée en décembre 2010 sur le N/O "*Pourquoi pas ?*". Cette mission, qui a couvert une grande partie du Golfe de Guinée, avait pour objectif premier de mieux caractériser les propriétés géoacoustiques des fonds marins dans cette zone stratégiquement clé en matière de défense maritime. En effet, les campagnes MOCOSSED (MODélisation de COuches SEDimentaires) réalisées par le SHOM dans différentes zones maritimes mondiales servent en premier lieu à paramétrer les fonds marins dans le but de pouvoir utiliser de manière optimale les systèmes de sonars de lutte anti-sous-marine. La campagne de 2010 a été planifiée afin de couvrir les secteurs comprenant les éventails profonds du Niger et de l'Ogooué ainsi que les reliefs sous-marins apparaissant sur les cartes bathymétriques mondiales.

Un certain nombre de carottages Küllenberg ont été effectués et des données de bathymétrie, de réflectivité du fond marin et de sismique 3.5 kHz ont été acquises. Ce travail de thèse a également utilisé les données bathymétriques issues de la mission Optic Congo 2005 et déjà analysées par L. Biscara pour sa thèse soutenue en 2011.

L'étude du transport et du dépôt de matière organique dans le système turbiditique de l'Ogooué est basée sur différentes méthodes analytiques qui ont permis un travail à des échelles très variables (Tableau 1-3). Cette étude multi-échelle a pour but d'analyser et d'intégrer un certain nombre de processus entrant en jeu dans l'accumulation organique le long des marges continentales.

Tableau 1-3 : Exemples de méthodes utilisées lors de ce travail montrant la grande variabilité des échelles d'analyse.

Méthode	Sismique	Carottes	Lames minces	Palynofacies	Biomarqueurs	Isotopes
						
Échelle d'analyse	Dizaine de mètres	Mètres	Dizaine de centimètres	Dizaine de micromètres	Dizaine de nanomètres	Dixième de nanomètres

## III.2 Données géoacoustiques

### III.2.1 Le sondeur multifaisceaux

Le sondeur multifaisceaux Seabat 7150 utilisé sur le « *Pourquoi Pas ?* » permet une exploration d'une large gamme de profondeurs (100 m à 12 000 m) grâce à une fréquence relativement faible (12 kHz). Ce sondeur apporte deux types d'information : (1) la bathymétrie, qui mesure la hauteur de la colonne d'eau en interprétant le temps de parcours de l'onde sonore et (2) l'imagerie qui mesure la réflectivité du fond marin en interprétant l'amplitude du signal reçu. Les mesures sont effectuées selon un éventail de faisceaux élémentaires directifs (880 faisceaux) qui permettent de récupérer à partir d'un seul signal émis plusieurs échos du fond sur une ligne transversale à la route du navire. Les valeurs de réflectivité dépendent de plusieurs paramètres dont la topographie locale et la nature physique du sédiment, notamment la granularité et la teneur en eau (Untersseh, 1999). L'interprétation des données de réflectivité ne peut être faite de manière systématique car des fonds de natures différentes peuvent avoir des réflectivités égales, une calibration effectuée avec des prélèvements du fond marin est donc nécessaire.

### III.2.2 Le sondeur de sédiments

La technique du sondeur de sédiments repose sur le principe de la sismique réflexion qui permet l'étude de la profondeur, de l'épaisseur et de l'agencement des couches sédimentaires du sous-sol. Pour cela, des ondes acoustiques sont créées et émises à la surface de la colonne d'eau. Une fois le fond marin atteint, ces ondes acoustiques pénètrent dans les couches sédimentaires et sont pour partie réfléchies aux interfaces entre deux milieux d'impédances acoustiques différentes comme l'interface eau-sédiment ou l'interface entre deux couches de nature sédimentaire différente. Ces ondes réfléchies sont par la suite réceptionnées par des capteurs situés en surface. Les informations sont retranscrites en coupe temps et exprimées en temps double. La pénétration des ondes dans le sédiment ainsi que la résolution de la sismique est définie par la fréquence des ondes

émises. Plus la fréquence est haute, plus la pénétration du signal est faible et plus la résolution est élevée.

Le sondeur ECHOES 3500 qui a servi à l'acquisition des lignes sismiques lors de la mission MOCOSED 2010 émet des ondes à très haute fréquence (bande passante comprise entre 1,8 kHz et 5,3 kHz) ce qui permet d'obtenir une très bonne résolution des sédiments de surface mais avec une faible pénétration (Figure 1-28). Ce sondeur peut être utilisé à des profondeurs d'eau allant de 10 m à environ 4 000 m. La profondeur de pénétration peut atteindre environ 100 m dans des sédiments meubles et la résolution verticale est inférieure à 30 cm.



Figure 1-28 : Carte présentant les limites des missions Optic Congo 2005 et MOCOSED 2010 ainsi que les lignes de sismiques 3.5 analysées dans le cadre de ce travail.

### III.3 Carottages

Vingt-deux carottages Küllenberg ont été réalisés durant la mission MOCOSED 2010 ainsi que sept carottages d'interface. Toutes les carottes prélevées durant la mission n'ont néanmoins pas été utilisées lors de ce travail de thèse. Les carottes étudiées, au nombre de 12, ont été sélectionnées en fonction de leur localisation dans le système. La Figure 1-29 et le Tableau 1-4 présentent la localisation des carottes utilisées lors de ce travail. Quelques données issues de carottes déjà étudiées par L. Biscara lors de sa thèse (2011), notamment sur la carotte d'interface KI01, ont aussi été intégrées à ce travail.

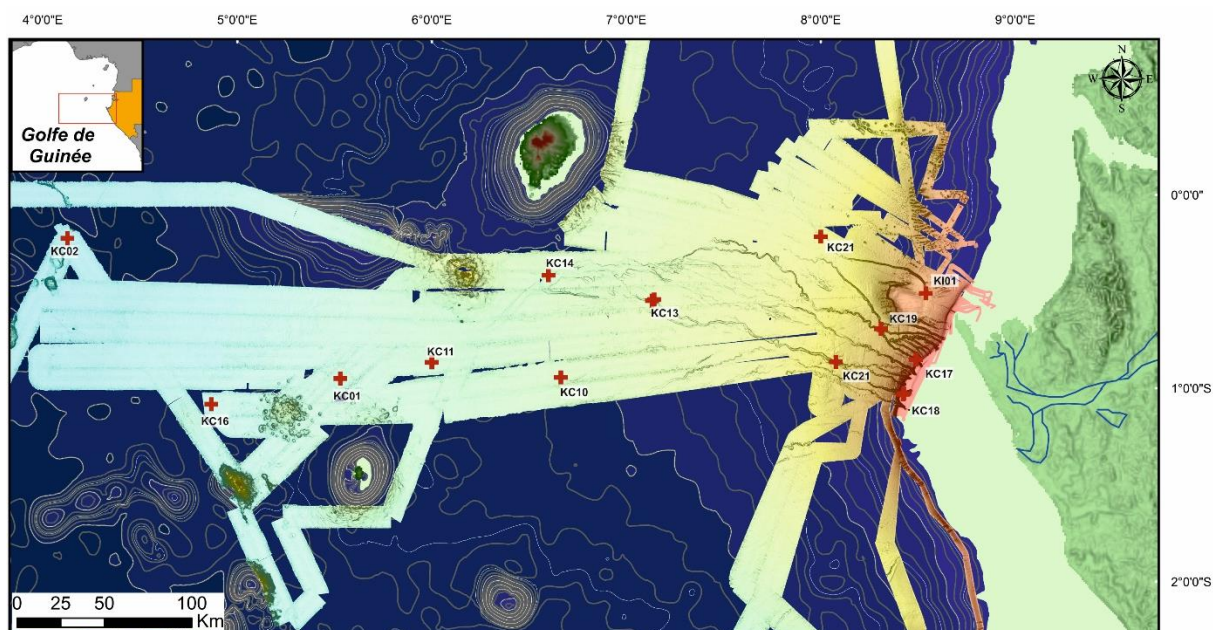


Figure 1-29: Localisation des carottes étudiées dans le Golfe de Guinée.

Tableau 1-4: Récapitulatif des carottes étudiées dans le Golfe de Guinée.

Carotte	Profondeur d'eau (m)	Localisation		Longueur (m)
		Latitude	Longitude	
KC01	3504	00°57,010' S	005°31,806' E	12,96
KC02	4109	00°13,525' S	004°07,620' E	12,76
KC09	1911	00°51,841' S	008°04,666' E	1,02
KC10	3148	00°56,666' S	006°39,809' E	11,54
KC11	3372	00°52,008' S	006°00,008' E	9,92
KC13	2852	00°32,508' S	007°08,589' E	7,62
KC14	3140	00°25,010' S	006°36,006' E	11,34
KC16	3738	01°05,003' S	004°52,01' E	11,48
KC17	565	00°51,188' S	008°29,377' E	8,20
KC18	366	01°01,940' S	008°25,409' E	7,99
KC19	1610	00°41,593' S	008°18,592' E	10,03
KC21	2347	00°13,004' S	008°00,011' E	11,81
KI01	743	00°51,000' S	008°54,000' E	0,60

### III.3.1 Méthodes d'analyses des carottes

L'étude des carottes sédimentaires est basée sur différents types d'analyses réalisées majoritairement dans le laboratoire EPOC de l'université de Bordeaux. D'autres analyses spécifiques ont été réalisées dans le cadre de collaborations entre laboratoires, notamment avec les laboratoires parisiens IStEP et METIS ainsi qu'avec le laboratoire IC2mp de Poitiers. La Figure 1-30 et le Tableau 1-5 présentent les différentes méthodes analytiques qui ont été mises en œuvre sur les carottes sédimentaires. Le choix de ces méthodes a été effectué afin de remplir deux objectifs précis :

- Identifier les processus de dépôts sédimentaires.
- Quantifier la matière organique présente dans les sédiments et caractériser son origine (allochtone ou autochtone).

Tableau 1-5: Tableau récapitulatif des analyses réalisées sur les carottes MOCOSED 2010 durant cette thèse.

Méthode \ Carotte	Photos	XRF	rX	Granulométrie	Leco	$\delta^{13}C_{org}$	Rock-Eval ***	Biomarqueurs **	Palynofaciès	DIRX *
KC01	O	O	O	O	O	O	N	qq	qq	O
KC02	O	O	O	O	O	O	N	N	N	N
KC09	O	N	O	O	O	O	O	N	N	N
KC10	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O
KC11	O	O	O	O	O	O	O	qq	qq	N
KC13	O	O	O	O	O	O	O	qq	qq	N
KC14	O	N	O	O	O	O	O	N	N	N
KC16	O	O	O	O	O	O	N	qq	qq	qq
KC17	N	N	N	O	N	N	N	N	N	N
KC18	O	O	O	O	O	O	N	qq	qq	O
KC19	O	O	O	O	N	N	N	N	N	N
KC21	O	O	O	O	O	O	N	qq	qq	qq

O : Analyses effectuées sur un nombre important d'échantillons  
 qq : Analyses effectuées pour un nombre restreint d'échantillons  
 N : Analyse non effectuée



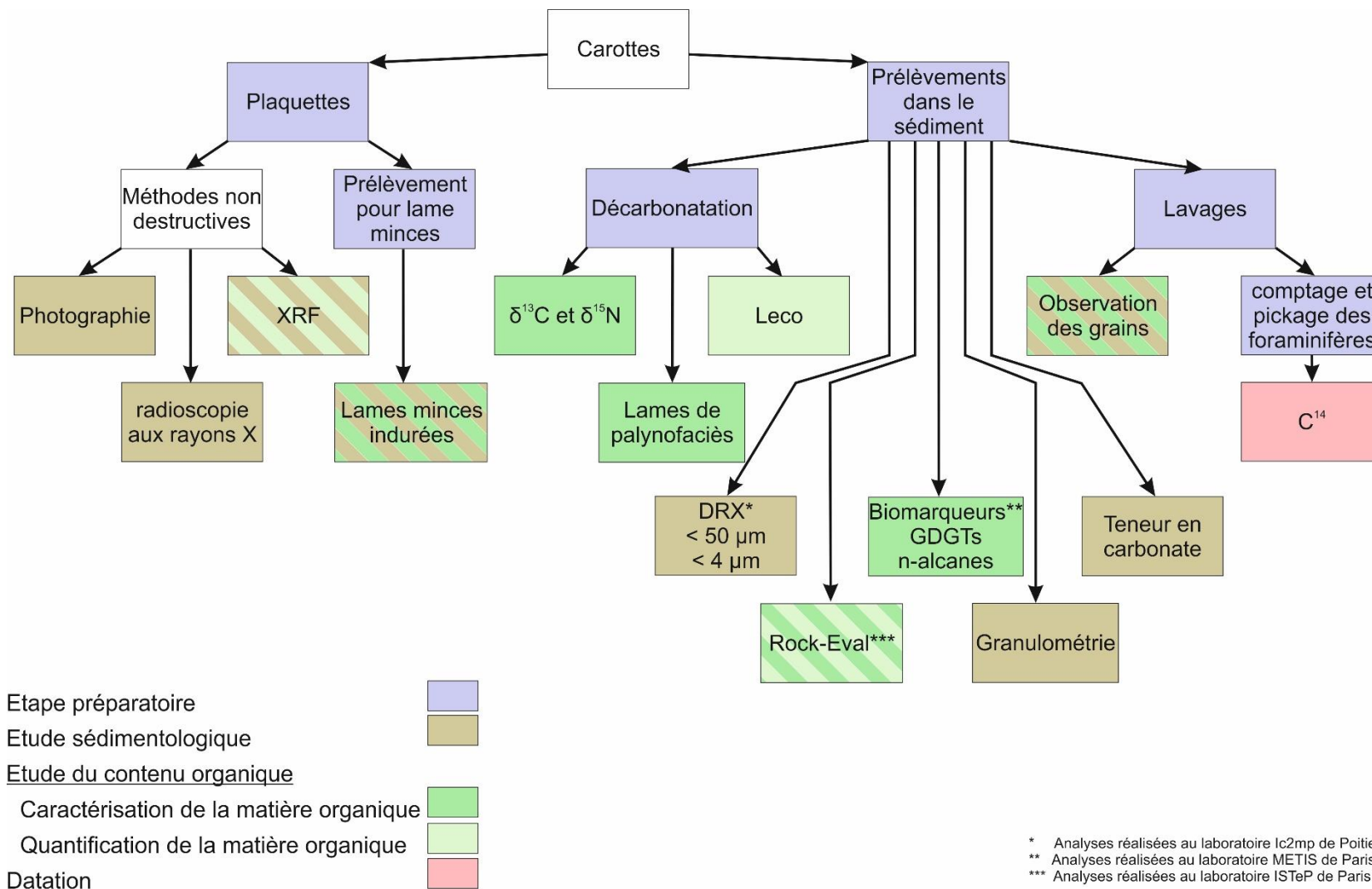


Figure 1-30 : Résumé des différentes méthodes analytiques employées sur les carottes MOCOSED 2010 et objectif de chacune des méthodes.

### III.3.1.a Rappels sur les méthodes d'analyses sédimentaires

#### ***Les méthodes non destructives***

Après ouverture des carottes, des plaquettes de 1 cm d'épaisseur sont réalisées sur les différents tronçons. Ces plaquettes ont subi ensuite trois types de traitements non destructifs : la photographie, la radioscopie rX, le passage sur un banc d'analyse de fluorescence des rayons X (XRF core scanner Avaatech).

#### *Photographie*

Les plaquettes sont photographiées à l'aide d'un appareil photo numérique sous un éclairage contrôlé afin que les différentes variations de couleurs soient comparables d'un cliché à l'autre. Les reconstitutions des tronçons sont réalisées à l'aide du logiciel de dessin CorelDraw. Ces photographies mettent en évidence des différences de teintes pouvant exprimer des variations minéralogiques et granulométriques.

#### *Radiographie rX/ Scopix*

La procédure de radioscopie rX et de traitement d'images, SCOPIX, a été développée à l'Université Bordeaux 1. Elle allie la technique classique de radiographie avec de nouvelles méthodes de numérisation d'images (Migeon et al., 1998). La radioscopie rX des plaquettes permet d'accéder aux variations internes de densité du sédiment et révèle ainsi leurs structures internes, qu'elles soient d'origine dynamique ou biologique. Cette méthode est particulièrement utile dans l'étude des sédiments fins pour lesquels la description visuelle n'est parfois pas suffisante pour détecter les hétérogénéités.

#### *Caractérisation géochimique par XRF (XRF core scanner Avaatech)*

L'analyse par fluorescence des rayons X permet d'obtenir la composition semi-quantitative des sédiments en éléments majeurs (Si, Al, Ti, Ca ...) et mineurs (Zr, Sr, Ba...). Afin d'obtenir la concentration absolue d'un élément, une calibration via une technique quantitative est nécessaire. L'utilisation de rapports élémentaires est souvent préférée à l'exploitation des variations directes des éléments afin de voir de potentiels enrichissements de certains éléments par rapport à d'autres. De plus, la méthode XRF core scanner est sensible aux variations en teneur d'eau et en granularité du sédiment. C'est pour cela que les éléments sont reportés au nombre total de coups afin de se prémunir face aux problèmes de dilution du signal. Les plaquettes ont été passées à une énergie de 10 et 30 kV avec un pas d'analyse centimétrique. L'intensité la plus faible (10 kV) permet d'obtenir les éléments majeurs légers comme Al, Si, Ca, Ti et Fe. L'intensité la plus forte (30

kV) permet d'obtenir les éléments traces plus lourds comme par exemple le Zr ou le Sr (Richter et al., 2006).

Plusieurs rapports d'éléments ont été utilisés dans le cadre de cette étude, notamment pour déterminer les variations des apports terrigènes versus biogènes (Ti+Al/Ca+Sr) ou encore les variations d'intensité du transport (Ti/Al, Zr/Al) ou d'altération chimique (K/Al). Les variations du brome (Br) sur l'ensemble des autres éléments permettent quant à elles de suivre les fluctuations en matière organique.

## ***Les méthodes destructives***

### *Teneur en carbonates de calcium*

Les teneurs en carbonates ( $\text{CaCO}_3$ ) ont été mesurées à l'aide d'un calcimètre Bernard. Une petite quantité de sédiment broyé est attaquée par une dose d'acide chlorhydrique à 50%, à température ambiante. L'action de l'acide sur les carbonates provoque le dégagement de  $\text{CO}_2$ . Le volume de gaz dégagé est par la suite mesuré grâce au déplacement d'un volume d'eau dans une colonne graduée puis ramené à une teneur en carbonates après correction de la température. Les valeurs de carbonates de calcium ainsi obtenues ont ensuite servi à calibrer et à caler quantitativement les courbes de Ca obtenues par fluorescence X (Figure 1-31).

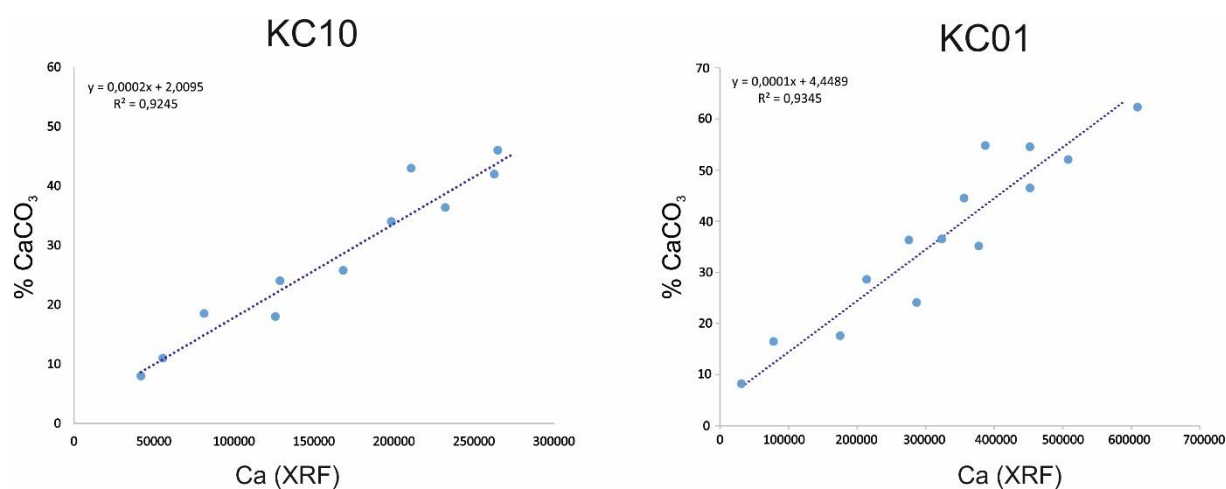


Figure 1-31: Droite de calibration entre le carbonate de calcium obtenu par calcimétrie et par XRF pour deux carottes, KC10 et KC01.

### *Granulométrie*

La mesure de la taille des grains a été effectuée à l'aide d'un granulomètre laser Malvern MASTERSIZER 2000G. Ce granulomètre utilise le principe de la diffraction laser pour mesurer la taille des particules comprises entre 0,02 et 2000  $\mu\text{m}$ .

Deux types d'échantillonnage ont été réalisés :

- **Un échantillonnage systématique** avec un pas de 10 cm, afin de suivre de manière générale la granularité des dépôts au sein de chaque carotte.
- **Un échantillonnage de détail** avec un pas de 1 à 3 cm. Cet échantillonnage a été focalisé sur des séquences de dépôt mises en évidence par les images rX ou les lames minces indurées dans les carottes.

Les mesures granulométriques utilisées par la suite correspondent aux valeurs de la médiane (D50), mais également aux teneurs respectives en argiles silt et sable en utilisant les limites définies par Wentworth, (1922).

### Lames minces sur sédiment meuble induré

Cette technique développée à l'Université Bordeaux 1, permet d'observer des événements sédimentaires avec une résolution d'ordre micrométrique (taille des grains les plus fins) venant ainsi compléter l'imagerie rX. Elle permet également d'analyser la nature des grains et leur imbrication dans les séquences sédimentaires.

### **Caractérisation des faciès sédimentaires**

La description des carottes sédimentaires de la mission MOCOSED 2010 grâce aux techniques précédemment décrites a permis de mettre en évidence des alternances de différents faciès sédimentaires. Ces faciès se distinguent les uns des autres par leur couleur, granularité, minéralogie ou encore leur teneur en carbonate. Ces différences de faciès résultent de deux facteurs principaux : le processus de dépôt et l'origine des particules sédimentaires.

Trois grands types de faciès ont pu être définis: les faciès hémipélagiques, les faciès de glissements et les faciès issus d'écoulements gravitaires. Cette partie s'attache à décrire les différents faciès et à les replacer dans les successions sédimentaires des différentes carottes, cette description en termes de faciès sédimentaires sera en effet reprise dans les chapitres suivants. Néanmoins, certaines caractéristiques des différents faciès seront développées plus en détails dans la suite du mémoire.

### Les faciès hémipélagiques

La sédimentation hémipélagique est influencée par deux processus distincts: la quantité des apports en particules terrigènes en provenance des continents et en particules biogènes issues de la productivité biologique des eaux de surface. Les variations des proportions relatives de ces deux types d'apports vont créer deux dépôts aux compositions minéralogiques différentes. Ces fluctuations sont généralement très fortement liées aux cycles climatiques du Quaternaire terminal.

#### **Le faciès hémipélagique carbonaté (H1)**

Le faciès hémipélagique carbonaté (H1) est composé de sédiments de couleur beige qui apparaissent assez sombre sur les enregistrements rX. Ce faciès a une granularité fine et la médiane granulométrique (D50) est proche de 15  $\mu\text{m}$ . La répartition granulométrique est bimodale avec un mode dominant silteux et un mode secondaire sableux traduisant la présence de foraminifères planctoniques révélés par l'observation des lames minces. La teneur en carbonate de calcium est forte, toujours supérieure à 40% et peut atteindre jusqu'à 60% de la composition globale du sédiment. Ce faciès est relativement pauvre en matière organique avec des teneurs comprises entre 0,5 % et 1 %. Ce faciès présente de très nombreuses traces de bioturbations notamment visibles sur les radioscopies rX (Figure 1-32).

### **Le faciès hémipélagique terrigène (H2 et H2')**

Le second faciès hémipélagique (H2) apparaît de couleur brun-foncé sur les photographies mais est relativement plus clair que le faciès H1 sur les radioscopies due à une plus faible teneur en carbonate de calcium (< 30 %) qui est un minéral dense. La médiane granulométrique est proche de 15  $\mu\text{m}$ , néanmoins la moindre proportion en foraminifères planctoniques se traduit pour la plupart des échantillons par une répartition unimodale de la distribution granulométrique. L'observation de lames minces montre une plus forte proportion en éléments détritiques tels que des quartz ou débris végétaux. La teneur en matière organique est élevée, comprise entre 1,5 % et 3 % (Figure 1-32).

Pour les carottes les plus proximales, ce faciès présente une plus forte teneur en sable et en silt et une très faible proportion en carbonate de calcium (< 10 %) en raison d'une quasi-absence de foraminifères benthiques et planctoniques. Ce faciès ne présente aucune bioturbation et forme des dépôts épais très homogènes. Il est noté : faciès H2'.

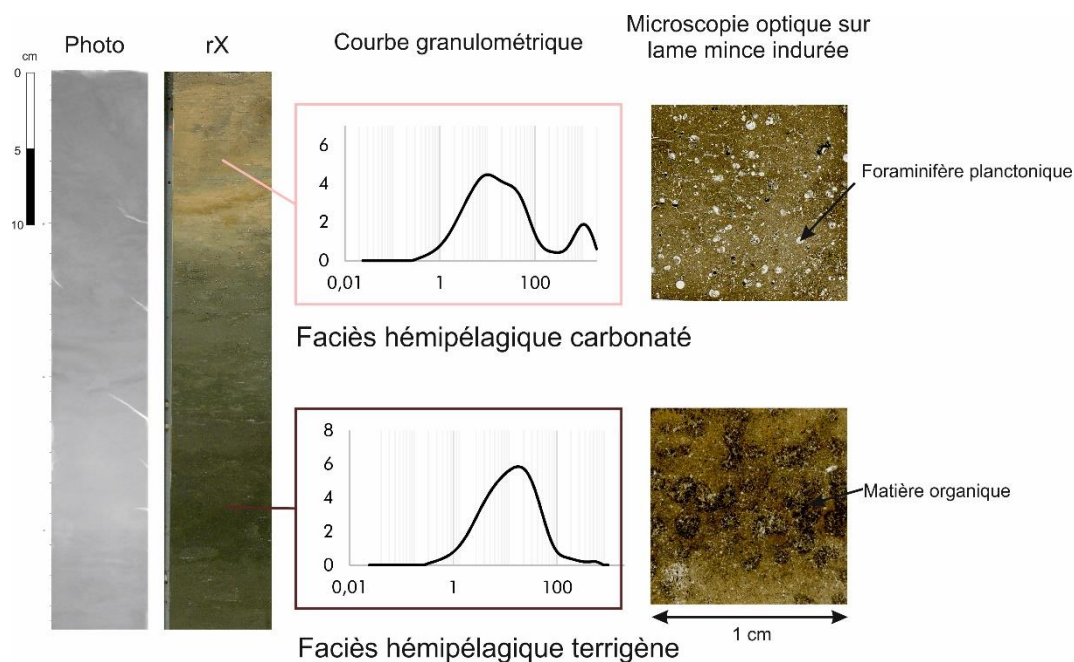


Figure 1-32: Photo, rX, distribution granulométrique et microfaciès illustrant les deux types de sédimentations hémipélagiques rencontrées sur la marge gabonaise : le faciès hémipélagique carbonaté (H1) et le faciès hémipélagique terrigène (H2). L'illustration se base sur le premier tronçon de la carotte KC01.

### Les glissements (G)

Sur les carottes KC11 et KC14, des sédiments apparaissent avec des litages visiblement très perturbés. Ils comportent notamment de forts pendages, des plissements et des fractures centimétriques dans un sédiment silto-argileux (Figure 1-33). De telles déformations ne semblent pas être liées à un artefact du carottage car elles sont surmontées par des sédiments non perturbés. Ces dépôts résultent de la rupture post-dépôt de sédiments non consolidés entraînant la formation de glissements. Dans ces ensembles, les litages initiaux sont en partie conservés. Pour les deux carottes ces glissements apparaissent d'ampleur importante puisqu'ils sont de plusieurs mètres d'épaisseur. Ce faciès est référé comme le faciès G.



Figure 1-33: Images rX des glissements présents dans les carottes KC14 et KC11.

### Les dépôts issus d'écoulements gravitaires

Les dépôts issus d'écoulements gravitaires se distinguent des sédiments hémipélagiques par leur granularité et les structures sédimentaires qu'ils contiennent. Deux types de dépôts gravitaires ont pu être décrits dans les carottes étudiées : des dépôts de turbidites silicoclastiques et des séquences gravitaires volcanoclastiques.

#### **Les dépôts turbiditiques silicoclastiques (TS)**

Les dépôts turbiditiques silicoclastiques (TS) sont essentiellement caractérisés par leur granularité, leurs structures sédimentaires et leur contenu minéralogique (cf. chapitre 5). Ici sont regroupés sous le faciès TS les dépôts sableux (sable grossier à fin), très majoritairement composés de grains de quartz bien que d'autres particules telles que des débris organiques, grains de micas ou encore glauconite entrent dans la composition de certaines séquences en proportions importantes (Figure 1-34). Ces séquences ont des épaisseurs très variables allant de plusieurs mètres (KC19) à quelques centimètres (KC10). Deux types de turbidites ont pu être décrits parmi les séquences enregistrées dans les carottes MOCOSSED 2010. Les différences entre ces deux types de séquences sont développées dans le chapitre 5.

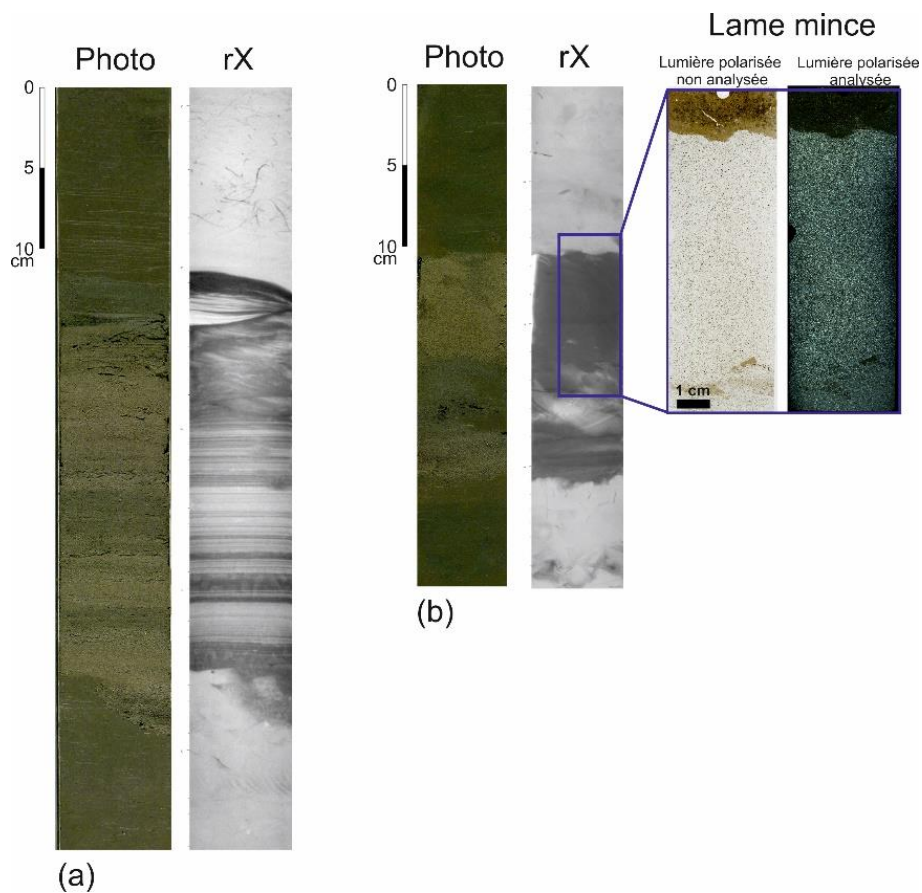


Figure 1-34: Photographies et images rX de deux séquences turbiditiques silicoclastiques. (a) Séquence enregistrée dans la carotte KC10 présentant un litage plan puis un litage oblique très marqué. (b) séquence enregistrée dans la carotte KC13 dont la plus sommitale présente un litage frustré. Les lames minces confirment les dépôts très homogènes de sable fin quartzueux bien trié.

### Dépôt gravitaires volcanoclastiques (TV)

Ces dépôts sont issus d'événements gravitaires ayant mis en mouvement des fragments de roches volcaniques. Leur structure est très proche de turbidites et débrites silicoclastiques. Seuls leur composition minéralogique spécifique et les rapports XRF de certains éléments tels que Zr et Ti permettent de les identifier. Ainsi, les lames minces réalisées dans des séquences de la base de la carotte KC01 ont pu révéler la présence de très nombreux fragments de verre volcanique anguleux signant la présence de quatre séquences volcanoclastiques (Figure 1-35). De telles séquences n'ont pas été retrouvées dans d'autres carottes.



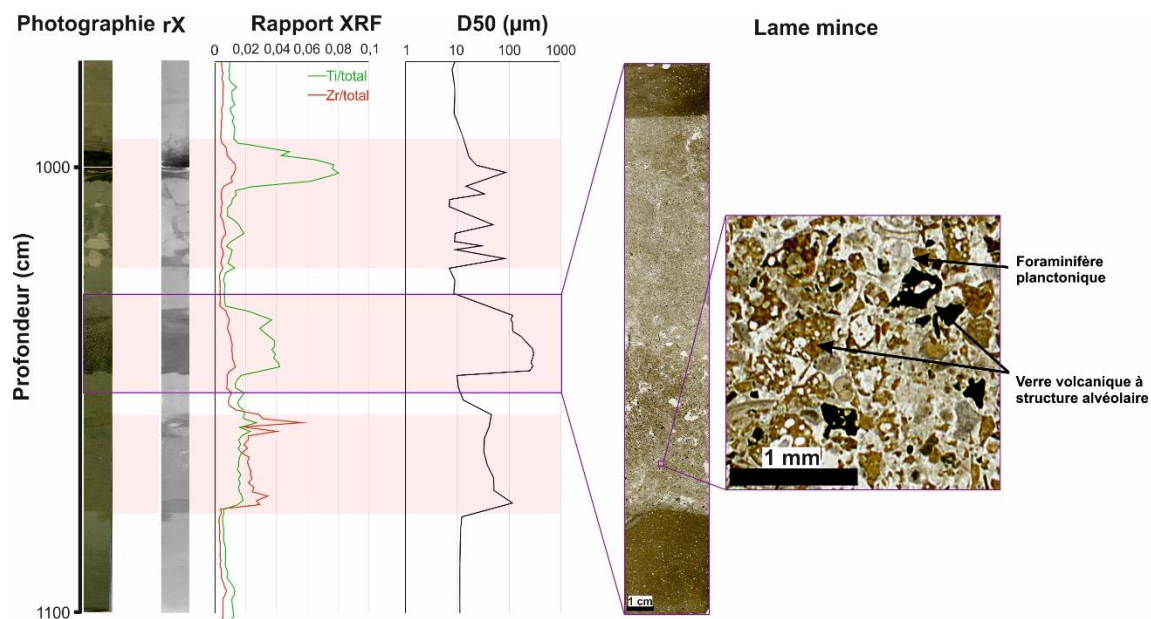


Figure 1-35: Photographie, rX, rapports XRF Ti/total et Zr/total, granularité, et lames minces montrant une séquence volcanoclastique présente à la base de la carotte KC01.

### Distribution des faciès sédimentaires

La Figure 1-36 présente la répartition des différents faciès le long des onze carottes étudiées de manière sédimentologique. Cette répartition en faciès a notamment servi à mieux interpréter les échofaciès déterminés à partir de la sismique 3.5 kHz. L'interprétation de l'alternance des faciès sera effectuée dans le Chapitre 2.

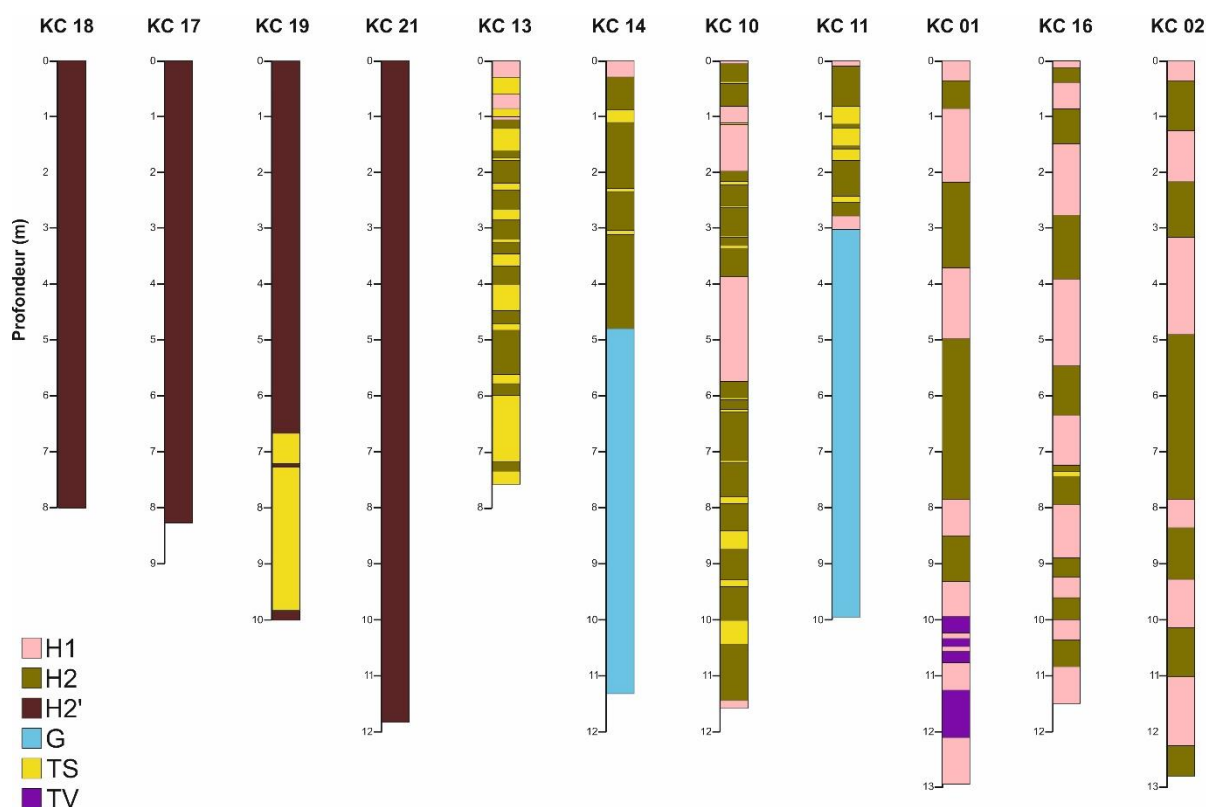


Figure 1-36: Distribution des faciès sédimentaires le long des différentes carottes étudiées durant ce travail de thèse.

### III.3.2 Méthode de datation

Plusieurs carottes sédimentaires utilisées dans ce travail ont été datées en utilisant à la fois des datations radiocarbones, des mesures de  $\delta^{18}\text{O}$  et des corrélations de signaux XRF.

#### III.3.2.a Datation radiocarbone

Les analyses radiocarbones ont été réalisées au Laboratoire de Mesure du Carbone 14 à Saclay, grâce à un accélérateur de particules AMS (Accelerator Mass Spectrometry) au Laboratoire de Mesure du  $^{14}\text{C}$ . Les datations ont été effectuées sur un mélange de foraminifères planctoniques vivant dans la partie sommitale de la colonne d'eau et prélevés dans des niveaux hémipélagiques mesurant 1 cm d'épaisseur. Les dates ont ensuite été calibrées grâce au logiciel Calib 7.1 en utilisant la courbe de calibration MARINE13 (Reimer, 2013). Un âge réservoir de 400 ans a été choisi car il correspond à une valeur moyenne de l'âge réservoir océanique.

#### III.3.2.b Analyses isotopiques

Pour la carotte KC10, le rapport isotopique de l'oxygène, exprimé sous la forme du  $\delta^{18}\text{O}$ , a été mesuré sur deux espèces de foraminifères benthiques : *Cibicides wuellerstorfi* et *Uvigerina*

*peregrina*. Ces mesures ont été effectuées sur un spectromètre de masse (MultiPrep + Optima Micromass) au laboratoire EPOC de Bordeaux. Deux espèces ont été analysées car aucune n'était présente en continu sur l'intégralité de la longueur de la carotte. Les échantillons ont été prélevés avec une résolution de 10 cm dans les intervalles hémipélagiques en évitant les zones dans lesquelles la sédimentation est perturbée à cause de dépôts gravitaires ou de bioturbations. En accord avec le travail de Duplessy et al., (1984) et Shackleton et al., (1973) un facteur de correction de + 0.64‰ a été appliqué aux mesures du  $\delta^{18}\text{O}$  obtenues sur *C. wuellerstorfi*.

### III.3.2.c Établissement du modèle d'âge

Le modèle d'âge pour la carotte KC10 a été obtenu en effectuant une corrélation entre les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères benthiques et le stack global de Lisiecki et Raymo, (2005). Le logiciel Analyseries développé par Paillard et al., (1996) a été utilisé pour déterminer visuellement seize points de contrôle sur une période de temps de 200 000 ans (Figure 1-37). Ces points de contrôles ont été choisis aux limites des différents stades isotopiques (MIS, Shackleton et Opdyke, 1973). Dans ce modèle d'âge, les turbidites ont été considérées comme des événements instantanés. Néanmoins, deux potentielles sources d'erreurs doivent être signalées. Tout d'abord, afin d'effectuer l'interpolation entre les âges des différents points de contrôle il a été nécessaire de considérer que les turbidites n'ont pas causé d'érosion. Deuxièmement, la transition supérieure entre les faciès les plus fins des dépôts turbiditiques et les dépôts hémipélagiques est parfois difficile à placer avec précision. Ces limites ont été déterminées grâce aux observations visuelles, aux mesures de granularité, aux images rX et aux signaux XRF.

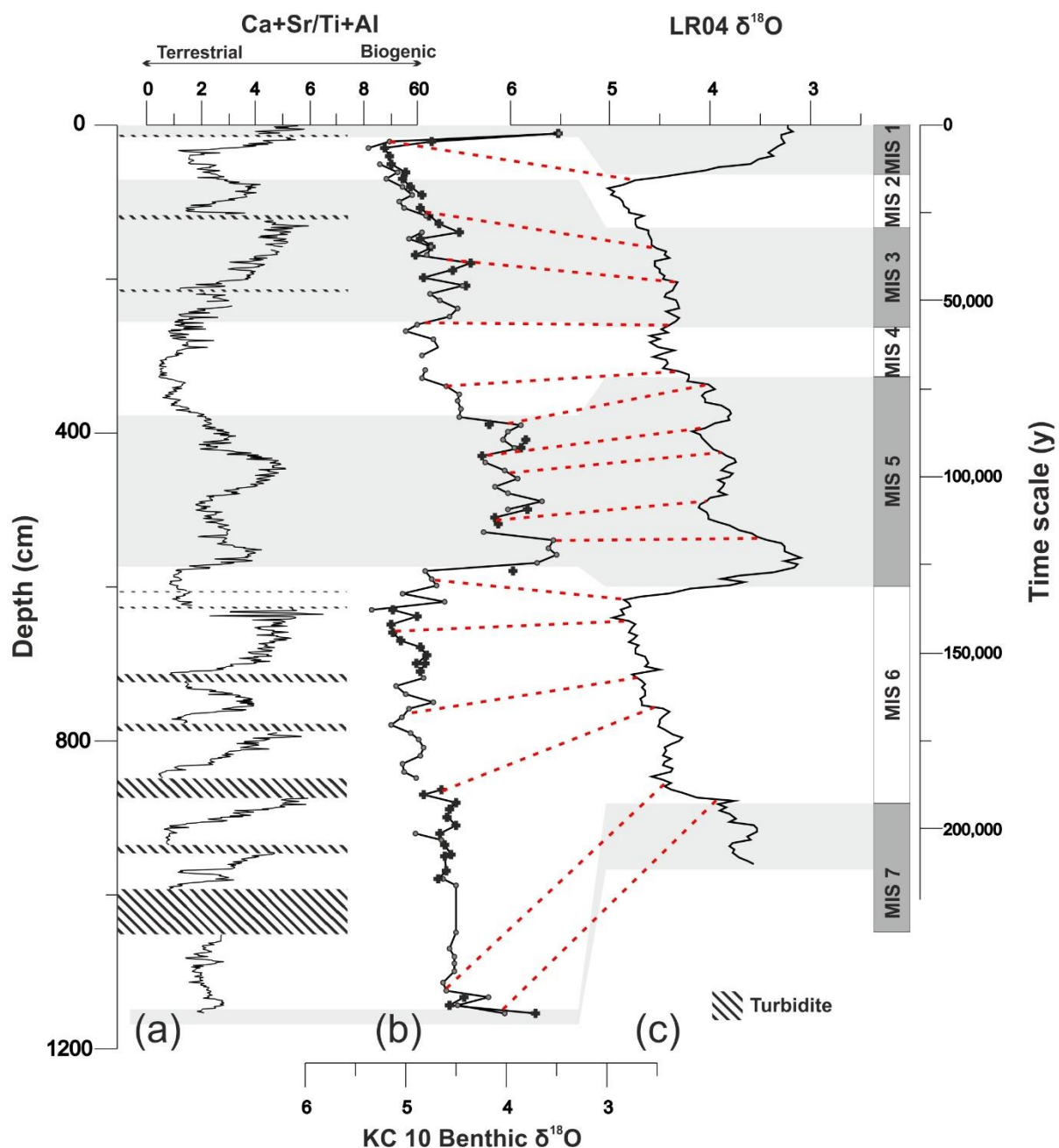


Figure 1-37: Cadre stratigraphique de la carotte KC10. (a) Rapport XRF  $Ca+Sr/Ti+Al$  mis en corrélation avec (b) l'enregistrement de  $\delta^{18}O$  fait sur les deux espèces de foraminifères benthiques : *C. wuellerstorfi* (points blancs) calibrés à *Uvigerina peregrina* (croix noires) avec un facteur de correction de  $+0.64\text{‰}$  (c) LR04  $\delta^{18}O$  stack (Lisiecki et Raymo 2005). Les différents points de contrôle sont représentés par une ligne pointillée rouge.

Pour la carotte KC10 les fluctuations du rapport  $Ca+Sr/Ti+Al$  présentent de très fortes similarités avec la courbe du  $\delta^{18}O$ . Ce rapport est en effet haut durant les périodes interglaciaires et bas durant les périodes glaciaires (Figure 1-37). Une telle alternance avait déjà été observée dans les sédiments profonds du système turbiditique du Congo (Jansen et al., 1984).

Le rapport entre les signaux XRF de  $Ca+Sr/Ti+Al$  a été utilisé pour corréler les différentes carottes en utilisant la carotte KC10 comme référence et en utilisant les datations radiocarbones

comme confirmation. Afin d'effectuer cette corrélation, les courbes XRF ont été traitées dans le but d'enlever les parties de courbes correspondant aux turbidites et ne garder que le signal hémipélagique (Figure 1-38). Il est néanmoins remarquable que les de variations  $\text{Ca}+\text{Sr}/\text{Ti}+\text{Al}$  sont inversées pour la carotte KC21. Ce rapport est en effet plus faible pour les MIS1 et MIS3 et plus fort pour le MIS2.

Cette méthode de datation a néanmoins restreint l'étude sur l'intervalle de temps des derniers 200 000 ans, c'est-à-dire des stades isotopiques marins (MIS) 1 à 6. Les carottes situées à une position plus distale que la carottes KC10 ont néanmoins enregistrées une sédimentation sur un laps de temps plus long.

La carotte la plus proximale KC18 a pu être datée grâce à deux dates  $^{14}\text{C}$  obtenues respectivement au sommet et à la base de la carotte. Ces dates montrent que le dépôt est uniquement holocène avec la base de la carotte datée à 7 134 ans BP et un taux de sédimentation calculé à  $1,12 \text{ m.kan}^{-1}$ .

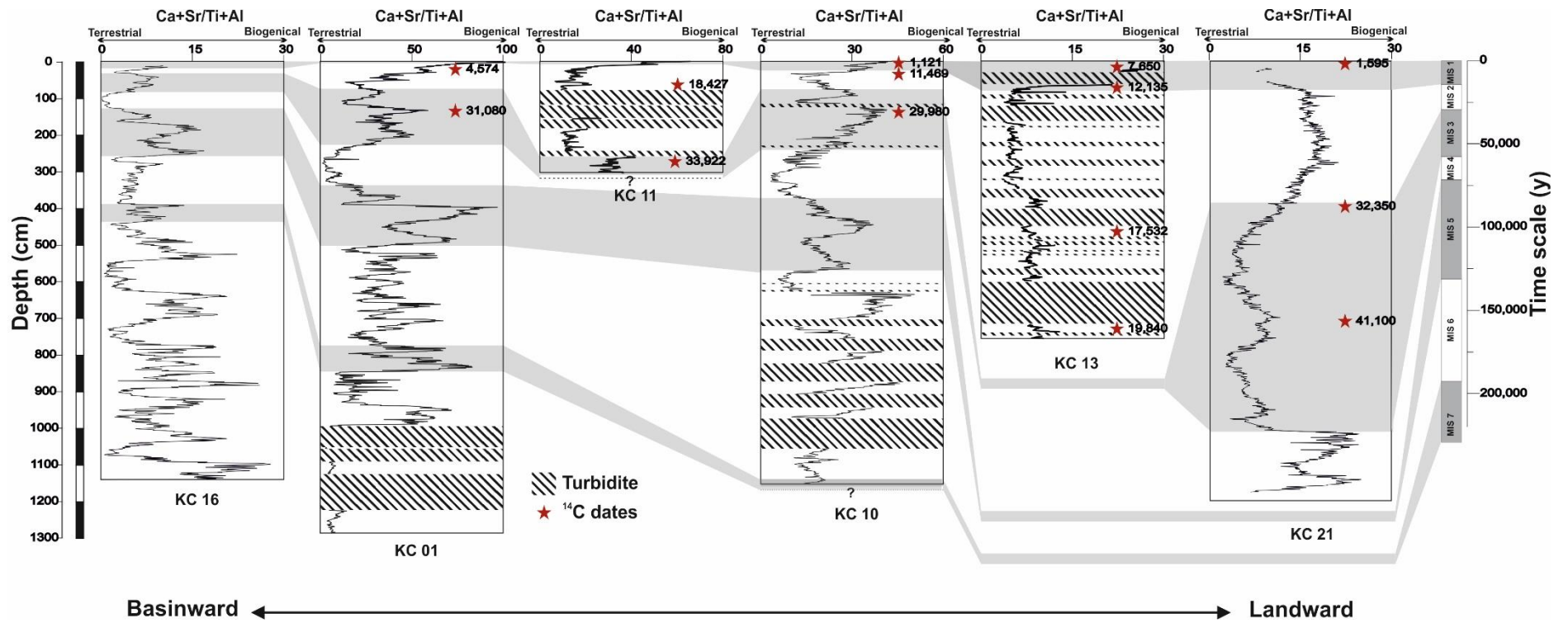


Figure 1-38: Cadre stratigraphique de six carottes étudiées basé sur la corrélation du rapport  $Ca+Sr/Ti+Al$  et de dates  $^{14}C$ .



Chapitre 2 : Morphologie,  
architecture et fonctionnement  
sédimentaire récent du système  
turbiditique de l'Ogooué





Le système turbiditique actuel de l'Ogooué prolonge de façon sous-marine le cours du 3<sup>ème</sup> fleuve le plus important de la façade ouest africaine. Ce système, bien que de taille importante puisqu'il s'étend sur la plaine abyssale sur 550 km et comporte une rampe de canyons de 70 km de long, n'a pour le moment fait l'objet que de rares études. Lors de sa thèse soutenue en 2011, L. Biscara s'est attachée à le décrire en utilisant les données de la mission OpticCongo 2005 menée par le SHOM. La couverture de ces données ne permettait néanmoins pas d'avoir une vision intégrale du système car elles se concentraient sur la partie la plus proximale englobant le plateau et la pente continentale. Les données acquises depuis, grâce à la mission MOCOSED 2010, ont permis l'obtention d'une couverture bien plus large de la zone de dépôt des sédiments de l'Ogooué.

Cette partie s'attache à présenter l'architecture actuelle du système de l'Ogooué sur la zone couverte par les deux missions du SHOM à partir d'une analyse basée essentiellement sur des données bathymétriques et acoustiques d'imagerie du fond marin (SMF Reson Seabat 7150) et des données sismiques très haute résolution (sondeur de sédiments ECHOES 3500). Dans ce chapitre les analyses sédimentologiques effectuées sur les carottes seront mises en relation avec les données acoustiques. Cette étude permet d'apporter une première vision globale de la répartition de surface des sédiments ainsi que de proposer des interprétations concernant la dynamique récente du système. La connaissance de l'architecture et de la dynamique de ce système est un prérequis aux futures analyses de la matière organique dans les dépôts sédimentaires.

## I Analyse des données bathymétriques

La zone étudiée se situe entre 4°0'0"E et 9°0'0"E de longitude et entre 0°24'0"N et 1°42'0"S de latitude (Figure 2-1). La morphologie générale de cette portion de marge passive peut être décrite par la succession classique : plateau, pente continentale, glacis continental et plaine abyssale. Chacun de ces éléments possède néanmoins une architecture spécifique qui va influencer le transfert sédimentaire du continent vers l'océan. Dans un souci de simplification, le système a été divisé en trois zones qui seront utilisées dans les descriptions (Figure 2-1). La zone proximale englobe le plateau et la pente continentale, la zone médiane – elle-même divisée en trois sous-parties – correspond au glacis et la zone distale renvoie à la plaine abyssale.

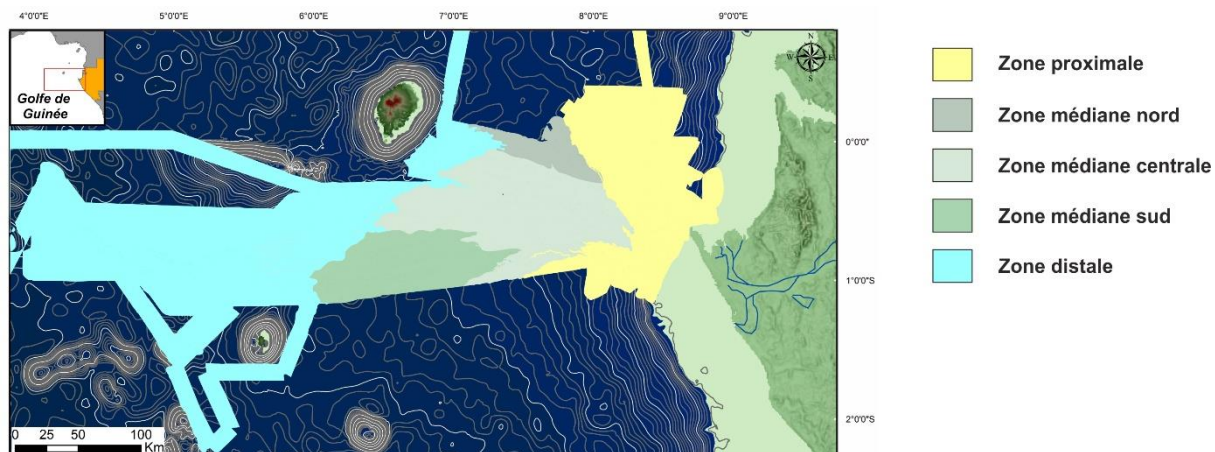


Figure 2-1: Localisation des différentes zones bathymétriques.

## I.1 La zone proximale

Le plateau continental est de largeur variable, mesurant plus de 50 km au sud de la flèche Mandji, il n'est plus que de 5 km au niveau du Cap Lopez. Ce plateau se caractérise par une pente très faible, de moins de  $0,3^\circ$  en moyenne, et est limité par l'isobathe 150 m (Figure 2-2). L'absence de relief sur le plateau serait liée à la forte activité des courants de dérive littorale qui balayent fortement cette zone (Giresse et Kouyoumontzakis, 1973). Le passage entre le plateau continental et la pente ne se fait pas de la même manière sur toute la zone considérée :

- Dans la partie sud, cette transition est très abrupte avec une rupture de pente marquée suivie d'une pente supérieure raide (pente de  $8^\circ$  à  $14^\circ$ ) jusqu'à environ 1 200 m, profondeur à partir de laquelle la pente s'adoucit pour rester stable à environ  $1,5^\circ$  jusqu'à 2 000 m de bathymétrie. La partie sud se caractérise donc par une géométrie typique de forme concave (Figure 2-2, profil A).

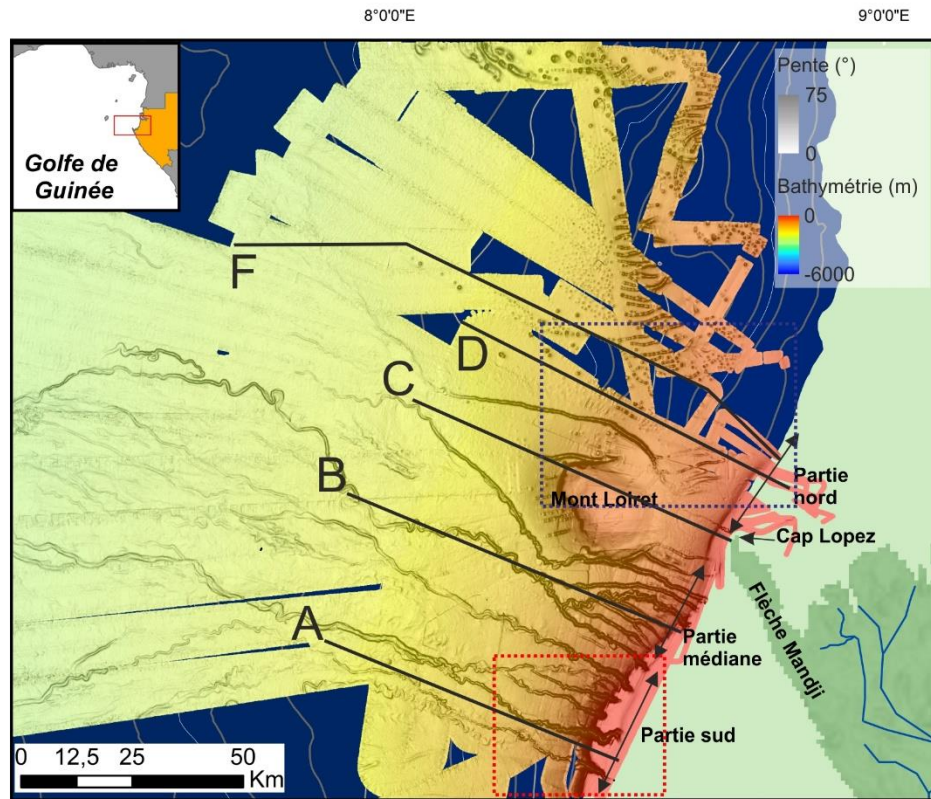
- Au niveau de la partie médiane, qui se situe juste à l'ouest de la flèche Mandji, la pente supérieure présente des valeurs de pente plus faibles et la transition avec la pente inférieure se fait à plus forte profondeur (1 500 m) (Figure 2-2, profil B).

- Le Mont Loiret, situé dans le prolongement direct de l'actuelle position de la flèche Mandji, constitue un important relief dans la partie supérieure de la pente. Il est situé à la transition entre la partie médiane et nord de la marge. Ce mont est un ancien volcan d'âge turonien dont l'activité aurait cessé au Paléocène (Reyre, 1984). Ce relief globalement circulaire mesure environ 20 km de diamètre, son flanc est présente une pente beaucoup plus douce ( $1,5^\circ$ ) que son flanc ouest qui est très marqué ( $12^\circ - 8^\circ$ ). Ce relief constitue un véritable obstacle pour les écoulements le long de la pente comme en témoigne le tracé des chenaux qui le contournent (Figure 2-2, profil C).

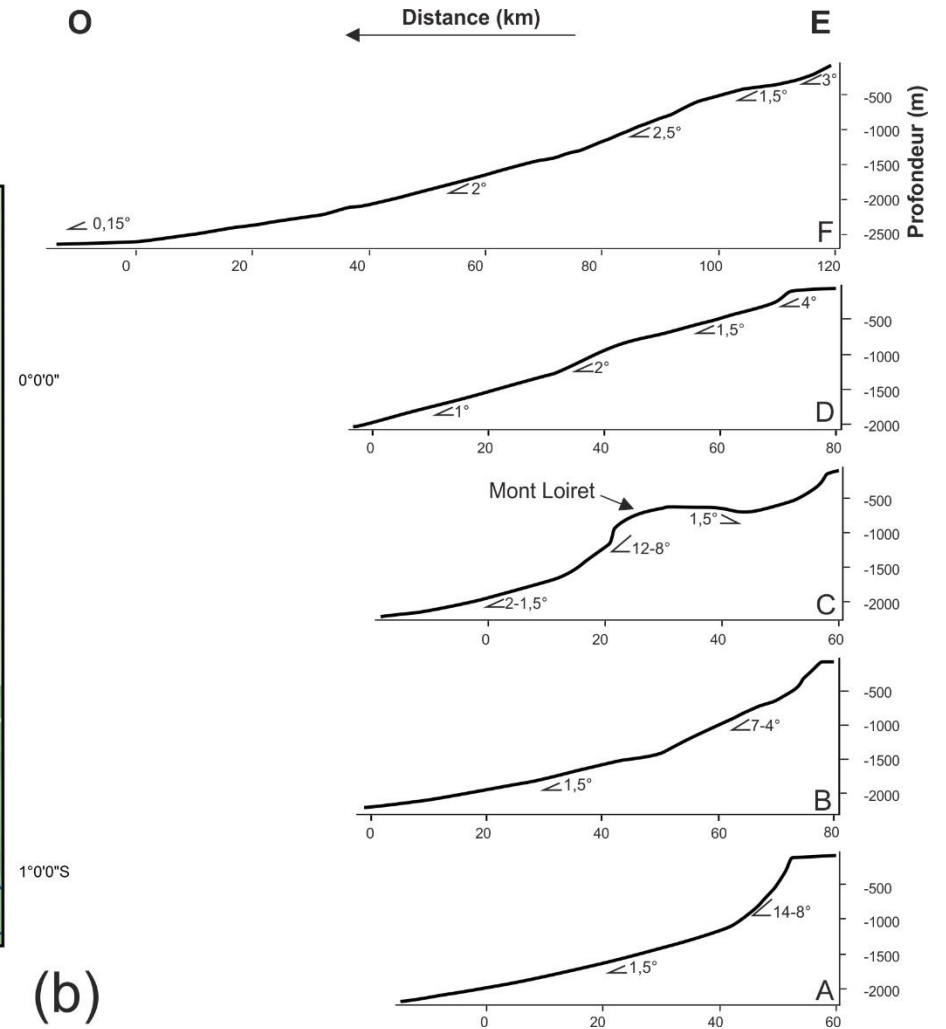
- Au nord du Mont Loiret la pente acquiert une nouvelle géométrie : elle est très forte sur quelques kilomètres avant de s'adoucir au niveau de l'isobathe 300 m. Une seconde rupture de

penne apparaît à partir de 900 m et la déclivité redevient plus forte, atteignant 2°, avant d'être nouveau devenir plus faible ~1° à partir de 1 300 m de bathymétrie (Figure 2-2, profils D et F).

Ces différents types de penne t conditionnent le transfert sédimentaire continent-océan, notamment en influençant le tracé des canyons qui entaillent cette marge.



(a)



(b)

Figure 2-2: Carte bathymétrique de la partie proximale du système turbiditique de l'Ogooué : (a) Localisation des cinq profils bathymétriques présentés en (b). Le cadre rouge est détaillé sur la Figure 2-3 et le cadre bleu sur la Figure 2-4.

Le long de la marge gabonaise, neuf canyons majeurs, de 2 à 3 km de large, incisent fortement le plateau continental jusqu'à 100 m de bathymétrie. Entre ces canyons principaux se trouve un certain nombre de canyons secondaires de plus faible largeur (700 à 500 m) et dont les têtes n'atteignent pas le bord de plate-forme (Figure 2-3). Les différences de largeur et de profondeur d'incision entre ces deux types de canyons indiquent que les canyons secondaires sont des structures moins matures que les canyons principaux.

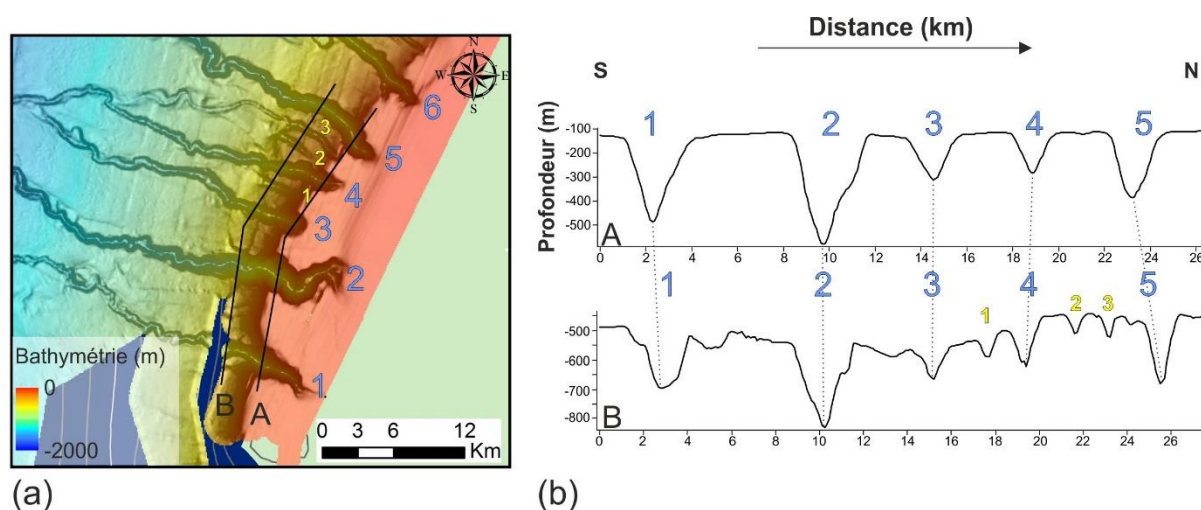


Figure 2-3: Comparaison des deux différents types de canyons de la rampe de l'Ogooué. (a) Bathymétrie de la partie méridionale de la rampe (voir localisation Figure 2-2) et (b) profils bathymétriques au niveau du bord de la plate-forme et du haut de pente.

Sur les neuf canyons principaux, six se situent dans la partie sud de la rampe (Figure 2-2). La partie médiane, quant à elle, présente un nombre plus important de canyons secondaires (sept) par rapport au nombre de canyons majeurs (trois). Cette observation suggère que l'incision de la partie médiane a débuté plus tardivement qu'au sud indiquant donc une migration vers le nord du système. De plus, il est remarquable que les canyons de la partie médiane aient un cours qui est largement dévié par le Mont Loiret notamment pour les canyons qui s'initient au plus près de la flèche Mandji (Figure 2-2).

Au niveau de la partie nord de la plate-forme, aucun canyon n'est présent. Néanmoins, des alignements de pockmarks sont notables (Figure 2-4). La géométrie méandriforme de ces alignements ne coïncide pas avec une origine tectonique des fluides (remontées le long de failles) mais suggère plutôt qu'il s'agit là d'anciennes incisions comblées par une sédimentation hémipélagique. Lors de la compaction de ces sédiments, des échappements d'eau ou de gaz biogénique peuvent se produire et vont alors créer des pockmarks alignés selon l'ancienne direction des canyons (Gay et al., 2003, 2006c, 2006a; Jobe et al., 2011). Cette hypothèse semble être confirmée par l'analyse de lignes sismiques pétrolières tirées perpendiculairement à ces alignements

et qui confirme la présence d'anciens complexes chenaux-levées enfouis sous 25 à 40 m de sédiment à l'aplomb de ces pockmarks (Biscara, 2011).

Néanmoins un ensemble de pockmarks alignés juste à l'est du Mont Loiret, semble avoir été ré-incisé de manière plus tardive. Ces incisions confluent à environ 800 m de profondeur pour former une vallée incisée de 200 m de profondeur qui se poursuit jusqu'à la partie distale du système.

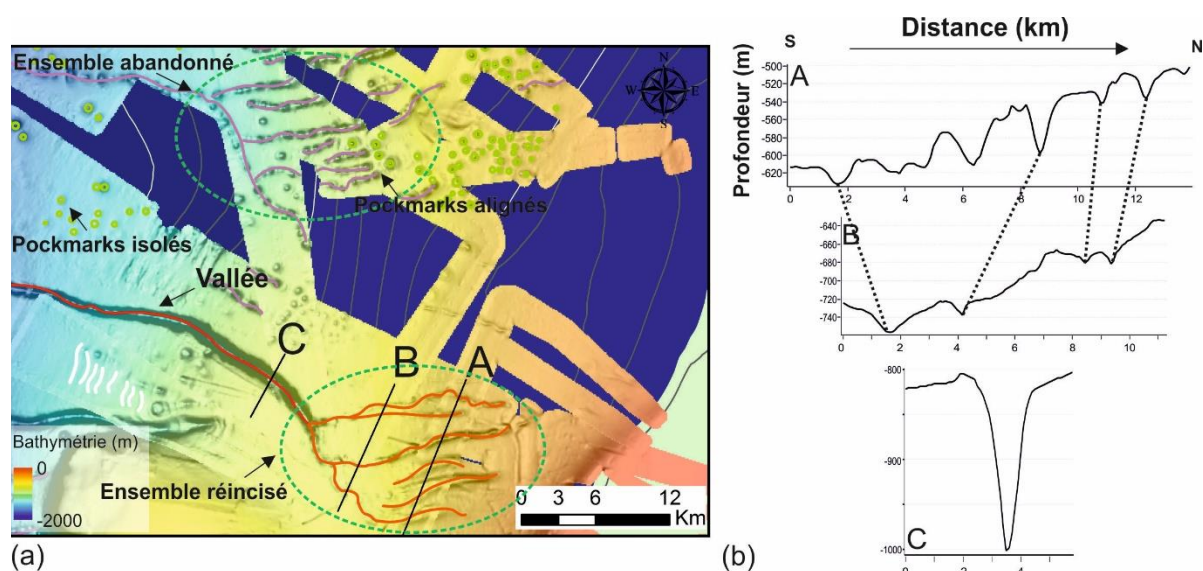


Figure 2-4: Physiographie des pockmarks présents au nord du Mont Loiret. (a) Bathymétrie et (b) profils bathymétriques montrant de l'ensemble de pockmarks ré-incisés (localisation Figure 2-2).

## 1.2 La zone médiane

### 1.2.1 Zone à chenalisation méandriforme

A la transition entre la pente supérieure et la pente inférieure (entre 800 m et 1 500 m de bathymétrie), des systèmes de chenaux-levées méandriformes apparaissent. La confluence de plusieurs canyons permet la formation de six chenaux principaux présentant de larges levées et qui se poursuivent dans la partie distale du système (Figure 2-5). Outre ces six chenaux principaux, un grand nombre de chenaux abandonnés ont pu être cartographiés sur la zone. Ces chenaux témoignent des avulsions passées.

La densité de chenaux est variable sur le glaciaire continental. Dans la partie centrale, les chenaux abandonnés sont encore bien visibles sur la bathymétrie indiquant certainement que leur abandon est relativement récent. Au contraire, dans la partie sud ces structures sont plus difficilement discernables sur les données bathymétriques (Figure 2-5). On peut supposer que le processus de comblement de ces structures est plus avancé et donc que l'abandon des chenaux est plus ancien.

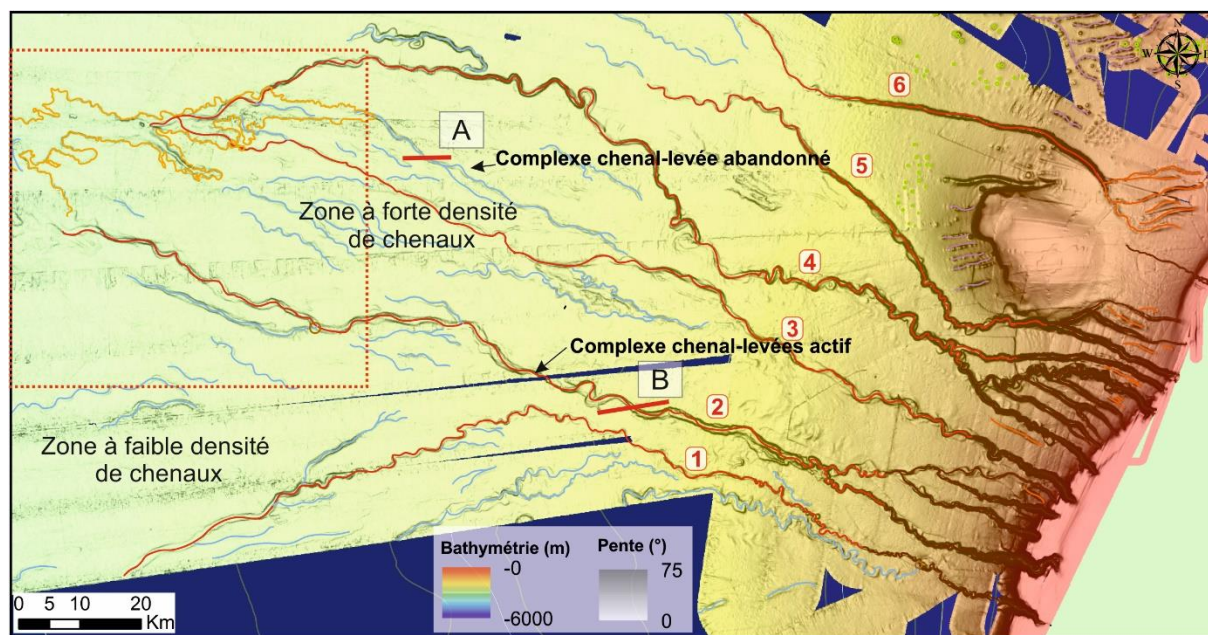


Figure 2-5 : Bathymétrie de la partie médiane du système présentant les six chenaux principaux (rouges) caractérisés par de larges levées ainsi que les différentes traces de chenaux abandonnés (bleus). Les lignes A et B sont présentées sur la Figure 2-17 et le cadre rouge est montré sur la Figure 2-6.

### 1.2.2 Vallée distale

A environ 3 000 m de profondeur trois complexes chenaux-levées (chenaux 2, 3 et 4 de la Figure 2-5) confluent pour former une très large vallée distale (Figure 2-6). Celle-ci mesure plus de 140 km de long ; son orientation d'abord est-ouest passe à nord-est/sud-ouest du fait de deux obstacles topographiques importants : l'île de Sao-Tomé au nord et un important mont sous-marin à l'ouest. La partie amont de la vallée, qui peut atteindre 7 km de large et 70 m de profondeur, présente sur ses bords des loupes d'arrachement, indiquant la présence de glissements, ainsi que des incisions internes en son centre (Figure 2-6, B). La partie aval, moins large (3 km) et moins profonde (40 m), est quant à elle, beaucoup plus rectiligne et présente des bords nets (Figure 2-6, A).



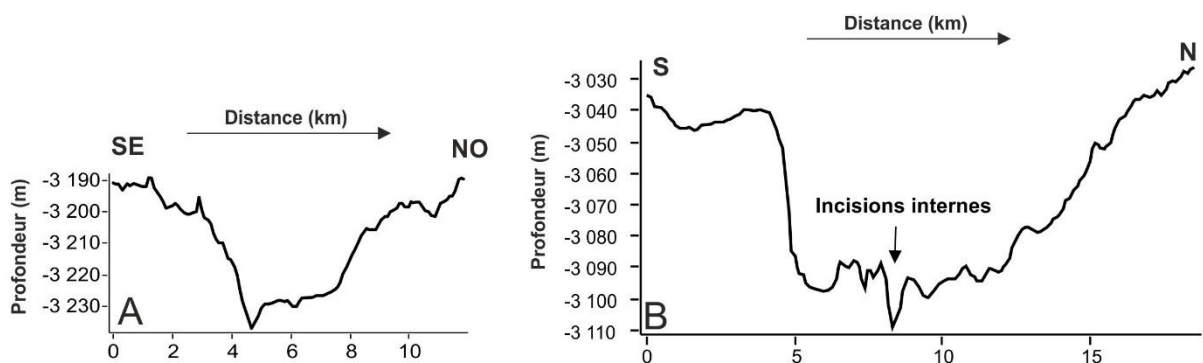
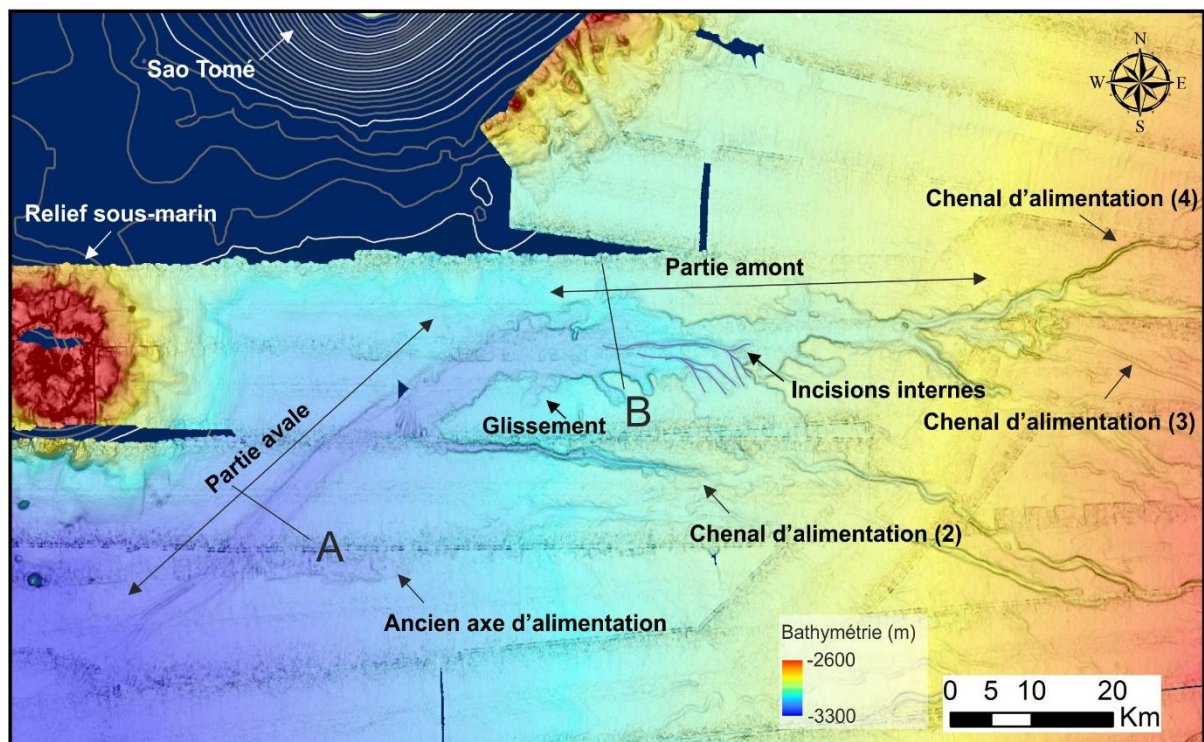


Figure 2-6: Carte bathymétrique présentant la vallée distale ainsi que deux coupes bathymétriques de la partie aval et amont de la vallée.

### 1.3 La zone distale

A partir du débouché de cette vallée plus aucune structure bathymétrique n'est discernable sur le fond marin. La plaine abyssale apparaît comme très plate avec une pente inférieure à  $0,5^\circ$ .

L'ensemble des éléments architecturaux du système turbiditique de l'Ogooué observables sur les données de bathymétrie sont résumés sur la Figure 2-7.

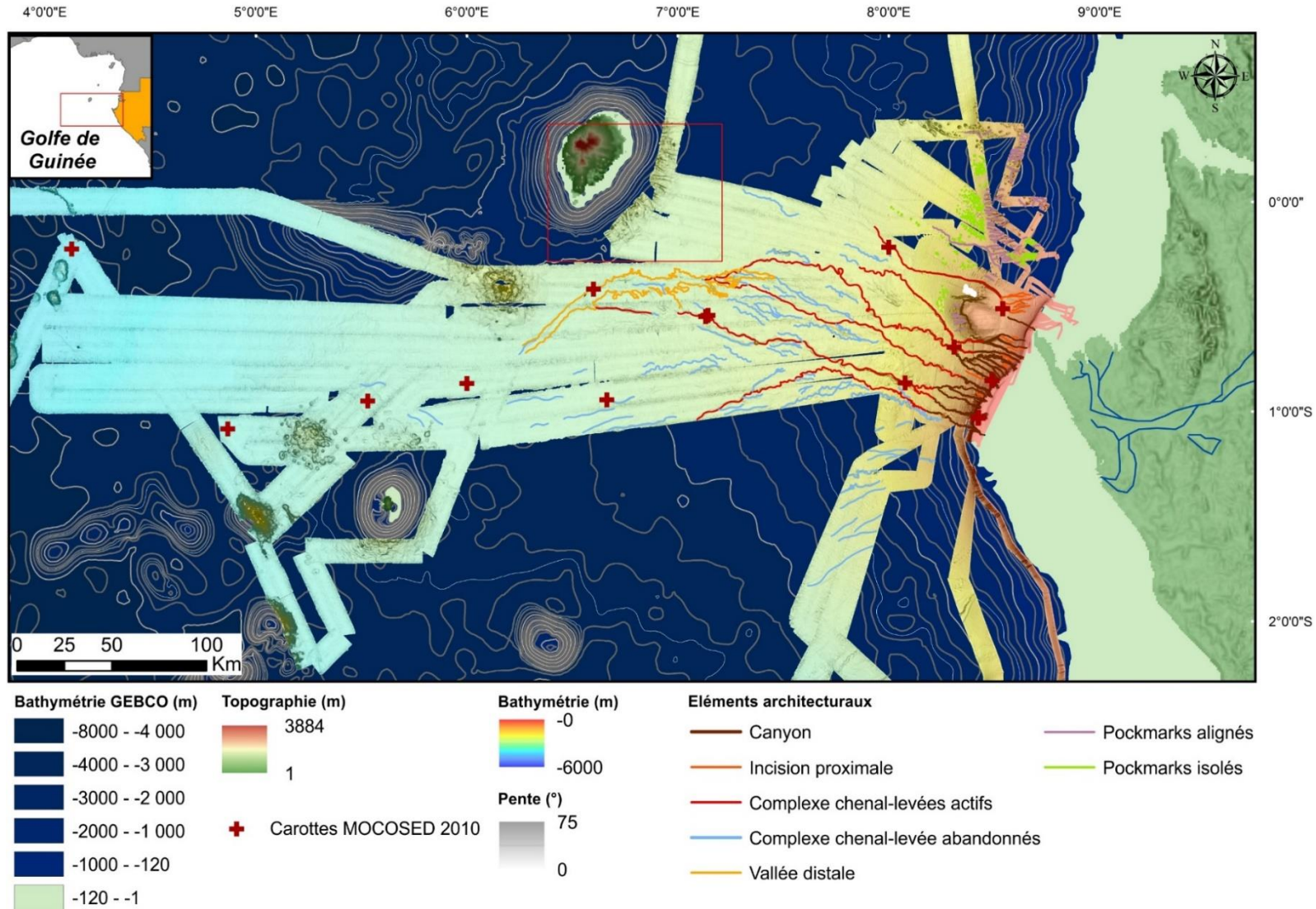


Figure 2-7 : Carte bathymétrique de la zone d'étude présentant les différents éléments architecturaux du système turbiditique que l'Ogooué. Le cadre rouge est détaillé Figure 2-15.

## II Répartition sédimentaire récente par cartographie acoustique

### II.1 Analyse des faciès acoustiques

L'imagerie acoustique enregistre le contraste entre les propriétés acoustiques de la colonne d'eau et le fond marin. Ces propriétés sont elles-mêmes dépendantes de la lithologie, granularité et état de compaction du fond marin. L'analyse des données issues du sondeur multifaisceaux a permis l'établissement d'une carte de faciès acoustiques de 100 m de résolution (Figure 2-8). Quatre niveaux de réflectivité, très forte (A), forte (B), moyenne (C) et faible (D), ont été différenciés pour décrire les faciès auxquels se surimposent potentiellement un motif panaché (ex : B.1). Un faciès de réflectivité très hétérogène (E) a également été ajouté à la classification (Figure 2-9).

Ces informations acoustiques sur la nature sédimentaire des fonds marins ont ensuite été calibrées avec les données lithologiques ponctuelles issues de l'étude des sédiments superficiels (20 premiers cm) des carottes de la mission MOCOSED 2010 (Figure 2-8). Ces analyses permettent de mieux comprendre la répartition des sédiments de surface et de proposer des interprétations préliminaires sur la dynamique et les processus sédimentaires récents.

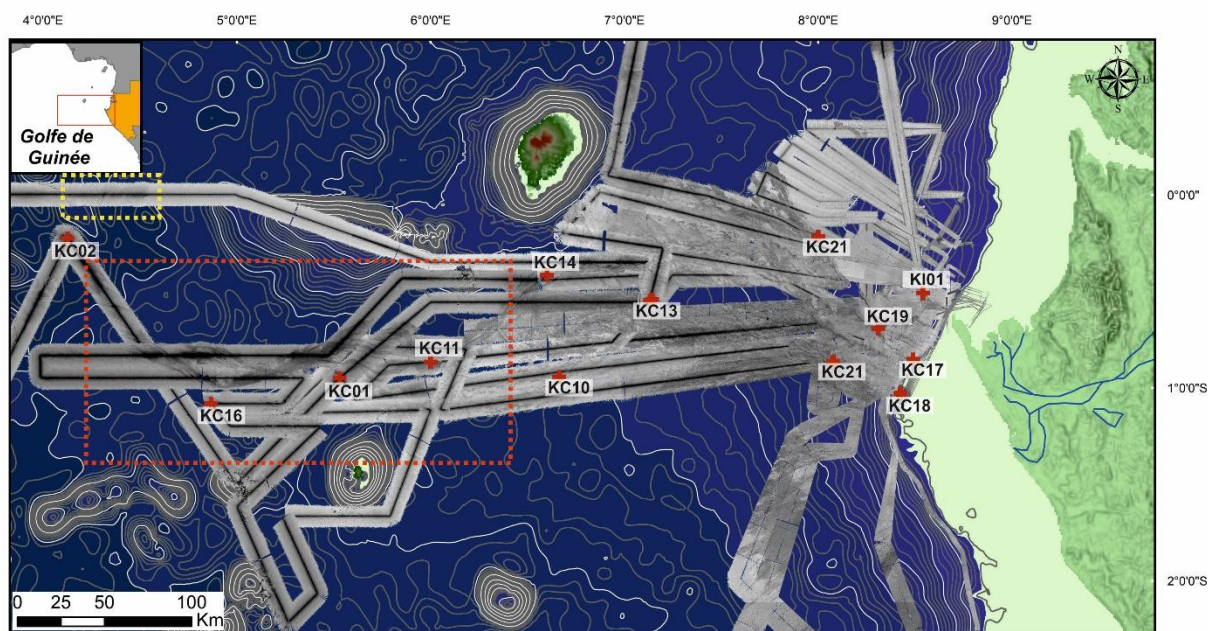


Figure 2-8: Réflectivité du fond marin sur la zone d'étude et localisation des prélèvements ayant servi à la calibration des faciès acoustiques. Le rectangle rouge est détaillé Figure 2-10 et le cadre jaune sur la Figure 2-16.

### **II.1.1 Répartition des faciès acoustiques**

Le faciès de très forte réflectivité (A) se retrouve à plusieurs endroits de la zone d'étude (Figure 2-11). Les fonds des différents canyons dans la partie proximale présentent ainsi des réflectivités très fortes de même que le fond des ravines présentes sur la pente orientale de l'île de Sao Tomé. Dans la partie médiane du système, au pied de la pente nord, une zone en forme d'éventail ouvert vers l'est apparaît avec une réflectivité très forte. Cette zone comprend également des patches de réflectivité faible globalement orientés nord-ouest/sud-est. Enfin, des linéations de très forte réflectivité se retrouvent dans la partie la plus distale du système en continuité avec le débouché de la vallée distale (Figure 2-10). Globalement orientées est-ouest, ces linéations s'étendent jusqu'à 530 km au large.

Le faciès de forte réflectivité (B) occupe tout le plateau continental jusqu'à l'isobathe 150 m. Il apparaît également sous forme de patches allongés qui suivent le tracé des chenaux et paléo-chenaux vus sur les données bathymétriques dans toute la partie médiane du système. La réflectivité est également forte dans la vallée distale ainsi que sur une langue qui se prolonge vers l'ouest sur plus de 250 km après son débouché. Le faciès B.1 ne se retrouve qu'à un seul endroit de la zone, au sud de l'éventail de très forte réflectivité dans la partie nord du système.

Les réflectivités moyennes sont présentes sur toute la partie médiane du système à partir de la transition canyons/systèmes chenaux-levées jusqu'au débouché de la vallée distale. La partie médiane sud est néanmoins est caractérisée par le faciès C.1 dans lequel des patches de faciès C et d'orientation est-ouest sont présents (Figure 2-11).

Le faciès correspondant à une faible réflectivité (D) acoustique est présent sur deux larges zones. Il est présent sur toute la pente et recouvre également l'intégralité de la zone nord-est du système, au nord du Mont Loiret. Le faciès D caractérise aussi les parties les plus distales du système au-delà de 3 500 m de bathymétrie.

Le faciès très hétérogène (E) forme des taches globalement circulaires dans la partie distale de la zone d'étude. Il est également présent aux abords de l'île de Principe. Ce faciès semble lié à un fond marin très irrégulier.

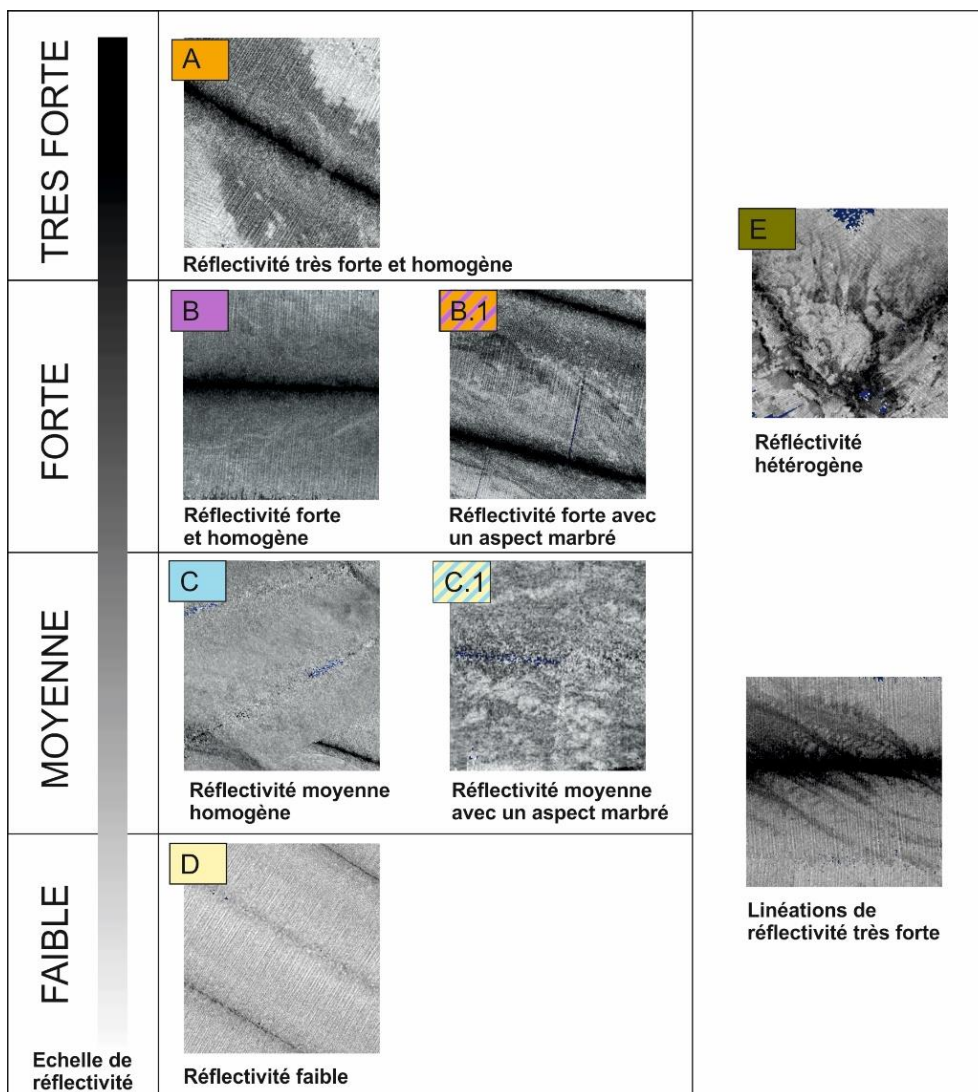


Figure 2-9: Réflectivité de la zone d'étude et classification des faciès d'imagerie acoustique.

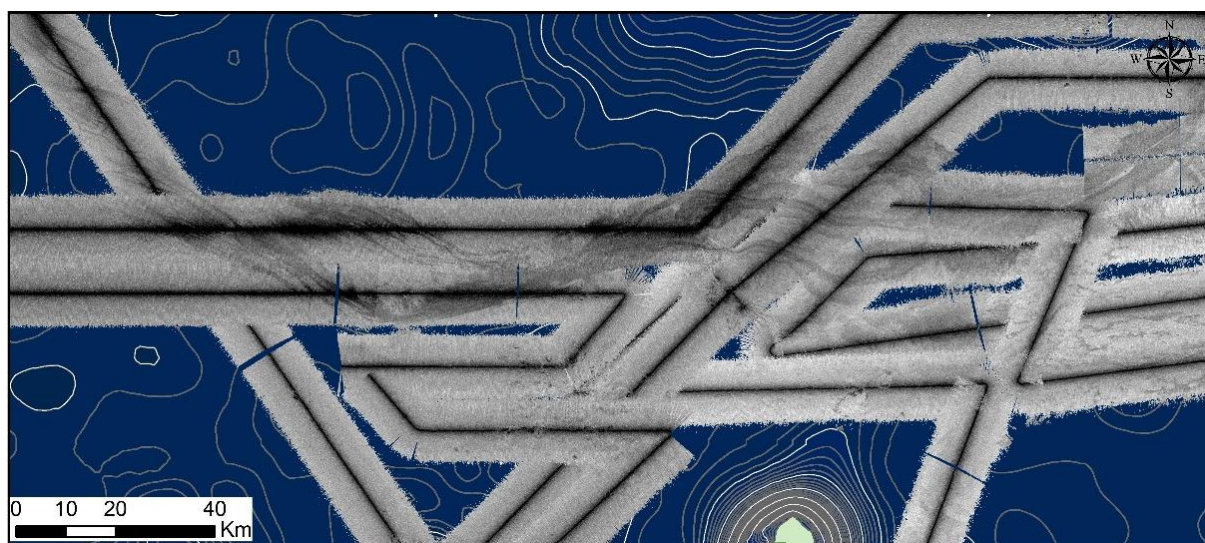


Figure 2-10 : Détail de la réflectivité de la partie la plus distale de la zone d'étude présentant des linéations de très forte réflectivité. Voir Figure 2-8 pour la localisation.

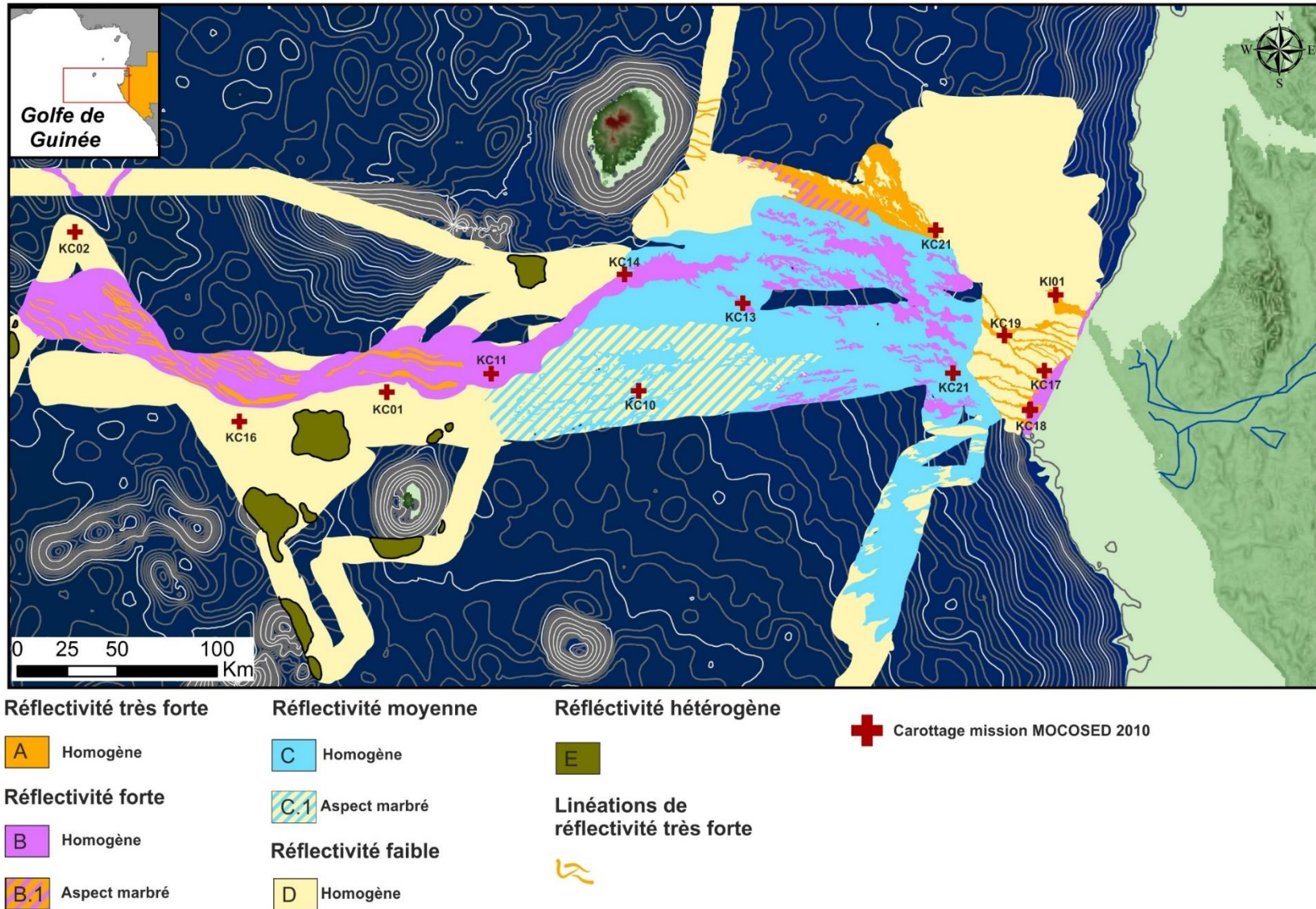


Figure 2-11: Cartographie de l'imagerie acoustique.

### **II.1.2 Calibration des données de réflectivité**

L'interprétation des données acoustiques de surface repose globalement sur le principe que les sédiments fins (argileux) sont considérés comme plus absorbants pour les ondes acoustiques comparativement aux sédiments grossiers (sableux). Néanmoins, d'autres paramètres doivent également être pris en compte lors de l'interprétation de données de réflectivité tels que l'hétérogénéité du sédiment, sa lithologie, son état d'induration, sa teneur en eau ou encore la rugosité du fond marin (Unterseh, 1999). Ainsi, afin de calibrer les différents faciès de réflectivité, la composition et la granularité des 20 premiers cm des différentes carottes ont été étudiées (Tableau 2-1). Il est notable qu'aucune variation d'induration n'a été remarquée entre les différentes carottes, tous les sédiments étant très meubles.

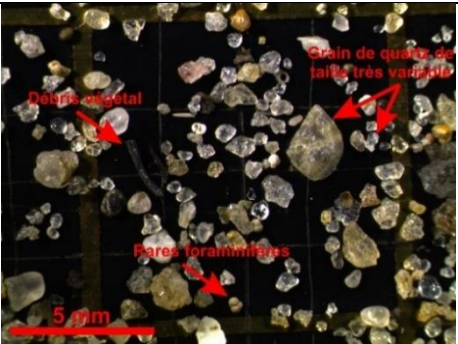
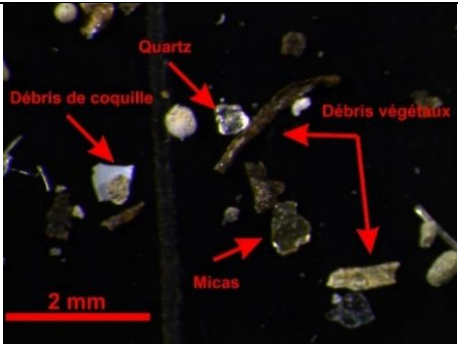
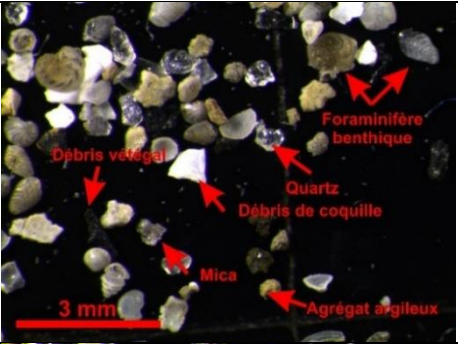
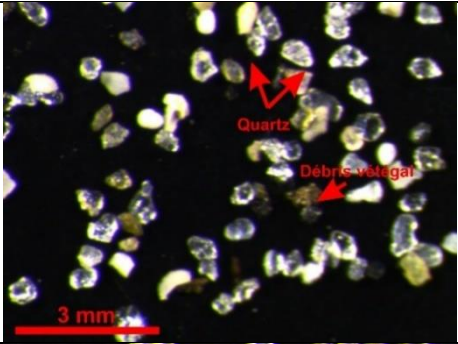
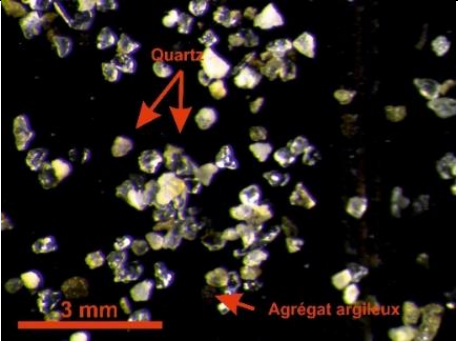
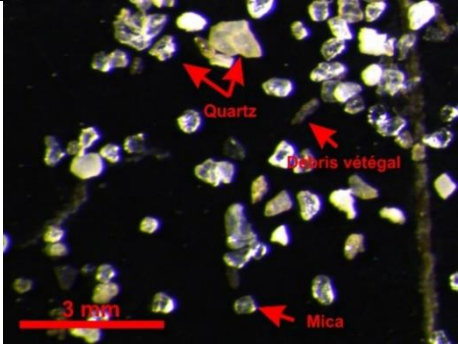
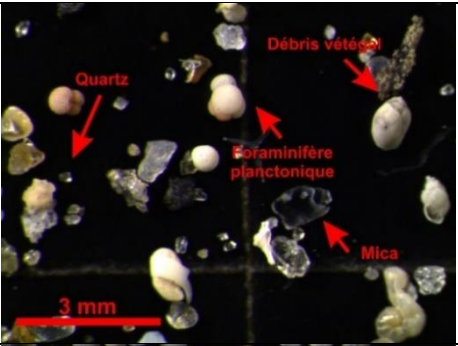
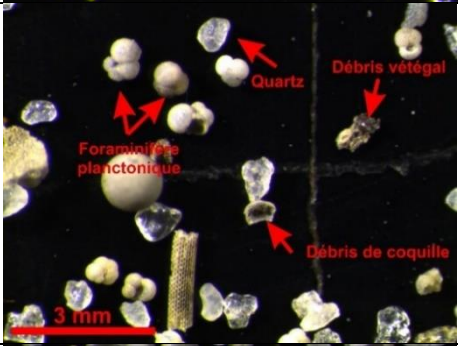
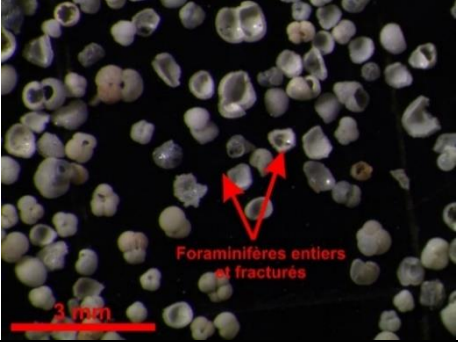
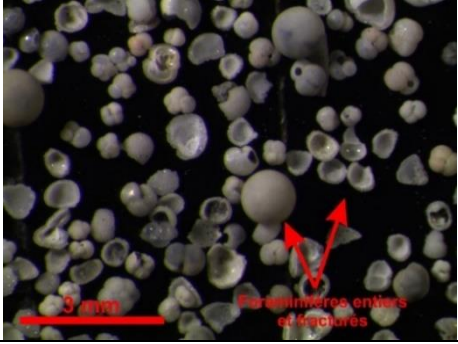
Le faciès de très forte réflectivité (A) a été échantillonné en quatre endroits du système. Pour deux échantillons (KC21 et KI01) (Tableau 2-1), il correspond à des dépôts silto-sableux. Pour les deux autres prélèvements (KC17 et KC19), il correspond au contraire à un silt très bien trié. Ces deux derniers échantillons ont été prélevés sur les rebords d'un canyon (Figure 2-11). La très forte réflectivité observée dans les canyons n'est donc pas due à une granularité plus importante des dépôts, mais est certainement le résultat de la réflexion des ondes acoustiques sur les pentes très abruptes des flancs de canyons (Pickering, 2014).

Les faciès de moyenne (C et C.1) et forte (B) réflectivités correspondent à des silts sableux. Les différences lithologiques entre ces différents faciès sont ténues. Le faciès B correspond à un silt légèrement plus sableux que les faciès C. Le faciès C.1 apparaît lui-même comme moins sableux que le faciès C. Néanmoins, les faciès C (KC09) et C.1 (KC10) n'ayant été échantillonnés qu'en un seul point chacun, ces constatations sont à considérer avec une certaine réserve.

Dans le cas de l'étude du système turbiditique de l'Ogooué, le faciès de faible réflectivité (D) a été échantillonné dans deux zones distinctes. Au niveau de la pente continentale il correspond à des sédiments silteux bien triés contenant très peu de carbonate. Ces échantillons sont semblables à ceux récoltés dans les canyons (KC17 et KC19). Dans la partie distale les faibles réflectivités correspondent à un sédiment silteux avec une forte teneur en sable due à la présence de nombreux foraminifères (KC16 et KC01).

Enfin le faciès à réflectivité hétérogène (E) n'a pas été échantillonné. Cette forte hétérogénéité peut être soit liée à des sédiments à la granularité très variable soit au relief irrégulier du fond marin.

*Tableau 2-1 : (page suivante) Classe granulométrique et composition de la fraction sableuse des 20 premiers cm des différentes carottes MOCOSSED 2010.*

Carotte	Classe granulométrique (%)			Description	Faciès	Composition de la phase sableuse	Carotte	Classe granulométrique (%)			Description	Faciès	Composition de la phase sableuse
	0-2	2-63	>63					0-2	2-63	>63			
KC21	3	63	34	Silt très sableux	A		KC19	7	90	3	Silt bien trié	A	
KI01	5	67	29	Silt très sableux	A	Non disponible	KC17	5	89	7	Silt bien trié	A	Non disponible
KC18	5	80	15	Silt sableux	B		KC14	6	69	25	Silt très sableux	B	
KC13	7	75	19	Silt sableux	B		KC11	7	79	14	Silt sableux	B	
KC09	8	81	11	Silt sableux	C		KC10	6	81	13	Silt sableux	C.1	
KC16	6	72	21	Silt sableux (très riche en foraminifères)	D		KC01	8	77	15	Silt sableux (très riche en foraminifères)	D	
KC02	8	65	27	Silt sableux	D	Non disponible							





## II.2 Analyse des lignes THR

Les profils de sismique THR ont été analysés selon la méthode développée par Damuth (1980, 1994) et qui a par la suite été reprise lors de nombreuses études (Habgood et al., 2003; Hanquiez et al., 2007; Loncke et al., 2009). Cette méthode consiste à analyser et classer les différents faciès acoustiques observés dans la zone d'étude puis d'utiliser cette classification afin de réaliser une cartographie de ces différents échofaciès le long des lignes sismiques.

Onze échofaciès ont été distingués sur la zone considérée sur la base de la clarté, la continuité du réflecteur de fond et des réflecteurs sous-jacents ainsi que la topographie du fond marin (Tableau 2-2, Figure 2-12). Ces onze échotypes sont organisés en cinq classes principales: (1) les échos sourds, (2) les échos transparents, (3) les échos lités continus, (4) les échos lités discontinus et (5) les échos hyperboliques (Tableau 2-2).

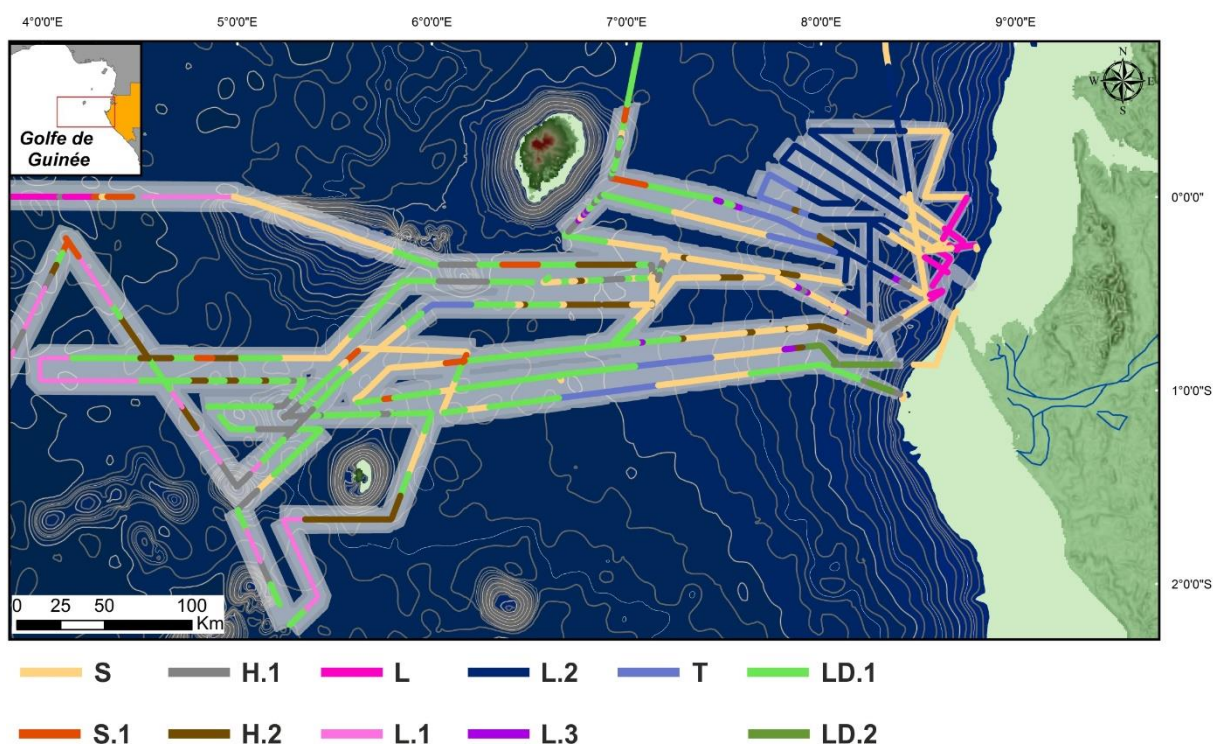
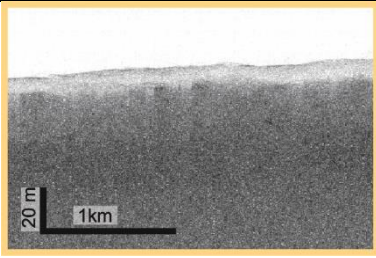
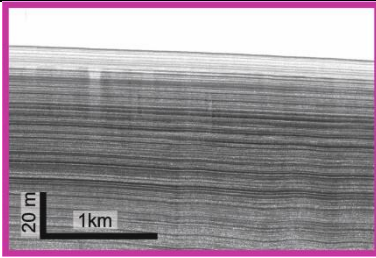
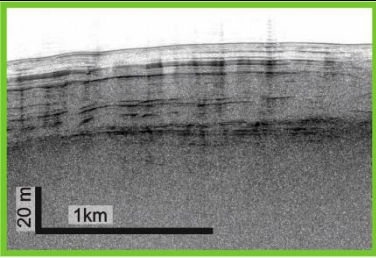
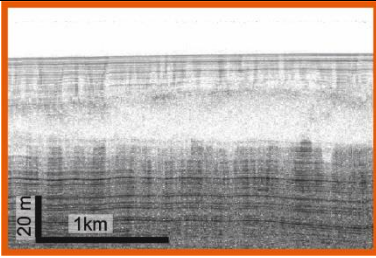
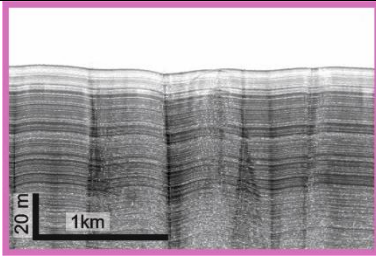
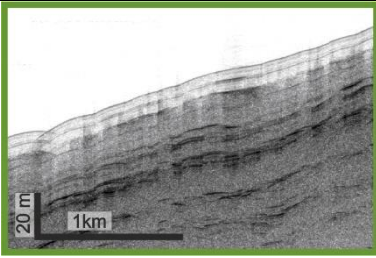
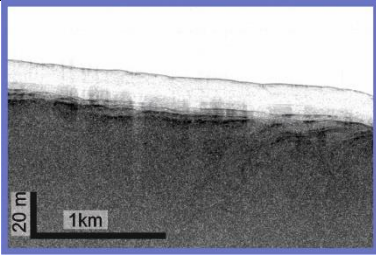
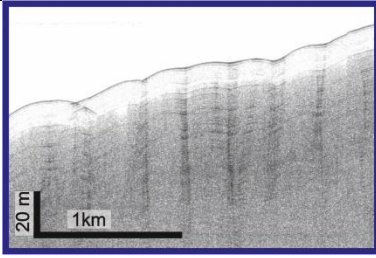
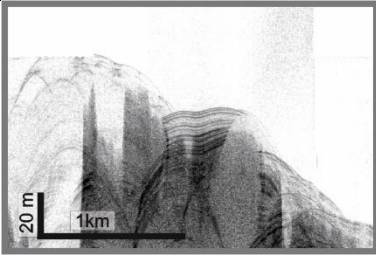
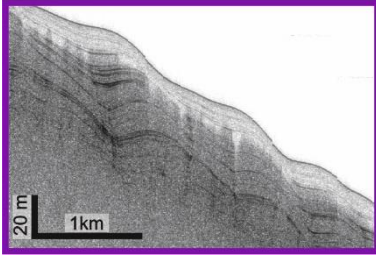
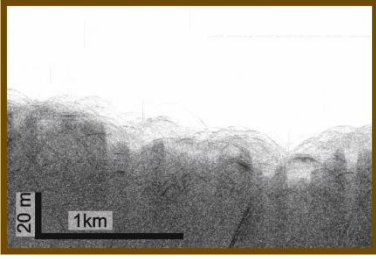


Figure 2-12: Répartition des différents échofaciès le long des lignes sismiques 3.5 kHz.

Afin d'obtenir une meilleure couverture du système, une interpolation spatiale de ces données linéaires a été effectuée manuellement en s'aidant notamment des données de bathymétrie et de réflectivité (Figure 2-13). Le travail identique réalisé par L. Biscara avec les données de la mission OpticCongo 2005 dans la partie la plus proximale du système a été également inclus dans la carte finale.

Tableau 2-2: Classification des échofaciès du sondeur de sédiments 3.5 kHz de la zone d'étude.

	Faciès	Description		Faciès	Description		Faciès	Description
S		Faciès sourd	L		Faciès lité continu	LD.1		Faciès lité très peu continu voire sourd parfois
S.1		Faciès sourd intercalé entre des faciès lités	L.1		Faciès lité continu avec un aspect « haché »	LD.2		Lité très peu continu voire sourd parfois présentant de petites ondulations
T		Faciès sourd ou très faiblement lité surmonté d'un faciès transparent	L.2		Faciès lité continu présentant de petites ondulations	H.1		Faciès à hyperboles aiguës. Le litage est parfois persistant
			L.3		Faciès lité continu présentant de larges ondulations. ( <i>sediment waves</i> )	H.2		Hyperboles régulières de faible amplitude, aucun litage n'est présent

### II.2.1 Distribution des échofaciès

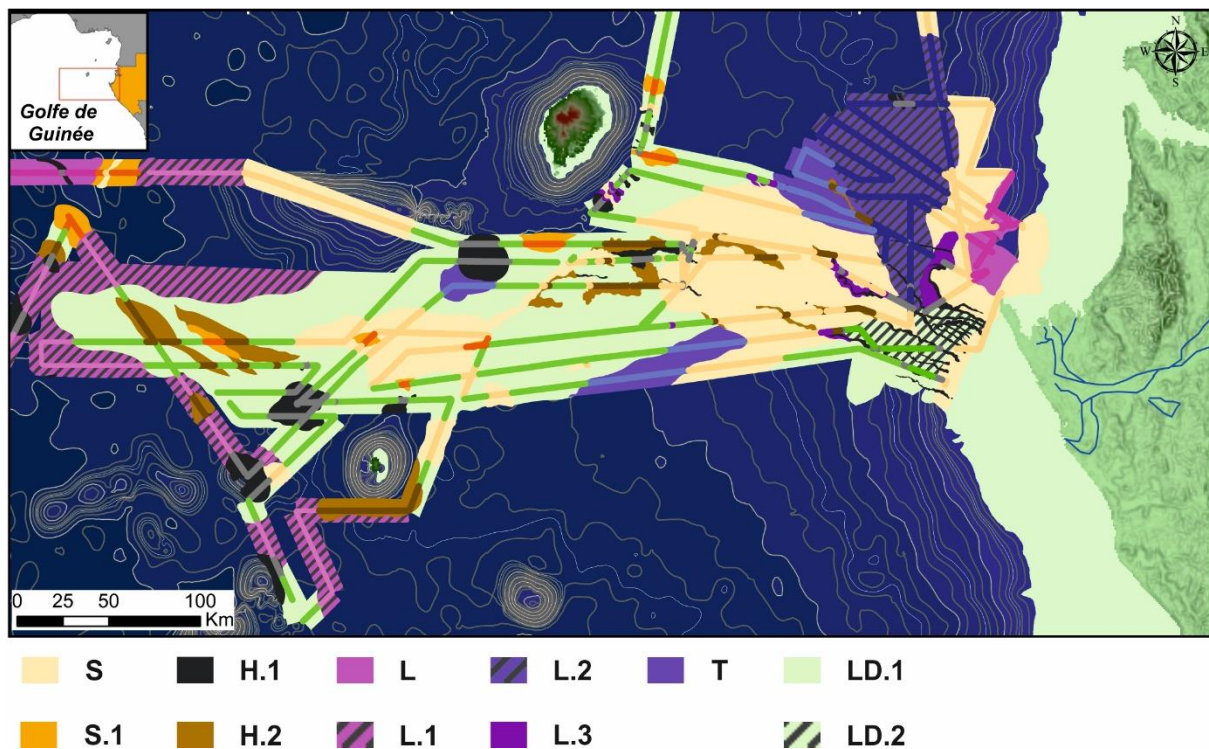


Figure 2-13: Cartographie des échofaciès du sondeur de sédiment.

Les échofaciès lités continus (L, L.1, L.2 et L.3) sont présents à deux endroits distincts de la zone d'étude. Les échofaciès L et L.1 se retrouvent dans la partie la plus occidentale de la zone à des bathymétries supérieures à 3500 m. Le faciès L.1 apparaît également à l'extrême nord-est de la zone entre des bathymétries de 200 à 700 m tandis que l'échofaciès L.2 est présent dans cette même partie nord entre 1 500 et 2 500 m de profondeur. L'échofaciès L.3 est restreint au flanc ouest du Mont Loiret et aux abords de quelques chenaux proximaux. Les échofaciès lités discontinus sont les plus fréquents dans la zone d'étude. Ils occupent à la fois la pente méridionale mais également une grande partie du système à partir de 3 000 m de profondeur.

Les échofaciès sourds et transparents sont surtout présents dans la partie proximale du système. Ainsi le faciès sourd se retrouve sur la plate-forme continentale, dans la partie nord entre 700 et 1 500 m de profondeur mais également dans toute la partie médiane du système entre le pied de la pente et 3 000 m de profondeur. Il est néanmoins notable que des lignes localisées au débouché de la vallée distale présentent elles-aussi des faciès sourds.

Les échofaciès hyperboliques (H.1 et H.2) sont présents à différents endroits de la zone mais forment toujours des zones plutôt restreintes. Le faciès H.1 est celui que l'on retrouve au plus proche des canyons entaillant la marge mais aussi près des ravines de la pente ouest de Sao Tomé. C'est également ce faciès qui est présent au niveau des volcans de boue. Le faciès H.2 est associé à

certains chenaux de la partie médiane du système, au flanc sud de l'île de Principe. Ce faciès apparaît également dans la partie distale du système.

### **II.2.2 Interprétation des échofaciès**

Sur la base de nombreuses études antérieures (Damuth, 1975, 1980, 1994 ; Damuth and Hayes, 1977 ; Gaullier and Bellaiche, 1998 ; Pratson and Laine, 1989) ainsi que sur les carottages Küllenberg issus de la mission MOCOSÉD 2010, il est possible de corréliser chaque échofaciès à un type de sédiments (turbidites, glissements, hémipélagites), puis d'attribuer, sur la base de l'environnement morphologique, un processus de dépôt à chacun de ces types sédimentaires.

Les échofaciès lités continus peuvent être associés à deux types de dépôts bien distincts : Ils peuvent être issus de courants de turbidité qui vont créer une succession de litages silteux et argileux (Damuth, 1980 ; Pratson and Laine, 1989). Ils peuvent également résulter du dépôt des sédiments pélagiques ou hémipélagiques (Gaullier and Bellaiche, 1998), notamment dans les parties non-chenalisées ou les plus profondes des bassins isolées des apports par les processus gravitaires. Cette interprétation est confirmée par la calibration avec la carotte KC02.

Les faciès lités discontinus sont couramment associés à des courants de turbidités déposant notamment des sédiments sableux. En effet, l'aspect discontinu voir frustré des échofaciès serait lié à la présence de sédiments grossiers dans les dépôts (Damuth, 1975 ; Damuth and Hayes, 1977). Ainsi les régions caractérisées par l'échofaciès sourd (S) correspondent à des sédiments contenant les concentrations les plus importantes de particules grossières tandis que les sédiments caractérisés par les faciès LD.1 n'en contiennent que très peu ou pas. Ceci est confirmé par la comparaison entre les carottes KC13 et KC10. La carotte KC13, qui est localisée dans une zone à échofaciès sourd, montre un grand nombre de turbidites sableuses tandis que la carotte KC10 située dans une zone à échofaciès lité-discontinu en contient beaucoup moins. L'échotype S.1 correspond à un faciès sourd intercalé dans un faciès lité. Il correspond donc à d'anciens dépôts sableux certainement drapés par des sédiments à la granularité plus fine. Les échofaciès transparents sont quant à eux, typiquement associés à des dépôts sans cohérence interne lié à des phénomènes de glissement. Le caractère ondulé de certain faciès (L.3 et LD.2) peut être dû à un fluage des sédiments précédemment déposés lorsque la pente est suffisamment forte. Aucun carottage n'a pu confirmer cette interprétation.

Les échofaciès hyperboliques ont différentes significations selon la taille, la forme et l'espacement des hyperboles qui les caractérisent. La présence d'hyperboles est surtout liée au degré de rugosité du fond sous-marin et à la topographie locale. Le faciès H1 est associé à de très fortes pentes comme celles présentes aux abords des volcans de boue ou sur les flancs des canyons. Dans ce cas, les hyperboles sont des artefacts d'acquisition qui masquent les caractéristiques des

sédiments sous-jacents. En revanche, le faciès H2, présentant des hyperboles bien plus petites, est plutôt associé à des dépôts générés par des processus de type glissements.

Le faciès de *sediment waves* qui correspond à des ondulations asymétriques et de plus forte longueur d'ondes que les ondulations précédemment décrites n'est présent qu'au niveau des levées de deux chenaux principaux et sur la pente ouest du Mont Loiret. Ce faciès résulte donc de courants de turbidité et d'un fluage sédimentaire sur de très fortes pentes.

### III Synthèse des données de surface

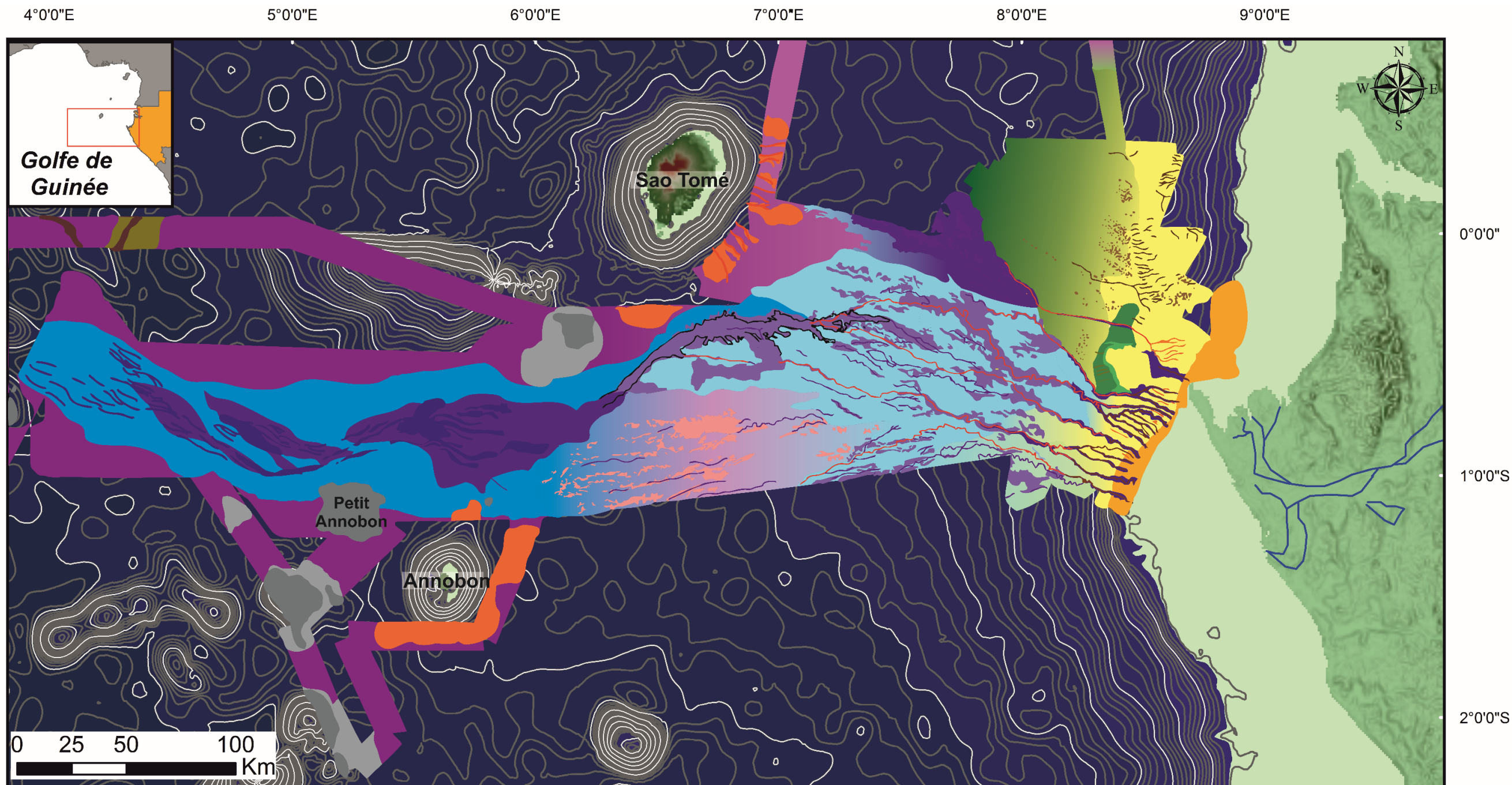
Une carte de synthèse interprétative a été réalisée regroupant les différentes données acoustiques et lithologiques précédemment décrites (Figure 2-14). Elle permet de discuter des premiers éléments d'interprétations sur la dynamique sédimentaire et les processus actuels le long de la pente. Il a ainsi pu être mis en évidence que les dépôts sédimentaires étaient pour la plupart liés aux apports du fleuve Ogooué mais, de manière plus locale, d'autres sources et processus sédimentaires peuvent agir.

#### III.1 La sédimentation non liée aux apports de l'Ogooué

Bien que les apports sédimentaires liés au fleuve Ogooué semblent contrôler la sédimentation dans la zone d'étude, d'autres types de mécanismes sédimentaires et d'autres origines des apports sont localement dominants. Il est ainsi possible de constater : (1) des apports liés aux îles volcaniques de Annobon et Sao-Tomé, (2) des apports liés au fleuve Niger, (3) des faciès sédimentaires dus à la présence de reliefs sous-marins, affleurements rocheux et volcans de boue et (4) une sédimentation hémipélagique distale.

(1) Les deux îles volcaniques de Sao-Tomé (nord) et Annobon (sud) ont donné lieu à des processus sédimentaires de types glissements le long de leurs pentes respectives. Sur le flanc est de l'île de Sao-tomé, des incisions érosives sont visibles en bathymétrie indiquant une récurrence dans le passage d'écoulements gravitaires (Figure 2-15). Les dépôts qui sont associés à ces îles apparaissent pour la plupart avec des échofaciès hyperboliques du fait de la forte hétérogénéité du relief du fond marin. Des faciès sourds sont également visibles au pied de pente indiquant des dépôts grossiers, sans structure interne. Ces dépôts semblent être circonscrits à 40 km autour des deux îles. Néanmoins, l'enregistrement à la base de la carotte KC01 de plusieurs séquences gravitaires volcanoclastiques, très vraisemblablement issues de l'île de Annobon compte tenu de la localisation de la carotte, montre que de tels dépôts peuvent s'étendre jusqu'à plus de 100 km des côtes des îles.





**Sédimentation non liée aux apports de l'Ogooué**

- Apports liés aux îles volcaniques
- Apports liés au fleuve Niger
- Sédiments associés aux volcans de boue et affleurements rocheux
- Sédimentation hémipélagique distale

**Sédimentation liée aux apports de l'Ogooué**

Sédimentation hémipélagique proximale

- Plate-forme
- Pente
- Sédiments de pente glissés

Sédimentation turbiditique

- Zone à chenalisation active
- Lobe nord
- Zone à chenalisation abandonnée
- Lobe distal
- Levée des chenaux
- Dépôts sableux

**Structures sédimentaires**

- Limites de la vallée distale
- Principaux chenaux
- Chenaux abandonnés
- Pockmarks alignés
- Pockmarks isolés

Figure 2-14: Carte montrant l'organisation des dépôts sédimentaires de la marge Gabonaise.





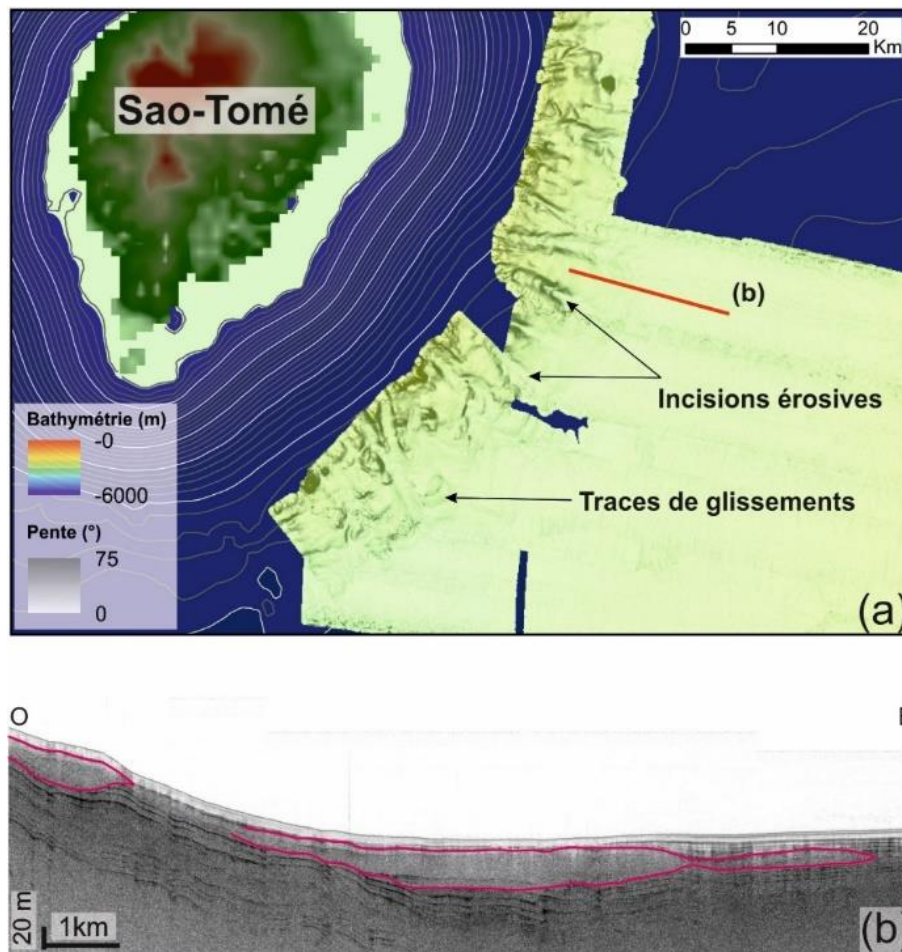


Figure 2-15: Flanc est de l'île de Sao-Tomé, (a) bathymétrie et (b) profil sismique 3.5 kHz orienté ouest-est montrant des échofaciès sourds (S.1) de forme lenticulaire associés à des dépôts glissés. Localisation Figure 2-7.

(2) A l'extrémité nord-est de la zone d'étude des traces de chenalisation d'orientation nord/sud sont observables sur la réflectivité. Le profil sismique perpendiculaire à l'axe du chenal montre de manière nette la présence des trois dépôts de levées superposées de part et d'autre de l'axe du chenal. Aucun prélèvement n'a été effectué dans cette zone mais le caractère très sourd de l'échofaciès suggère qu'il s'agit de dépôts grossiers (Figure 2-16). L'orientation nord-sud du chenal exclut une alimentation liée au fleuve Ogooué. Seul le Niger, dont le delta est localisé à 500 km au nord de cette zone et dont le système turbiditique s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres (Liu et al., 2013), est susceptible d'avoir permis la construction de ce chenal.

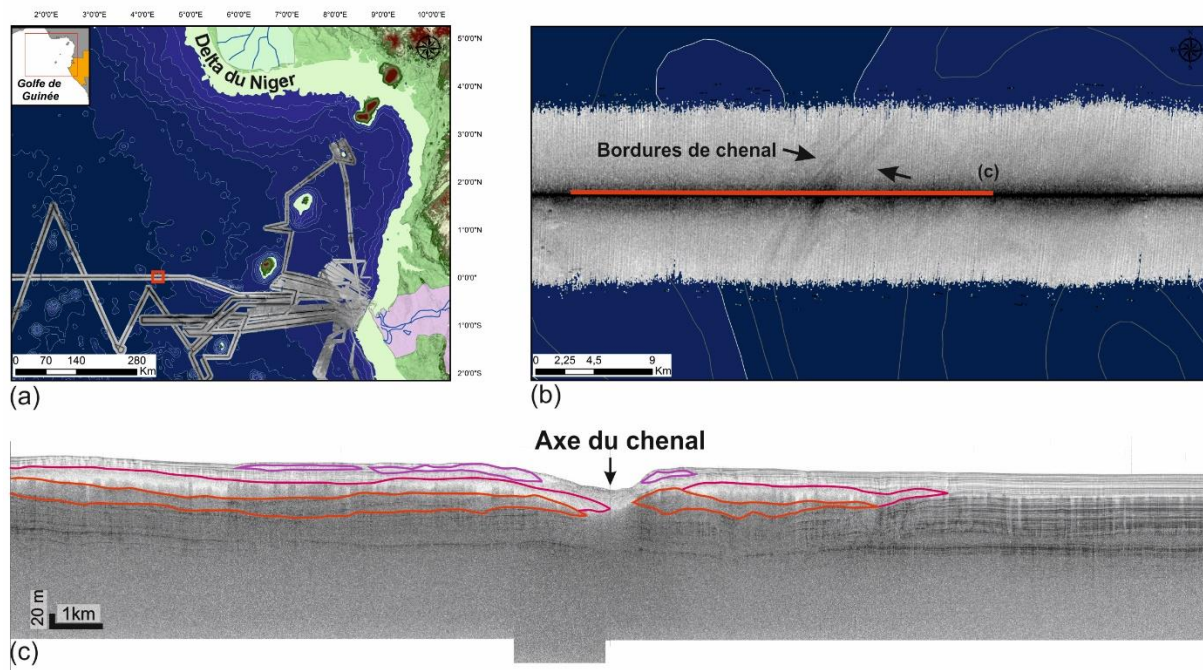


Figure 2-16 : (a) Localisation de la carte de détail, (b) réflectivité et (c) profil sismique 3.5 kHz à travers le chenal d'axe nord/sud présentant les différentes levées du chenal. Voir Figure 8 pour la localisation.

(3) Différents reliefs sous-marins sont présents sur la zone d'étude et vont influencer la sédimentation en déviant notamment les tracés des chenaux. Des glissements au pied des pentes de ces reliefs sont également visibles. La nature de ces affleurements n'est pas connue, il pourrait s'agir de petits volcans sous-marins. Un grand nombre de volcans de boue sont également présents sur la zone, ceux-ci forment des cônes de 100 à 200 m de hauteur pour 3 à 4 km de diamètre. Ceux-ci résultent de la remontée en surface d'un fluide sous pression (gaz, eau, hydrocarbure) et de sédiments non-consolidés. Les émissions sont composées de boue chargée en débris de roches prélevés par le fluide lors de sa remontée. L'hétérogénéité de la granularité des grains issus de ces volcans induit une réflectivité forte mais très hétérogène. Au nord-ouest d'Annobon un très grand nombre de volcans de boue sont présents formant un dôme de 35 km de diamètre et de 700 m de hauteur. Ce champ de volcans de boue est appelé *Petit Annobon* (Figure 2-14).

(4) Autour de la zone de lobe distal la réflectivité faible et les échofaciès lité continus permettent de définir une sédimentation pélagique à hémipélagique fine très profonde. Le caractère haché des échofaciès pourrait être attribué à la présence de failles de type polygonal dans cette zone. En effet de telles structures ont déjà précédemment décrite plus au sud au niveau du système du Congo (Gay et al., 2004, 2006b ; Pilcher et Argent, 2007)

### III.2 La sédimentation liée aux apports de l'Ogooué

Les apports sédimentaires du fleuve Ogooué se répartissent à différents endroits de la zone d'étude en fonction de la granularité des sédiments et des processus sédimentaires.

### **III.2.1 La zone proximale**

Sur le bord du plateau continental la réflectivité est forte et associée à un échofaciès sourd. La carotte KC09 montre un dépôt très homogène silteux avec de forts taux de sédimentation ( $1,12 \text{ m.kan}^{-1}$ ). La fraction sableuse, peu abondante, contient des éléments terrigènes tels que des quartz, des micas et des débris végétaux tandis que la fraction fine est très riche en kaolinite, le taux de carbonate de calcium et quant à lui très faible. Les dépôts enregistrés sur le bord du plateau correspondent donc aux apports holocènes fins du fleuve Ogooué qui se déposent par sédimentation hémipélagique. L'absence de sédiment sableux est liée à deux phénomènes. Tout d'abord le fleuve Ogooué actuel transporte majoritairement des sédiments de la taille des silts et des argiles (Giresse and Kouyoumontzakis, 1973). De plus, le courant de dérive continentale confine les sédiments les plus grossiers dans la zone la plus proches du littorale (Giresse, 1969) où ils construisent notamment les flèches littorales.

La pente supérieure est caractérisée par une réflectivité faible entre les canyons ; elle est associée à l'échofaciès LD.2 dans toute la partie située au sud du Mont Loiret. Aucune carotte n'a permis de calibrer le faciès sédimentaire, toutefois les carottes KC19 et KC17 qui se situent toutes les deux dans des canyons indiquent, au moins dans les premiers mètres, une sédimentation fine de silts très bien triés semblables à ceux du rebord de la plate-forme. Ces particules se déposent sur la pente par décantation hémipélagique. L'aspect ondulé des dépôts pourrait être causé par des phénomènes de fluages des sédiments dus à la forte pente. En effet, les dépôts perdent cet aspect ondulés à partir de l'isobathe 1 500 m ce qui correspond à la transition entre une pente forte ( $>7^\circ$ ) à une pente faible ( $<1,5^\circ$ ) (Figure 2-2). La carotte KC19 présente à sa base une succession de quatre dépôts très massifs dont l'ensemble mesure plus de 3 m d'épaisseur et qui correspondent certainement au dépôt des sédiments les plus grossiers en fond de chenal lors du passage d'un courant de turbidité.

Au nord du Mont Loiret la réflectivité reste faible mais les échofaciès semblent se répartir en formant des bandes parallèles au bord du plateau. L'échofaciès est d'abord lité très continu, suggérant une sédimentation hémipélagique fine. Les échofaciès deviennent sourd à partir de l'isobathe 1 000 m puis passent à l'échofaciès L.2 500 m plus en profondeur. La bande de faciès sourd coïncide avec la zone de présence des pockmarks alignés. Il est donc possible d'envisager que le caractère sourd des échofaciès de cette zone soit lié à des perturbations du signal dues à la présence des échappements de fluides. En effet, la présence de gaz dans les sédiments est susceptible de créer des zones transparentes dans les enregistrements sismiques (Ingrassia et al., 2015 ; Ondréas et al., 2005 ; Sahling et al., 2008). La qualité des lignes sismiques à cet endroit ne permet néanmoins pas de confirmer cette hypothèse notamment par la présence d'anomalie d'amplitude à la verticale des dépressions. L'échofaciès L.2 est dans cette partie également associé à une pente relativement forte ( $>1,5^\circ$ ). Cette zone apparaît néanmoins avec un faciès légèrement plus continu qu'au sud du Mont Loiret, suggérant la présence de sédiments globalement plus fins.

### III.2.2 La partie médiane du système

La zone médiane est localisée entre 2 500 et entre 3 000 et 3 500 m de bathymétrie. Elle s'étend sur environ 8 330 km<sup>2</sup>. Trois sous-environnements ont pu être identifiés dans cette partie du système (Figure 2-1).

Dans la zone centrale, un système de chenaux-levées particulièrement ramifié a été décrit. L'ensemble est caractérisé par un échofaciès sourd traduisant certainement la présence de sable liée aux débordements des écoulements turbiditiques au niveau des levées. L'étude des lignes sismiques coupant deux des six chenaux principaux a permis de montrer que leurs axes étaient caractérisés par des faciès hyperbolique (H1) tandis que leurs levées montrent des faciès lités discontinus ou des *sediment waves* (Figure 2-5). Les chenaux non continus ont quant à eux des levées bien moins développées qui apparaissent avec le faciès à petites hyperboles (H2). Les levées apparaissent systématiquement avec une réflectivité plus forte que la zone plus éloignée du chenal ce qui traduit leur enrichissement en sédiment grossier.

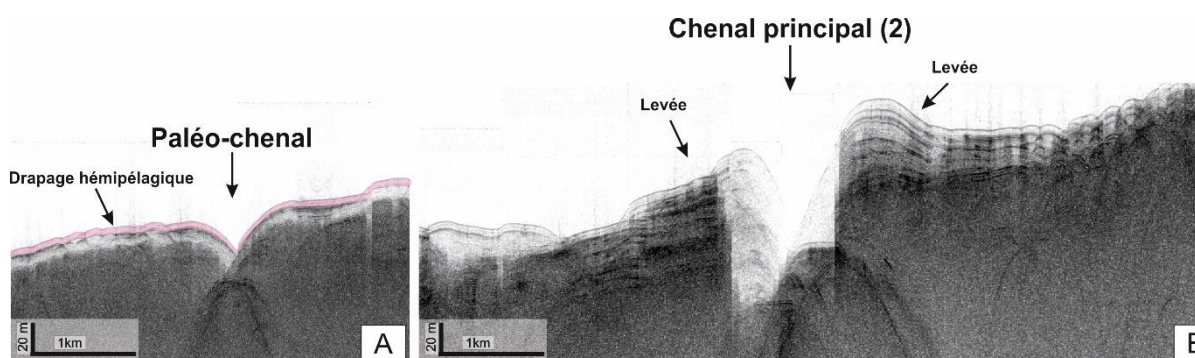


Figure 2-17: Lignes sismiques montrant les échofaciès sur un chenal abandonné (A) et sur le chenal principal numéro deux. Voir Figure 2-5 pour la localisation.

La zone médiane sud, localisée au sud de la vallée distale, présente un échofaciès lité discontinu et des contrastes de réflectivité plus faible. Cette zone se caractérise également par une densité plus faible de chenaux distinguables sur les données bathymétriques. Aucun d'eux n'est directement relié à l'un des canyons de la rampe. La comparaison entre les carottes KC13 et KC10 localisées respectivement dans la zone centrale et la zone sud montre des apports sableux beaucoup moins importants dans la zone sud. Cette partie du système apparaît comme détachée des principaux apports sableux venant du fleuve.

Dans la partie médiane nord le chenal le plus septentrional (chenal (6) ; Figure 2-5) débouche sur un lobe sédimentaire qui s'installe dans un endroit très plat en bathymétrie. Il se caractérise par un échofaciès transparent et une réflectivité très forte. La surface minimum de ce lobe est de 1 435 km<sup>2</sup>, les données obtenues durant la mission ne permettent néanmoins pas de visualiser cet ensemble sédimentaire dans son intégralité. Il est possible d'observer une répartition

particulière des dépôts. En effet, le chenal (6) longe le pied de la pente nord et les sédiments transportés par ce chenal sont donc contraints par la bathymétrie à se déposer uniquement au sud-ouest de ce chenal (Figure 2-18).

La carotte KC21 prélevée à la transition chenal-lobe montre un sédiment très riche en particules terrigènes qui indique de forts apports détritiques. Toutefois aucun dépôt majoritairement sableux n'a été enregistré dans la carotte KC21. L'alimentation sédimentaire de ce lobe peut être questionnée. En effet, le chenal (6) naît de la sur-incision de plusieurs pockmarks alignés (Figure 2-4). Cet ensemble est également situé à côté d'un lobe perché précédemment décrit dans les travaux de L. Biscara (Biscara et al., 2011). Ce lobe perché est alimenté par le canyon du Cap Lopez et est composé de sédiments sableux contenant des galets argileux (carotte KS02 de la mission OpticCongo 2005). Il est donc possible d'envisager une double alimentation pour le lobe nord : une partie des apports proviendrait de l'entraînement dans les incisions proximales de sédiments hémipélagiques de la pente et une autre partie serait issue d'écoulements turbiditiques lié à l'activité du canyon du Cap Lopez (Biscara et al., 2012). Ces écoulements débouchent en premier lieu au niveau du lobe proximal. Ce premier lobe agirait comme un piège amont pour les sédiments les plus grossiers, seuls les sédiments les plus fins, correspondant à la partie sommitale des écoulements turbiditiques, pourraient finalement nourrir le lobe terminal (Figure 2-18).

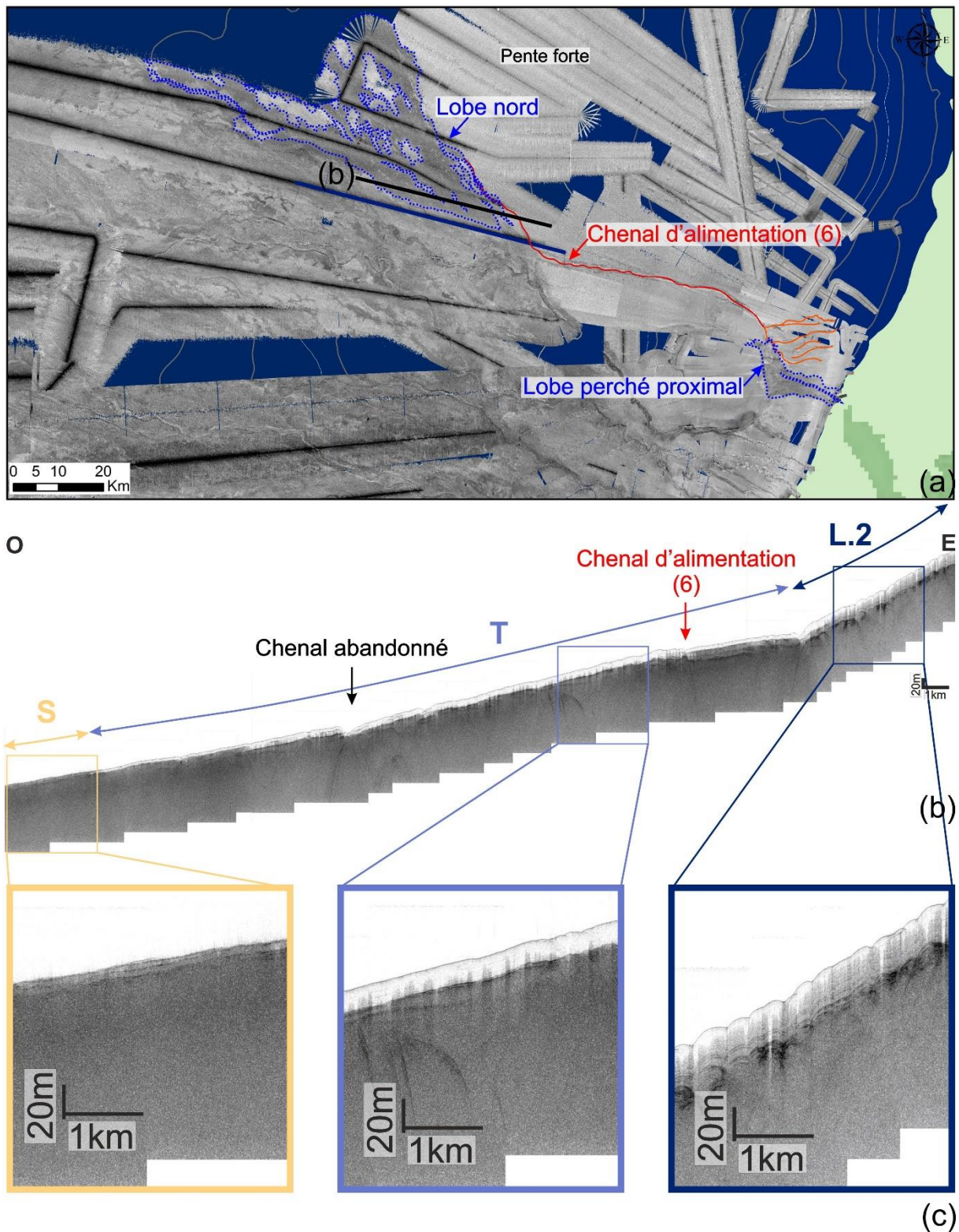


Figure 2-18: (a) Carte de réflectivité de la partie nord du système montrant la relation entre le lobe proximal, le lobe nord et le chenal (6). (b) et (c) Ligne sismique montrant les dépôts transparents associés au fonctionnement du lobe nord.

La couverture des données acoustiques ne permet pas de suivre en intégralité le cours du chenal principal (1) (Figure 2-5). Celui-ci, contrairement aux chenaux (2), (3), (4) et (5) dévie vers

le sud et ne débouche pas dans la vallée distale. Il est donc possible d'envisager l'existence d'un lobe sud qui est alimenté par le chenal (1).

### ***III.2.3 La zone distale***

Dans la partie distale du système, le sondeur multifaisceaux a permis de mettre en évidence une langue de forte réflectivité commençant au débouché de la vallée distale et se prolongeant sur 270 km de long. Cette étendue, de plus de 6 870 km<sup>2</sup>, serpente légèrement entre les différents reliefs du fond marins (Figure 2-19b). Elle est associée à des linéations très marquées en réflectivité et des échofaciès lités discontinus, hyperboliques ou sourds. Cette langue correspond à la zone d'épandage la plus distale des sédiments transportés dans le système comme a notamment pu le montrer l'étude des lignes sismiques acquises dans la zone (Figure 2-19, (c)).

La ligne la plus proche du débouché de la vallée distale (Figure 2-19, (c) A) montre distinctement des dépôts sourds en forme de lobe qui correspondent aux zones de plus forte réflectivité. Au minimum deux niveaux superposés de dépôts ont pu être mis en évidence. Les dépôts les plus profonds (soulignés en bleu sur la Figure 2-19 (c) A) situés à environ 10 m de profondeur, apparaissent comme beaucoup plus étendus que les dépôts actuels. Le prélèvement de la carotte KC11 au débouché de la vallée distale indique la présence de dépôts de lobes sableux mais également de glissements de grande envergure.

La ligne la plus distale (Figure 2-19, (c), B) montre que les linéations les plus occidentales du système sont associées à un faciès à petites hyperboles pouvant signifier le passage d'écoulements turbiditiques très distaux. Le litage persistant tend néanmoins à prouver que les apports sont de granularité bien plus faible qu'au débouché de la vallée distale ou bien que les dépôts sableux sont d'épaisseur bien moindre.

Ainsi la zone de dépôt des sédiments sableux récents semble être circonscrite aux 200 premiers kilomètres après le débouché de la vallée comme l'indique la présence de l'échofaciès sourd. Au-delà de 200 km seule la présence de faciès sourds enfouis a pu être mise en évidence indiquant des apports sableux plus anciens.



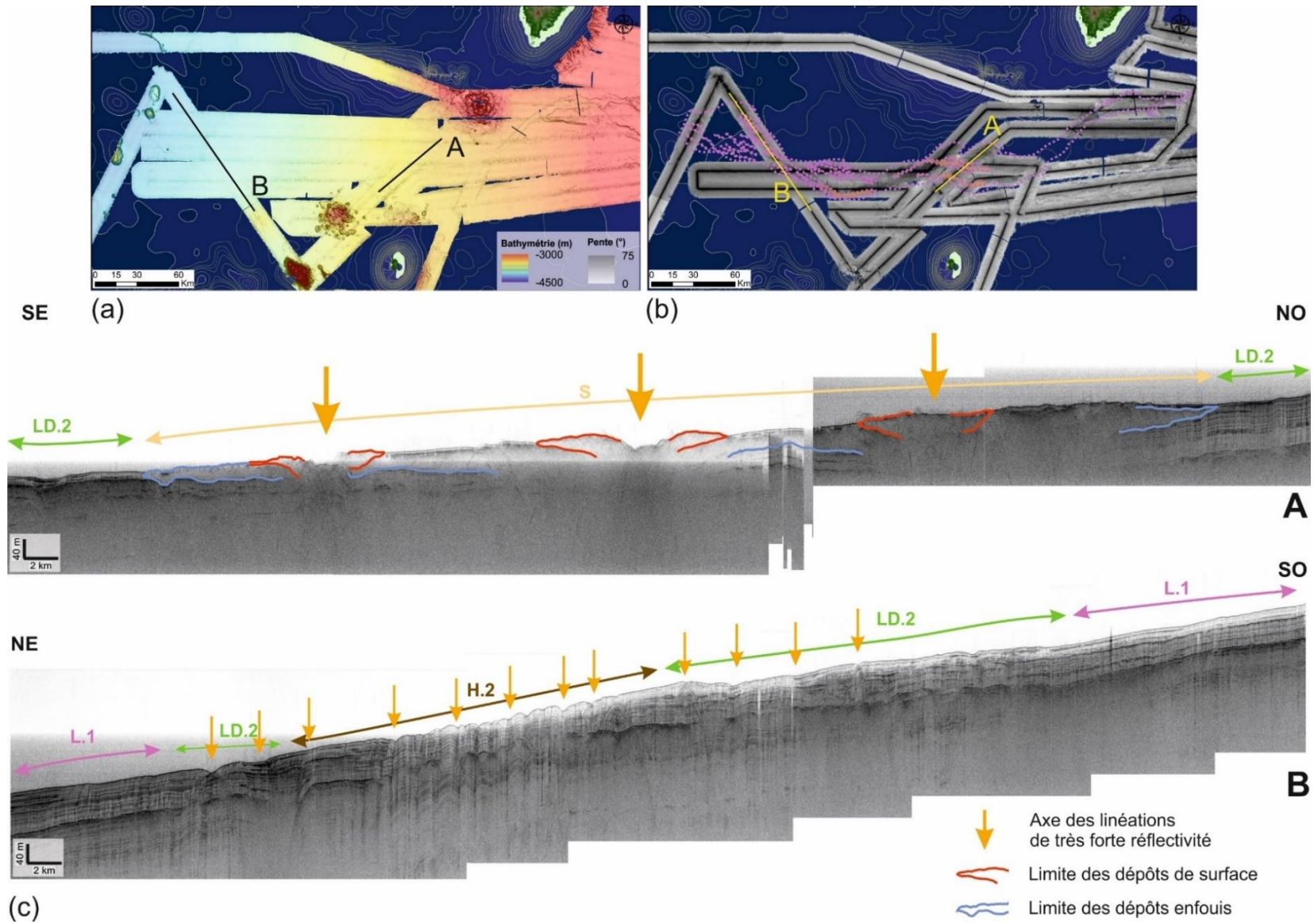


Figure 2-19: (a) Carte bathymétrique de la partie distale du système et (b) réflectivité de cette même zone. (c) deux lignes sismiques 3.5 kHz coupant transversalement les dépôts distaux (A) à la sortie de la vallée distale et (B) à plus de 200 km du débouché de la vallée.

### ***III.3 Conclusion en matière de mécanismes sédimentaires***

Cette analyse des données acoustiques acquises durant la mission MOCOSED 2010 a montré que la répartition sédimentaire récente dans le système profond de l'Ogooué est fortement influencée par la nature des apports, par le type d'alimentation du système et par la physiographie de la marge, elle-même contrôlée par la présence de reliefs hérités dans la zone d'étude. Ce système correspond à une rampe à sources multiples riche en vase d'après la classification de Reading et Richards, (1994). Aucun indice, dans la zone d'étude, ne suggère la présence d'importants courants de contour pouvant influencer la sédimentation profonde. De tels courants sont pourtant très actifs dans la partie sud de la marge gabonaise (Biscara, 2011 ; Séranne and Nzé Abeigne, 1999) mais le changement d'orientation de la marge à l'extrémité sud de la rampe de canyons de l'Ogooué diminue très certainement l'intensité de ces courants.

Les courants de turbidité sont particulièrement actifs au sein de la province médiane centrale comme le suggère la présence d'un important système de chenaux-levées. Ce système de drainage guide les courants de turbidité qui débordent des axes de chenaux pour former d'importantes levées. La présence de très nombreux chenaux déconnectés traduit l'instabilité de ces édifices qui avulsent, isolant de fait certaines parties du système telle que la partie médiane sud qui n'est plus connectée aux apports de la marge. L'abandon de cette partie qui est contournée par le nord par les chenaux (2), (3) et (4) et par le sud par le chenal (1), est probablement lié au phénomène de compensation topographique (Kneller et al., 2009; Mutti and Sonnino, 1981). Cette zone est en effet légèrement plus élevée d'environ 20 m par rapport à la zone médiane centrale et à la zone où s'établit la vallée distale. Il est probable que cette zone ait été le lieu de dépôts de lobe avant que l'accumulation sédimentaire n'entraîne une élévation bathymétrique contraignant les écoulements à contourner la région.

L'un des points les plus remarquables de ce système est la présence d'une large vallée distale à plus de 2 500 m de bathymétrie. Une telle vallée est alimentée par plusieurs chenaux qui convergent en un même point. La convergence de la direction des principaux chenaux semble être contrainte par les reliefs sous-marins. En effet, la légère élévation bathymétrique de la zone médiane sud ainsi que la présence de l'île d'Annobon, de Sao Tomé au nord et d'autres monts sous-marins a comme effet de canaliser les écoulements et donc de contraindre la construction des éléments constitutifs du système turbiditique. Les exemples de vallées très profondes à alimentation multiple sont encore rares. Bourget et al., (2008) ont pu décrire une vallée profonde (entre 4 000 m et 5 000 m de profondeur) aux dimensions importantes (minimum 300 km de long et 100 m de profondeur) au large de la Tanzanie. Dans cet exemple les auteurs avaient également conclu que la formation de la vallée était le résultat de contraintes bathymétriques régionales et locales tels que la présence de monts sous-marins qui dirigent et concentrent les écoulements.

Les nombreuses cicatrices d'arrachement présentes sur les flancs de la partie proximale de la vallée ainsi que l'important glissement enregistré à la base de la carotte KC14 indique que cette portion de l'édifice est relativement peu stable. Il apparaît alors envisageable que cet édifice migre vers l'amont via des mécanismes d'érosion régressive. Ceci semble confirmé par la présence d'un ancien axe d'alimentation au niveau de la partie terminale de la vallée (Figure 2-6).

Contrairement à d'autres systèmes profonds tels que ceux du Nil (Loncke, 2002) ou du Rhône (Bonnell et al., 2005), la sédimentation hémipélagique constitue un mode de dépôt sédimentaire non négligeable sur l'ensemble du système de l'Ogooué. En effet, sur les onze carottes longues prélevées dans le système, les dépôts hémipélagiques représentent 78% de l'épaisseur sédimentaire et la fréquence des écoulements turbiditiques est faible (voir chapitre 6). Ce constat est à relier à différentes caractéristiques du système dont la largeur importante du plateau continental, l'activité d'un courant de dérive littorale intense et des apports fluviaux majoritairement argileux.

### ***III.4 Temporalité du fonctionnement du système***

Le fonctionnement dans le temps du système est discuté plus en détails dans les deux derniers chapitres de ce mémoire. Nous ne présentons donc ici que quelques points visant à établir un modèle de fonctionnement global du système.

Le nombre assez restreint de carottes prises dans le système ainsi que la difficulté à dater certains dépôts sédimentaires rendent difficile l'apport de contraintes temporelles précises concernant le fonctionnement du système. Néanmoins, certains points peuvent être mis en évidence notamment grâce à l'analyse de l'alternance des faciès sédimentaires.

Pour les sept carottes les plus distales, on constate une alternance entre les deux faciès hémipélagiques carbonaté (H1) et terrigène (H2). Les faciès turbiditiques sont quant à eux, presque toujours intercalés dans le faciès sédimentaire H2. Les quatre carottes les plus proximales montrent quasi exclusivement le faciès H2'. Seule la carotte KC19 comporte des dépôts turbiditiques sableux à sa base. La stratigraphie établie a permis d'associer les dépôts H1 aux périodes interglaciaires et l'association des dépôts H2 et turbiditiques aux périodes glaciaires. Une telle alternance est très commune le long des marges de l'océan Atlantique (Jansen, 1990) et traduit des fluctuations en matière de dissolution des carbonates et d'apport en matériaux terrigènes. Le moteur le plus important dans de tels changements est la variation du niveau marin.

Ainsi, la présence au sommet de toutes les carottes de la partie médiane et distale du système d'un dépôt hémipélagique carbonaté d'âge holocène, surmontant des dépôts d'hémipélagites terrigènes et de turbidites sableuses datant du MIS2, montre un fonctionnement en *on/off* du système (Kneller et al., 2009). Durant le haut niveau marin holocène, les sédiments transportés par le fleuve s'accumulent dans la partie proximale du système (dépôts H2') tandis que les parties médiane et distale du système, non alimentées par les sédiments terrigènes devient le

lieu d'une sédimentation plus carbonatée. La baisse du niveau marin, qui entraîne l'émersion du plateau continental et la reconnexion du système fluvial avec la rampe de canyons permet l'alimentation des parties médianes et distales. Ce fonctionnement est classiquement retrouvé pour les systèmes situés sur des marges passives et dont les têtes de canyons ne sont pas directement reliées au débouché du fleuve tels que le système de l'Amazone (Kineke et al., 1996) ou celui du fleuve Columbia (Sternberg, 1986) pour ne citer qu'eux.

Toutefois, le lobe nord fonctionne de manière inversée par rapport au reste du système. En effet, les fluctuations des éléments XRF (Figure 1-38) montrent un apport en éléments terrigènes plus important durant les périodes de haut niveau marin. Ce lobe est en partie alimenté par le canyon du Cap Lopez (Figure 2-18) dont l'activité turbiditique est persistante durant l'Holocène du fait d'une tête de canyon très proche du rivage et susceptible de capter les sédiments transportés par la dérive littorale (Biscara et al., 2012). Cette disposition particulière permet au lobe perché et au lobe nord d'être alimentés en période de haut niveau marin. L'arrêt du fonctionnement du courant de dérive littorale durant les périodes de bas niveau marin coupe certainement l'alimentation de ces lobes.



Chapitre 3 : Distribution et  
caractérisation de la matière  
organique dans les sédiments  
hémipélagiques associés au système  
turbiditique de l'Ogooué: apports de  
la comparaison de différents proxies  
géochimiques

Dans l'environnement marin, les marges continentales sont les lieux privilégiés d'accumulation de matière organique (Berner and Berner, 1996; Burdige, 2005; Hedges and Keil, 1995). Celles qui sont sous forte influence continentale via des apports importants de sédiments fluviatiles ont un rôle majeur dans le bilan de  $C_{org}$  océanique en transférant d'importantes quantités de  $C_{org}$  continental vers le milieu marin (Baudin et al., 2017b; Mollenhauer et al., 2004; Schlünz and Schneider, 2000; Waterson and Canuel, 2008). Dans de tels environnements, des gradients très prononcés de teneurs en matière organique d'origine soit marine, soit continentale, apparaissent dans le temps et dans l'espace. Afin de comprendre les mécanismes provoquant de telles fluctuations, la distinction entre matière organique autochtone et allochtone s'avère être un point crucial.

La matière organique continentale diffère de la matière organique marine sur plusieurs aspects : (1) son aspect visuel, (2) sa composition moléculaire, (3) sa composition élémentaire et (4) sa signature isotopique (Hedges et al., 1997). Chacune de ces différentes caractéristiques peut être utilisée pour estimer les contributions relatives en matière organique marine et continentale. De nombreux descripteurs de la matière organique ont ainsi été développés au fil des décennies (Combaz, 1964; Espitalie et al., 1985; Hopmans et al., 2004; Muller, 1959; Peters et al., 1978; Sackett and Thompson, 1963; Trask, 1932). Néanmoins, plusieurs facteurs rendent en réalité cette distinction difficile. Tout d'abord, il existe une très grande diversité des composés organiques qui forment les deux pôles marins et continentaux. De plus, les modifications des particules liées à la traversée de la colonne d'eau ou à la diagenèse précoce peuvent également affecter les signatures utilisées pour différencier le  $C_{org}$  marin et continental (Cowie et al., 1992). Enfin, les avancées en matière de technologie comme de compréhension de certains mécanismes élémentaires ont parfois entraîné des réévaluations de certains proxies (Baudin et al., 2015; Hopmans et al., 2016; Perdue and Koprivnjak, 2007).

Dans le cadre d'une étude portant sur la matière organique sédimentaire, l'application de plusieurs méthodes différentes est souvent favorisée afin de pouvoir comparer leurs résultats et les mettre en perspective avec des études similaires. Une telle démarche a été choisie afin de permettre une caractérisation fine de l'origine de la matière organique accumulée dans le système turbiditique de l'Ogooué. Les résultats obtenus par les différentes méthodes ont été comparés afin de mettre en évidence leurs apports spécifiques mais également les biais que chacune pouvait laisser apparaître. Les méthodes utilisées dans ce chapitre sont :

- La composition isotopique en C de la matière organique ( $\delta^{13}C_{org}$ )
- La Pyrolyse Rock-Eval ;
- L'analyse de biomarqueurs lipidiques: GDGTs et *n*-alcanes ;
- L'analyse de lames de palynofaciès ;

Cette étude multi-proxies a été concentrée sur les sédiments fins hémipélagiques qui sont, par définition, constitués d'un mélange de particules marines et continentales. Ce type de sédiments constitue, de plus, la majorité des dépôts récents du système turbiditique de l'Ogooué.

Ce chapitre est écrit sous la forme d'une publication scientifique en vue d'une soumission prochaine dans la revue *Organic Geochemistry*.



# Multi-proxy evaluation of the marine and continental contributions of organic carbon to the composition of the Gabonese margin sediments

## I Introduction

The accumulation of organic matter (OM) in marine sediments from both marine and continental sources is highly variable spatially and temporally. Marine OM content is typically high in continental margin sediments due to a strong primary productivity linked with nutrient inputs from riverine waters or from upwelling cells. This productivity decreases basinward leading to global poor OM content in the deep abyssal areas. Moreover, a significant part of the OM present in oceanic sediments derives from terrestrial plants, these particles being brought to the oceans via rivers or winds. The different world rivers deliver an estimated 430 Tg.yr<sup>-1</sup> of terrestrial OC to the ocean (Schlünz and Schneider, 2000) including around 200 Tg.yr<sup>-1</sup> of POC (Galy et al., 2015). Due to the dynamic of riverine sediment dispersion after entering the ocean, terrestrial organic content is usually high in coastal environments, where most of the riverine sediments are deposited, and decreases rapidly offshore with a roughly logarithmic trend (McKee et al., 2004; Meade, 1996). Only a small fraction (< 5%) of riverine suspended matter is deposited in deep-sea sediments (Bernier and Bernier, 1996; Burdige, 2005; McKee et al., 2004). This proportion can be higher when the burial of riverine sediment takes place further than the shelf break, either due to the progradation of the river mouth area (ex. Mississippi delta) or because the heads of the submarine canyons are close enough to the plume source (ex. Congo system). However, OM burial also depends on its degradation/preservation through the water column. The origin of the OM (autochthonous vs. allochthonous) influences its degradability. It is generally accepted that marine organic matter (MOM) is more labile and consequently more prone to degradation than terrestrial organic matter (TOM) (Aller et al., 1996; Aller and Blair, 2004; Burdige, 1991; Cowie et al., 1992; Prahl et al., 1997). However, recent estimations of the terrigenous OM burial efficiency suggest that only 9 to 17% of all TOM entering the ocean is buried in oceanic sediments, mainly in margin areas (Burdige, 2005, 2007; Hedges et al., 1997; Schlünz and Schneider, 2000). In order to understand the fate of marine and terrestrial OM in sediments it is essential to accurately estimate the respective proportions of organic carbon derived from marine and terrigenous origin. This task is however particularly difficult due to the wide diversity of compounds forming both marine and terrestrial OM from both the marine and continental pools (Weijers et al., 2009).

Tools at different observation scales have been developed to distinguish MOM and TOM (Hedges, 1990; Prahl et al., 1994). Such differentiation can be based on the direct observation of the isolated sedimentary OM on palynofacies slides (El Atfy et al., 2016; Filho et al., 2010; McArthur et al., 2016; Roncaglia and Kuijpers, 2006; Shivanna and Singh, 2016; Tribovillard et al., 2001; Tyson, 1995; Tyson and Follows, 2000; van Waveren and Visscher, 1994), with distinct morphological, textural and coloration criteria for MOM and TOM. Bulk geochemical analyses of sedimentary OM – the organic carbon over total nitrogen (C/N) ratio and the **carbon isotopic** signature of bulk OM ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ; Hedges et al., 1997) – have been widely used to distinguish MOM and TOM over the last decades. TOM is indeed depleted in nitrogen compared to MOM (Meyers, 1994), while marine biomass presents higher  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values (Engel and Macko, 1993). The results of these elementary and isotopic analyses of sedimentary OM are very often interpreted using marine and terrestrial end-member mixing models (Alt-Epping et al., 2007; Goñi et al., 1998; Kowalski and Meyers, 1997; Schlünz and Schneider, 2000). Rock-Eval pyrolysis, which was initially designed to evaluate rapidly the petroleum potential of source rock samples (Espitalie et al., 1985), can also be used to estimate the quantity, quality and source of OM (Baudin et al., 2010; Carrie et al., 2012; Sifeddine, 1995). Specific components of the OM can also be analyzed to assess sedimentary OM sources, such as the odd-numbered long-chain *n*-alkanes derived from plant waxes (Eglinton et al., 1962), and lignin and cutin (Goñi et al., 1997) which are biopolymers specific to terrestrial plants (Derrien et al., 2017). The Branched vs. Isoprenoid Tetraether (BIT) index, based on the analysis of specific membrane lipids produced by archaea and some bacteria (glycerol dialkyl glycerol tetraethers; GDGTs), has also been used more recently to quantify terrigenous inputs into the marine environment (Hopmans et al., 2004). The MOM and TOM estimated from these molecular analyses have to be interpreted with care as previously suggested (Mayer et al., 2007; Mead and Goñi, 2008; Weijers et al., 2009).

In this study we compare the results of several commonly used methods to differentiate TOM and MOM - palynofacies analysis, bulk geochemical (Rock-Eval,  $\delta^{13}\text{C}$ ) and biomarker proxies (GDGTs and *n*-alkanes) - on sediments of the eastern part of the Gulf of Guinea. The samples were selected on the Gabonese margin, which is influenced by the riverine inputs (sediments and fresh water) of the Ogooue River. The selection of the sample along a proximal-distal transect from the shelf edge to the abyssal plain will allow to trace the TOM influence from area with very strong terrigenous influence to deep-sea area with almost exclusively marine influence. Moreover, the study focuses on two time periods: the mid-Holocene and the Last Glacial Maximum (LGM) in order to evaluate how the different proxies trace the paleo-environmental variations recorded in the organic sediments. Strong variations in terms of marine productivity and terrigenous inputs linked with sea-level variations have indeed already been evidenced along the African western coast between these two time periods (Cartapanis et al., 2016; Jansen, 1990; Mollenhauer et al., 2004; Weijers et al., 2009).

## II Research area and sampling

The coasts of the Gulf of Guinea are exposed to an intense terrigenous sedimentation due to the presence of several large rivers - Congo, Niger, Ogooué, and Sanagra - that create large deltas. Potentially, these riverine sediments are exported to the Eastern Equatorial Atlantic deep-sea environment through turbidite systems. In the deep-sea sediments, these fluvial terrigenous particles are found mixed with wind-transported dust and biogenically produced particles.

The study area is located on the northern Gabonese margin, offshore the Ogooué River delta (Figure 3-1). The Ogooué River system drains 90% of the Gabonese territory, which represents a drainage area of 203,000 km<sup>2</sup>. The annual discharge of the river reaches 4,750 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> and the sediment load is comprised between 1 and 10 Mt.y<sup>-1</sup>. The Ogooué River has the third largest water and sediment discharge of West African coast and contributes significantly to the input of nutrients and TOM into the Gulf of Guinea. The MOCOSED 2010 cruise led by the SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine) allowed collecting the seven cores used in this study. These cores were selected to follow a proximal-distal transect across the North Gabon continental margin from the edge of the continental shelf to the abyssal plain (Figure 3-1). Sampling for TOC and isotopic analyses cover MIS1 and 2. Samples selected for molecular and palynofacies analyses cover two specific time periods, the mid-Holocene (7,000 yrs BP) and the Last Glacial Maximum (LGM) (20,000 yr. BP). Older samples from core KC10 spanning the last 200,000 yr. were also investigated in this study.

The stratigraphy of the cores is based on the combination of oxygen isotope data of benthic foraminifers and <sup>14</sup>C-AMS dates on mixed planktonic foraminifera. A conversion of these radiocarbon ages to calendar ages was made with the Calib 4.4 program (Stuiver et al., 1998) using the marine calibration and applying a reservoir age of 400 yr. These age models have been previously described in Mignard et al. (2017).

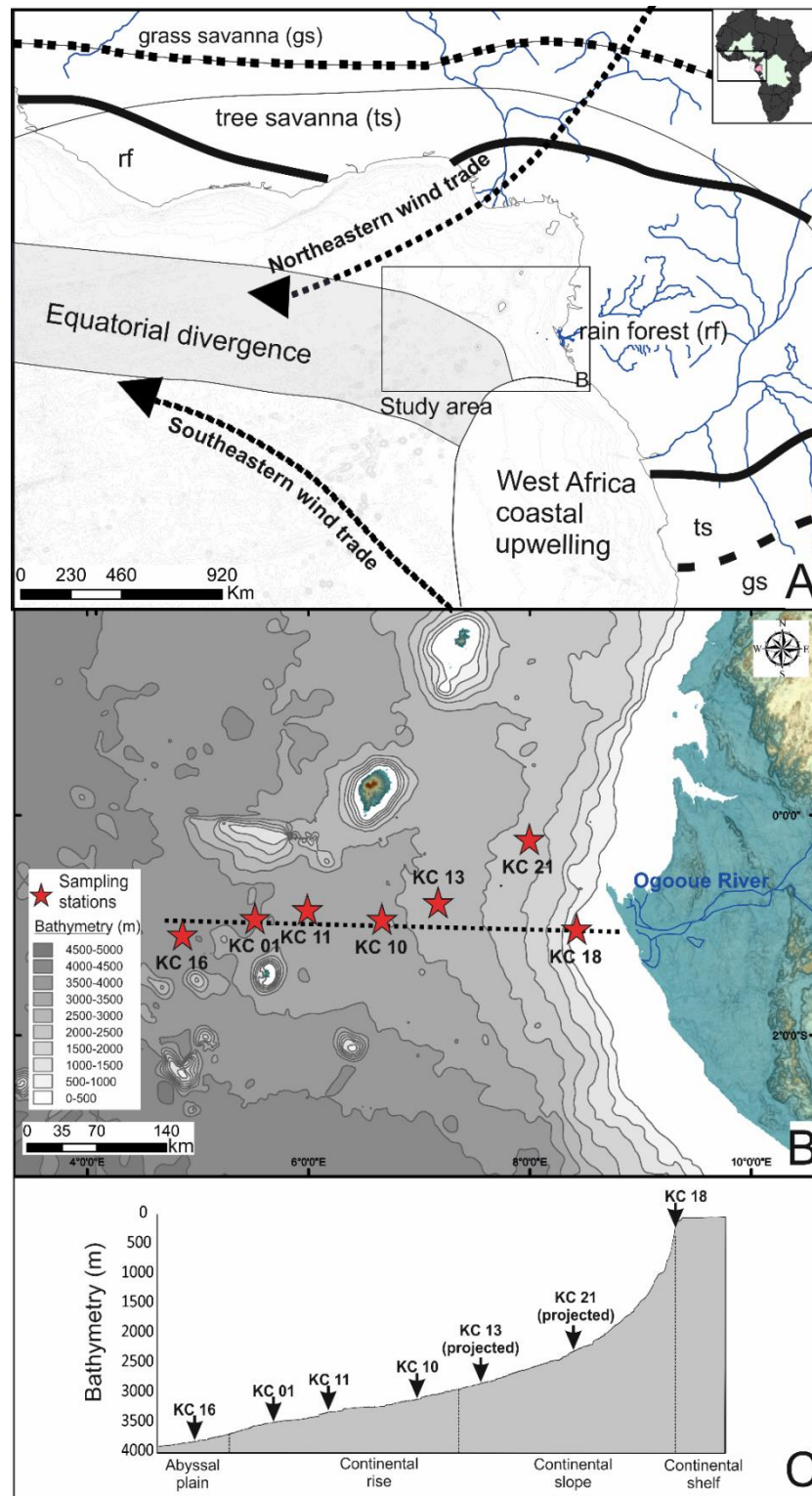


Figure 3-1: A: Generalized map of the Equatorial Atlantic showing surface trade winds, the main coastal and oceanic upwelling areas and major African vegetation zones (Giresse, 2008; Holtvoeth, 2004). B: Bathymetric map showing the location of the seven sites used in this study along the Gabonese margin and C: bathymetric profile along an east west profile (black dotted line on the map).

## III Material and methods

### *III.1 Elemental and $\delta^{13}\text{C}$ analyses*

The organic carbon content was obtained from samples decarbonated using 1N HCl with a LECO CS-200 elemental analyzer (University of Bordeaux). Analytical precision for such measurements is 0.2%.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  analyses were carried out on decarbonated and homogenized samples using a Thermofischer Flash 2000 elemental analyzer connected to an Isoprime isotope ratio mass spectrometer at the University of Bordeaux. The organic carbon isotopic ratios were reported using the conventional  $\delta$  notation in per mil (‰) relative to PDB. Pyrolytic analyses of the OM were carried out using a Rock-Eval 6 Turbo device (Vinci Technologies) at the IStEP laboratory (UMR 7193, Paris), using the free cycle mode devoted to recent sediment analysis (Baudin et al., 2010, 2015; Behar et al., 2001; Espitalie et al., 1985; Lafargue et al., 1998).

### *III.2 Palynofacies*

The thin sections used for palynofacies observations were prepared through the destruction of the whole mineral part of the sediment by several successive acid attacks (Combaz, 1964). The bulk sediment is therefore treated by HCl and HF attacks using the standard procedure of Steffen and Gorin (1993). Two thin sections are prepared from each sample: a non-filtered one and a filtered one, for which only the  $\geq 10 \mu\text{m}$  fraction of the sample is used. Palynofacies observations were performed using an Axioplan2 Imaging Zeiss microscope in transmitted light. Filtered slides allow a better observation of phytoclasts and palynomorphs than non-filtered slides, however they do not represent the whole organic composition of the sediment as they do not show the finest organic particles. In order to perform quantitative observations of the organic part of the samples, filtered slides were used for visual quantitative observations based on relative surface proportions (Tyson, 1995). The simplified palynofacies classification used in this work is adapted from previous studies (Steffen and Gorin, 1993; Tyson, 1995; Whitaker et al., 1992). Three main groups and seven sub-categories are used to describe the OM pool of the samples (Tableau 3-1, Figure 3-2). Others constituents were also observed in the thin sections such as sporomorphs and zoomorphs (mainly scolecodonts) but were not counted due to their very low occurrence.

Tableau 3-1: Classification of the palynofacies identified in the samples from the Gabonese margin

Group	Category	Description	Origin	
Opaque black debris	Rectangular shape (ROD)	Charcoal and opaque phytoclasts	Oxidized or carbonized terrestrial plant fragments	
	Equidimensional or rounded shape (EOD)			
Phytoclasts (plant fragments)	Wood fragments (WF)	Dark red to orange elongated debris presenting often cell wall structure	Terrestrial plant fragment	Cortex and secondary xylem (wood)
	Light and translucent phytoclasts (LF)	Yellow to light brown colored phytoclasts with well-preserved cell wall structure		Leaf mesophyll epidermal tissue and cuticle
Amorphous organic matter	Red amorphous organic matter (R-AOM)	Dark red to orange colored particles with a dense aspect and sharp limits	Degraded terrestrial tissues	
	Dark amorphous organic matter (D-AOM)	Dark-brown or grey colored large flakes or cloudy masses with a diffuse aspect	Marine phytoplanktonic and bacterial sources	

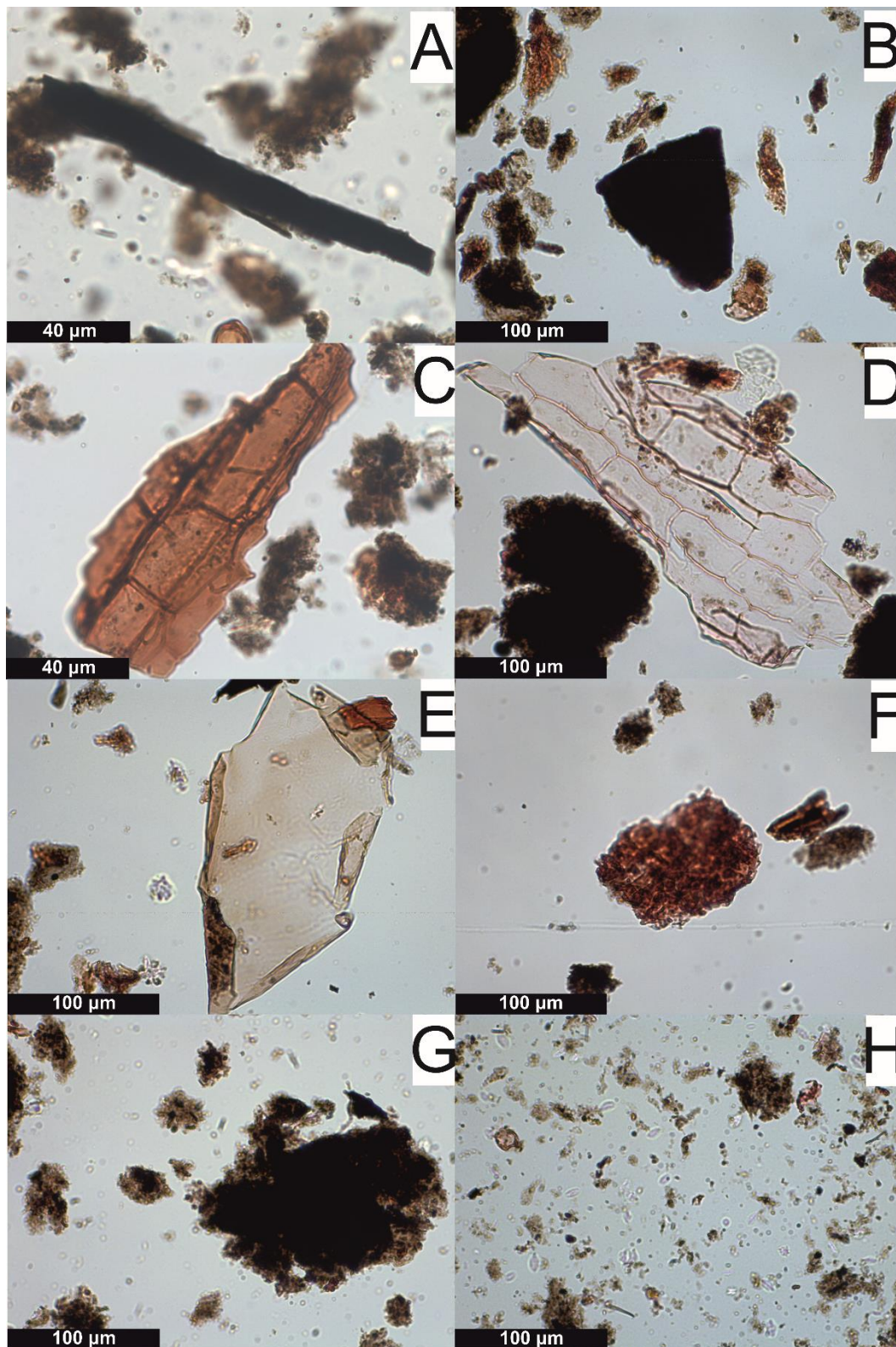


Figure 3-2: Microphotographs of palynofacies slides from the Gabonese margin showing the main constituents selected for the palynofacies classification. A: Rectangular shape opaque debris (ROD); B: Equidimensional opaque debris (EOD); C: Wood fragments (WF), D and E: light and translucent phytoclasts (LF); F: Red amorphous organic matter (R-AOM), G: Dark amorphous organic matter (D-AOM) forming large flakes; H: isolated tiny particles of D-AOM.

The non-filtered slides were photographed and the pictures were analyzed using the ImageJ software in order to estimate the proportion of OM measuring less than 10  $\mu\text{m}$ . In the pictures, the organic particles were separated from the background using a color-contrast threshold manually adapted for each image. The diameter of the particles was automatically computed by the software. The total surface covered by all the organic particles (in percent) was then calculated as well as the surface covered by the particles having a size (width/height) < 10  $\mu\text{m}$ . Five pictures per slide were analyzed (Figure 3-3). Based on the evaluation of a picture treated five times with different threshold the analysis error is around 2%.

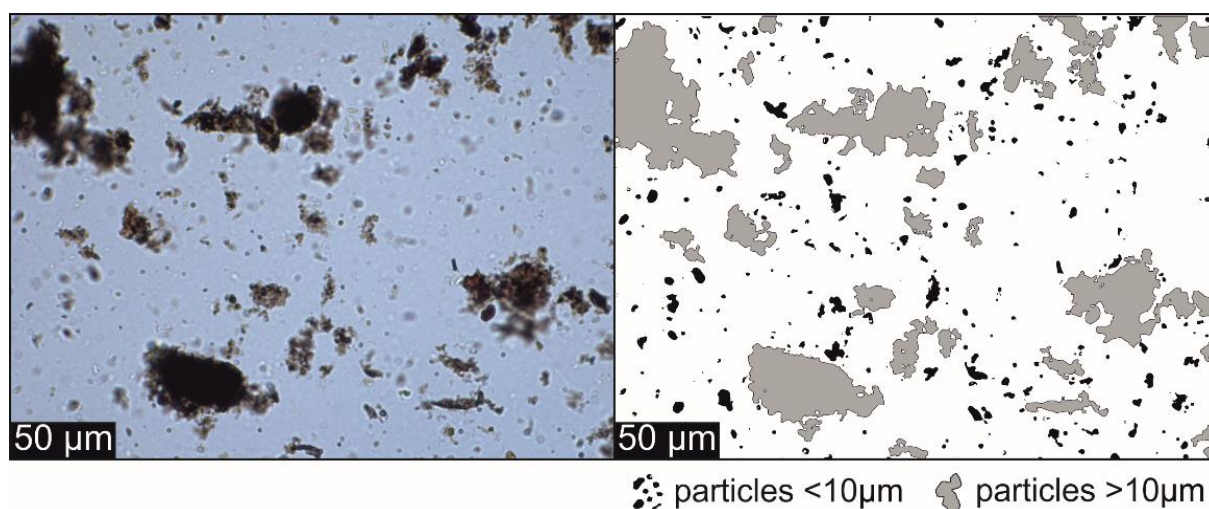


Figure 3-3: Image pre (left) and post (right) treatment with the ImageJ software of the slide KC01-2. The < 10  $\mu\text{m}$  particles represent 20% of the total particles surface.

### III.3 GDGT and *n*-alkane analyses

Molecular analysis were carried out at the METIS laboratory (UMR 7619, Paris). Lipid extractions were performed on frozen and freeze-dried samples. Samples were extracted three times during 5 minutes with chloroform (CF): methanol (MeOH) (9:1) using an accelerated solvent extractor (ASE 100 Dionex; 100  $^{\circ}\text{C}$ , 10.10<sup>6</sup> Pa). The extract was separated into two fractions through a 2 cm diam. Column of  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (activated overnight at 150 $^{\circ}\text{C}$ ) using heptane: DCM (9:1, v:v) and DCM:MeOH (1:1, v:v) respectively. The two fractions were then rotary evaporated, re-dissolved in 1 ml heptane and centrifuged using an Eppendorf Mini Spin centrifuge (1 min, 7000 rpm) prior to further analysis.

The *n*-alkanes contained in the apolar fraction were analyzed following the method described in Coffinet et al. (2017) by gas chromatography coupled to a mass spectrometer (GC-MS) using an Agilent Network 6890 GC System coupled with a 5973 Mass Selective Detector, with electron impact at 70 eV. 1  $\mu\text{l}$  was injected and the separation was achieved using a Restek RXI-5 Sil MS silica capillary column (30 m  $\times$  0.25 mm i.d., 0.50  $\mu\text{m}$  film thickness) with He as the



carrier gas at 1 ml/min flow rate. The GC oven initial temperature was set to 50 °C and then increased to 320°C at a 4°C/min. Samples were injected in splitless mode and the injector temperature was 280°C. *N*-alkanes were quantified using a known amount of deuterated standard (n-tetracosane d-50).

The odd-to-even carbon preference index ( $CPI_{25-33}$ ) for long-chain *n*-alkanes (Bray and Evans, 1961; Poynter and Eglinton, 1990) was calculated as follows :

$$CPI_{25-33} = 1/2 \left[ \frac{(C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33})}{(C_{24} + C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32})} + \frac{(C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33})}{(C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32} + C_{34})} \right]$$

The average chain length ratio ( $ACL_{25-33}$ ) of long-chain *n*-alkanes, corresponding to the average number of carbon atoms per molecule, was also computed for the different samples (Poynter and Eglinton, 1990):

$$ACL_{25-33} = \frac{\sum C_i \times i}{\sum C_i}$$

The polar fraction containing the GDGTs was rotary evaporated and re-dissolved in 1 ml heptane, before being centrifuged using an Eppendorf Mini Spin centrifuge (1 min, 7000 rpm). The supernatant was analyzed using high performance liquid chromatography – atmospheric pressure chemical ionisation mass spectrometry (HPLC-APCI-MS). HPLC-APCI-MS was performed using a Shimadzu LC-MS 2020. Separation was achieved with two columns in series (Hypersil Gold silica, Thermo Fisher; 2.1 x 150 mm, 1.9 µm) at 40 °C using a mixture of A and B (A = hexane and B = isopropanol) at 0.2 ml/min. Elution began at 82 % A/18 % B for 25 min followed by a linear gradient to 65 % A/35 % B in 25 min. A second linear gradient led to a mixture of 20 % A/80 % B in 30 min, maintained for 10 min and returned to the initial conditions (82 % A/18 % B) in 10 min, maintained for 30 min. Injection volume was 10 µl. Single ion monitoring (SIM) of the  $[M+H]^+$  ions was used to detect GDGTs. GDGT Quantification was made by comparing the peak areas of the different compounds to the one of an internal standard (C46, m/z: 744) as described by Huguet et al., (2013) (Figure 3-4).

The BIT index was calculated according to the equation proposed by Hopmans et al. (2004):

$$BIT = \frac{[GDGT I] + [GDGT II] + [GDGT III]}{[Crenarchaeol] + [GDGT I] + [GDGT II] + [GDGT III]}$$

The roman numbers refer to the branched GDGT structures presented in Figure 3-4 (Hopmans et al., 2004).

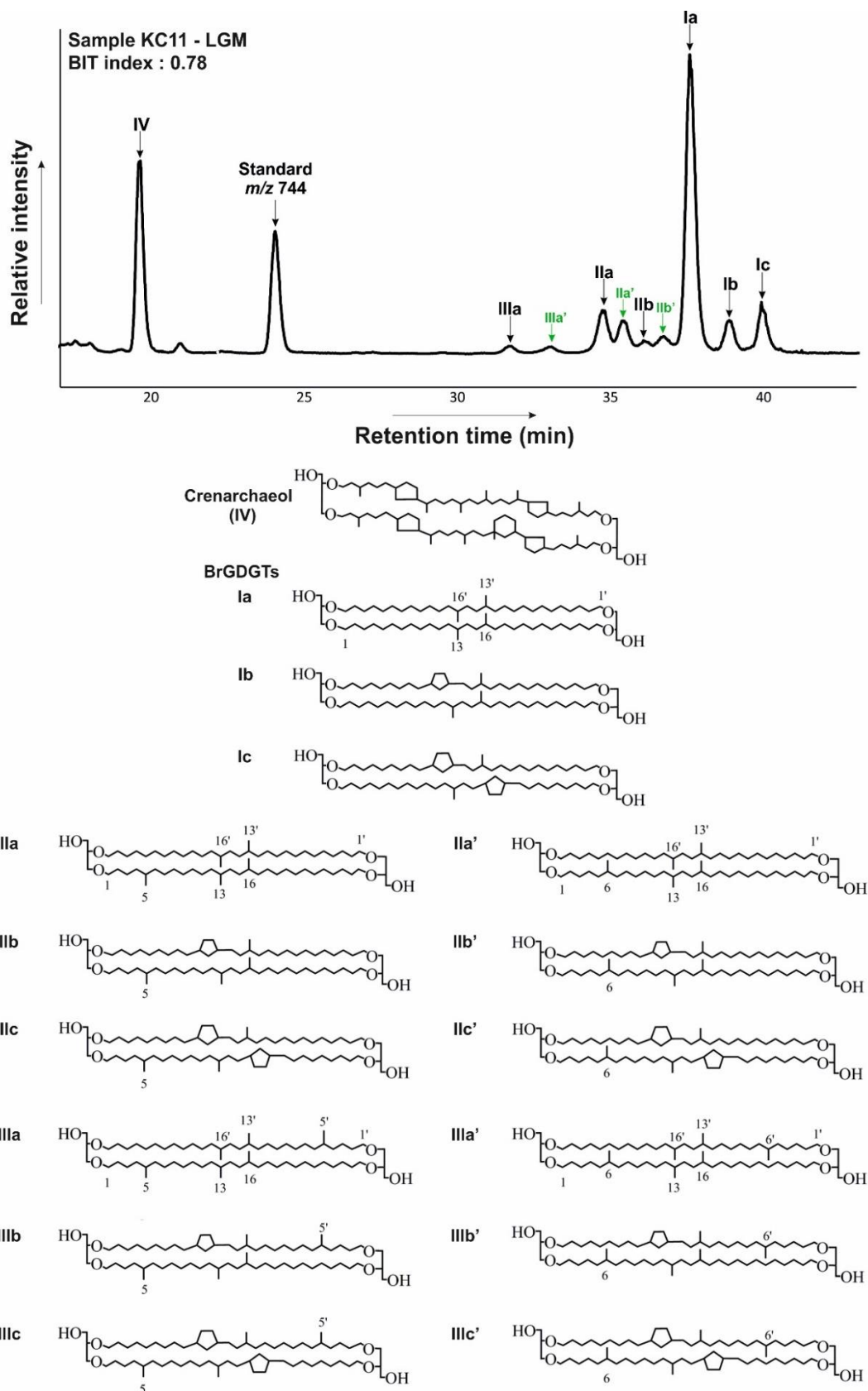


Figure 3-4: Base peak chromatogram of sediment sample KC11-LGM obtained by LC-MS analysis and structures of branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers (brGDGTs) and crenarchaeol. On the chromatogram, the green arrows show the 6-methylated isomers for the hexa- and pentamethylated brGDGTs (Hopmans et al., 2004, 2016).

## IV Results

### IV.1 Bulk OC $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ and Rock-Eval results

The organic carbon content measured in the sediments range from 0.44% to 2.14% with the highest values recorded at site KC18 (Figure 3-5). The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values varied between  $-18\text{‰}$  to  $-25.9\text{‰}$ . A slight decreasing trend of the TOC values from the continental shelf to the abyssal plain is noticeable for the Holocene sediments. For all the cores, except KC18 which covers only the first part of the Holocene, an increase of  $\text{C}_{\text{org}}$  content is observed during the LGM. The TOC is indeed multiplied by 3.3 over the period 7,000 - 20,000 yrs for KC16, KC01, KC11, KC10 and KC13 and only by 1.3 for core KC21. For cores KC13, KC10, KC11 and KC01 the increase of TOC during LGM is also associated with a decrease of the  $\delta^{13}\text{C}$ . This trend is not visible in core KC16 and KC21 which recorded steady  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  through times.

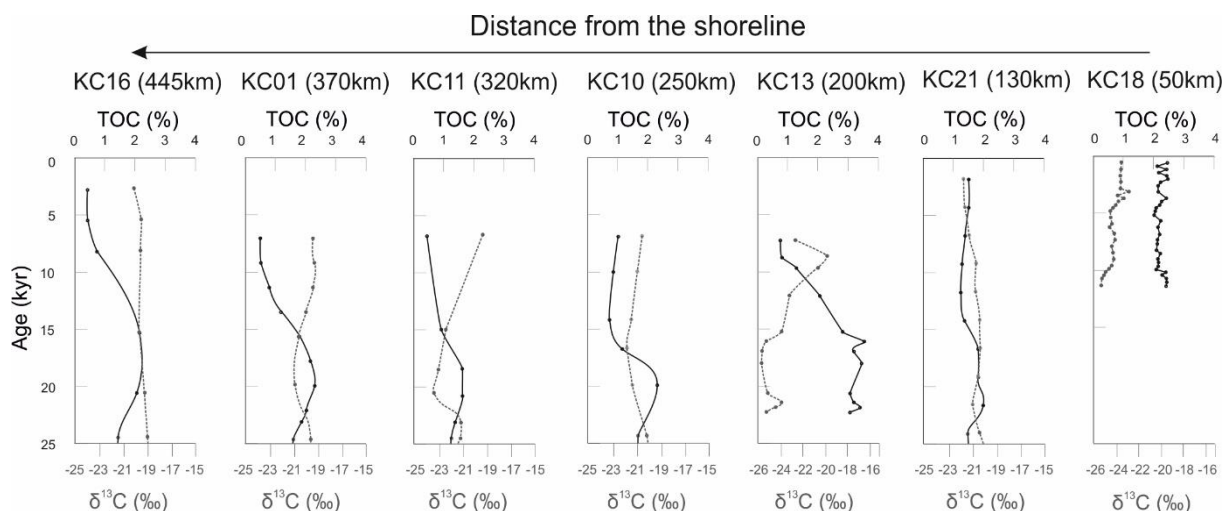


Figure 3-5: Plot of TOC (black line) and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  (grey dotted line) versus time for the seven cores.

The Rock-Eval results obtained on the selected samples from three cores, presented in a Van Krevelen diagram (Figure 3-6), show Hydrogen Index (HI) values ranging from 39 to 241 mg HC/g TOC (mean: 98 mg HC/g TOC). These values are quite low as this index can reach 1,000 mg HC/g TOC (Espitalie et al., 1985). On the contrary, the samples exhibit very high Oxygen Index (OI) values, from 93 to 887 mg  $\text{CO}_2$ /g TOC (mean: 298 mg  $\text{CO}_2$ /g TOC). The Tmax values are constant with a mean value at 420 °C.

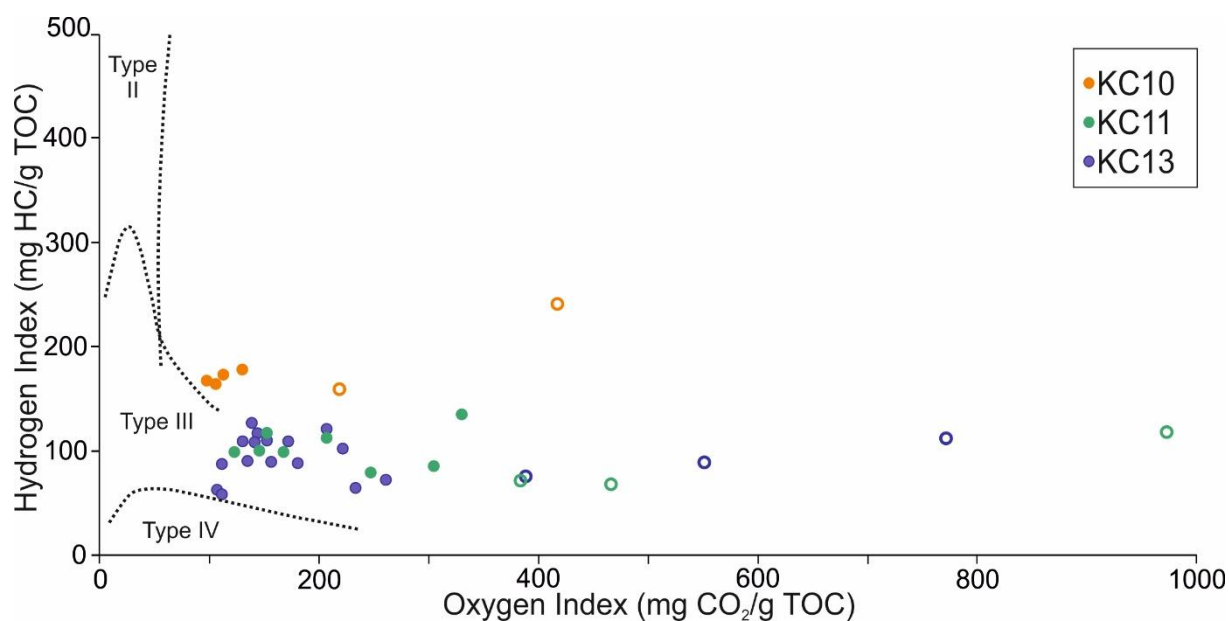


Figure 3-6: Van Krevelen-type diagram of mid-Holocene (full symbols) and LGM (empty symbols) sediments of the Gabonese margin. Dotted curved lines represent typical kerogen maturation pathways defining the different kerogen types. Note that some points are out of the classical limits.

## IV.2 Palynofacies

The image analysis realized on non-filtered slides show that the infra 10  $\mu\text{m}$  fraction of OM represents between 7% and 62% of the whole particulate organic mixture and constitutes for some samples the main part of the organic assemblage. Not taking into account these particles by observing only the filtered slides would imply a distorted view of the global organic assemblage. Visual observations of the fine fraction reveal that it is composed exclusively of D-AOM (Tableau 3-2). This finest fraction was consequently added to the D-AOM part in the quantitative counts realized on the filtered slides. This treatment allows to better represent the complete composition of the organic mixture present in the sediment.

Palynofacies are dominated by dark amorphous OM which can represent up to 96% of the organic composition, except for three samples (KC18-1, KC13-1 and 2) (Tableau 3-2). The D-AOM is largely dominant - representing more than 80% of the surfacic counts - in the two most distal cores: KC01 and KC16, but also on some samples of core KC10. This D-AOM is present under two distinct forms. It can form large blurred masses with a “clotted” appearance, badly defined limits and containing small inclusions such as opaque debris. D-AOM is also present under the form of very small isolated particles ( $\sim 2 \mu\text{m}$  of diameter). Despite their difference in size, their similar coloration and aspect tend to indicate that all the D-AOM has a common origin and that the larger particles are the result of the aggregation of smaller ones. The second most important group present in the samples are the different phytoclasts (wood fragments, light phytoclasts), representing

between 1 and 46%. They are even dominant in KC18-1 (44%), KC13-1 and 2 (42% - 46%) but they are present in very small amount in cores KC01-1 and 2 (6% - 4%) and KC16-1 and 2 (1% - 1%). Red amorphous OM represents the third abundant group of the palynofacies (1% - 19%). These particles are present in high proportions (~18%) in the most proximal cores KC18, KC21 and KC13. These particles present no internal structure but have a brighter red color and clearer limits than dark amorphous OM. Opaque ligneous debris are often only a minor part of the organic composition (mean 4%). However, it reaches up to 14% (counting both ROD and EOD) of the composition for two samples, KC13-2 and KC01-1.

*Tableau 3-2 : Results of the quantitative palynofacies analysis performed on the samples of the Gabonese margin sediments.*

Core	Sample number	Age (yrs BP)	Wood fragments (%)	Light and translucent phytoclasts (%)	Rectangular shape opaque debris (%)	Equidimensional or rounded shape opaque debris (%)	Dark amorphous OM (<10 µm) (%)	Dark amorphous OM (>10 µm) (%)	Red amorphous OM (%)
KC18	1	20 000	22	22	0	0	19	21	17
KC21	1	7 000	21	12	0	0	22	40	22
KC13	1	7 000	18	23	2	2	7	28	18
KC13	2	20 000	20	26	7	7	9	13	19
KC10	1	7 000	15	19	0	8	20	31	8
KC10	2	20 000	13	10	3	4	14	51	5
KC10	3	28 000	2	7	3	4	21	57	6
KC10	4	36 000	10	5	0	0	22	53	11
KC10	5	45 000	2	8	2	2	36	38	11
KC10	6	56 000	11	6	0	1	40	40	3
KC10	7	63 000	8	10	2	1	23	55	2
KC10	8	76 000	0	4	0	1	32	61	2
KC10	9	93 000	4	16	1	3	15	54	8
KC10	10	112 000	1	7	1	1	48	37	5
KC10	11	128 000	2	12	0	2	31	48	5
KC10	12	147 000	1	3	1	1	36	56	2
KC10	13	161 000	1	1	1	2	38	55	3
KC10	14	173 000	14	10	0	1	22	52	1
KC10	15	184 000	12	7	1	1	17	54	8
KC11	1	7 000	9	12	1	1	19	50	6
KC11	2	20 000	0	1	3	3	13	72	1
KC01	1	7 000	0	6	7	7	56	26	1
KC01	2	20 000	1	3	1	1	18	62	13
KC16	1	7 000	0	1	2	2	62	33	0
KC16	2	20 000	1	0	0	0	21	75	1

### IV.3 GDGTs and *n*-alkanes

Branched GDGTs (brGDGTs) and crenarchaeol have been detected in all samples with average concentrations ranging respectively from 3 – 237 ng.g<sup>-1</sup> and 3 – 449 ng.g<sup>-1</sup> dry weight sediment. GDGT concentrations have been normalized to TOC in order to distinguish high GDGT contents due to high organic carbon content from actual GDGTs inputs. The concentrations in crenarchaeol normalized to TOC are higher for LGM than for the mid-Holocene samples, the same tendency appears (albeit less markedly) for brGDGTs concentration normalized to TOC (Figure 3-7a and b). An offshoreward decrease of the concentrations is clear especially for mid-Holocene samples. The BIT index, which represents the ratio between branched GDGTs and crenarchaeol, shows a wide range of values (0.13-0.80; Figure 3-7c). During the Holocene, the values show a decreasing trend from KC18 to KC10 but then increase from KC10 to KC16 up to 0.46. The LGM BIT indexes show a decreasing trend from 0.80 (KC13) to 0.13-0.14 (KC01 and KC16).

N-alkanes in the Gabonese margin sediments display a mono-modal distribution pattern, with the long-chain n-alkanes (C<sub>25</sub>-C<sub>35</sub>) being the most abundant and a strong odd to even carbon number predominance (Figure 3-8); due to their high concentrations these long-chain n-alkanes were selected to trace the n-alkanes inputs to the ocean (Figure 3-7d). The concentration of long-chain *n*-alkanes (C<sub>25</sub>-C<sub>35</sub>) normalized to TOC varies from 17 to 134 µg/g C<sub>org</sub> with a mean value of 71 µg/g C<sub>org</sub>. CPI<sub>25-33</sub> varies from 0.67 to 9.82 (Figure 3-7e), and ACL<sub>25-33</sub> from 28.04 to 29.45 (Figure 3-7f). The values of these two indexes decrease basinward and are higher for the LGM time period than for the mid-Holocene.

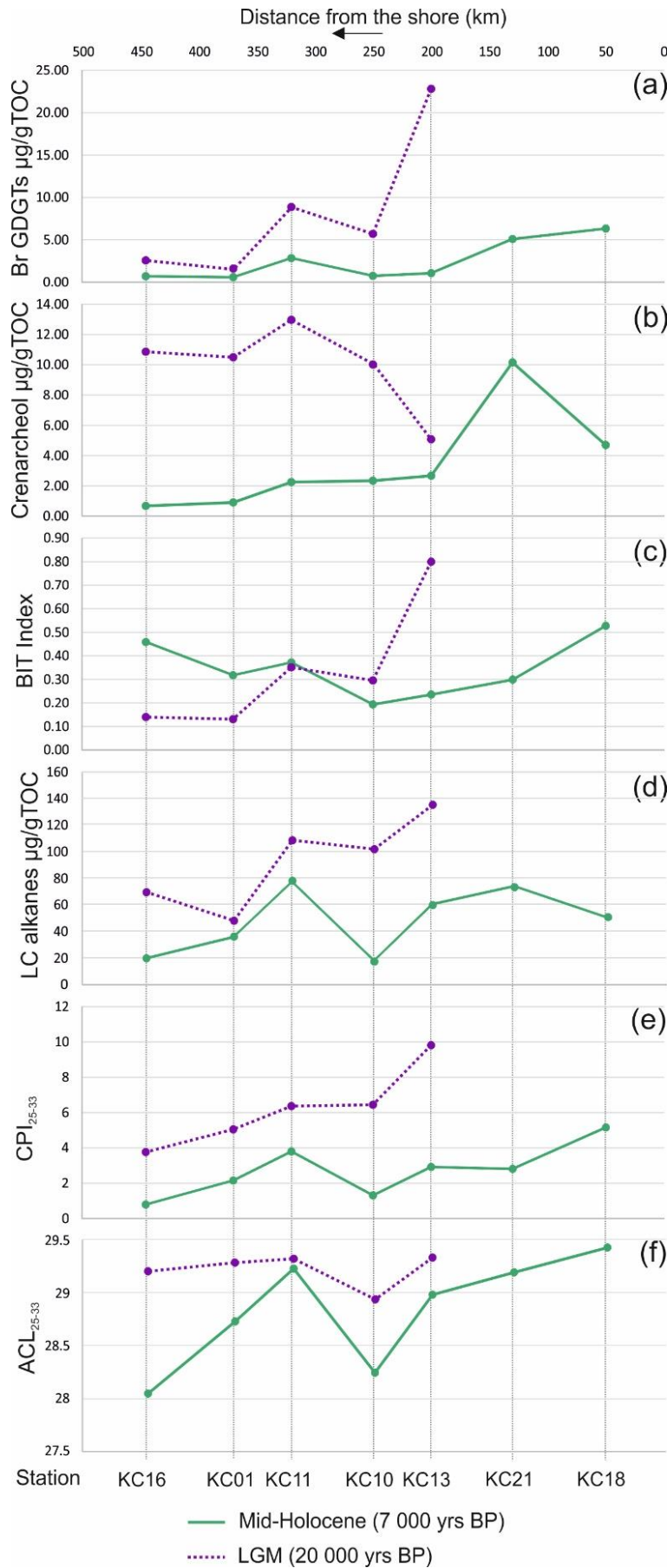


Figure 3-7: E-W transects of GDGTs and n-alkanes parameters for the mid-Holocene (green line) and the LGM (dotted purple line). (a) Normalized concentrations of brGDGTs, (b) normalized concentration of crenarchaeol, (c) BIT index values, (d) normalized concentrations of Long-Chain (LC) n-alkanes and (e) Carbon Preference Index values (CPI) and (f) Average Chain Length of long-chain n-alkanes.

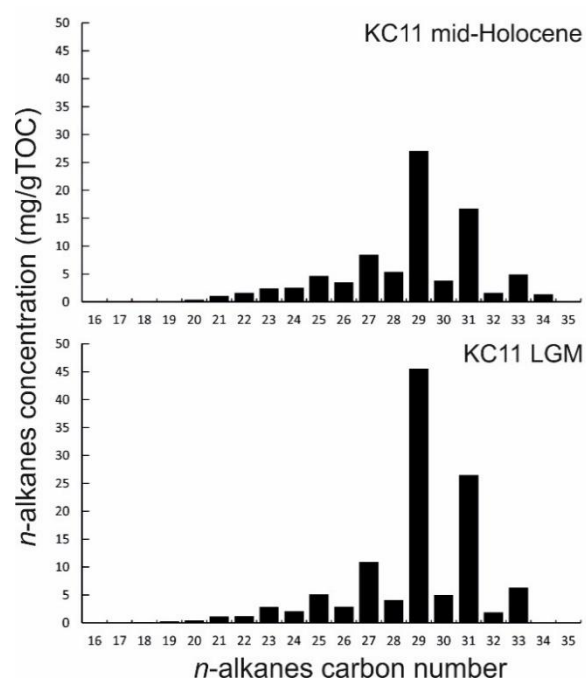


Figure 3-8: Typical *n*-alkanes distributions observed in the Gabonese margin sediments

## V Discussion

### V.1 Sources of organic matter

In order to estimate the amount of terrestrial organic matter in the different sediment samples from the Gabonese margin we used, when possible, a binary mixing model with the different set of proxies previously described.

#### V.1.1 $\delta^{13}\text{C}$

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  has been widely used as proxy for tracing the OM sources (marine vs. terrestrial) in sedimentary records (Goñi et al., 1997; Hedges, 1990; Hedges et al., 1997). The relative proportion of the two types of OM can be estimated using a two end-member mixing model defined as follows:

$$F_{\text{terr}}(\%) = [(\delta^{13}\text{C}_{\text{sample}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{mar}}) / (\delta^{13}\text{C}_{\text{terr}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{mar}})] \times 100$$

Where  $F_{\text{terr}}$  is the terrestrial  $\text{C}_{\text{org}}$  proportion (in percent) and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{sample}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{mar}}$  and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{terr}}$  correspond to the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values of the targeted sample and of the marine and terrestrial end-members. The results obtained from this simple equation are highly dependent on the end-members values, which are difficult to assess and can vary with both time and space. The range of values found in the literature for the Gulf of Guinea are between -18‰ to -21‰ for  $\delta^{13}\text{C}_{\text{mar}}$  and -26.7‰ to -28‰ for



$\delta^{13}\text{C}_{\text{ter}}$  (Bird et al., 1994, 1998; Hedges et al., 1997; Tyson, 1995). The sediments investigated in this study present  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  heavier than  $-20\text{‰}$ , even though palynofacies observations indicate that they contain some terrestrial phytoclasts. A value of  $-20\text{‰}$  would consequently not represent correctly the marine end-member, and  $-18\text{‰}$  appears more suitable. The terrestrial end-member was selected at  $-28\text{‰}$ , which is the value  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  found for sediment samples taken in some turbidites deposit and containing only TOM (Mignard et al., 2017). The use of these two end-members gives a proportion of TOM in the different sediments varying between 10 and 79%, with most of the samples containing less than 30% of TOM (Figure 3-10).

### **V.1.2 Rock-Eval**

Different studies have used the Rock-Eval parameters, especially the hydrogen index (HI) which approximates the H/C atomic ratio, to estimate the sources of OM when thermal maturation is low (Baudin et al. (2017), Pichevin et al., (2004), Sifeddine, (1995), Tissot and Welte, 1978). The samples from the Gabonese margin display very low Tmax ( $< 420^\circ\text{C}$ ), indicating that the OM did not experience thermal maturation and does not contain only small amounts of charcoal or recycled material from older mature rocks (Baudin et al., 2010). The low HI values recorded in our sediments could thus be attributed to type III organic carbon, reflecting the predominance of continental higher plant OC in the sediment or to highly oxidized marine OM (Figure 3-6) (Baudin et al., 2015; Espitalie et al., 1985; Peters, 1986). The latter hypothesis is more consistent with the sediment  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values, indicating a predominant marine origin of the OM. Moreover, the high OI values recorded for some samples, especially from the mid-Holocene (OI over 400) make the traditional modified van Krevelen diagram (IH-OI) inadequate to interpret these samples with the classical classification. Pichevin et al. (2004) and Baudin et al. (2015) found similar very high OI values in recent sediments of the Namibian Margin and the Timor Sea. These authors attributed these high values to the presence of poorly crystalized calcite in the sediments that decomposed at low temperature during pyrolysis. The Holocene sediments from the Gabonese margin contain on average more than 60% of calcite (Mignard et al., 2017) making this hypothesis very likely. More reliable results could be obtained by analyzing the isolated kerogen part of the sediments as suggested by Baudin et al. (2015). The low HI values ( $< 300 \text{ mgHC/gTOC}$ ) and the high OI recorded on the sediments prove that the petroleum potential of the OM buried is low, certainly due to the strong oxidation of the organic matter.

### **V.1.3 Palynofacies**

The palynofacies observations allowed distinguishing seven categories of particles. The structure of the wood fragments, light phytoclasts and opaque debris indicate their terrestrial origin

(Figure 3-2, Tableau 3-1). The origin of the amorphous OM is more open to debate. Indeed, amorphous OM is commonly considered to derive from marine phytoplankton that has been degraded by bacteria but it can also originate from degraded terrestrial tissue (Tyson, 1995). Some morphological and coloration aspects can allow the distinction between the two origins. The shape and color similarities of red amorphous OM with wood fragments would suggest that red amorphous OM derives from the biodegradation of ligneous debris through a process of amorphization. The still neat boundaries of the red amorphous OM particles would suggest that the amorphization is still at an early stage (Figure 3-9).

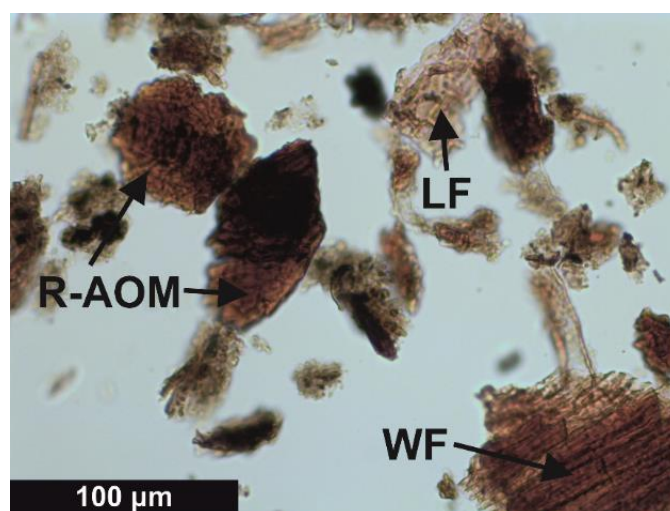


Figure 3-9 : Palynofacies slide showing the three main types of terrestrial components WF, LF and R-AOM. This slide shows the color and morphological similarities between R-AOM and WF.

In contrast, amorphous OM which directly or indirectly derives from marine productivity is often described as “fluffy”, “granular” or “flaky” and dark-colored (Batten, 1983; Filho et al., 2010; Tyson, 1995; Wood and Gorin, 1998) even though these criteria can be in some cases inadequate (Batten, 1983). In our samples, the dark amorphous OM was consequently associated to MOM. Very few other clear marine-derived particles, such as dinoflagellate cysts and foraminiferal linings, have been recognized in the thin sections. The proportion of MOM in the samples was calculated as the percentage of D-AOM in the surfacic counts (Schnyder et al., 2017)(Figure 3-10). The particles of marine origin largely dominate the OM components, except in cores KC13 and KC18. TOM proportions estimated by this method are between 4% and 60% with a mean value of 26%.

#### **V.1.4 Molecular methods**

The analysis of a large number of samples from soil, coastal and deep-sea sediments demonstrated the potential of the GDGT-derived BIT index to assess the relative fluvial inputs of

soil organic matter (SOM) into the marine realm. This proxy, which is the ratio of crenarchaeol and brGDGTs, is based on the assumption that crenarchaeol is produced only by *Thaumarchaeota* of aquatic origin whereas brGDGTs are biosynthesized by soil bacteria (Schouten et al., 2013 and references therein). These two assumptions have however been reassessed since the initial formulation of the BIT index (Hopmans et al., 2004), and studies have proven the non-specificity of both crenarchaeol and brGDGTs production; this issue is discussed further in details in section V.2. To evaluate the respective proportions of marine and soil OM a binary mixing equation was used, as for the other bulk techniques. The values for the marine and the soil end-members were chosen respectively as 0.02 and 0.99, which are the mean value found deep-sea and soil samples (Hopmans et al., 2004; Kim et al., 2006). Based on BIT values, the proportion of TOM in Gabonese sediments was estimated to be comprised between 14% and 89% and the mean value is 32% (Figure 3-10).

Long-chain odd-carbon-numbered *n*-alkanes ( $C_{25}$ - $C_{35}$ ) are derived from the surface waxes of terrestrial higher plant leaves and these compounds can be washed from the leaves by rain or eroded with soils (Eglinton et al., 1962). They are widely found in marine sediments and can be used to trace terrestrial inputs (Fang et al., 2014; Ficken et al., 2000; Silva et al., 2012). On the other hand, short chain *n*-alkanes ( $<C_{20}$ ) are produced by algae, bacteria, fungi, and yeast species but can also derive from the bacterial degradation of long-chain *n*-alkanes. Middle-length chained *n*-alkanes ( $C_{20}$ - $C_{25}$ ) are dominant components of submerged and floating aquatic macrophytes (Ficken et al., 2000). The carbon preference index can be used to distinguish the main sources of *n*-alkanes. CPI values over 5 are considered to be typical from higher plants whereas CPI close to 1 reflect a marine origin of the OM (Bray and Evans, 1961). The concentrations in long-chain alkanes, the CPI values as well as the ACL values across the margin suggest a dual source of OM in the sediments and a decreasing terrestrial influence toward the abyssal plain (Figure 3-8: Typical *n*-alkanes distributions observed in the Gabonese margin sediments). However, the non-specific origin of short-chain *n*-alkanes prevents their use to estimate quantitatively the marine and terrestrial proportions of OM.

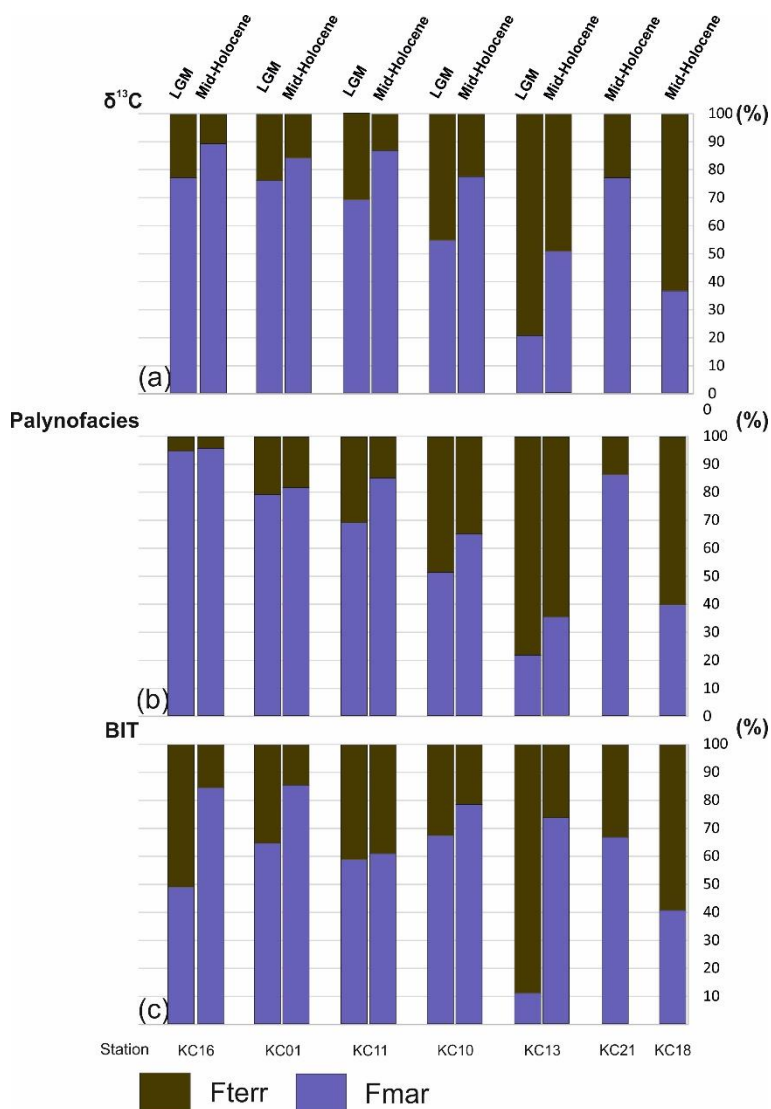


Figure 3-10: Terrigenous ( $F_{terr}$ ) and marine ( $F_{mar}$ ) fraction of the organic carbon in percentage calculated via (a)  $\delta^{13}C$ , (b) palynofacies and (c) BIT index.

## V.2 Comparison of proxies for estimating organic matter sources

All the different proxies used in these studies display globally the same spatial and temporal trends, *id est*, an oceanward reduction of the terrigenous influence and relatively higher terrigenous inputs during LGM compared to the mid-Holocene period (Figure 3-10). These two trends are nonetheless more tenuous for the values obtained using the BIT index. Despite these similar trends, different estimates of the relative fractions of marine and terrigenous OM are obtained depending on the proxy used (Figure 3-11).

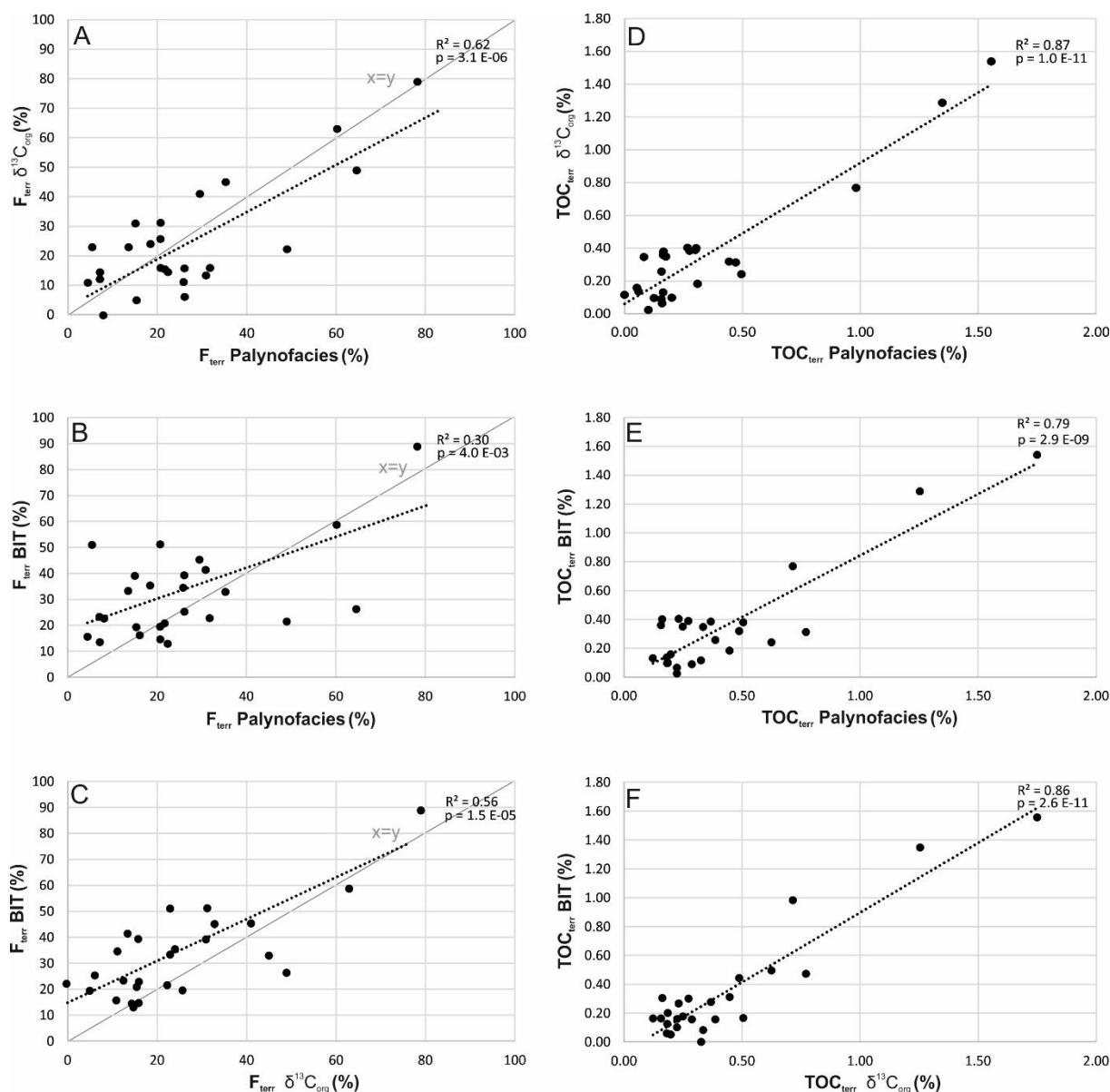


Figure 3-11: Comparison of the terrigenous carbon fraction (%) ( $F_{terr}$ ) and terrigenous organic carbon content (%wt) ( $TOC_{terr}$ ) calculated using the BIT, the palynofacies observation and the isotopic values.

The estimations of terrestrial OM proportions obtained by  $\delta^{13}C_{org}$  and palynofacies are consistent ( $R^2=0.62$ ) even though for some samples, the difference between the two estimations is higher and close to 27% (mean difference: 10.6%) (Figure 3-11, A). No general trend of over or under-estimation is noticeable between the two methods and the linear regression curve is very close to the 1:1 line. This is in agreement with the fact that both palynofacies and  $\delta^{13}C_{org}$  methods take into account the whole (bulk) organic fraction of the sediment.

In contrast, the  $F_{terr}$  estimated from the BIT is almost always higher than the estimates given by the two other bulk methods (Figure 3-11, B, C). This result is surprising because BIT is a specific tracer of soil OM, representing only a part of the total terrestrial organic matter. In contrast,  $\delta^{13}C_{org}$  and palynofacies allow to trace the whole TOM, i.e. both soil and plant OC (Kim

et al., 2006; Weijers et al., 2006). Consequently, the terrigenous fraction calculated using the BIT index should be lower than the one calculated using  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  and palynofacies. These apparently too high values of BIT index could be due to the fact that brGDGTs are not only biosynthesized by bacteria thriving in soils and peat, as it was initially assumed when this proxy was developed. Several studies indeed showed brGDGTs can also be produced *in situ* in marine environments (Liu et al., 2014; Peterse et al., 2009; Weijers et al., 2014; Zell et al., 2015; Zhu et al., 2011). This marine production of brGDGTs can lead to an overestimation of the soil organic carbon fraction in the marine sediments, and consequently to biased BIT values. Xiao et al. (2016) have shown that the ratio between brGDGTs IIIa and brGDGTs IIa (IIIa/IIa) (Figure 3-4) could be used to detect *in situ* production of brGDGTs in marine environments. They observed that the IIIa/IIa ratio is lower than 0.59 in most soil samples, but higher than 0.92 in most of marine sediments not affected by terrestrial inputs and where brGDGTs are present. In the Gabonese margin samples the IIIa/IIa ratio is higher than 0.92 for half of the samples, suggesting that brGDGTs are produced *in situ* and leading to biased BIT values. Even though the BIT index does not provide accurate estimates of TOM and MOM proportions, it can be still be used to follow the global variations in terrigenous organic matter inputs, which are consistent with the trends obtained from the other proxies.

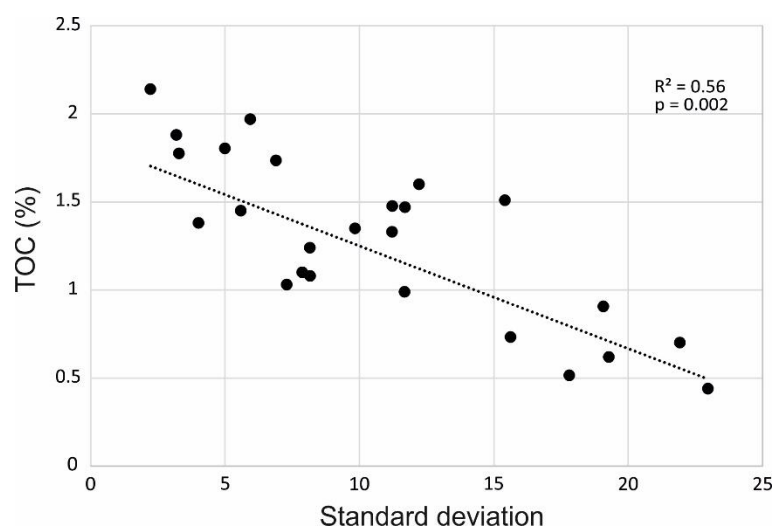


Figure 3-12: Standard deviation between the  $F_{\text{terr}}$  calculated with the BIT,  $\delta^{13}\text{C}$  and palynofacies against the TOC content of the samples.

The organic carbon content of the samples may also influence the precision of the different estimations of  $F_{\text{terr}}$  and  $F_{\text{mar}}$ . To test this hypothesis we calculated the standard deviations (which measures the dispersion of a set of data) between the  $F_{\text{terr}}$  obtained by the three methods for each sample and compared it to the TOC of the sample (Figure 3-12). This standard deviation is clearly dependent on the organic carbon content as shown on Figure 3-12. The lower the TOC is, the higher the standard deviation. Under a value of 1% TOC the standard deviation is over 13%, which means that the differences between the three estimations of  $F_{\text{terr}}$  are very important. This highlights the fact that the source determination of OM is much more complicated in organic-poor sediments, typical of deep-sea settings. Besides the estimations of the  $F_{\text{terr}}$ , the TOM content was also

calculated by multiplying the TOC by the  $F_{\text{terr}}$  obtained by the three methods (Figure 3-11D, E and F). The comparison of TOM content obtained by the different methods show better correlations ( $R^2 > 0.75$ ) than the comparison of the  $F_{\text{terr}}$  values. The low content of organic carbon of some samples mitigate the previously observed differences between the three estimation methods.

### ***V.3 Transport processes of organic matter***

The dual origin of OM in Gabonese sediments implies different transport and settling processes. When considering the terrigenous fraction of the OM, the particles can be transported offshore via fluvial or aeolian pathways. It has been long noticed that the physical properties of long chain *n*-alkanes enable them to survive aeolian transportation and it was then assumed that these molecules could be deposited far offshore due to wind transport (Engel and Macko, 1993; Gagosian and Peltzer, 1986; Poynter et al., 1989; Simoneit et al., 1977). In contrast, it has been shown that GDGTs are mostly transported by rivers, their aeolian transportation being limited (Fietz et al., 2013; Hopmans et al., 2004). These potential different transport pathways can create differences between *n*-alkanes and GDGT records. Hopmans et al. (2004) showed that in the Congo Fan recent sediments the *n*-alkane distribution shows the highest concentrations under the trade-wind trajectory originating from the coast of southwestern Africa, whereas the GDGTs concentrations clearly follow the Congo River plume. However, along the Gabonese margin the two terrestrial proxies show the same pattern, implying that the terrigenous OM is deposited by fluvial transport and that aeolian inputs are very minor. This could be explained by the specific directions of the winds over the region and by the humid climate that prevent long transport of aeolian particles.

The palynofacies observations confirm the direct fluvial inputs. Indeed, the terrigenous particles show a particularly well preserved aspect with discernable cell walls in light phytoclasts and xylem fiber in wood fragments. The good resistance to degradation and transport of wood fragments is due to the high content of lignin that strengthen the particles. The good state of preservation of the translucent phytoclasts that are thinner-walled, have a lower lignin content and consequently are more sensitive to decay proves a close and direct source of terrestrial organic debris (Batten and Stead, 2005; Schnyder et al., 2017). This proves the direct input of terrestrial organic matter delivered by the Ogooue River to the margin. Nonetheless, it is noticeable that among the detrital organic particles the light phytoclasts and the wood fragments concentration decreases seaward whereas the proportion of opaque debris increases. These two parallel trends are a result of differential settling sorting of the different particles. The importance of density of the organic particles in the spatial distribution of the particles has already been demonstrated in several studies of recent and fossil deposits (Baudin et al., 2010; McArthur et al., 2016; A. D. McArthur et al., 2016; Schnyder et al., 2017). These studies show that the deposition of the different types of organic particle transported by a turbulent flow will depend on a “hydraulic sorting” effect with

the denser particles being maintained longer in the flow and consequently deposited in the most distal deposition area of the system such as the deep-sea lobes. However, the samples selected for this study result of hemipelagic deposits and not of turbiditic currents. It can thus be surprising that the opaque and dense debris are not localized in the upper part of the margin. However, the opaque debris are globally smaller than light phytoclasts. Their small size will consequently allow a longer transport than light phytoclasts and settling in a more distal area.

#### ***V.4 Temporal fluctuation of organic matter content and origin***

Different studies have been led on the organic carbon content of the sediments of the Gulf of Guinea focusing on the deposits off the Congo, Niger and Sanagra rivers. All these studies recorded strong variations between the organic carbon content of the Holocene and LGM periods (Crosta et al., 2012; Holtvoeth et al., 2001, 2001, 2003; Kallweit et al., 2012; Schneider et al., 1997; Weijers et al., 2009). Indeed, all over the Gulf of Guinea, the transition from LGM to Holocene is marked by a drop of the TOC content due to a combined decrease of the marine and terrigenous OM content. The relative fluctuations of these two types of OM depend mainly on the precise location of the core studied with sites under the direct influence of high terrigenous inputs being more sensitive to the decrease of terrigenous OM (Holtvoeth et al., 2001; Kallweit et al., 2012; Schneider et al., 1994; Weijers et al., 2009, 2014). The sediments of the Ogooue fan clearly show the same dual fluctuation of the marine and terrigenous OM for these two time periods. Figure 3-13 shows the decrease from LGM to mid-Holocene of both MOM and TOM calculated with palynofacies and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  methods. On this graph, it is noticeable that the stations located further offshore than KC13 have mainly recorded fluctuations of the MOM accumulation. On the contrary, locations of cores KC10 and KC13 are mainly influenced by TOM variations. The higher distal MOM accumulation during LGM compared to Holocene should be due to an increase of the primary productivity in the surface waters. This is confirmed by the higher concentration of crenarchaeol from station KC10 to station KC16 for the LGM (Figure 3-8: Typical n-alkanes distributions observed in the Gabonese margin sediments

, b) which trace the marine productivity (Kallweit et al., 2012). The higher marine productivity can be linked with an increase in the riverine nutrient supply or in the zonal trade-wind intensity (Diester-Haass, 1983). The influence of the Ogooue River supply seems however to be limited as the stations located near the river mouth are not subjected to the strongest fluctuations of MOM content. On the contrary, the most distal stations are located under the highly productive Equatorial Divergence zone (Figure 3-1) which was even more productive during glacials due to trade wind changes (Giresse, 2008; Holtvoeth, 2004). Higher TOM inputs during LGM are also recorded especially for station KC13 and KC10. This increase can be attributed to the low sea-level of the LGM. Shelf exposure during low sea-level period enhanced the direct export of coastal and riverine sediment to the deep-sea environment by drastically reducing the shelf width and allowing



a more direct connection between the riverine and the oceanic systems (Cartapanis et al., 2016; Mollenhauer et al., 2004; Schneider et al., 1994; Zabel et al., 2001). The locations of core KC13 and KC10 indicate that these fluctuations of TOM inputs are of major importance for TOC content of continental slope sediments.

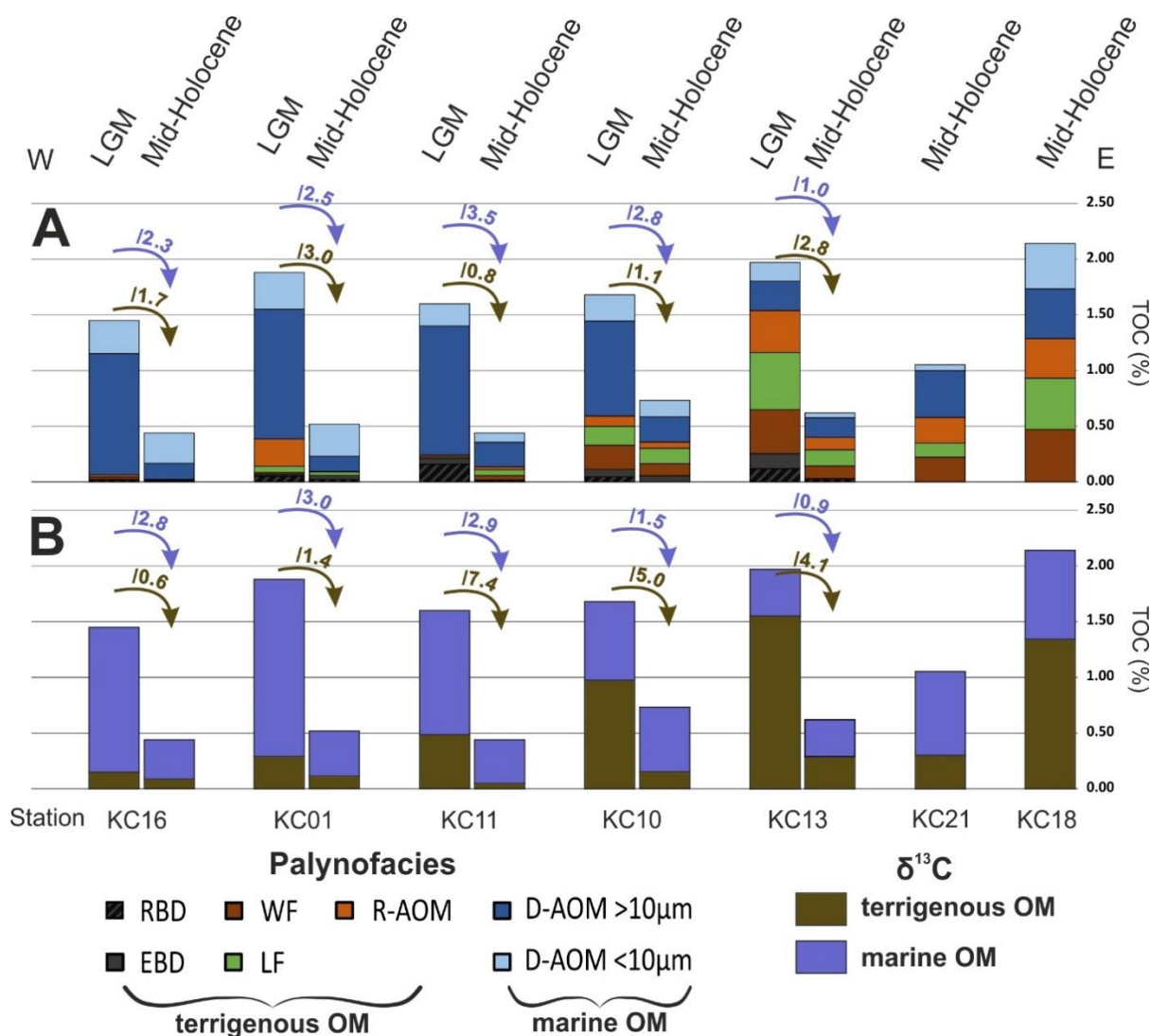


Figure 3-13: Temporal and spatial variations of A: palynofacies proportions resulting from the surfacic counts multiplied by the organic carbon content and B: TOM and MOM calculated using the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  mixing model. The blue and brown arrows and the figures associated correspond respectively to the reduction of MOM and TOM from LGM to the mid Holocene at the five more distal stations.

Despite the low resolution of the sampling done along core KC10 and covering the last 180,000 yrs (MIS 1 to 6), the records allow to highlight some features of the fluctuations of TOM and MOM through time. The MOM fluctuation, shown by the crenarchaeol concentration and the amorphous palynomorphs relative concentration, appears synchronous with the glacial-interglacial cyclicality (Figure 3-14, A, C). Core KC10 probably recorded the variations of productivity and of

the eastern equatorial Atlantic waters. These record also show that two times periods recorded important terrigenous inputs: the early MIS6 and the period covering MIS4 to MIS1. These periods correspond to globally high BIT index, brGDGTs and LC *n*-alkanes concentrations (Figure 3-14, B, D, C and E). Such variations can hardly be explained by changes on the vegetation cover as the drainage basin of the Ogooue River remained covered with rain forest vegetation from stage 6 to nowadays (Dupont et al., 2000). It can neither be attributed to sea-level drastic changes because during late MIS6 sea-level was as low as during MIS2 (Waelbroeck et al., 2002). These variations of TOM concentrations could thus be attributed to modification of the transport pathways of the terrigenous organic particles or to the intensity of erosion of the shelf.

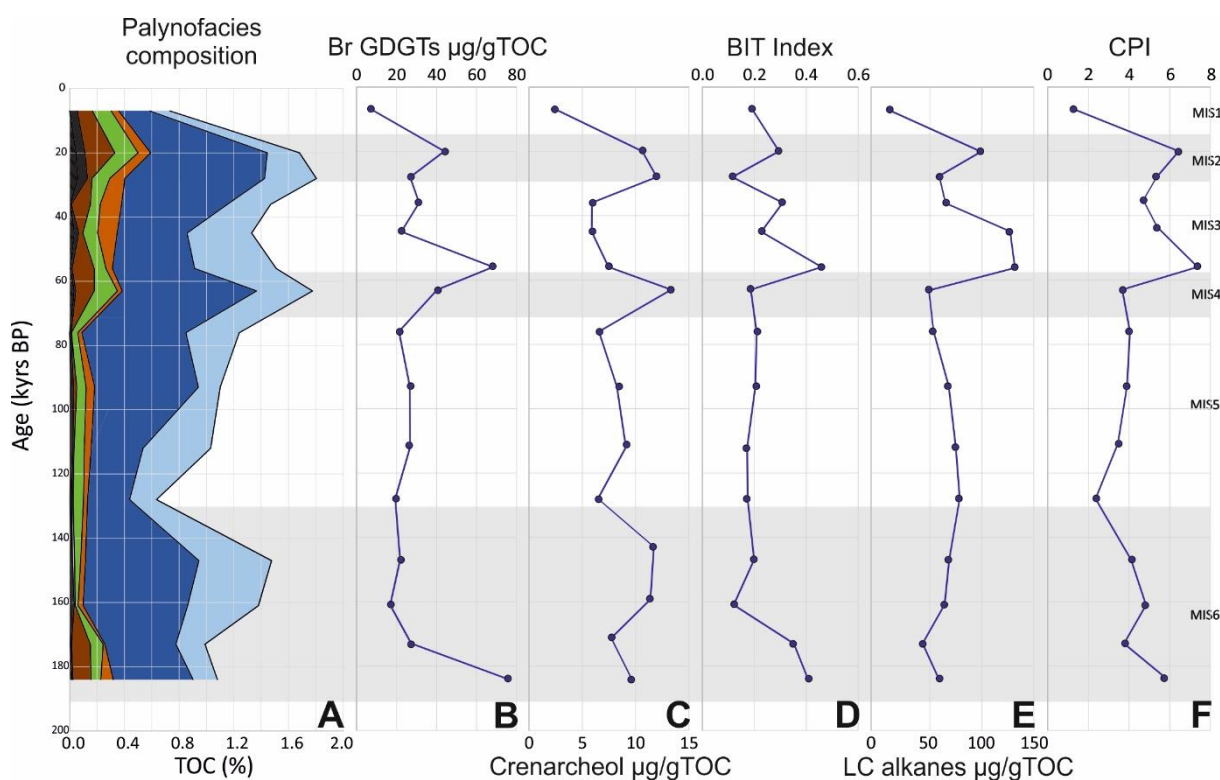


Figure 3-14: Core KC10 time record of A: palynofacies composition reported to TOC (%), B: Normalized concentrations of brGDGTs, C: normalized concentration of crenarchaeol, D: BIT index values, E: Normalized concentration of Long-Chain (LC) *n*-alkanes and F: Carbon Preference Index values (CPI). The grey rectangles highlight the glacial periods. See Figure 3-13 for palynofacies colors explanations.

## VI Conclusions

The analysis of different samples from the Gabonese margin showed the difficulty to obtain reliable and precise data on the origin of the OM in the sediments, especially for organic-poor sediments (TOC <1%) where MOM is dominant. Indeed, the choice of the proxy used can strongly influence the results and the limitations of the different methods should be kept in mind when interpreting the data. The classical and quick Rock-Eval analysis method appears to be inadequate

to clearly discriminate the origin of OM of the sediments certainly due to the presence of poorly crystallized carbonate in the samples. The different other proxies used show globally the same trends: a basinward decrease of the terrestrial influence and a higher accumulation of both marine and terrigenous OM burial during LGM compared to the mid-Holocene period. However, when estimating the relative proportions of marine and terrigenous organic carbon strong differences appear, especially between molecular (GDGTs) and bulk ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  and palynofacies) proxies. These differences are mostly linked with the end-members values chosen in the simple binary mixing equation usually used. These end-members appear indeed to be highly sensitive to the local conditions. The study of the present day production of both the marine and terrigenous OM could allow a better calibration of the proxies, however it would still be questionable to use these values for older samples because fluctuations of the type of productivity is highly likely. This study of the hemipelagic sediments of the Gabonese margin also highlight the fact that organic carbon accumulation in these kinds of deposits was mainly influenced by the variations of marine OM accumulation rather than by terrigenous OM inputs.

## Appendix 1

Tableau 3-3: GDGTs and n-alkanes distribution parameters.

Core	Sample number	Age (yrs BP)	TOC (%)	Concentration of isoprenoid GDGTs ( $\mu\text{g/g}$ of sediment)	Concentration of branched GDGTs ( $\mu\text{g/g}$ of sediment)	Concentration of Crenarchaeol ( $\mu\text{g/g}$ of sediment)	Concentration of isoprenoid GDGTs ( $\mu\text{g/g}$ of TOC)	Concentration of branched GDGTs ( $\mu\text{g/g}$ of TOC)	Concentration of Crenarchaeol ( $\mu\text{g/g}$ of TOC)	BIT index	IIIa/IIa	Concentration of total n-alkanes ( $\mu\text{g/g}$ of sediment)	Concentration of long-chain n-alkanes ( $\mu\text{g/g}$ of sediment)	Concentration of total n-alkanes ( $\mu\text{g/g}$ of TOC)	Concentration of long-chain n-alkanes ( $\mu\text{g/g}$ of TOC)	CPI <sub>25-33</sub>	ACL <sub>25-33</sub>
18	1	7000	2,14	185,68	135,60	105,98	8,68	6,34	4,95	0,53	0,50	1,12	1,08	52,57	50,32	5,16	29,42
21	1	7000	1,35	279,88	71,37	153,90	20,73	5,29	11,40	0,30	1,30	1,07	0,91	85,42	72,96	2,81	29,18
13	1	7000	0,62	68,12	14,48	39,32	10,99	2,34	6,34	0,24	1,39	0,44	0,37	70,98	59,73	2,93	28,97
13	2	20000	1,97	188,02	449,45	100,01	9,54	22,81	5,08	0,80	0,22	2,72	2,64	138,28	134,14	9,82	29,33
10	1	7000	0,73	31,86	5,43	18,30	4,35	0,74	2,50	0,19	2,82	0,32	0,13	43,74	17,50	1,42	28,24
10	2	20000	1,68	328,52	95,73	178,69	19,55	5,70	10,64	0,30	0,59	1,80	1,70	107,39	101,32	6,45	28,93
10	3	28000	1,80	397,56	48,40	216,25	22,04	2,68	11,99	0,12	1,05	1,52	0,61	84,40	63,76	5,36	29,01
10	4	36000	1,47	158,06	46,02	86,67	10,75	3,13	5,90	0,31	0,80	1,19	1,02	80,66	69,69	4,68	28,42
10	5	45000	1,33	140,36	29,70	78,22	10,55	2,23	5,88	0,23	1,04	1,96	1,70	147,48	128,08	5,33	28,58
10	6	56000	1,51	200,73	103,06	112,73	13,29	6,83	7,47	0,46	0,38	2,10	2,01	139,15	133,00	7,38	28,94
10	7	63000	1,78	424,84	71,68	236,62	23,93	4,04	13,33	0,19	0,83	1,02	0,95	57,48	53,62	3,67	29,04
10	8	76000	1,24	142,01	26,23	81,33	11,45	2,12	6,56	0,21	0,47	0,79	0,71	63,37	57,25	4,05	29,21
10	9	93000	1,10	162,22	29,21	90,67	14,75	2,66	8,24	0,20	0,86	0,85	0,78	77,38	71,16	3,90	29,32
10	10	112000	1,03	166,56	27,51	93,67	16,17	2,67	9,09	0,17	1,06	0,86	0,80	83,79	78,13	3,66	29,42
10	11	128000	0,63	70,37	12,23	40,96	11,10	1,93	6,46	0,17	1,37	1,26	0,96	99,06	81,44	2,36	28,50
10	12	147000	1,48	191,80	32,14	165,60	12,99	2,18	11,22	0,20	0,79	1,16	1,06	78,84	71,61	4,11	29,42
10	13	161000	1,38	202,07	23,13	151,84	14,64	1,68	11,00	0,12	1,05	1,01	0,94	72,83	67,79	4,84	29,17
10	14	173000	0,99	76,53	27,06	73,70	7,74	2,74	7,45	0,35	0,69	0,58	0,48	58,59	48,46	3,75	28,86
10	15	184000	1,08	184,91	81,34	103,95	17,12	7,53	9,62	0,41	0,35	0,71	0,69	66,15	63,54	5,86	29,45
11	1	7000	0,44	34,66	12,55	20,00	7,88	2,85	4,55	0,37	0,55	0,38	0,34	85,60	77,52	3,79	29,22
11	2	20000	1,60	396,75	142,10	221,37	24,80	8,88	13,84	0,35	0,40	1,86	1,73	116,27	108,11	6,37	29,31
1	1	7000	0,52	8,50	3,02	4,99	1,63	0,58	0,96	0,32	2,77	0,23	0,19	44,92	36,32	2,15	28,72
1	2	20000	1,88	231,68	30,27	127,20	12,32	1,61	6,77	0,13	1,19	0,97	0,90	51,71	47,92	5,05	29,28
16	1	7000	0,44	5,32	3,06	3,11	1,21	0,70	0,71	0,46	1,27	0,11	0,09	25,57	20,16	0,79	28,04
16	2	20000	1,45	300,78	37,26	169,08	20,74	2,57	11,66	0,14	1,43	1,13	1,01	78,16	69,41	3,77	29,20

Points principaux à retenir : Cette étude multi-proxies effectuée sur des sédiments hémipélagiques de la marge Gabonaise a permis de mettre en évidence la double origine, marine et continental, de la matière organique sédimentaire. En outre, l'origine fluviale de la matière organique continentale est prépondérante uniquement dans les sédiments de la pente continentale, mais devient très minoritaire une fois le glacis atteint. L'ensemble des proxies montrent des tendances spatio-temporelles semblables, c'est-à-dire un appauvrissement en matière organique continentale vers le large et des dépôts plus riches en matière organique continentale durant le dernier maximum glaciaire comparativement à l'Holocène moyen. Néanmoins, la quantification précise des portions continentale et marine de la phase organique s'avère différente en fonction de la méthode d'analyse choisie. Cette étude a permis de montrer la cohérence forte entre les méthodes utilisant l'isotopie du  $C_{org}$  et les lames réalisées pour l'étude des palynofaciès. Elle a de plus pu mettre en évidence une limitation dans l'utilisation du BIT index pour ces sédiments, certainement due à de la production marine de brGDGTs induisant un biais dans le calcul de l'indice. Les analyses effectuées ont également pu démontrer que la quantification des parts continentale et marine est d'autant plus compliquée que la quantité en  $C_{org}$  est faible dans les dépôts. Il apparaît en effet qu'en dessous de 1% de TOC les différentes quantifications présentent des écarts supérieurs à 15%. Finalement, l'utilisation de l'isotopie du carbone pour quantifier la part terrigène semble être, malgré des biais possibles, la méthode la plus rapide et la plus efficace.

Deux mécanismes distincts permettent d'expliquer la plus forte quantité de matière organique accumulée dans les sédiments hémipélagiques du DMG par rapport à l'Holocène moyen. Dans la zone de pente continentale, cette augmentation est liée à des apports plus importants de matière organique continentale dont l'export vers le large est facilité par le niveau marin bas et la migration de l'embouchure des fleuves vers la limite plateau continental-pente. Dans les sédiments du glacis continental et de la plaine abyssale les hautes teneurs en  $C_{org}$  du DMG sont dues à une forte productivité primaire en surface très probablement soutenue par une plus forte activité de l'upwelling équatorial.





Chapitre 4 : Influence des apports  
minéralogiques terrigènes sur la  
sédimentation organique le long de la  
marge Gabonaise





Le chapitre précédent a permis de mettre en évidence la forte quantité de  $C_{org}$  marin ( $>1,5\%$ ) dans certaines séquences des sédiments profonds du système turbiditique de l'Ogooué. Ces séquences correspondent à des périodes de forte productivité des eaux de surfaces. Toutefois, afin d'être enfouie dans le sédiment, la MO marine produite doit échapper à l'oxydation et à l'activité bactérienne dans la colonne d'eau, synonymes de dégradation. De très nombreux travaux ont été menés afin de mettre en évidence les processus à même d'assurer cette préservation. Trois mécanismes, la dégradation-recondensation, la préservation sélective et la sulfuration naturelle, sont aujourd'hui reconnus comme permettant une protection effective et durable de la MO dans les environnements sédimentaires naturels (Burdige, 2007; Canfield, 1994; Hedges and Keil, 1995; Wakeham and Canuel, 2006).

Depuis les années 90 l'importance du piégeage de la matière organique par les fractions minérales, et plus spécifiquement les argiles, a été mise en avant dans le processus de protection de la MO. Plusieurs études ont ainsi montré que le gain de masse, généré par la formation de complexes organo-minéraux, participe de manière indirecte à la préservation des MO, en permettant de réduire leur temps de transfert dans les colonnes d'eau - effet dit de « ballaste » - (Jackson, 1990; Wakeham et al., 1984a, 1984b). En plus de ce rôle secondaire, des études soulignant la corrélation qui lie les fractions organiques et minérales dans des sédiments ont permis de suggérer que les interactions argilo-organiques peuvent offrir à la MO labile une protection active face aux agents de dégradation (Keil et al., 1994; Mayer, 1994a).

Cette interaction entre la matière organique et les minéraux argileux suggère un lien entre apports terrigènes à l'océan et préservation de la matière organique. Ceci questionne donc l'influence des fluctuations spatio-temporelles de la minéralogie, et plus spécifiquement des phyllosilicates, sur la quantité et le type de matière organique préservée dans les sédiments récents. Dans ce chapitre nous présentons une étude minéralogique des dépôts de la marge gabonaise que nous comparons à la teneur et au type de MO présent dans les dépôts afin de pouvoir mettre en évidence les relations entre argiles et MO.

Cette partie a nécessité l'utilisation de plusieurs techniques qui n'ont pas encore été présentées dans ce mémoire :

- La diffraction des rayons X sur sédiments bruts ;
- La diffraction des rayons X sur fraction argileuse ;
- La microscopie électronique à transmission.

Ces analyses ont été effectuées à Poitiers, dans le cadre d'une collaboration avec le laboratoire IC2mp. Cette étude multi-proxies a été concentrée sur les sédiments fins hémipélagiques contenant de la matière organique d'origine marine et continentale et des sédiments argileux.

# Clay-mineral assemblages in the northern Gabonese margin: Implications for accumulation of organic carbon and sediment transport

## I Introduction

River-dominated margins systems are the world largest sinks for organic carbon (Walsh, 1991; Winkelmann and Knies, 2005). Despite their relative small area compared to the whole ocean surfaces, these sedimentary systems store 45% of the whole preserved organic carbon (OC), 90% if delta areas are included (Hedges and Keil, 1995). The reasons explaining such an enrichment are still an important question among the marine science community, mainly because carbon storage plays a key role in the global carbon cycle. Among the different factors that can be hold responsible for such an enrichment, the most commonly cited are the strong primary productivity usually prevailing in these areas and the potential high inputs of continental river-transported organic carbon. However, in normally oxygenated waters, organic matter undergoes an intensive phase of degradation in the water column and in the first centimeters of the sediments (Freudenthal et al., 2001; Henrichs, 1992). The preservation of the organic matter throughout the settling is linked with the type of organic matter, the oxygen concentration in the water, and the settling velocity which is itself influenced by the presence of mineral phases in the water. The influence of mineral phases on organic matter preservation, and more specifically the presence of aluminosilicate particles, has been highlighted in different studies by the strong association between the mineral particles and the organic matter in sedimentary systems (Keil et al., 1994; Keil and Mayer, 2014; Mayer, 1994a, 1994b). Indeed, studies led on recent sediments taken from continental margins areas proved that only a small part, usually <10%, of the total organic matter preserved occurs as discrete, separable particles (Ransom et al., 1998a); the rest being linked with the detrital minerals and especially clay minerals (phyllosilicates). Historically, the relationship between phyllosilicates and organic matter has been firstly demonstrated by classical correlation between grain size measurements and organic carbon content (Bordovskiy, 1965; Waksman, 1933). The first hypothesis to explain the higher concentration of organic matter in fined grained sediment was a hydrodynamic equivalence between organic particles and clay minerals. However, more recent studies have shown that the organic matter and clay minerals do not have the same hydrodynamic behavior but instead form intimate associations (Keil et al., 1994). The links between these two phases are due to different mechanisms from adsorption on mineral surfaces to formation of organo-mineral aggregates of various sizes that have the ability to enhance the organic matter preservation (Keil and Mayer, 2014).

It seems likely that fluctuations in the quantity and the type of detrital particles and more specifically clay minerals that are transported by the rivers and deposited in margin environments might have a direct impact on the quantity of organic matter stored in a specific area. This factor is of great interest because it implies that continental weathering conditions can influence organic carbon accumulation in the ocean provided that clay minerals are essentially of terrigenous origin. A previous study performed on sediments of the Gabonese margin showed that their organic carbon content is globally high ( $> 1\%$ ), even in the lowest part of the slope, and variable through time. This margin is under the influence of the Ogooue River that delivers to the ocean detrital (organic and inorganic) particles eroded from the continent. This study highlighted the fact that the transport process – particle fall-out for hemipelagites or downslope motion for turbidite deposition – have a strong influence on the concentration and the type of organic matter preserved in the sediments. The aim of this work is to better understand the relationship between clay minerals variations and organic carbon accumulation on a river-dominated continental margin in the Gabonese margin. This study will specifically evaluate the role of paleoenvironmental conditions including the role of climate and geomorphology in the feeding of the margin with clay minerals which would enhance the organic carbon accumulation.

## II Environmental settings

The Ogooue turbidite system, located at the South-Eastern part of the Gulf of Guinea (Figure 4-1a), represents a typical passive margin deep-sea fan (Stow and Mayall, 2000). This deep-sea submarine system develops at the outlet of the Ogooue River that drains the whole Gabonese territory. Few studies have been performed on the mineral content of the Ogooue River suspended matter. Nonetheless few samples of the Ogooue delta were studied by Giresse and Kouyoumontzakis (1973) and showed that the present-day Ogooue River transports mainly sediment of silt to clay size and that the clay minerals composition of the sediments is widely dominated by kaolinite but contains also smectite and illite in lesser quantities; no chlorite has been found. This clay mineral assemblage is characteristic of the soil types observed on the Ogooue watershed (Chatelin, 1964; Martin and Chatelin, 1981), and is in agreement with the recent clay mineral distribution on the Gulf of Guinea sea floor (Petschick et al., 1996) and with studies carried out on other rivers of the West African coast (Pastouret et al., 1978).

Kaolinite mineral present in lateritic layers is predominant in Gabonese ferralitic soils (Figure 4-1c). These soils are the result of an intensive weathering of minerals from the granitic or sedimentary source rock due to the warm and humid conditions that prevail on the Ogooue watershed especially, on the northern and central part of the Ogooue watershed. Smectitic mineral is the second most important mineral observed in the surface sediments of the Gulf of Guinea. This mineral can be formed in badly drained hydromorphic soils that are present in the Ogooue valley

but also on the coastal flat areas of Gabon (Figure 4-1c). This pedogenic smectite is commonly poorly crystallized as shown in the sediments of the Congo and Niger rivers (Gingele et al., 1998; Jansen et al., 1984; Petschick et al., 1996; Porrenga, 1966; Van der Gaast and Jansen, 1984). Smectite can result from the erosion of the sedimentary rocks present in the central part of the basin. Illitic minerals originate from the direct weathering of the different granitic massifs present on the Gabonese territory. Because of both the dense vegetation cover on the whole Ogooue watershed and the wet climate, the aeolian transport is very limited (Ehrmann et al., 2017) and the erosion and transport of these minerals are mainly due to fluvial action. The present high sea level stand prevents the Ogooue River sedimentary load from crossing the submerged shelf and the terrestrially-derived sediments are deposited on the platform and mainly remobilized by a strong northwards littoral drift. During glacial low sea-level, the river discharged directly into several submarine canyons which incise the continental slope and led to a large sinuous channel-levee system (Mignard et al., 2017) which extends down to the abyssal plain. The littoral drift is also responsible for a global northward shift of the system, with the oldest canyons being localized in the southern part of the north Gabonese margin, and the youngest active canyons being in the northern part of the margin.

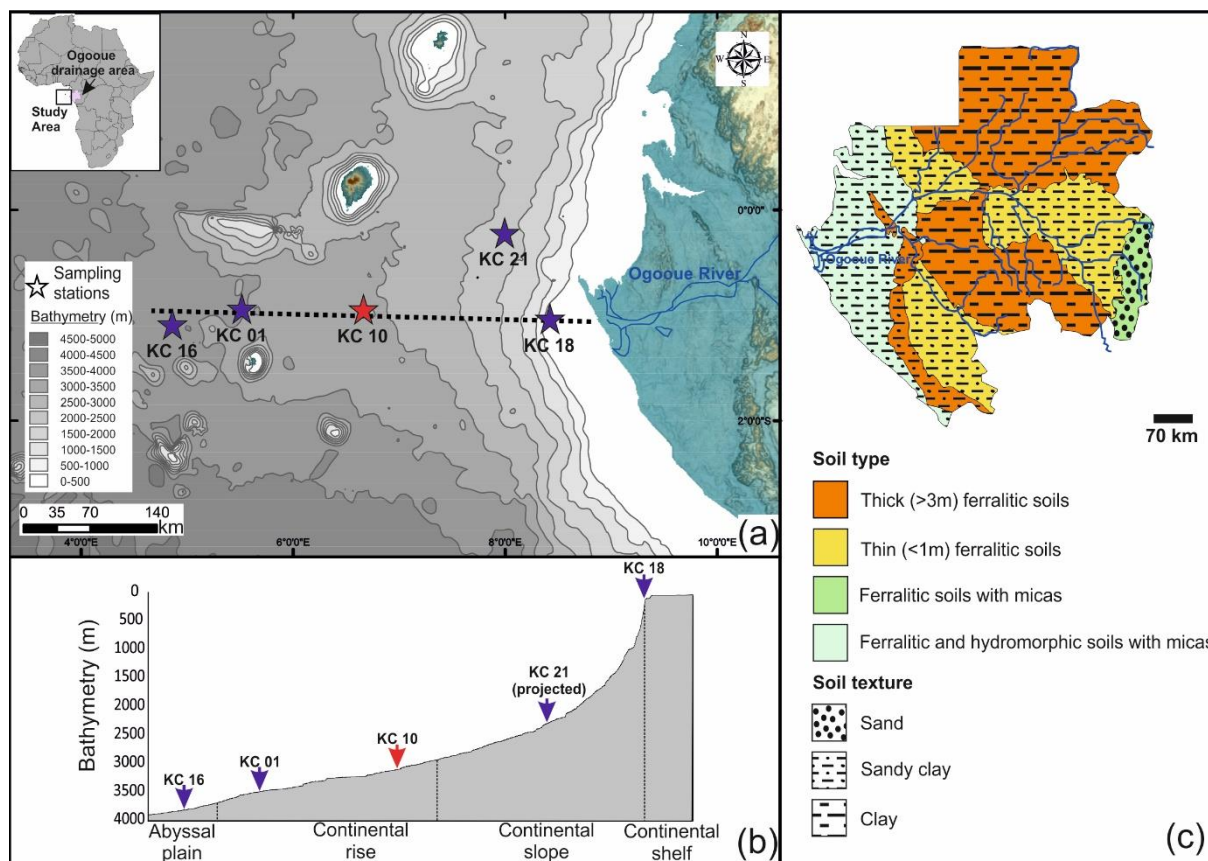


Figure 4-1 : Location of sediment cores from the MOCOSED 2010 cruise on the Ogooue fan, (b) bathymetric section across the Gabonese margin, (c): soil types repartition on the Ogooue watershed adapted from (Martin and Chatelin, 1981).

### III Material and method

The 12 m long gravity core KC10 ( $00^{\circ}56.666$  S /  $00^{\circ}639.809$  E, water depth 3148m) used in this study has been collected during the MOCOSED 2010 oceanic cruise. 80 samples were used for the different analysis. Fewer samples were also taken from the upper parts of four other cores KC18 ( $01^{\circ}01.940$  S /  $00^{\circ}825.408$  E, water depth: 366 m), KC21 ( $00^{\circ}13.004$  S /  $00^{\circ}800.011$  E, water depth: 2347 m), KC01 ( $00^{\circ}57.010$  S /  $00^{\circ}57.010$  S; water depth: 3504 m) and KC16 ( $01^{\circ}05.003$  S /  $00^{\circ}452.01$  E; water depth: 3738 m). These cores were recovered on the shelf edge, slope and abyssal plain offshore Gabon along a proximal-distal transect that follows the Ogooue turbidite system (Figure 4-1a and b).

Sedimentological description of core KC10 was previously detailed in Mignard et al. (2017). Briefly, the sedimentary succession consists of an alternation of brown silty-clayey deposits and sandy sequences mostly less than 10 cm thick. This lithology corresponds to the record of relatively continuous hemipelagic sedimentation and episodic turbidites that are almost exclusively observed

during glacial periods (Figure 4-2). The samples used in this study were regularly taken at 10 cm intervals avoiding turbiditic sequences in order to record only the continuous hemipelagic signal. The age model of core KC10 used to interpret the different mineralogical data is based on stable oxygen isotope data of benthic foraminifers (Figure 4-2). These data have been previously published in Mignard et al. (2017). Age model of the four others cores were supported by radiocarbon dating obtained on a mixed planktonic foraminifera association.

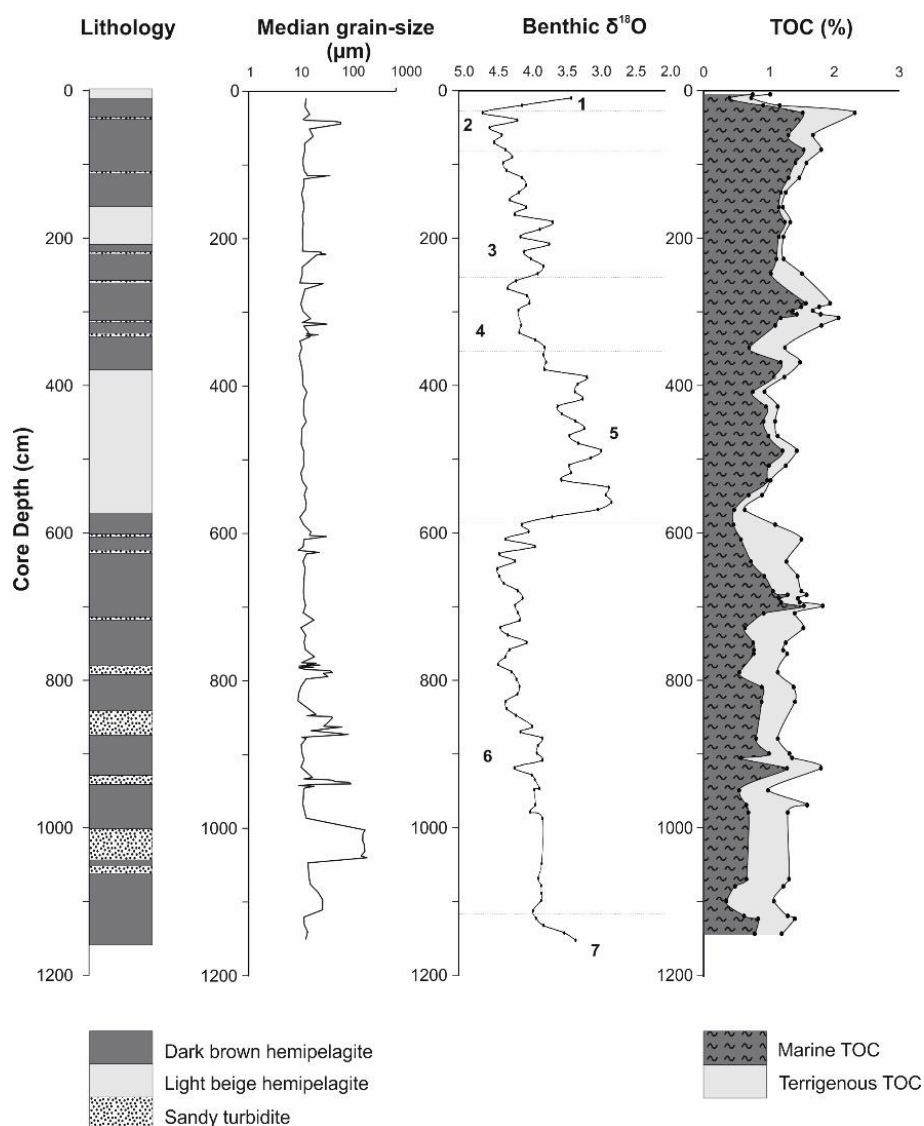


Figure 4-2: Lithology, median grain-size, age model developed from benthic  $\delta^{18}\text{O}$  measures and TOC record of core KC10 in hemipelagic sediments. The proportions of marine and terrigenous OC have been determined thanks to  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  measurements (Mignard et al. 2017)

Core KC10 was analyzed using an Avaatech XRF Core Scanner. This method allows to obtain a continuous record of the variation in element composition along the sediment core. Measurements were performed every 1 cm with a counting time of 20 sec and a 10 kV, 30 KV intensity. Due to

grain size and water content variations in the sediments, the XRF scanner provides only semi-quantitative estimations of the elemental composition of the sediments. In this study, only the major and minor elements Al, Ti, K and Zr are presented. They are considered to be exclusively associated with terrigenous constituents. Al is mostly associated in marine sediments with aluminosilicate from the detrital fraction (Calvert, 1976) whereas Zr and Ti are almost exclusively present in the composition of heavy minerals such as zircon ( $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$ ), rutile and anatase ( $\text{TiO}_2$ ) (Schütz and Rahn, 1982). Geochemical ratios Ti/Al, and Zr/Al from bulk sediment have yet been previously used as indicators of the strength of the process transport (Boyle, 1983; Zabel et al., 1999). K cannot be unequivocally associated with one mineral species as it enters the composition of potassium feldspar and, in lesser proportion, of illite (Schneider et al., 1997). The presence of feldspar and illite in sediments is characteristic of physical erosion rather than chemical weathering, indeed K is more concentrated in non-weathered minerals as it is preferentially leached by weathering processes (Arnaud et al., 2012). A depletion of K/Al has consequently been used as a marker of chemical maturity in the sediments due to strong hydrolysis and humid climate while an increase of K/Al indicate a more intense physical erosion (Schneider et al., 1997; Zabel et al., 1999, 2001).

Results of total organic carbon and carbon stable isotopic values of bulk samples were determined on decarbonated samples using respectively a LECO CS-200 elemental analyzer and an elemental analyzer isotope ratio mass spectrometer (EA-IRMS, ThermoFisher Flash 2000 + Isoprime) and were previously published in (Mignard et al., 2017). The terrigenous flux rate was computed as the total flux rate minus the biogenic flux, which was supposed to be exclusively composed of calcium carbonate and organic carbon.

Mineralogy was determined by X-ray diffraction (XRD) from both bulk and size separated sediments. The samples used for analysis were dried at  $35^\circ\text{C}$ , crushed manually with an agate mortar and then washed with distilled water in order to remove sea salts. The samples were then sieved at  $50\ \mu\text{m}$ , the resulting powders were then packed gently into XRD sample holders to retain random orientation and analyzed to determine the bulk mineralogy of the samples. For clay minerals analysis, the  $<4\ \mu\text{m}$  fraction of the sediment was separated by decantation, exploiting Stoke's Law to calculate the settling time, and concentrated by centrifuging. The  $<4\ \mu\text{m}$  fraction was preferred over the classical  $<2\ \mu\text{m}$  one for two reasons: (1) Most of the samples contained a too low amount of  $<2\ \mu\text{m}$  fraction, to record sufficient intensity on the diffractograms. (2) Smectite is typically composed of finer-grained particles ( $<0.5\ \mu\text{m}$ ) than other clay minerals such as kaolinite ( $0.5 - 4\ \mu\text{m}$ ) (Moore and Reynolds, 1997). Therefore, considering the  $<4\ \mu\text{m}$  fraction enables more sensitive monitoring of changes in the clay minerals assemblage composition in areas where smectite is expected to represent a large proportion (Kemp et al., 2016). Calcium chloride was added to exchange other ions adsorbed to the particles with Ca. The suspensions were then washed with distilled water until they were completely deflocculated. Two oriented samples were obtained by



dropping the well-mixed suspension on glass slides for XRD at high angles. X-ray diffractograms were obtained using a Bruker D8 Advance diffractometer with CuK $\alpha$  radiations and Ni filter (40 kV voltages, 40 mA intensity). The analysis were run from 2 to 65  $^{\circ}2\theta$  with a step size of 0.02  $^{\circ}2\theta$  and a measuring time of  $\sim 2$  s/step for the randomly oriented powder and from 2 to 20  $^{\circ}2\theta$  with a step size of 0.04  $^{\circ}2\theta$  and a measuring time of  $\sim 3$  s/step for the oriented slides. The X-ray patterns were recorded under natural conditions (air-dried) and after ethylene glycol saturation. Half of the samples were also heated at 350 $^{\circ}$ C and 550 $^{\circ}$ C and then analyzed to identify potential changes in the nature of the clay minerals. Six samples were also analyzed for the Hofmann-Klemen effect by the application of the Grenne-Kelly test (1953). They were washed with LiCl (1 mol L $^{-1}$ ) and then heated to 350 $^{\circ}$ C. Afterwards, these samples were glycerol-solvated and XRD analyzed. Samples that show no expansion after solvation with glycerol indicate that the charge is located principally in the octahedral sheet, which is characteristic of the presence of montmorillonite. In contrast, reversible expansion indicated that the charge is located in the tetrahedral sheet and the smectitic mineral present is beidellite and/or nontronite.

For bulk mineralogy the semi-quantitative estimations were based on the integrated peaks of the following peaks on the X-ray diagrams: composite clay mineral at  $\sim 4.49$  Å, quartz (101) at 3.34 Å, calcite (104) at 3.04 Å, feldspar at 3.21-3.18 Å, pyrite (002) at 2.71 Å, muscovite (131) at 2.56 Å and clinoptilolite (020) at 8.82 Å. Peak areas were calculated after manual baseline correction. For each mineral, relative abundance was determined by the ratio of the area of the characteristic peak on the sum of the total measured peaks 'areas. Some minerals, such as feldspar and clinoptilolite, were recognized on the powders spectrum but their relative quantity was not estimated due to a very low concentration; only their presence in the different samples was reported.

The identification of clay minerals was carried out according to the position of the (001) basal reflections. Semi-quantitative analysis are based on the area of the main diffraction peak of each mineral according to Biscaye (1965) and Moore and Reynolds (1997). XRD diffraction allows the identification of the mineralogical assemblages composed by smectite, illite and kaolinite (Figure 4-3). Semi-quantitative estimation was performed on the ethylene glycol solvated samples and is based on the calculation of the peak areas for the main clay mineral groups of smectite (17 Å), illite (10 Å and 5 Å) and kaolinite (7 Å). Analytical uncertainties in the abundance of the different species can be estimated to  $\pm 5\%$ . The "crystallinity", corresponding to the measure of the lattice ordering and crystallite size, was estimated as the integral breadth ( $^{\circ}2\theta$ ) of the smectitic minerals (17 Å) on the ethylene glycol solvated samples. High values indicate poor crystallinities and low values indicate good crystallinities (Ehrmann, 2000; Gingele et al., 1998). This index was chosen for its relative independence of the smectite concentrations (Debrabant et al., 1997). All data were calculated according to the %smectite + %illite + %kaolinite = 100% formula for comparison purposes among the clay minerals. They were also expressed as relative abundance

within the bulk sediment sample by multiplying the total clay with the relative percentage of each clay (Underwood et al., 2003).

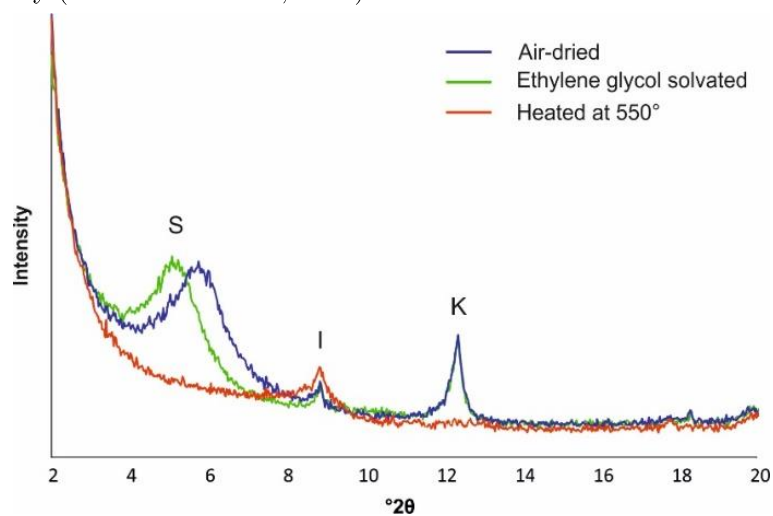


Figure 4-3: X-ray diffraction traces of the  $<4 \mu\text{m}$  fraction of recent sediments from KC10 core. I = illite; K = kaolinite; S = smectite.

Several observations were carried out on transmission and scanning electron microscopes (TEM and SEM). Semi-quantitative microchemical analyses were performed by energy-dispersive spectrometry (EDS). TEM observations were realized with a JEOL 2100 UHR (200 kV) electron microscope equipped with LaB<sub>6</sub> filament. TEM grids were prepared by placing one drop of the  $<4 \mu\text{m}$  sediments solution onto a carbon grid and evaporating the solution in an open atmosphere. The microprobe Bruker AXS was coupled with the JEOL 6400 LV SEM system. Impregnated thin sections were also realized for transmitted light microscopy.

## IV Results

The mineralogical and elemental data are presented versus age rather than versus original core depth. The objective is to compare the variations of mineralogical and elemental composition with global paleoenvironmental changes.

The total organic carbon (TOC) content in the hemipelagic is between 0.7 and 2.3%. The relative amount of allochthonous and autochthonous carbon was estimated using carbon stable isotope data (Mignard et al. 2017) (Figure 4-2). The fraction of continental organic carbon of the TOC fluctuates between 2% to 45%.

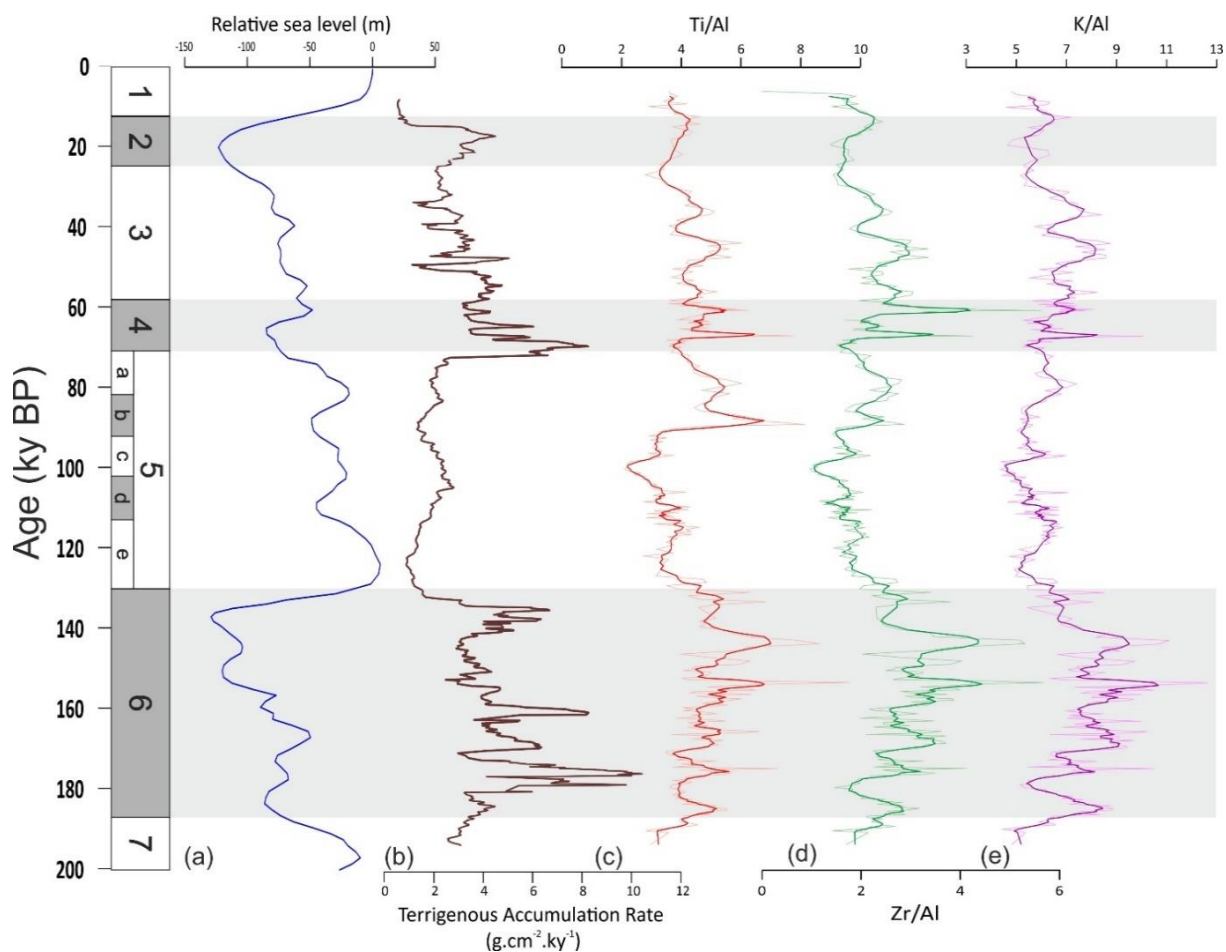


Figure 4-4: Chronological record of the (a) sea-level variations after (Waelbroeck et al., 2002), (b) total terrigenous accumulation rates, (c) Ti/Al, (d) Zr/Al and (e) K/Al ratios for core KC10.

The terrigenous mass accumulation rate (MAR) fluctuates considerably through times. The main pulses occur during MIS6, with a rate reaching  $10 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$ , MIS4 ( $8 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$ ) and to a lesser extent MIS2 ( $4 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$ ). Interglacial accumulation rates are very low, recording value lower than  $2 \text{ g/cm}^2/\text{kyr}$  for MIS1 and 5. The variations of the terrigenous MAR show a good correlation with the relative variations of the sea level, the highest rates being recorded after the strongest decreases of the sea-level.

Oscillations of the ratios K/Al, Ti/Al, and Zr/Al (Figure 4-4) are also recorded along the core. However, the three ratios indicate similar distribution through time. All three records present the same sawteeth pattern which seems to be overprinted on longer terms fluctuations. The three elements/Al ratios values are at their maximum during MIS6 and minimum during MIS5. MIS 4-3-2-1 present intermediate values which do not seem to vary with MIS transitions.

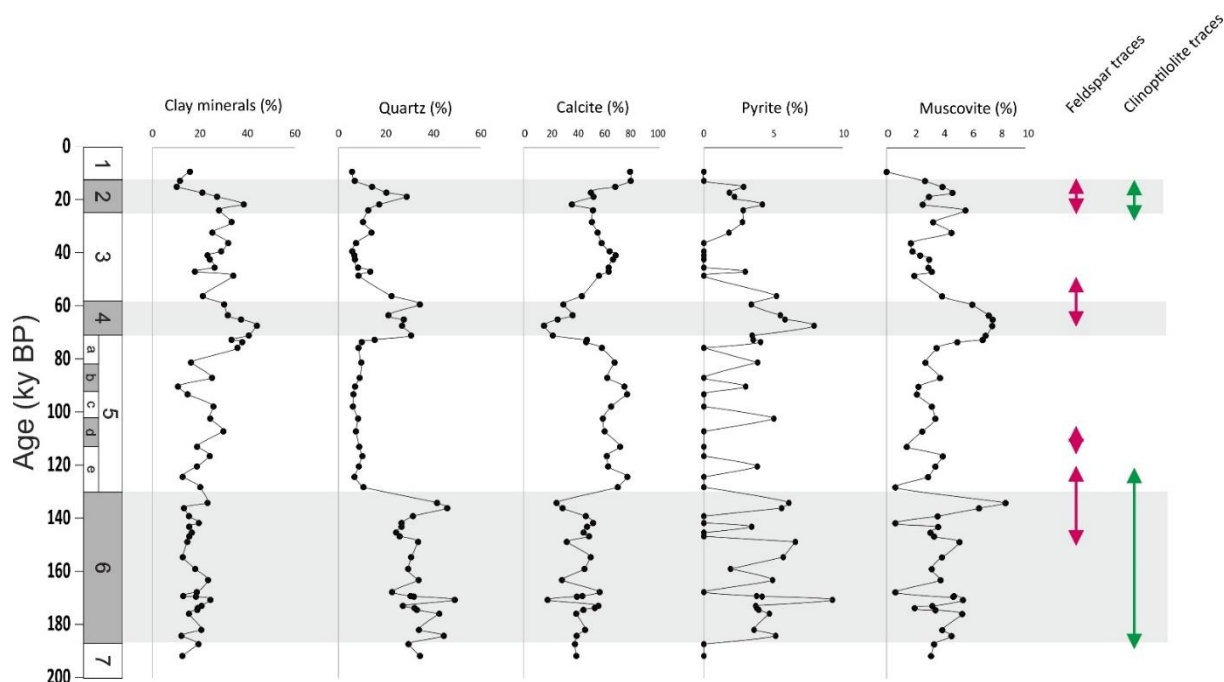


Figure 4-5: Bulk mineralogy along core KC10 versus time. Semi quantitative analyses are presented for clay minerals, quartz, calcite, pyrite and muscovite. The red and green arrows reflect the presence of feldspar and clinoptilolite respectively.

The bulk mineralogy of the studied samples is presented in Figure 4-5. The mineralogical composition is dominated by three phases: clay minerals (10 – 40%), quartz (10 – 40%) and calcite (10 – 80%). Others accessory minerals such as pyrite, muscovite, feldspar and clinoptilolite are also present in the sediments but in much lesser quantity. The proportions of pyrite and muscovite must be used with caution as they are close to the error margin of the XRD method. The fluctuations of these two minerals are consequently more significant than their respective quantifications. The global mineralogy displays important variations following the orbital scale. Quartz and calcite are anticorrelated whereas, quartz, muscovite, and pyrite vary synchronously. These latter minerals are present in relatively high proportions during MIS2, 4 and 6. During MIS1 and 5, the mineralogical association is highly dominated by calcite; the quartz content, as well as the associated terrigenous minerals, is low and constant. The clay minerals display the steadiest record along the core. Nonetheless, a higher percentage of phyllosilicates is notable during MIS4–3–2 compared to MIS 5 and 1. MIS6 is also characterized by a low clay content.

The clay mineral composition of the finest (<4  $\mu\text{m}$ ) fraction across the shelf for the mid-Holocene and the LGM periods is shown in Figure 4-6. The profile shows that for the two time-slices analyzed, kaolinite percentages decreases rapidly oceanward, while on the contrary, smectite proportion increases basinward. The illite content is globally stable except in the core located on the shelf edge which presents a higher content, 7% compared to 2-3% for the other cores. However,

for all the different cores, proportion of kaolinite compared to smectite is higher for LGM compared to mid-Holocene.

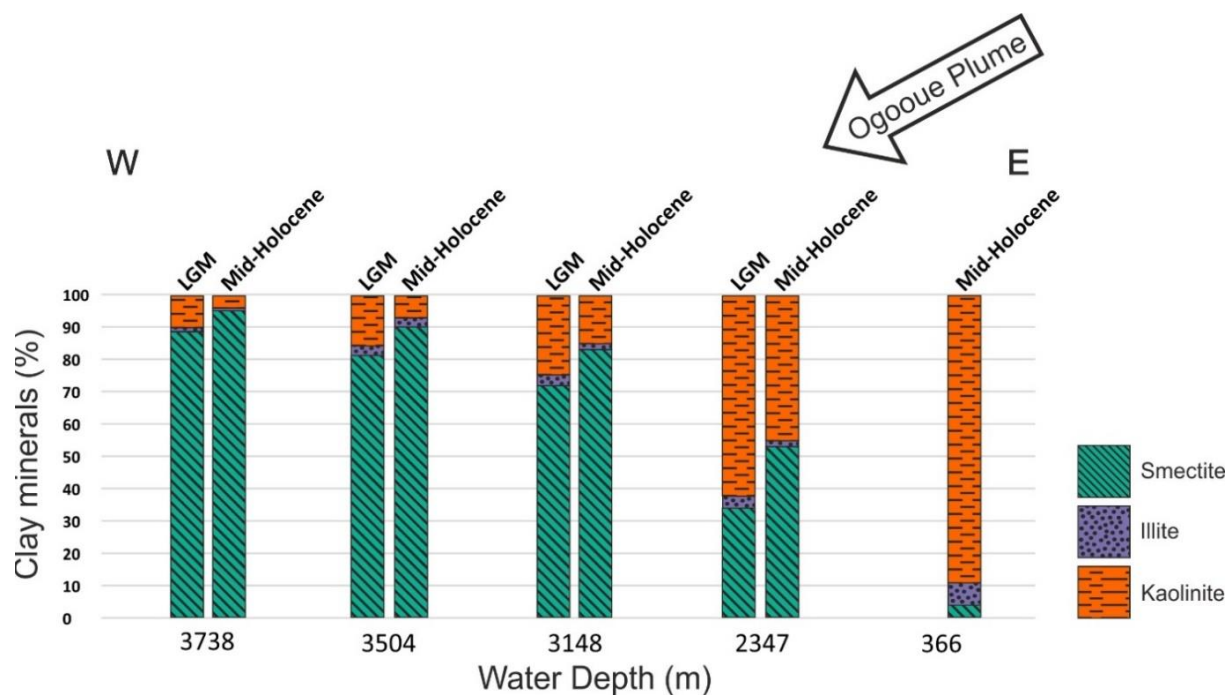


Figure 4-6: Clay mineralogy of the Mid-Holocene and LGM samples on a transect from the continental shelf to the abyssal plain (see Figure 4-1 for core locations).

The clay minerals assemblage along core KC10 (Figure 4-7) is dominated by smectite (between 30 to 70%) followed by kaolinite (20 to 30 %) and complemented by illite. The shape of the 17 Å peak indicates that the smectitic minerals are moderately well crystalline and certainly include high quantity of random illite-smectite mixed layers (Figure 4-3). Kaolinite and illite contents show relatively similar distribution and are inversely correlated to smectite content. Glacial stages 4 and 2 are characterized by a high content of kaolinite and illite and a low content in smectite compared to interglacials 5 and 3 which are characterized by a high content in smectite and a low proportion of kaolinite and illite. MIS 6 differs from the other stages by a very unsteady composition, showing notably high illite content peaks. The variations recorded during interglacial stages 5 and 3 should be interpreted with caution as they are below the error margin of the XRD detection method.

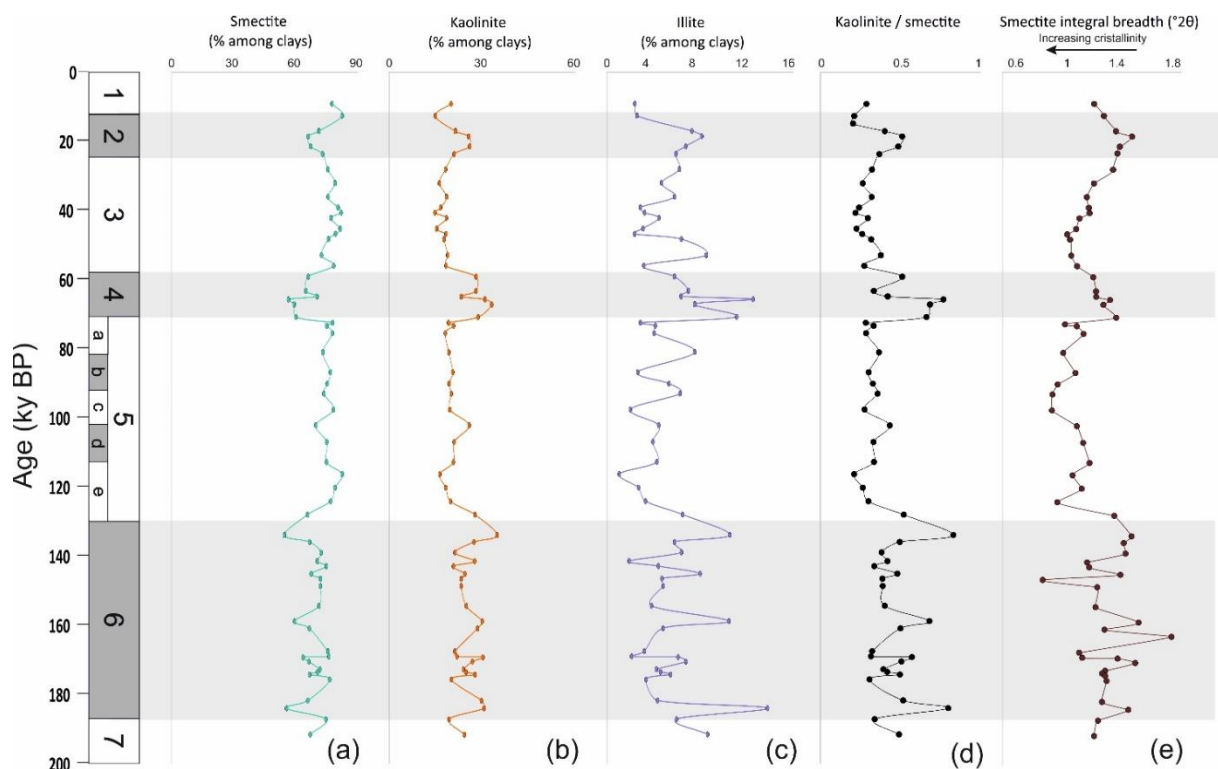


Figure 4-7: Relative abundance among total clay mineral of (a) smectite, (b) kaolinite and (c) illite; (d) kaolinite/smectite ratio, (e) smectite integral breadth.

The calculation of the kaolinite/smectite ratio permits to follow the main mineralogical changes within the clay fraction. The smectite crystallinity fluctuates in accordance with the smectite relative proportions. Higher crystallinities are recorded when the relative proportions of smectite are high during interglacial stages 5 and 3. In contrary low crystallinities correspond to glacial stages 6, 4 and 2 (Figure 4-7).

Figure 4-8 shows the abundance of the three different types of clay minerals in absolute values in bulk sediments. The variations previously described are consequently modulated by the total clay content in the sediments. The obtained data indicate an increase of clay content recorded for MIS2-3-4 favors an increase of the smectite content in the sediments even for stage 2 and 4 which are characterized by a relative reduction of smectite in the clay fraction. Stage 6 recorded a global decrease of the smectite content and some peaks of kaolinite and illite proportions.

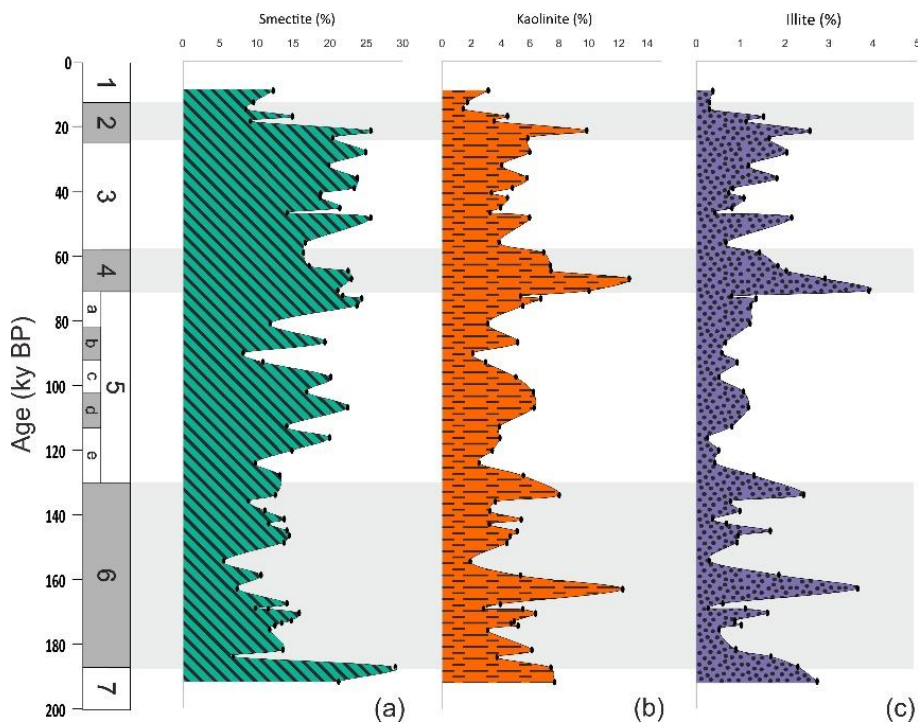


Figure 4-8: Relative abundance in bulk sediment of (a) smectite, (b) kaolinite and (c) illite.

The TEM micrographs observation of the <math><4\ \mu\text{m}</math> Ogooue sediments show that most of the particles appears as flakes or aggregates 1 or 2  $\mu\text{m}</math> wide with diffuse edges (Figure 4-9). These aggregates include kaolinite particles recognizable by their hexagonal shapes. The analyzed chemical composition confirm the morphological observation. These mineral are composed mainly by Si and Al (Figure 4-9A). Smectite particles are much smaller (20 nm of diameter) and contain aluminosilicate but also calcium, iron and magnesium (Figure 4-9B and C). Carbon and oxygen are also revealed in the aggregates and in very high proportion at the particles junctions of smectite flocs.$

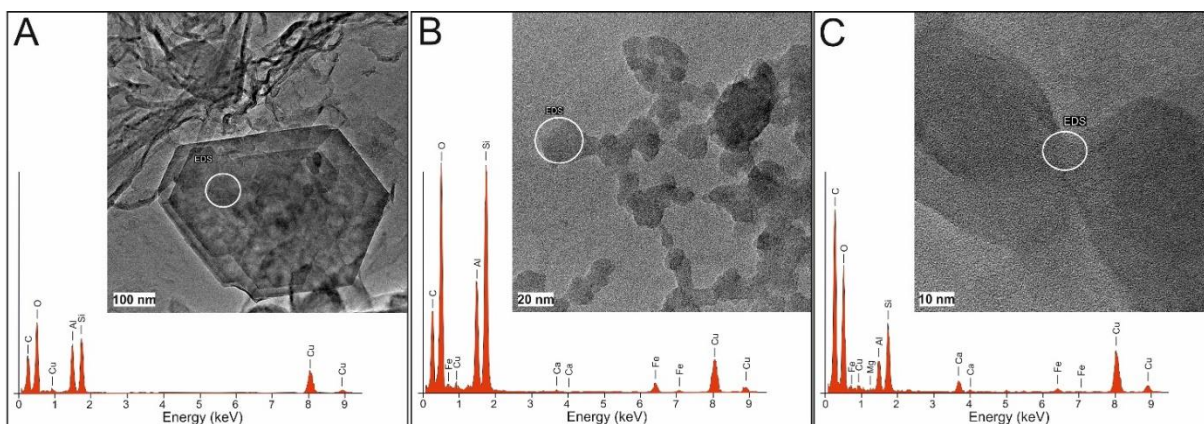


Figure 4-9: TEM images of the sediments and the corresponding EDX spectrum analysis (white circle). A: hexagonal kaolinite particle, B: smectite particles, C: zoom on the connection between two smectite particles. The copper signal on the EDX spectrum is an artefact of the grid used.

## V Discussion

### *V.1 The origin of clay minerals and their distribution in the equatorial eastern Atlantic*

It is commonly admitted that clay mineral assemblage in recent sediments is largely dominated by detrital origin (Chamley, 1989). This is notably supported by the fact that the oceanic clay mineral distribution is correlated with the nature of the soil on the adjacent continents (Biscaye, 1965). The basinward decrease of kaolinite content compensated by the increase of the smectite proportion observed on the Ogooue margin transect is a common feature in marine sediments of tropical rivers and already described off the Niger and Congo rivers (Gingele et al., 1998; Porrenga, 1966). This feature is commonly interpreted as a result from differential settling of clays: kaolinite settles near the shore while illite and smectite are transported more offshore due to a lower density (Chamley, 1989; Gibbs, 1977; Karlin, 1980; Pierce and Stanley, 1975). However the abundance of smectite in deep-sea sediments was considered by some authors as too important compared to the abundance of smectite in river transported sediments which could suggest the presence of authigenically-derived smectites (Behairy et al., 1975; Thiry, 2000). The authigenic phases present in marine sediments are nontronite, montmorillonite and, in lesser proportions, saponite. Smectites formed by weathering on the adjacent continents are on the contrary mainly of beidellite type (Meunier, 2005). The Greene-Kelly test was performed in order to determine the nature of the smectites. The test showed that the smectites are of beidellite (dioctahedral) type and that montmorillonite constitutes only a small percentage of the smectite because it was not possible to detect a significant shift to 10 Å of the (001) reflection after the Greene-Kelly's test (Greene-Kelly, 1953). These results confirm the detrital origin of the smectites present in the sediments offshore the Gabonese margin and consequently allow us to interpret mineralogical data as terrigenous indicators.

The temporal variations of the terrigenous flux and mineralogical records point out a glacial/interglacial cyclicity suggesting that these fluctuations are linked to climatic changes. Studies of marine pollen records from the western intertropical part of Africa (Dalibard et al., 2014; Marret et al., 2001, 2006, 2013) highlighted the variations in the west African monsoon dynamic linked with a fluctuation in the position of the Intertropical Convergence Zone (ITCZ). A southward shift of the ITCZ during glacials results in a decrease of the rainfalls and an enhancement of the trade wind whereas a northward shift during interglacials favors high precipitations. On the continent, these changes in relative humidity induce changes on the water runoff of the rivers, the vegetation cover, and the intensity of chemical weathering (Chamley, 1989). These changes will have a modulation effect on the volume and the nature of the terrigenous supply entering the ocean. However, vegetation changes reconstructions based on pollen records (Dalibard et al., 2014; Dupont



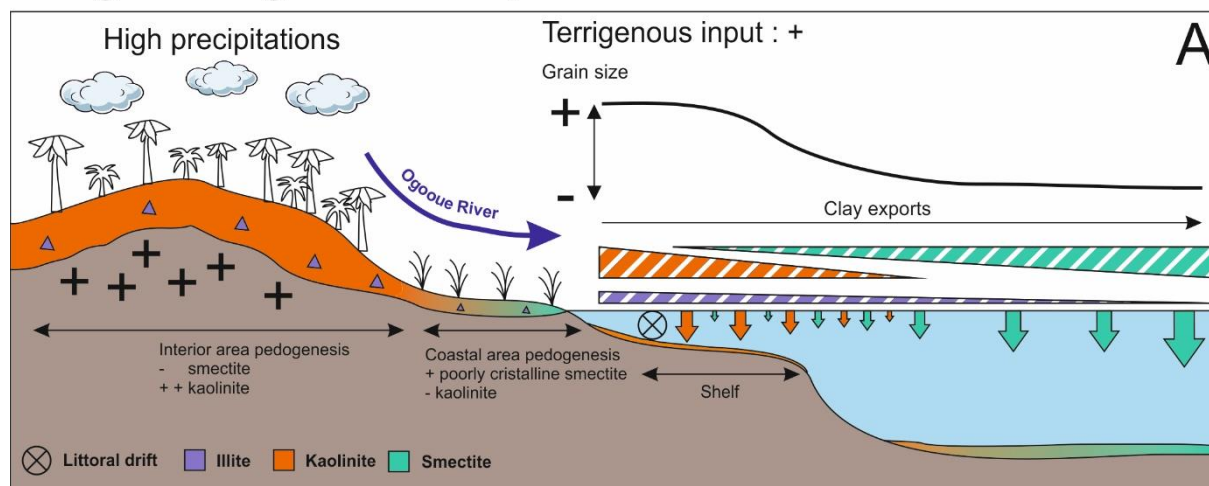
et al., 2000) over the past 200,000 years also demonstrated that the Ogooue drainage basin remained mostly covered by tropical forest, implying high precipitation rates, even during arid glacial stages 6 and 2. This signifies that no significant change in the mean climate (dry vs. humid conditions) of the region occurred during the last glacial/interglacials stages. The climate stability of the area is due to its position on the equator which is the zone where the impact of the ITCZ position fluctuations is the weakest. The pedogenesis occurring in the Ogooue basin certainly did not encounter strong shifts and the volume of percolated water in the soil was certainly sufficient for the formation of kaolinite in the major part of the basin. Smectite formation presumably took place in the less elevated parts of the basin such as the rivers valleys or the coasts areas. Therefore, we suggest that the shifts in the weathering conditions at the glacial/interglacials transitions were not sufficient to explain the variations of the clay minerals records.

The variations of terrigenous accumulation rates, as well as elemental and mineral composition recorded on KC10 core, could certainly be attributed to fluctuations of transport processes and preferential deposits areas of the Ogooue sediments. At present-day, the high sea-level traps the river-born sediments on the shelf and the littoral drift transports them northward, preventing them from feeding the deep-sea area. This explains the very low terrigenous accumulation rate recorded during the Holocene and the same conditions certainly prevailed during MIS5 while the sea-level was higher than at present-day. The higher terrigenous mass accumulation rate recorded during MIS 6 and 4-3-2 is certainly the consequence of the combined effect of an exposed continental shelf, offering a wider erodible area, and a better connection to the canyons system because of a low sea-level. Submarine canyons, incising continental margins and characterized by steep sloping topography, act as preferential pathways for material escaping from the continental shelf to the abyss. The riverine plume loaded in terrigenous sediments can be indeed carried by the local downslope currents developed in the canyons and then dissipated as sediments settle onto the slope (Nittrouer et al., 2007). Nonetheless, the results of the total mineralogy and elemental variations show also that these two main low sea-level periods did not record exactly the same sedimentation. During MIS6, more quartz, clinoptilolite and less clay minerals are deposited whereas during MIS4-3-2 the total clay mineral content increased. The presence of quartz grain in deep marine sediments is commonly related to energetic transport processes. This is also confirmed by the increase of the Ti/Al and Zr/Al ratios recorded during stage 6, these two proxies are commonly regarded as grain size indicator and thus can trace the intensity of the transport or erosion processes (Zabel et al., 2001). The high K/Al ratio is an indicator of higher physical weathering. It is then probable that during MIS6 lowstand, the physical erosion of the shelf near the canyons heads was intense creating a higher sediment load at the shelf edge that could result in the formation of a nepheloid-layer that may sluggishly transport sediments down to the canyon and be susceptible to size partitioning (Baker and Hickey, 1986). This might have favored the deposition of heavier sediments whereas the lighter elements, such as clay minerals, were certainly

transported and deposited further. During MIS4-3-2 the erosion was certainly weaker, as indicated by a lower K/Al ratio, and the clay minerals were deposited in a more proximal position. This phenomenon could be a consequence of a northward migration of the system that might have reduced the erosion upstream of the KC10 core location (Mignard et al., 2017).

The clay mineral assemblage along core KC10 shows that the relative proportion of kaolinite increases during glacial periods. This is also observed on the others cores where the relative proportion of kaolinite is higher during LGM than during the mid-Holocene. This relatively higher input of kaolinite among clay minerals during glacials can be explained by the seaward shift of the kaolinite settling area. Kaolinite settles nearshore due to its high density compared to smectite, when sea-level decreases the shoreline moves consequently seaward and kaolinite can be deposited basinward. Moreover, low sea-level induces also the exposition of the shelf which becomes a new erodible area. This flat area certainly increases the surface of the coastal zone where pedogenic poorly crystallized smectite is produced in high quantity. The inputs linked to the erosion of the shelf area could then explain the relatively poor crystalline smectite deposited during lowstands. Finally, among the shelf sediments, the superficial layer is mainly composed of kaolinite deposited when the area is submerged whereas the deeper strata, composed notably of silicified argillaceous limestone, contained notably traces of clinoptilolite (Jansen et al., 1984). The presence of clinoptilolite in the fan deposits off the Ogooue River during glacial stages can consequently be related with the shelf erosion in the sediments provenance which is high during glacials and nil during interglacials (Figure 4-10).

## Interglacial high sea-level period



## Glacial low sea-level period

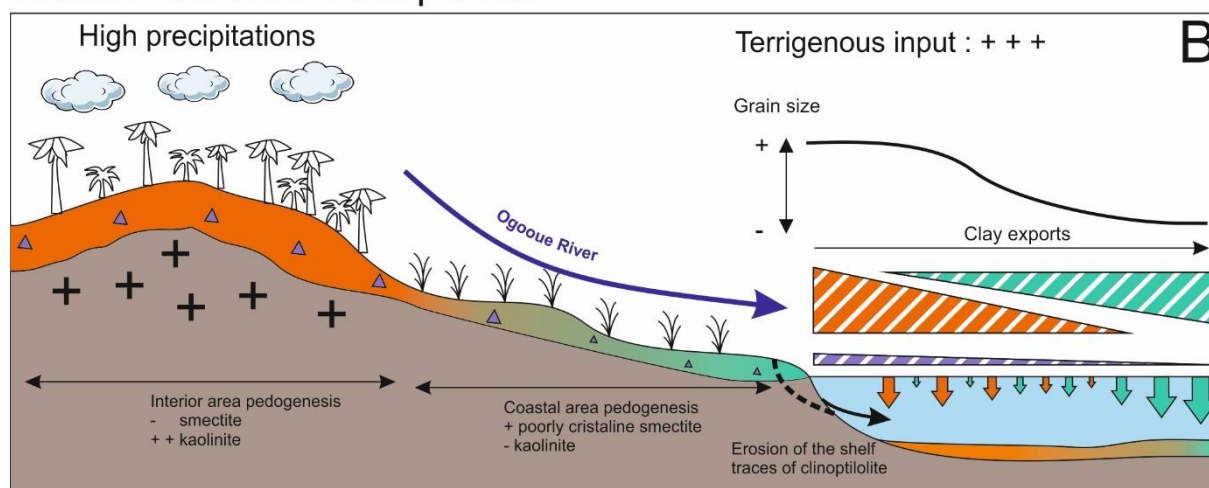


Figure 4-10: Simplified model of clay mineral deposition of the Gabonese margin sediments during high sea-level (A) and low sea-level (B).

Nonetheless, these relative fluctuations of clay minerals are modulated by the total clay content variations. Indeed, stages 4-3-2 present the higher total smectite content due to the global high clay content. The relative decrease of the smectite proportion signal in the different clays is offset by the global increase of phyllosilicates fraction. The presence of smectite within the sedimentary succession of the northern Gabonese margin is the result of the balance between several complex continental and oceanic processes. More accumulation of smectite is recorded during MIS4-3-2 which corresponds to a period of high fine-grained terrigenous inputs while more sediment are provided by the erosion of the exposed shelf area. However, a more important sediment load created by a more intense erosion could on the contrary shift the sedimentation from light clay minerals to heavier one and kaolinite as it is observable during MIS6.

## V.2 Organic matter and clay minerals association

In the Ogooue sediments, organic carbon and clay minerals association has been revealed by TEM observations (Figure 4-9). The images show the aggregates composed of smectite, kaolinite and organic carbon at the tens of nanometers scale. Relationship between organic matter and clay minerals was estimated by comparing the TOC data and the XRD total clay content (Figure 4-11). This graph displays a global positive correlation between TOC and total clay content. However, the dots are more dispersed from the regression line than expected suggesting that several parameters might influence the organo-clay association. Moreover, Y-intercept value of the linear regression curve is far from the origin point, suggesting that a significant part of the organic carbon may appear in the sediment as discrete particles without relation with clay minerals.

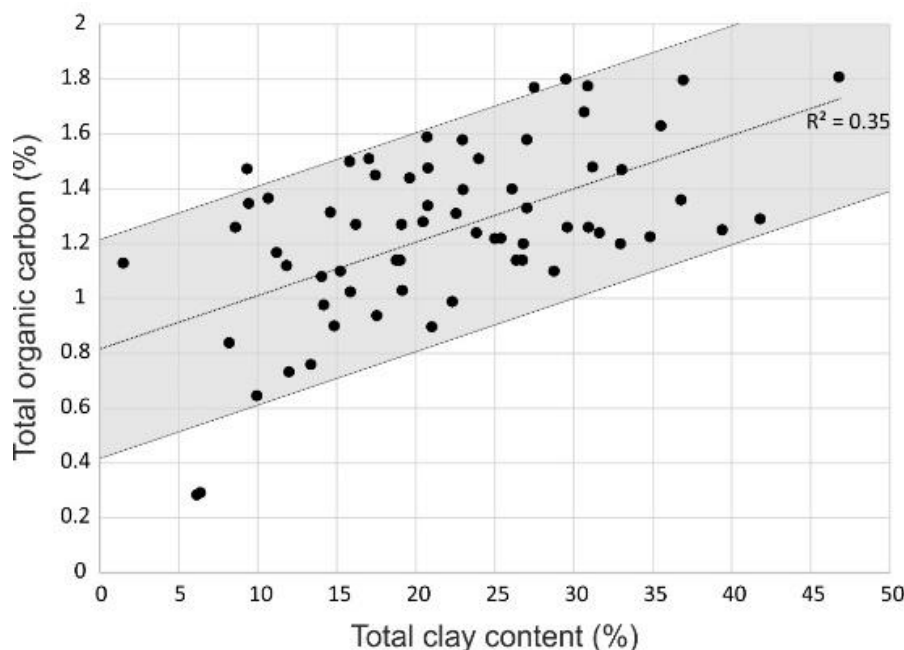
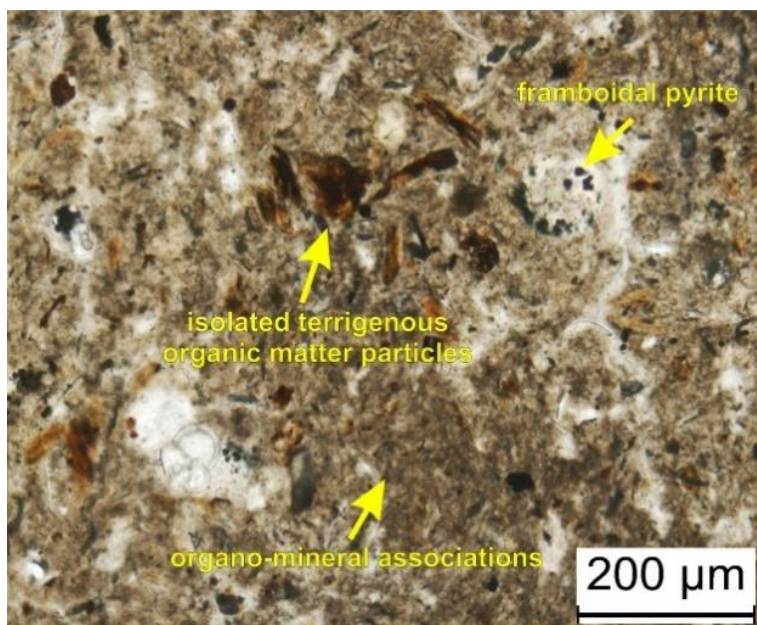


Figure 4-11: TOC (%) data plotted in terms of total clay content (%) for the samples of the Ogooue margin with the linear regression curve (central dotted line).

The petrographic observation of the sediment with transmitted light microscopy shows that terrigenous organic particles appear as isolated particles in the sediment (Figure 4-12). Their sharp edges indicate an independency from the surrounding mineral matrix. This observation suggests that two different kinds of organic matter co-exist within the sediments, i.e., the organic matter linked to clays and the free organic matter. The ability of one fraction relatively to the other to associate with mineral species may origin from the source of the organic matters. In order to validate this hypothesis, the proportions of marine and terrestrial organic matter have been calculated for each sample along core KC10 and plotted against the clay minerals proportion in the

sediments (Figure 4-13). These results show that the continental OC presents no correlation with clay minerals. On the contrary, marine organic matter shows a strong affinity with clay minerals.



*Figure 4-12: Photomicrograph (transmitted light) of Gabonese margin thin section showing a clay dominated composition of the sediment with well-preserved foraminifera and continental plants remains. Authigenic framboidal pyrites are present in foraminifera or associated with plants debris.*

Particulate organic matter in soils and river waters are mainly under the form of organo-clay aggregates (Keil and Mayer, 2014). However, an important part of the terrigenous organic matter transported by the rivers is quickly desorbed from mineral surfaces and mineralized when entering the delta areas. The newly free mineral surfaces being then “reloaded” with marine organic carbon (Keil et al., 1997). Consequently, continentally derived organic matter present in deep-sea areas generally includes only few soil organo-mineral aggregates (Bergamaschi et al., 1997; De Leeuw and Largeau, 1993) but mostly ligneous debris, kerogen and organic matter already strongly degraded by soil microbes. These particles are not prone to associate with clay mineral surfaces (Figure 4-13). On the contrary, suspended minerals have long been known to preferentially flocculate with phytoplankton and other marine organic particles and enhance their sedimentation rate as aggregates (Avnimelech et al., 1982; Guenther and Bozelli, 2004). The association of suspended detrital material and marine organic carbon occurs indeed in the upper layer of the ocean and long before its permanent deposition and burial (Ransom et al., 1998b, 1998a).

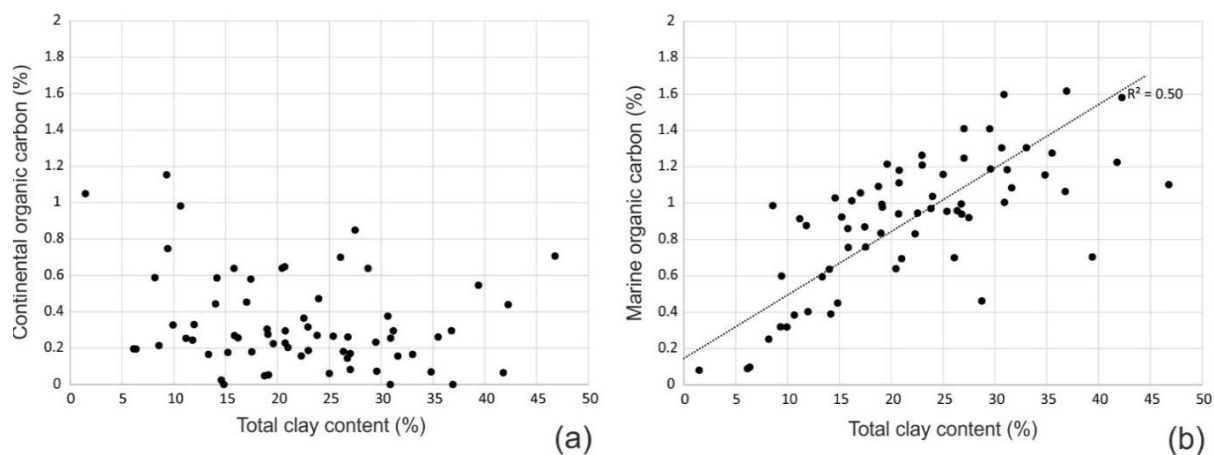


Figure 4-13: Correlation between total clay content determined on XRD diffractograms and (a) continental organic carbon content and (b) marine organic carbon content.

Several hypotheses have been suggested to explain the impact of organo-clay aggregates in marine OC burial. The organo-clay association allows to enhance the density of the particle and consequently increase the sinking velocities of the organic particles through the water column. This mechanism is referred as the “ballasting effect” (Iversen and Robert, 2015; Klaas and Archer, 2002). This “ballasting” process will reduce the retention time of the settling aggregates and in the upper oceanic layers where biological activity is typically intense and reduce *de facto* organic matter degradation (Iversen and Ploug, 2010; Jackson and Checkley, 2011). On the other hand, the interaction of organic matter with the mineral matrix may also protect the organic compound from bacterial degradation by sorptive protection after burial. In-situ experiments have proven that organic matter desorbed from smectitic mineral surfaces degrades at a rate five orders of magnitude faster than organic matter sorbed on smectite surfaces (Keil et al., 1994). Moreover, after deposition, the mineral-organic association increases the sediment cohesion and thus reduces the sediment matrix permeability slowing the diffusion rate of dissolved oxidants and then of organic matter decomposition.

However, when investigating the association of clay and organic matter, the clay type must also be taken into account. Among the clay minerals, the different species do not have the same affinity for organic matter which depends on several parameters such as the surface charge, surface area or iron content (Keil and Mayer, 2014). The clay mineral assemblage in the Ogooue sediments is dominated by smectite and, in a lesser proportion, kaolinite. The efficiency of these two mineral species to form organo-mineral aggregates has been previously tested as they represent the two main phyllosilicates species in the oceanic environment. These two minerals differ in their effective surface area - approximately  $750 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$  for smectites and only  $20 \text{ m}^2 \cdot \text{g}^{-1}$  for kaolinite (Kennedy and Wagner, 2011) – and cation exchange capacity, which are the two main parameters influencing

the “aggregation efficiency”. Among the different mineral types, smectites have proven to be more effective to associate with organic compounds notably due to a much higher mineral surface area. This preferential association is confirmed by the TEM observations that show smectites intimately associated with OC that certainly bind the particles together while kaolinite surfaces appears much cleaner, with no preferential link to OC (Figure 4-9). The kaolinite particles can nonetheless be trapped among the smectite-organic matter aggregates.

The presence of smectite within the sediment provides consequently favorable mineralogical properties for marine carbon burial. On the graph in Figure 4-14, the content of marine OC for both glacial and interglacial periods is compared to the total smectite content. For the two datasets, the correlation is quite good. Moreover, the very high similarity of the slopes for the two groups of samples implies that the efficiency of the association between smectite and marine OC is the same for the glacial and interglacial periods. However, the positive Y-axis intercept that is recorded during glacial times could suggest that the primary productivity exceeded the retention potential of the smectite available in the water during these stages. An increase of productivity during glacials compared to interglacials during the late Quaternary has already been noticed by several authors who linked it with enhanced upwelling intensity in the eastern equatorial Atlantic but also to an increase of the riverine nutrient supply (Gingele and Dahmke, 1994; Jansen et al., 1984; Jansen, 1990; Mix and Morey, 1996; Mollenhauer et al., 2004; Zabel et al., 2001). These periods correspond also to a period of poor carbonate preservation due to the production of carbon dioxide by the mineralization process of buried organic matter that dissolved part of the carbonates. The original biologic production of carbonate is consequently poorly recorded (Van Weering and Van Iperen, 1984; Zachariasse et al., 1984a). On the contrary, during interglacial times, all the marine organic matter seems to be associated with smectite. Availability of clay minerals suitable for organic matter adsorption appears to be a limiting parameter for organic matter concentration and preservation in the sediments.

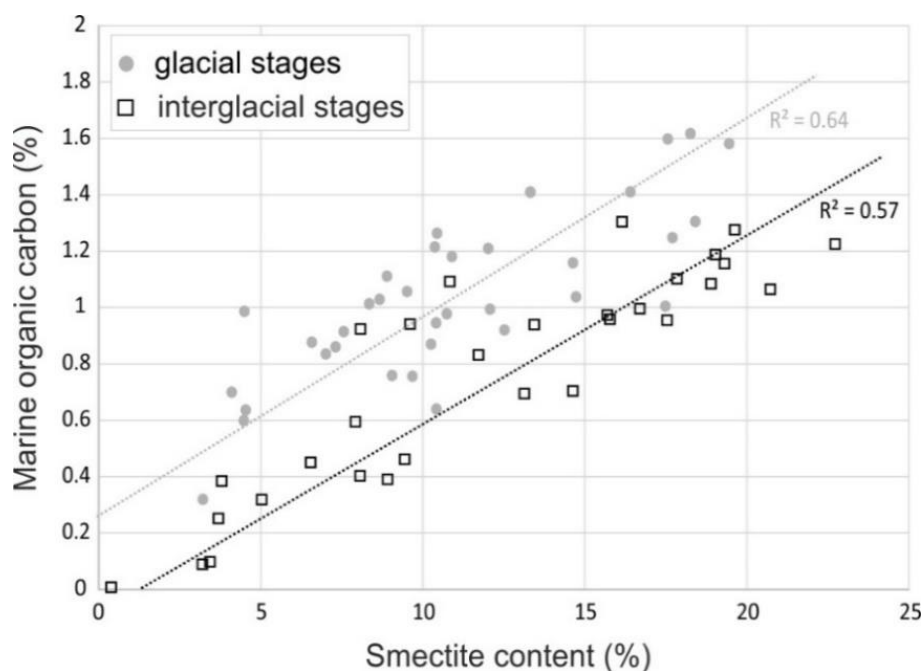


Figure 4-14: Marine organic carbon plotted versus smectite content. The samples of glacial and interglacial stages are separated. Note that the slope is similar for the two datasets but the interglacial sediments are depleted in OC compared to glacial sediments.

## VI Conclusions

Late quaternary Gabonese margin hemipelagic sediments are a mixture of biogenic calcium carbonate and river-borne detrital minerals transported by the Ogooue River. The detrital part is mainly composed by fine quartz grains and clay minerals among which smectite and kaolinite are the two main species. Temporal changes in the mineral, and specifically clays, composition are mainly the result of differential sedimentation processes and erosional intensity. The position of the coastline, controlled by sea level variations has indeed, in this area, a more important impact than climatically induced variations of weathering conditions and river runoff on the terrigenous composition of the sediments. This is due to the equatorial position of the area drained by the river that notably reduces the impact of climatic zones fluctuations. High terrigenous inputs occur during sea-level lowstands MIS2-3-4 and 6 with nonetheless a trend toward a slightly coarser sedimentation during MIS6, linked to more intensive erosion on the emerged continent. On the contrary MIS2-3-4 is characterized by high concentration of clay minerals and especially smectite. The presence of clays with high specific surface is a necessary condition for the presence of marine organic matter in the sediments. Indeed this study proved a relationship between smectite and marine OC and showed that the finest sediments ( $<4 \mu\text{m}$ ) are organized as organo-clay aggregates. These associations are certainly one of the different factors that will enhance organic matter preservation



through the different possible early phases of degradation. This close link between organic matter enrichment and clay minerals availability proves that even the processes acting on the landward side of continental margins should be considered when studying the enrichment in carbon of some sediments.

Points principaux à retenir : Dans cette partie nous avons comparé le contenu organique des sédiments hémipélagiques déposés au sein du système turbiditique de l'Ogooué (en matière de quantité et d'origine de la MO) avec la minéralogie des dépôts. Nous avons spécifiquement cherché à évaluer l'influence des minéraux argileux dans la séquestration de la matière organique dans les sédiments. Les données collectées montrent un assemblage minéralogique dominé par la smectite et la kaolinite ce qui correspond aux argiles produites par pédogénèse sur le bassin versant de l'Ogooué. La répartition spatiale le long de la marge gabonaise de ces deux espèces minérales est contrôlée par la sédimentation différentielle des argiles qui contraint le dépôt de la kaolinite sur la plate-forme et la pente continentale et permet au contraire une sédimentation bien plus distale de la smectite.

L'assemblage des minéraux argileux analysés le long de la carotte KC10 présente de fortes variations au cours des 200 000 dernières années permettant de distinguer des périodes de fort export de smectite dans le milieu marin associées à un fort taux de  $C_{org}$  marin dans les dépôts. Les exports de smectite ont été notamment très importants durant les MIS4-3-2 alors que le niveau marin était bas. La variabilité dans les proportions relatives des différents minéraux argileux est liée aux fluctuations de la position de la ligne de côte entraînées par les variations glacio-eustatique et à l'intensité de l'érosion sur la plate-forme émergée.

Les données de DRX mises en parallèle avec les données TOC et de  $\delta^{13}C_{org}$ , ainsi que les observations au microscope électronique à transmission montrent une association spécifique des particules de smectite avec la matière organique d'origine marine tandis qu'au contraire, la matière organique d'origine continentale ne présente pas d'affinité avec les différentes phases minérales. La présence de smectite dans la colonne d'eau apparaît donc comme un facteur essentiel à la sédimentation de matière organique marine dans les sédiments profonds de la marge.



Chapitre 5 : Importance des  
écoulements turbiditiques dans le  
transfert et l'enfouissement de  
matière organique continentale en  
milieu profond



Les deux chapitres précédents ont pu montrer certaines des modalités d'accumulation de matière organique dans des sédiments argilo-silteux hémipélagiques qui composent majoritairement les sédiments récoltés dans le système de l'Ogooué. Toutefois, bien que volumétriquement moins importants dans l'ensemble des carottes étudiées, les écoulements turbiditiques doivent eux-aussi être considérés dans l'étude de l'export de matière organique continentale. Les écoulements gravitaires sont en effet de très bons pourvoyeurs de matière organique continentale dans les sédiments marins profonds. Des traces d'un tel transport ont déjà été observées dans différentes formations fossiles, la plupart du temps sous la forme de débris organiques grossiers présents dans les séquences sableuses (Mulder and Chapron, 2011; William Miller, 1995; Zavala et al., 2012). Des études effectuées sur des systèmes actuels ont également pu mettre en évidence ce transfert et d'en prouver la grande importance (Baudin et al., 2010; Biscara et al., 2011; Galy et al., 2007; Schlünz et al., 1999)

Ce chapitre traite spécifiquement du transfert vers l'océan profond de matière organique continentale en évaluant l'efficacité respective des processus hémipélagiques et turbiditiques. Ce chapitre écrit sous la forme d'un article scientifique est publié dans *Marine and Petroleum Geology* ; la version publiée de cet article est présente en annexe (Mignard et al., 2017). Afin de limiter au plus les répétitions, la version qui suit ne contient pas la partie « stratigraphy » qui a déjà été présentée dans la partie matériel et méthodes.

# Deep-sea terrigenous organic carbon transfer and accumulation: Impact of sea-level variations and sedimentation processes off the Ogooue River (Gabon)

## I Introduction

The presence of terrigenous organic matter (OM) in deep sea sediments is an important, but yet poorly constrained aspect of the global carbon cycle. Indeed, the supply of riverine and eolian OM in deep-sea organic accumulation could be greater than commonly estimated (Burdige, 2005; Hedges et al., 1997). The transfer of terrigenous OM from the continent to the ocean is due to three main processes: (1) river discharge, (2) eolian dust export and (3) glacio-marine transport at high latitudes. Most of the terrigenous OM transported to the oceans is provided by river discharges at low latitudes (Hedges and Keil, 1995). It has been estimated that rivers carry about 1% of the terrestrial productivity which represents between 410 TgC.y<sup>-1</sup> and 580 TgC.y<sup>-1</sup> (Romankevich et al., 2009; Schlesinger and Melack, 1981). This carbon is transported in both dissolved (33%) and particulate (66%) forms (Romankevich et al., 2009). The particulate OM that flows to the ocean through rivers includes recent (non-degraded) plant debris, but also fossil organic carbon (OC) weathered from sedimentary continental rocks (Hedges et al., 1986; Romankevich et al., 2009; Rowland and J.R., 1984; Thurman, 1985). Deposition and burial of terrigenous OM predominantly occurs within deltas and continental shelves, whereas comparatively only a small amount crosses the continental margin shelf and slope to reach the deep ocean. However, studies on some deep sea environments have demonstrated that terrigenous OM inputs is underestimated in deep marine settings such as the Gulf of Mexico (Goñi et al., 1998; Gordon and Goñi, 2003; Onstad et al., 2000; Ruttenberg and Goñi, 1997) and the Congo deep sea fan (Baudin et al., 2010; Holtvoeth et al., 2001; Jansen et al., 1984; Stetten et al., 2015) which are both under the influence of predominant riverine supply. Two main processes favor the transport of continental OM to the deep sea. First, OM can be adsorbed onto clays and fine silts and transported by river surface plumes (Stow, 1987). In this case they usually form aggregates in the water column that settle with the pelagic “snow” (Arthur et al., 1984). Continental OM is also efficiently transported along the seafloor by downslope-flowing gravity-driven currents (Arthur et al., 1984; Hedges and Keil, 1995; Saller et al., 2006). The efficiency of such flows and particularly turbidity currents to concentrate terrigenous OM in deep-sea environments has been demonstrated in several studies (Baudin et al.,

2010; Biscara et al., 2011; Huc et al., 2001; Saller et al., 2006; Stetten et al., 2015). In these cases, the turbidites studied were concentrated in terrigenous OM under microscopic and macroscopic (leaf and wood debris) forms. This long distance transport seems to be related to the high buoyancy of OM particles (Traverse, 1994; Zavala et al., 2011). Gravity-driven underwater currents are volumetrically the most important processes for transporting sediment across the earth (Talling, 2014). Consequently, it would be consistent that they constitute a major pathway for OC to the oceanic sediments. However, there has been no study on the relative contribution of either downslope transport by turbidity current or particle fall-out by hemipelagic settling in the supply of terrigenous OM to deep sea environment. Understanding these mechanisms is important especially in the context of exploration of deep-water petroleum reservoirs as it could precise the formation of organic carbon enriched intervals. These intervals are indeed often associated with rising sea level which can promote trapping of terrigenous sediment on the shelf (Arthur and Sageman, 2005). However, leaf debris deposited in deep water environment due to downslope currents could act as precursor (source rock) for oil in some petroleum basins (Nigeria, Brunei, Indonesia), although the amount of OM deposited by the process is not yet known.

The primary objective of this article is to investigate the relationships between sedimentary processes in the transport and accumulation of terrigenous OM in deep sea sediment off a river-influenced margin. A previous study (Biscara et al., 2011) of the proximal part of the modern Ogooue system (Gabon) has documented that the sediments transported in this system were highly enriched in terrigenous OM (OC up to 14% in the laminations of a turbidite sequence). This exceptional enrichment is certainly linked to the dense vegetation cover (equatorial rainforest) on the Ogooue watershed due to the humid equatorial climate which prevails in the area. Using OC measurements, carbon isotopic signature and a stratigraphic framework we tested the respective importance of hemipelagic and turbidite sedimentation on the transfer of terrigenous OM to the deep sea environment. Further, we examine the influence of both the spatial and temporal variability of the organic sedimentation at the scale of the turbidite system and especially the role of sea-level variation in deep water OM accumulation.

## II Settings

### *II.1 Geological setting*

The separation between the African and the South American continental plates occurred from the latest Jurassic to the early Cretaceous times creating several divergent basins and pull-apart grabens in the area that is now the Gulf of Guinea (Blarez and Mascle, 1988). The post-rift series are mainly composed of thick siliciclastic rocks and evaporites. The major terrigenous depocenters are located along the coast and are linked with the main rivers (Niger, Congo and



Ogooue), which supply terrigenous sediment to the margin. However, seismic studies have documented that since the syn-rift phase, Paleo-Ogooue River supplied volumetrically as much sediments as Congo River which has yet the 2<sup>nd</sup> largest catchment area in the world (Cameron and White, 1999; Séranne and Anka, 2005). This apparent discrepancy is due to variations in the erosion processes and the subsidence evolution of the margin related to the regional tectonics in Africa.

The current morphology of the Gulf of Guinea is highly related to the presence of major transform fault zones that were initiated during the rifting phase and that extend up to the continental rise (Emery et al., 1975). Among these faults, the Fernando Poo Fracture Zone and the Ascension Fracture Zone form, respectively, the north and south limits of the Guinea Ridge. This ridge is a broad southwest-trending basement high composed of numerous seamounts several hundreds of meters high and that connects to the Cameroon Volcanic Line (Figure 5-1). The Cameroon Volcanic Line extends onshore up to the Mount Cameroon and is composed offshore of four aligned volcanic islands (Figure 5-1). The Guinea Ridge-Cameroon Volcanic Line divides the Gulf of Guinea into two parts: the northwestern part where the Guinea Basin lies and the southeastern part where the Angola Basin is located. Several submarine mud volcanos of large dimension are also present in the area.

On the continent, the Ogooue River drains essentially Archean and Paleoproterozoic rocks of the Gabon and Congo cratons composed mainly of granitoids and metasedimentary rocks; only the most western part of its drainage area is set on Neogene sedimentary siliciclastic rocks. The dominant soil type encountered is ferralsols, which is characterized by an abundant kaolinite, and therefore high iron and aluminum-oxide and hydroxide content (Lambert et al., 2015).

## ***II.2 Physiographic setting***

The deep sea sediments off Gabon in the southeastern part of the Gulf of Guinea are influenced by the Ogooue River supply (Figure 5-2). The accumulation of fluvial sediment on the shelf is likely to create sediment overloading that generates turbidity currents across the continental shelf which finally lead to the formation of the Ogooue turbidite system. This system is located on the North Gabon margin (between 0 and 1°S) and extends over 700 km offshore through the Cameroon Volcanic Ridge (Fig. 1) (Biscara, 2011; Mougamba, 1999).

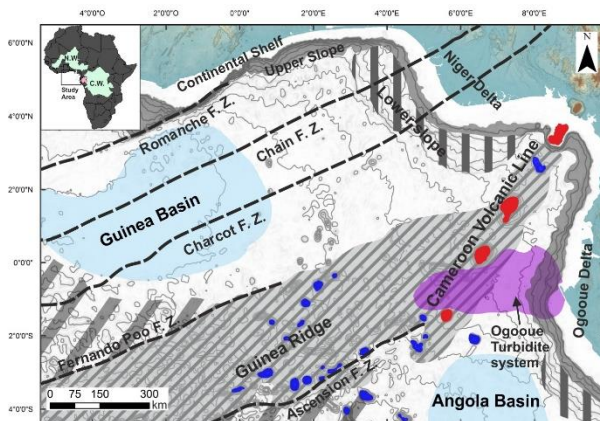


Figure 5-1: Physiographic map of the south-eastern Gulf of Guinea (contour interval: 500 m) and distribution of the larger seamounts (in blue), volcanic islands (in red) and fracture zones (F.Z.). The Ogooue turbidite system is represented in purple on the map (modified from Emery et al., 1975). N.W.: Niger Watershed, C.W.: Congo Watershed.

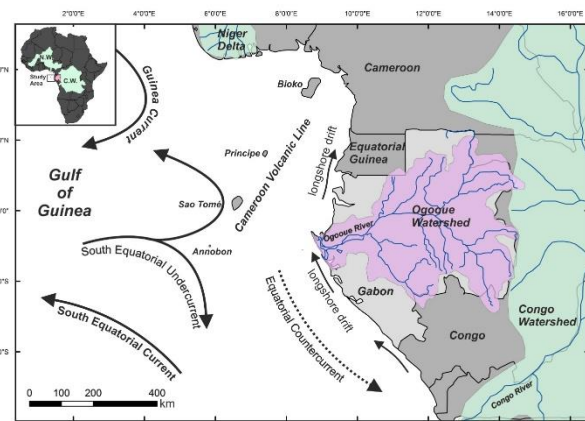


Figure 5-2: General map of the Eastern part of the Gulf of Guinea and the West African tropical coast showing the course of the Ogooue River and its drainage area (watershed), the surface (black line) and subsurface currents (dotted line) (Piton and Kartavtseff, 1986, Bonifay and Giresse, 1992). N.W.: Niger Watershed, C.W.: Congo Watershed.

*Des versions plus grandes de ces images sont visibles au chapitre 1*

The Gabonese continental shelf is narrow but varies in width from 60 km off the South Gabonese coast to 5 km near the Ogooue delta. On the shallowest part of this continental shelf, the sediment transport processes are dominated by a very energetic longshore drift that redistributes the sediment northward along the upper shelf. This drift is responsible for the construction of the different sandy spits that are present along the Gabonese coast and especially the Mandji Island which forms the outer limit of the Ogooue delta (Figure 5-3). Over 60 km south of the Mandji Island, the shelf break located at ~120 m of water depth is incised by of fifteen canyons. These canyons rarely extend in water depths shallower than the shelf break, probably because of the permanent high-rate of sediment transport on the shelf due to the coastal drift, and incision of the shelf is rare except for the Cap Lopez Canyon, which is the northern most canyon of the system and is the only one whose head reaches 5 m of bathymetry (Biscara et al., 2013) (Figure 5-3).

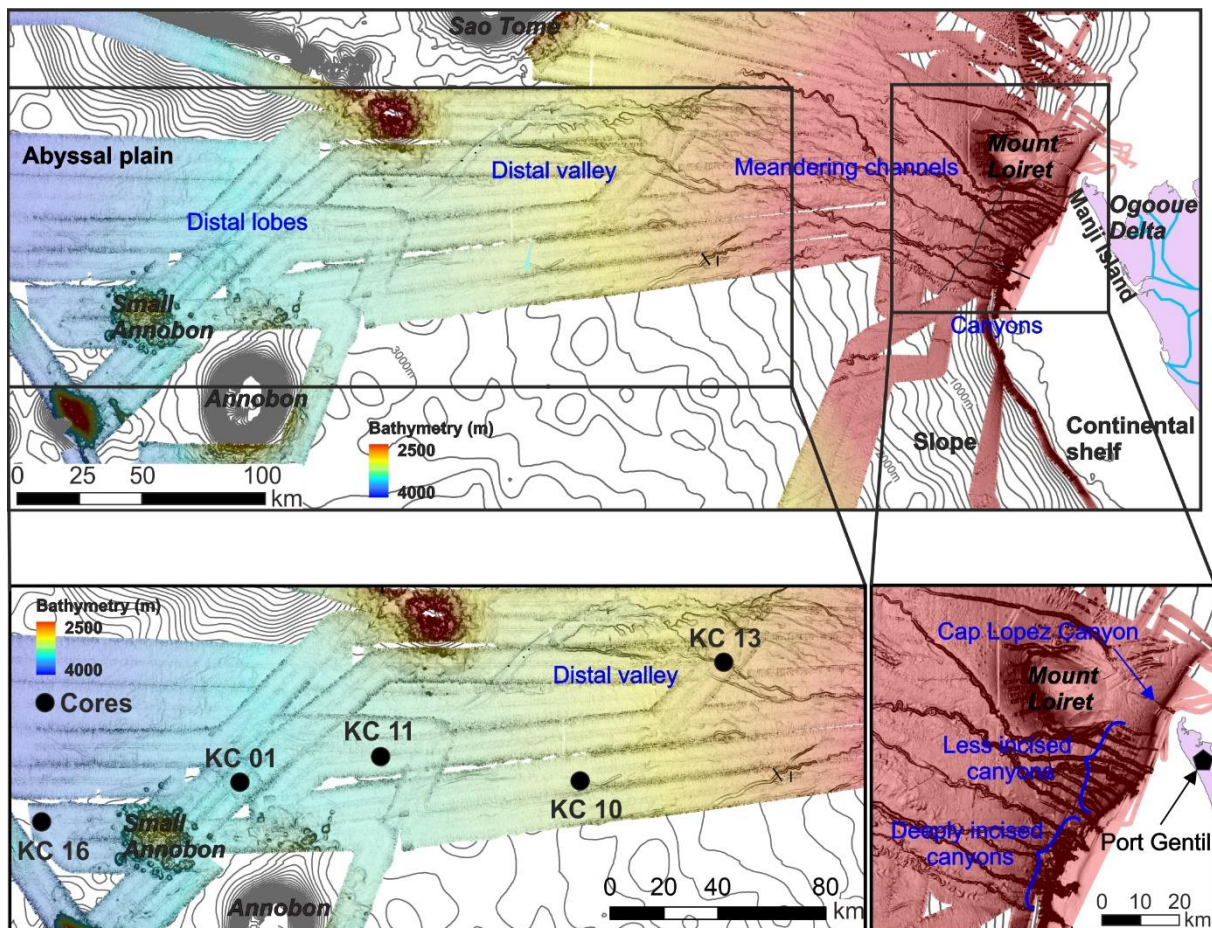


Figure 5-3: Top: bathymetric map (contour interval: 100 m) showing the main features of the Ogooue turbiditic system. Bottom left: studied area and location of the cores. Bottom right: detailed view of the shelf edge.

The northernmost canyons, which are less incised, are deflected by the Mount Loiret, an inactive submarine volcano (Reyre, 1984). Between 800 and 1,200 m water depth, canyons transform into channel-levee complexes, which extend down to the abyssal plain. Some of these channels merge around 1,500 - 1,700 m water depth to form larger channels with a sinuous morphology. Four channel-levee complexes join at 3,000 m water depth to form a large valley of ~ 4 km width and 30-40 m depth. Numerous disconnected channels are visible on the seafloor indicating the different advections of the channels (Biscara, 2011). At the exit of this valley, no channels are identifiable on the bathymetric data suggesting that this locality represents the most distal deposition area of the system corresponding to the distal lobes of the system.

### II.3 Environmental setting

The Ogooue River, which has a length of about 900 km, drains a catchment area of 203,000 km<sup>2</sup> covering 90% of the national Gabonese territory (Figure 5-2). Its drainage basin is the 14<sup>th</sup> largest basin among the twenty-one African rivers that have a drainage basin larger than 100,000 km<sup>2</sup>. However, due to its location on the equator, the Ogooue drainage basin receives the

largest annual precipitation in Africa (1600–2200 mm.yr<sup>-1</sup>), making the annual discharge of the river of 4,750 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, the third along the African West Coast after the Congo River (40,000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) and the Niger River (5,590 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>) (Lambert et al., 2015; Ségalen, 1994). The Ogooue seasonal discharge is characterized by two periods of flooding: May and November (Mahé et al., 1990). The highest discharge is recorded in November, reaching a peak value of 11,000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>, in May the discharge can reach 9,500 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> whereas the lowest discharge is recorded in August, reaching only 3,000 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup>.

The river flows northwestward and discharges into the Central Atlantic in the southeastern most part of the Gulf of Guinea. The river forms a large delta, about 100 km long and 100 km wide, in the south of Port Gentil. The Mandji Island, which is a sandy spit of 50 km long resulting from the longshore drift forms the most western part of the Ogooue delta (Figure 5-3).

The sediment load of the Ogooue River is not precisely determined, although Syvitski (2005) estimated the prehuman sediment flux between 1 and 10 Mt/year. The suspended sediment load dissolved OC and particulate OC concentrations were punctually measured at a site upstream of any estuarine influence in November, 1979 (Cadée, 1984). Cadée documented that the contribution of particulate OC to the total sediment load is high, varying between 6.1 and 6.6% compared to 5.8% for the Niger River and 4.7% for the Congo River, suggesting that the Ogooue watershed is likely to be a significant source of terrigenous organic carbon to the Gulf of Guinea. Although no study has been conducted on the organic particulate phase of the Ogooue River, Lambert et al. (2015) showed that the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  signature of the dissolved organic carbon of the Ogooue River ranges between  $-29.8 \pm 0.5$  and  $-30.4 \pm 1.1\text{‰}$  which is in agreement with the erosion of soil comprised of exclusively of C<sub>3</sub> plants of tropical forests (Bird and Pousai, 1997).

The freshwater outflow of the Ogooue River into the Atlantic Ocean is detectable as far as 100 km offshore, up to the Sao Tomé Island, by a reduced salinity layer about 20 m thick (Figure 5-2). The Ogooue plume consists of a “mineral plume” extending 20 km seaward of the river mouth, under which is located an “algal plume” due to a river-induced primary production and characterized by an increase of a-chlorophyll concentration (Jourdin et al., 2006).


## III Methods

### III.1 Coring sites

The different Küllenberg-type cores analyzed for this study were collected during the MOCOSÉD 2010 cruise on the R/V “Pourquoi Pas?”. Five sediment cores collected on different geomorphological features were selected to investigate the spatial and temporal repartition of terrigenous OM in the distal part of the Ogooue turbidite system (Tableau 5-1). The five cores are

located along a bathymetric transect extending from 200 km (KC13) to 355 km from the shoreline (KC16) (Figure 5-3).

Tableau 5-1 : Cores' number, location in degree, sampling depths (m b.s.l. : meters below sea level ) and length.

Core	Core location (latitude, longitude)	Depth (m b.s.l.)	Length (m)	
KC13	00°32,508'S , 07°80,589'E	2852	7.62	 Proximal Distal
KC10	00°56,667'S , 06°39,809'E	3148	11.54	
KC11	00°52,008'S , 06°00,008'E	3372	9.92	
KC01	00°57,012'S , 05°31,806'E	3509	12.96	
KC16	01°05,003'S , 04°52,010E	3738	11.48	

Core KC13 was collected on the levee of one of the four main channels of the system. The core is located at approximately 1 km from the axis of the channel and 30 km before the channel merge with others to form the distal valley. Core KC10 was collected at 3150 m water depth in the southern part of the turbidite system in a disconnected channel that is believed to be currently inactive. KC10 core, which has a central position among the others, was chosen to be the one on which the isotopic stratigraphy was established and then extrapolated to the others. Core KC11 and KC01 (3373 m and 3509 m water depth, respectively) were collected north of Annobon, the last volcano of the Cameroun Volcanic Line (Figure 5-3). These cores are located at the outlet of the distal valley in which merge the four main channels of the area. Core KC16 (3738 m water depth) was collected west of 30 km diameter mud volcano complex referred as the “small Annobon” (Figure 5-3). Due to its location basinward of a bathymetric feature, the area where KC16 was cored is supposed to be isolated from channelized flows coming from the continental shelf and slope.

### III.2 Sedimentological analyses

After a visual description of the four cores, thin slabs (15 mm thick) were sampled to be analyzed using the X-ray radiography system at the CNRS-EPOC research laboratory (Migeon et al., 1998). Subsamples were also taken with a spatial resolution of 10 cm or less to measure the grain size using a Malvern Mastersizer X. Carbonate content was measured using a gasometric Bernard Calcimeter. These analyses were used to determine sediment facies and characterize the sedimentation processes.

The composition of the sandy fraction of the sediment along core KC10, including in particular foraminifera and organic ligneous debris, was determined thanks to observation under a binocular microscope after several sievings made at 150 and 63  $\mu\text{m}$ . Four 10 cm long thin sections were collected in core KC11 and three in core KC13 in specific sandy sequences. The thin

sections were made after sediment impregnation according to a technique described in (Zaragosi et al., 2006).

In order to be able to calculate sediment accumulation rates, the dry bulk density of sediment, which is the mass of dry solids in a given volume, was determined on 20 samples by measuring the weight of a given wet bulk volume of sediment after drying. To obtain a better resolution of the density along the core, these results were correlated to the X-ray mean intensity measurements which reflects the density structure of the core ( $R^2$  of the linear correlation  $> 0.8$ ) (Migeon et al., 1998), this method was used to extrapolate density to other samples.

The five cores were analyzed using an AVAATECH XRF core-scanner. This non-destructive method was used to document the semi quantitative variations in element concentrations along the core. Measurements were made at a 1 cm spacing interval with a counting time of 20 s and at 10 kV, 30 kV intensity. To correct the drift of the XRF Core Scanner mainly due to variations in water content and grain-size, the element counts were normalized to the total count numbers (Cuven et al., 2011). In this current paper two ratios are used: the Bromine over the total count number and the Ca+Sr/Ti+Al ratio. The first ratio was used to estimate the fluctuation of the OM content. In the particulate phase of sediment, bromine is indeed thought to be associated entirely with OM (Harvey, 1980; Mayer et al., 1981; Mayer, 1994a; Mayer et al., 2007; Price and Calvert, 1977; Ziegler et al., 2008). The second ratio is considered to reflect the biogenic over the terrestrial sedimentation. The calcium and strontium are indeed associated exclusively with marine calcium carbonate producers as the Ogooue River drains no carbonate rocks whereas the aluminum and the titanium are two elements derived from the continental crust (Richter et al., 2006).

### **III.3 Geochemical analysis**

A total of 265 samples were collected from these five cores with a spatial resolution varying from 1 to 10 cm. Prior to TOC,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  and Nitrogen over Carbon (N/C) analysis, all samples of this study were dried, pulverized in an agate mortar and homogenized. Inorganic carbon, mostly calcium carbonate, was removed using 1N HCl. TOC was measured using a high temperature combustion method on a LECO CS-200 elemental analyzer. The analytical precision, determined from replicate measurements of the same standard sample, was better than 0.2%. TOC contents are expressed as a percentage of dry weight of sediment (wt. %). Stable carbon isotope ratios of the organic fraction and nitrogen over carbon mass percentage ratio ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , N/C) were determined on carbonate-free samples by elemental analyzer isotope ratio mass spectrometer (EA-IRMS, ThermoFisher Flash 2000 + Isoprime). The OC isotopic ratios were reported using the conventional  $\delta$  notation in per mil (‰) relative to standard PDB.

For the KC10 core, stable oxygen isotopes analyses were performed on specimens of benthic foraminifera *Cibicides wuellerstorfi* and *Uvigerina perigrina* on a MultiPrep + Optima Micromass isotope ratio mass spectrometer. Two foraminiferal species have been selected because none was

present continuously throughout the whole core. Subsample were extracted from the core with an average spatial resolution of 10 cm in the hemipelagic intervals avoiding areas of sediment perturbation due to both bioturbation and the presence of gravity deposits. In agreement with the works of Shackleton et al.(1973) and Duplessy et al. (1984) a correcting factor of + 0.64‰ was applied to the measured  $\delta^{18}\text{O}$  values of *C. wuellerstorfi*.

In order to confirm the dating of the upper part of the cores, seven AMS  $^{14}\text{C}$  datings were realized on a mixture of different planktonic foraminifera species living in the uppermost water column.  $^{14}\text{C}$  radiometric dates are calibrated by MARINE13 curve (Reimer, 2013) using Calib 7.1 software and an age reservoir difference of 400 years which represents a mean ocean reservoir age.

## IV Results

### *IV.1 Core sedimentology*

For the purpose of this study, only the intervals corresponding to the MIS 1 to 6 were analyzed. This represents a length of 4 m for core KC16, 8 m for core KC01, 11.5 m for core KC10 and 7.6 m for core KC13. For KC11 only the first three upper meters of the core were studied corresponding to MIS1 to MIS3 because of sediment perturbation in the lowest part of the core, which is the result of a mass transport deposit (slump or debris flow).

Two main facies were recognized in the five cores from the Ogooue turbidite system. These facies have been defined using visual observation, X-ray imagery; grain size analyses and  $\text{CaCO}_3$  content; and comparison with previous sedimentary facies classifications (Flood et al., 1997; Pickering et al., 1986; Stow and Tabrez, 1998).

The first facies is composed of structureless clayey and silty sediments (80-90%) and the median grain-size is between 10 and 30  $\mu\text{m}$ . The concentration of foraminifera is high and the  $\text{CaCO}_3$  content ranges between 20 and 60 %. The color of the sediment of this facies changes from light beige (Munsell soil color 2.5Y 7.0/2.0) during interglacial periods to dark brown (7.5Y 2.0/4.0) during glacial periods. Moreover, sediments deposited during interglacial periods contain a higher proportion of foraminifera compared to glacial sediments. Interglacial sediments are also more bioturbated than glacial sediments. The absence of any grain-size variation and the richness in large unbroken foraminifera tend to prove that these sediments result from hemipelagite deposition (Stow and Tabrez, 1998).

The second facies consist of sandy beds that have sharp contact at base (median grain size  $\sim$  100-200  $\mu\text{m}$ ). They are either massive or exhibit planar or cross laminations. Some sequences show a fining-upward grain-size from fine sand to silty-clay; the uppermost part of the sequences can present the same median grain size than the first facies but the content in foraminifera is lower and the content in quartz grain higher. The thickness of these beds varies from 1 to 47 cm. The

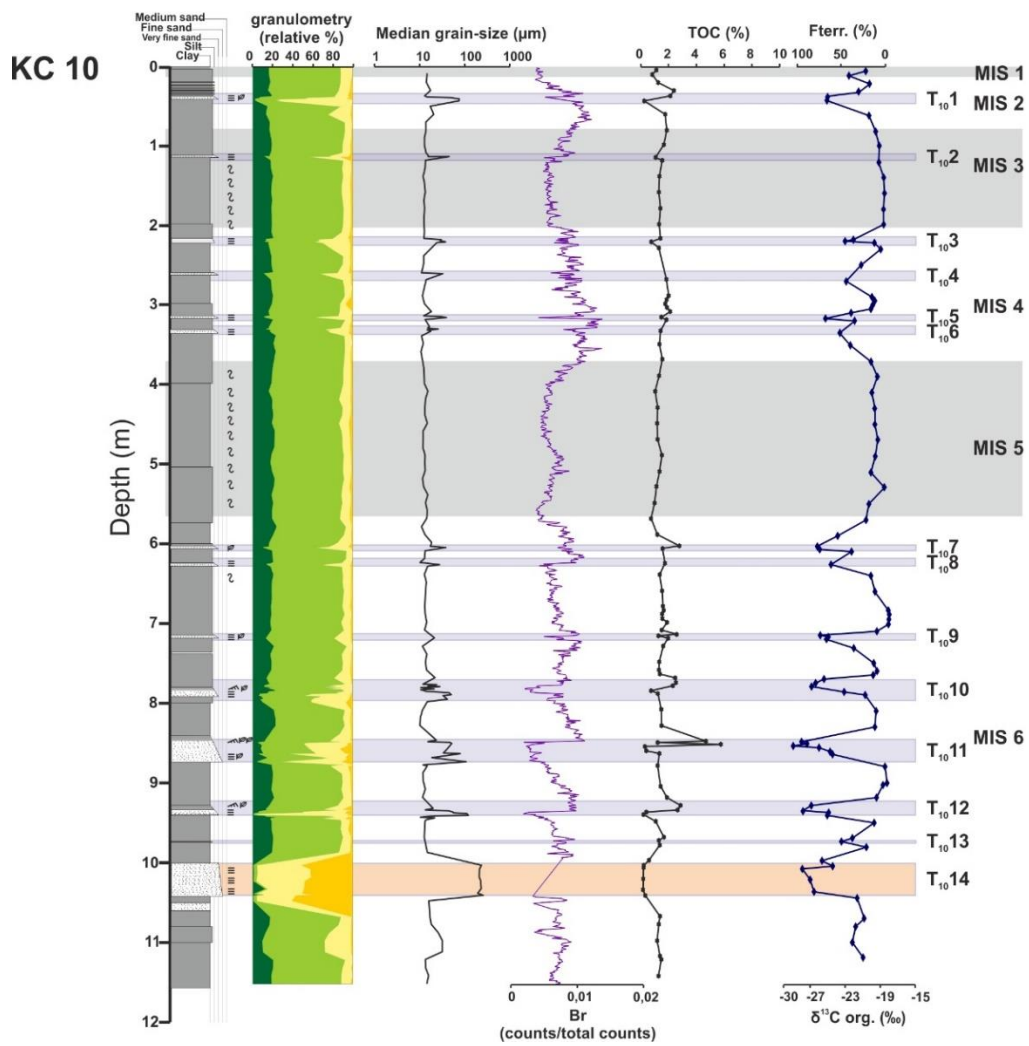
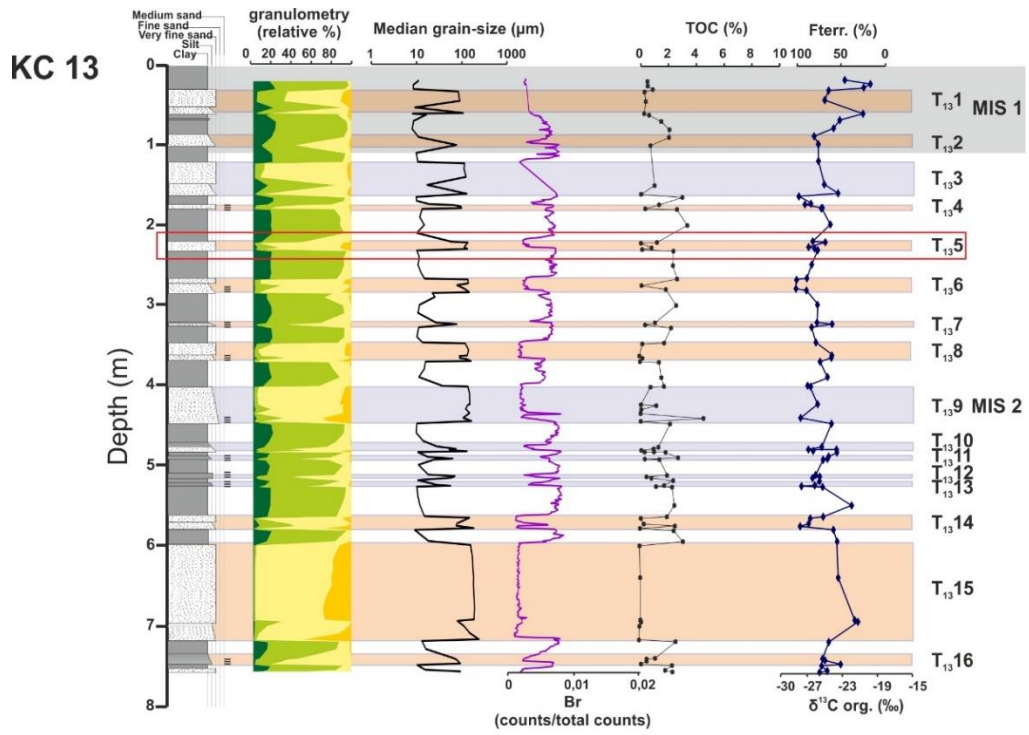
CaCO<sub>3</sub> content is very low (<10%). These Bouma-like sequences are interpreted as turbidite deposits resulting from high to low-density turbidity currents.

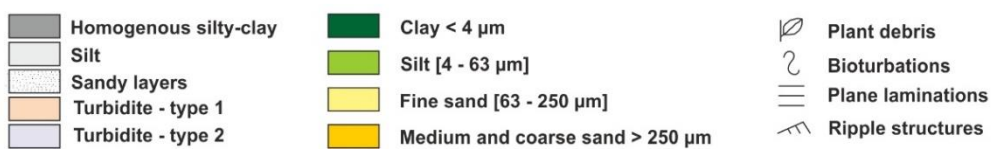
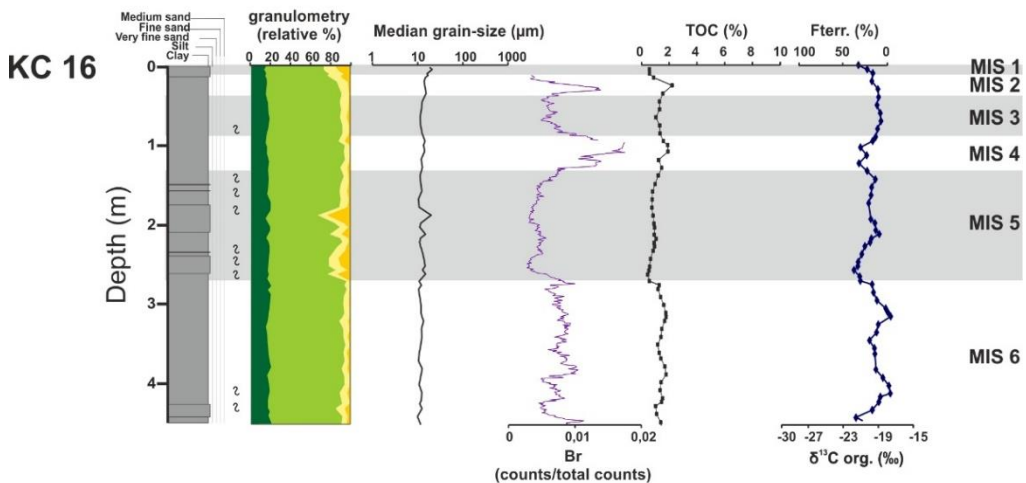
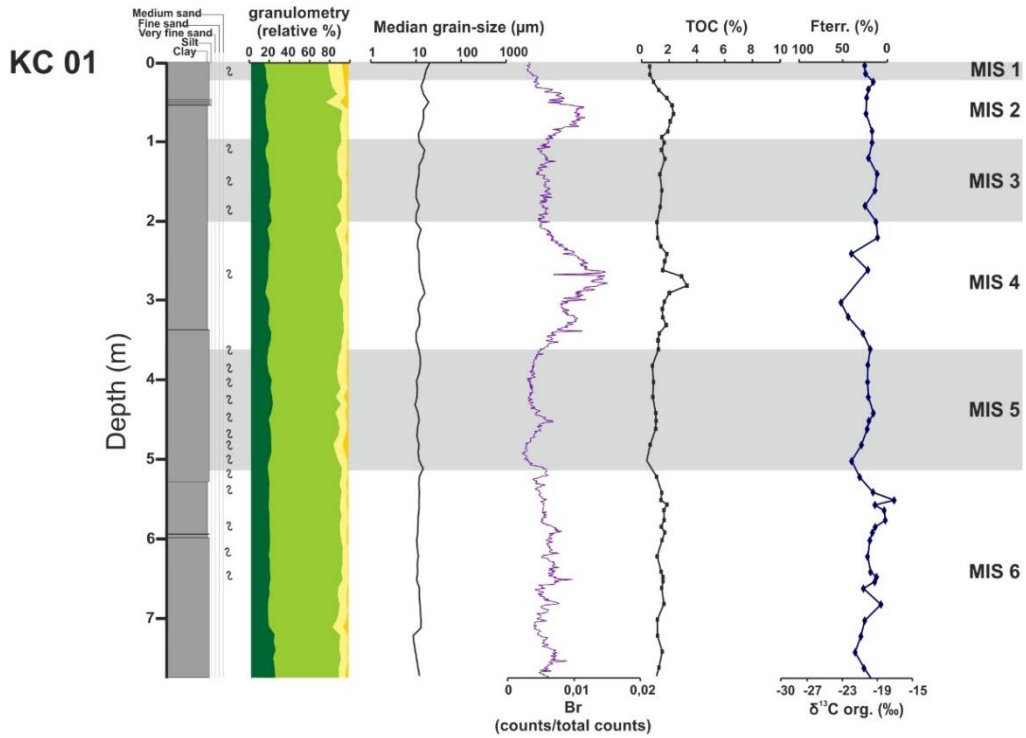
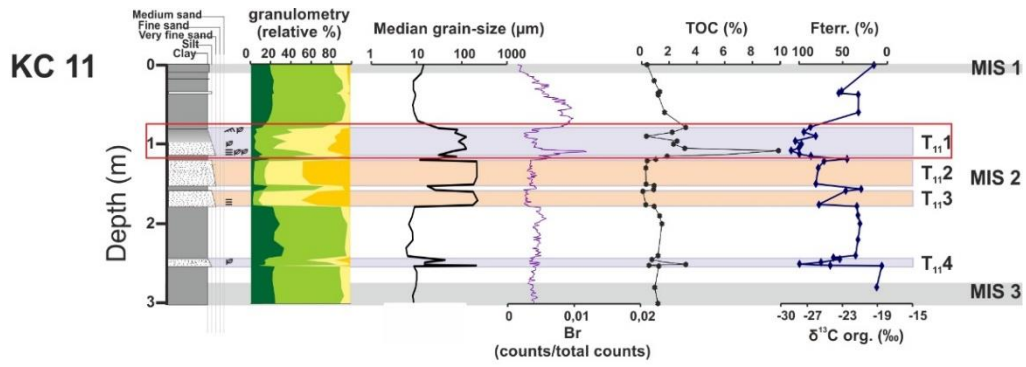
Cores KC13, KC10 and KC11 exhibit both hemipelagite and turbidite facies whereas KC01 and KC16, which are the two most distal cores, contain only hemipelagite facies (Figure 5-6). Sixteen turbidites are recorded along the core KC13, fourteen along KC10 and four in the three first meters of KC11. In core KC13, two turbidites were recorded during MIS1 and the fourteen others were deposited between 14,000 yrs BP and 20,000 yrs BP, i.e. during MIS2. For core KC10 among the fourteen turbidites eight were recorded during MIS6, three during MIS4, one during the MIS4-3 transition, one during the MIS3-2 and one during MIS2. Core KC11 presents four sandy beds interpreted as turbidites all recorded during MIS2 (Figure 5-4).

Each of the thirty-four turbidites observed in these three cores was numbered according to its position within the sedimentary sequence, using the notation T<sub>X</sub>N where X is the core number and N the turbidite number with 1 being the turbidite located at the top (the most recent) for example T<sub>13</sub>1 is the youngest turbidite of core KC13. This notation will be used in the rest of the paper (Figure 5-4).

*Figure 5-4 : Vertical distribution of grain-size parameters (particle composition, grain-size distribution, median grain-size), Bromine XRF results (Br counts/total counts), Total Organic Carbon (TOC, in weight %),  $\delta^{13}C_{org}$  (‰) and F<sub>terr.</sub> (%) corresponds to the terrigenous OC fraction (see 5.2). The grey rectangles correspond to interglacial periods. The sequence that are framed in red are shown in detail in Figure 5-6.*







## IV.2 Organic matter distribution

OC content and OC isotopic composition are variable along the four cores. Their distribution depends both on the sediment type (hemipelagite vs turbidite) and on the age of the deposits (Figure 5-5). Here, the OC distribution will be presented in the hemipelagites and turbidites separately.

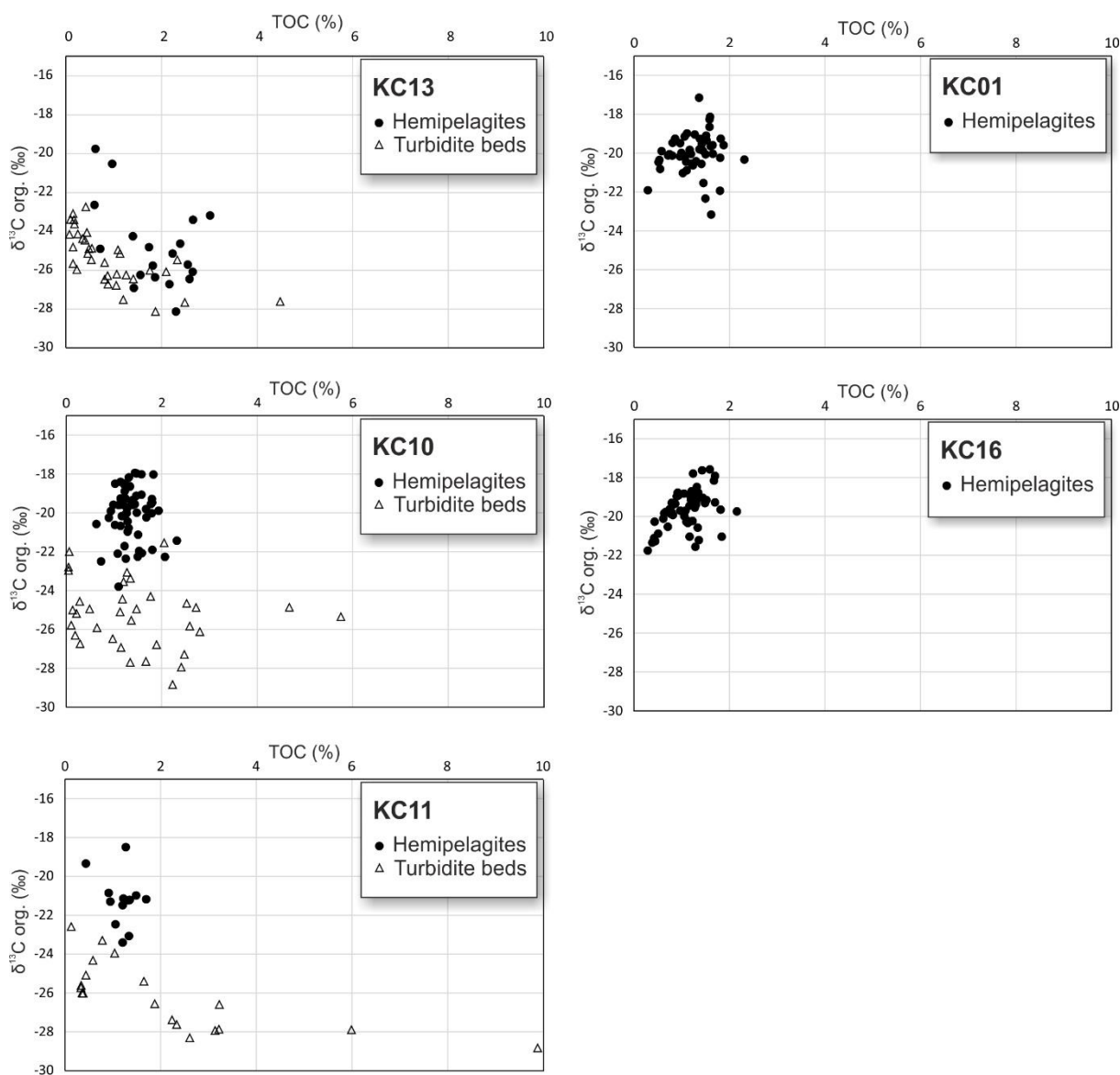


Figure 5-5 : OM types in the sediments studied from the Ogooue turbidite system defined by the cross-plot of  $\delta^{13}C_{org}$  and TOC. Except for core KC13, the hemipelagites present a more marine signature than the turbiditic beds

### I-1-1 Hemipelagites

The TOC values of the hemipelagites of the five cores varies from 0.3 % to 3.43 % throughout the time span investigated. These variations are also well identified through the fluctuations of bromine (Br) (Figure 5-4). In terms of OC content, the hemipelagites of cores KC13 and KC10 are significantly richer in OM than cores KC11, KC01 and KC16. The TOC record of the five cores, which is negatively correlated to the Ca+Sr/Ti+Al ratio, exhibits a strong glacial/interglacial cyclicity and especially for the two most distal cores. Interglacials MIS1 and MIS5 are dominated by low TOC around 0.5%. During MIS3, TOC are between 0.5 and 1% whereas dark brown TOC-rich intervals (> 2%) correspond to glacial MIS2, MIS4 and MIS6. In the five cores the highest TOC values are recorded during the glacial MIS2 (Tableau 5-2).

The stable carbon isotope ratios in the hemipelagites of the five cores vary between -17.2‰ and -27.8‰, the mean value for the different time periods being close to -20‰. Only KC13 hemipelagite exhibit more negative  $\delta^{13}C_{org}$  values than the other cores with a mean value of -24.4‰. Even though no significant variations of  $\delta^{13}C_{org}$  are detectable between glacials and interglacials, it is noticeable that during the glacial MIS4 a trend to more negative  $\delta^{13}C_{org}$  is observed in KC10, KC01 and KC16 cores (Tableau 5-2).

Tableau 5-2 : Bulk organic characteristics of the studied hemipelagic samples in each studied core. Minimum, mean and maximum values for each isotopic stages are given for TOC (in %) and  $\delta^{13}C_{org}$  (‰).

MIS	KC13						KC10						KC11						KC01						KC16										
	n	TOC (%)			$\delta^{13}C$ (‰)			n	TOC (%)			$\delta^{13}C$ (‰)			n	TOC (%)			$\delta^{13}C$ (‰)			n	TOC (%)			$\delta^{13}C$ (‰)									
		Min	Mean	Max	Min	Mean	Max		Min	Mean	Max	Min	Mean	Max		Min	Mean	Max	Min	Mean	Max		Min	Mean	Max										
1	7	0.60	0.89	2.12	-23.92	-21.36	-19.78	2	0.73	0.88	1.03	-22.51	-21.57	-20.63	2	0.44	0.68	0.92	-19.35	-19.35	-19.35	5	0.52	0.97	1.81	-20.47	-20.12	-19.48	4	0.43	0.54	0.75	-21.27	-20.23	-19.63
2	26	1.12	2.20	3.36	-27.83	-25.22	-21.89	4	1.16	1.75	2.32	-21.44	-20.33	-19.48	11	0.94	1.25	1.70	-23.41	-21.46	-18.50	8	1.41	1.81	2.31	-20.34	-19.91	-19.60	2	1.45	1.80	2.16	-19.05	-19.05	-19.05
3								8	1.22	1.35	1.58	-21.13	-19.10	-18.50								4	1.06	1.27	1.43	-20.42	-19.48	-19.05	4	0.92	1.13	1.21	-19.15	-18.90	-18.70
4								7	1.25	1.74	2.07	-22.80	-21.08	-19.55								15	1.11	1.69	3.26	-24.77	-21.47	-18.99	7	1.10	1.42	1.84	-21.21	-20.13	-19.06
5								11	0.63	1.12	1.48	-20.58	-19.68	-18.51								7	0.55	0.82	1.00	-20.82	-20.11	-19.49	14	0.45	0.72	0.94	-21.27	-19.92	-18.91
6								29	0.99	1.36	1.83	-23.81	-19.99	-17.95								20	0.29	1.35	1.82	-21.91	-19.75	-17.15	17	0.29	1.21	1.70	-21.76	-19.60	-17.58

Une version plus grande de ce tableau est visible en annexe

### I-1-2 Turbidite beds

The TOC in turbidite beds is variable, ranging from almost 0 (T<sub>10-14</sub>) to 9.9% (T<sub>11-1</sub>) (Figure 5-4 and Figure 5-6). Based on sedimentological and geochemical characteristics, two types of turbidites bed can be distinguished among the thirty-four recorded sequences in KC13, KC11 and KC10 (Figure 5-4). The first type (type 1) is several decimeters thick, which have sharp bases and are characterized by a high content of well-sorted, medium-to-coarse grained sand (>50%) and a very low clay and silt content. The uniform grain size trends do not show evidence of fining-upward trend. This type contains both massive facies and/or facies with plane laminations (Figure 5-6). These facies correspond respectively to the units Ta and Tb of the Bouma sequence (Bouma, 1962). The TOC in these sequences is characteristically very low (mean: 0.22%, min:

0.05%, max: 0.49%) with minor variations in the  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  (mean: -25.31‰, min: -26.94‰, max: -22.60‰).

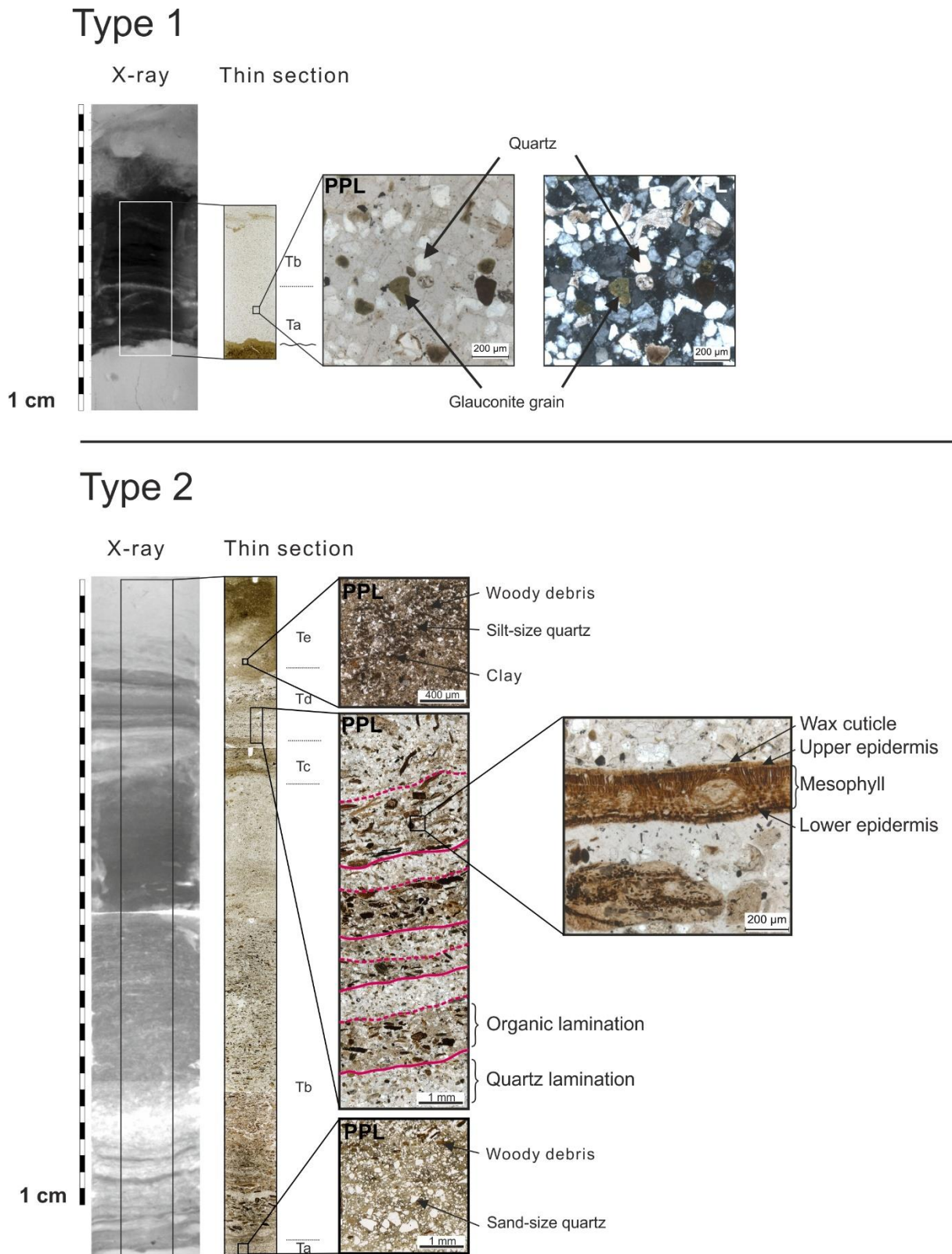


Figure 5-6 : X-ray pictures and thin section of the two types of turbidites present in the cores. PPL corresponds to plane polarized light and XPL to crossed polarized light. Precise location of the sequences is shown in Figure 5-4.

Turbidites of the second type (type 2) are thinner than type 1, generally less than 10 cm thick and have sharp bases. Their grain size is finer than that for type 1 turbidites and they fine-upwards from fine sand to silt. Type 2 beds contain planar and cross laminations corresponding to the facies Tb, Tc and Td of the Bouma sequence. They have sharp, upward variations in TOC presents sharp within the turbidite sequence. In most of the cases, high TOC content ( $>2\%$ ) are recorded at the tops of turbidites associated with the finest sediments (Figure 5-4). The base of the turbidites is either depleted in TOC ( $< 0.5\%$ ) or enriched in very well preserved woody debris creating laminations with high TOC content (TOC  $> 9\%$  for T<sub>11-1</sub>) (Figure 5-6). Plant debris associated with the massive sand (Bouma facies Ta) are of small size ( $< 0.5$  mm), of rounded shape and seem to be randomly oriented. On the contrary, plant debris found in association with the parallel-laminated fine-grained sand (Bouma facies Tb) have different dimensions (between 1 and 10 mm), present elongated shapes in thin section suggesting a flat structure and are horizontally oriented (Figure 5-6B). Finally, the debris found in association with the finest sediment of the turbidite (Bouma facies Te) are very small, present on the whole no specific shape but elongated particles are horizontally oriented.  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values in type 2 turbidites range between  $-22.01$  and  $-28.84\%$  with the lighter values corresponding to the base of the sequences and the heavier values corresponding to the top of the turbidites.

### ***IV.3 Sedimentation rates and turbidites frequency***

The total LSR of the five cores are highly variable with time and location. The total LSR recorded in cores KC13 and KC11 show both a sharp transition between a low LSR during MIS1 ( $8 \text{ cm ka}^{-1}$  and  $0.5 \text{ cm ka}^{-1}$ , respectively) and a high LSR during MIS2 ( $111 \text{ cm ka}^{-1}$  and  $17 \text{ cm ka}^{-1}$ , respectively) mainly due to the presence of turbidites. For the three other cores, KC10, KC01 and KC16, the total LSR are considerably lower (between  $0.5 \text{ cm ka}^{-1}$  and  $10 \text{ cm ka}^{-1}$ ) and have less marked variations than KC13 and KC 11 even though MIS4 and MIS6 recorded higher sedimentation rates. During MIS5 the sedimentation rate of these three cores is very similar between 2 and  $4 \text{ cm ka}^{-1}$ .

Turbidites are only found in three cores of this study which are respectively located in the levees of two channels and at the outlet of the distal valley. In cores KC10 and KC11, the frequency of the turbidites is close to one event every 10,000 years during the glacial periods and is very rare during interglacials: only one event during MIS5 for core KC10. In core KC13, the turbidites frequency is close to one event every 350 years during MIS2 and only one event every 7000 during MIS1.

## V Discussion

### *V.1 Ogooue turbidite system activity over the last 150 kyr (MIS6 to MIS1)*

Our data reveal major changes in the sedimentation processes in the Ogooue turbidite system following glacial-interglacial cyclicity. The terrestrial inputs, notably marked by the decrease of the Ca+Sr/Ti+Al elemental ratio, the higher sedimentation rates and turbidite frequency increase during glacial times (Figure 5-7). On the contrary, during interglacial times, the sedimentation rates are homogeneously low in all the cores, turbidite events are very rare and sedimentation is dominated by the hemipelagic deposition of biogenic particles. These fluctuations, which appear to be synchronous with sea-level variations, are aligned with an alternation of the connection and disconnection between the Ogooue river mouth and the canyons heads during glacial and interglacial times respectively. Indeed, during the present-day sea-level highstand, the heads of the canyons are located south of the Mandji Island at  $\sim 120$  m water depth. The terrigenous sediments supplied by the river settle on the continental shelf and are potentially remobilized northward by the coastal drift. The high Ca+Sr/Ti+Al ratio indicates that the transfer of terrigenous particles to the deep sea during the Holocene was very limited. The record of sandy turbidites during glacial stages as well as the increase of the terrigenous influx is in agreement with a more direct connection of the river mouth with the deep-sea turbidite system during lowstands. The low sea-level allows the terrigenous particles to bypass the shelf through the canyons and feed directly the turbidite system. However, the two turbidites recorded in core KC13 during MIS1 could indicate that even during sea-level highstand some turbidity currents can be triggered, potentially supplied by particles transported to the edge of the shelf by the coastal drift.

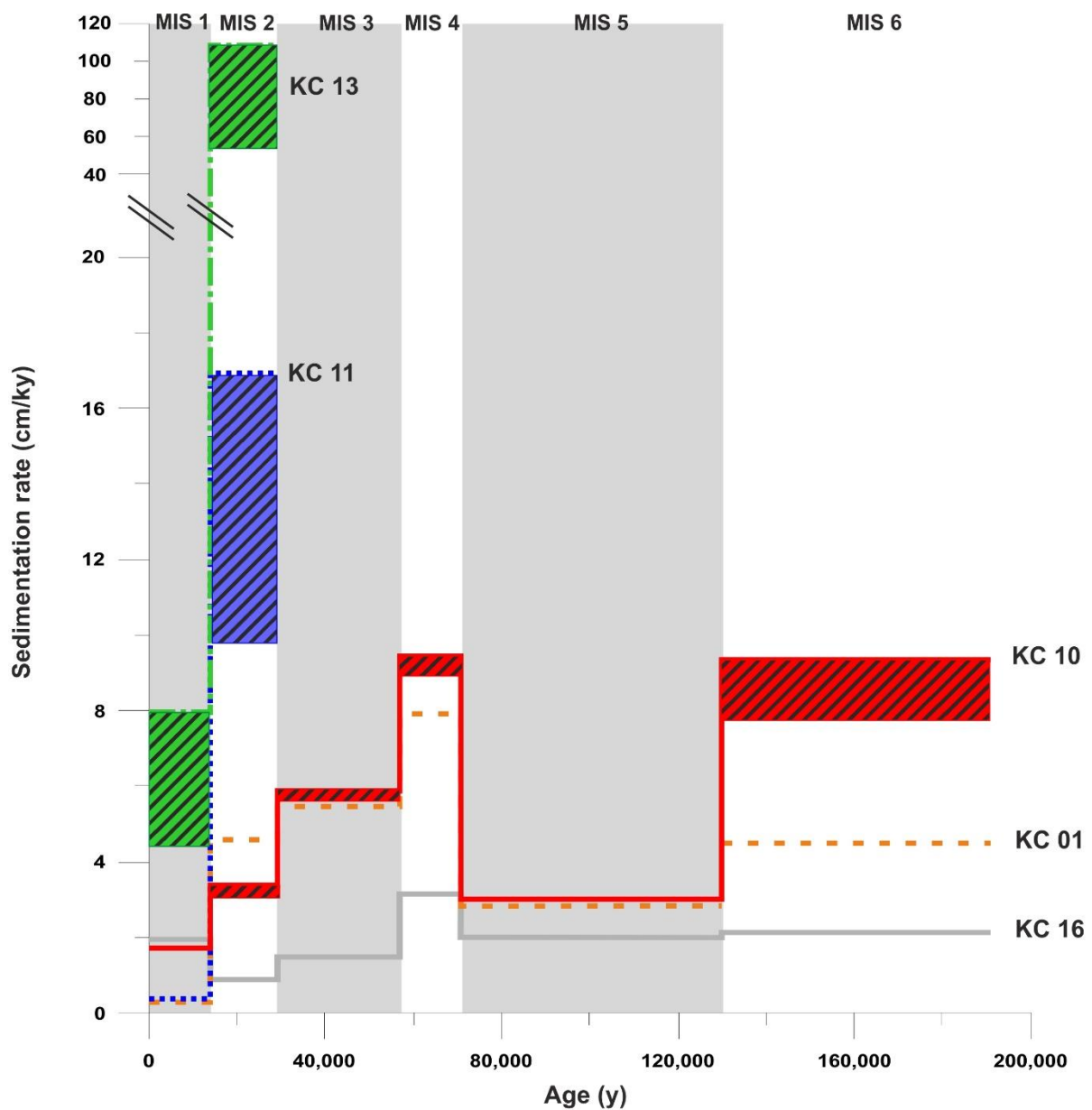


Figure 5-7 : Linear sedimentation rates of the five cores, the hatched areas represent the sediment accumulation due to turbidites, the non-hatched areas represent the sediment accumulation due to hemipelagites and the sum of these two corresponds to the total linear sedimentation rate. The grey rectangles represent the interglacial periods.

## V.2 Estimation of the terrestrial OC contribution and carbon accumulation rates

OM preserved in oceanic sediments is typically composed of a mixture of marine (autochthonous) and terrestrial (allochthonous) OM. Identifying the relative proportion of each term in sediments is a difficult task because numerous parameters will influence the bulk and isotopic composition of OM. Several tools have been developed to estimate rapidly this ratio such



as binary mixing equations using the N/C ratio and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values. Indeed, terrestrial biomass generally has lighter carbon isotopic ratios and is, in general, depleted in nitrogen by comparison to OM produced in marine environment (Emerson and Hedges, 1988; Meyers, 1997; Perdue and Koprivnjak, 2007). Our N/C data (Figure 5-8) show a range of values contained between 0.03 and 0.15 with a mean value of 0.07 which can indicate a mixture of marine and terrestrial OM. Nonetheless, the use of this ratio to establish a binary mixing equation is quite controversial due to the fact that the different degradation processes undergone by the OM in the water column or in the sediment, which can affect significantly this ratio.

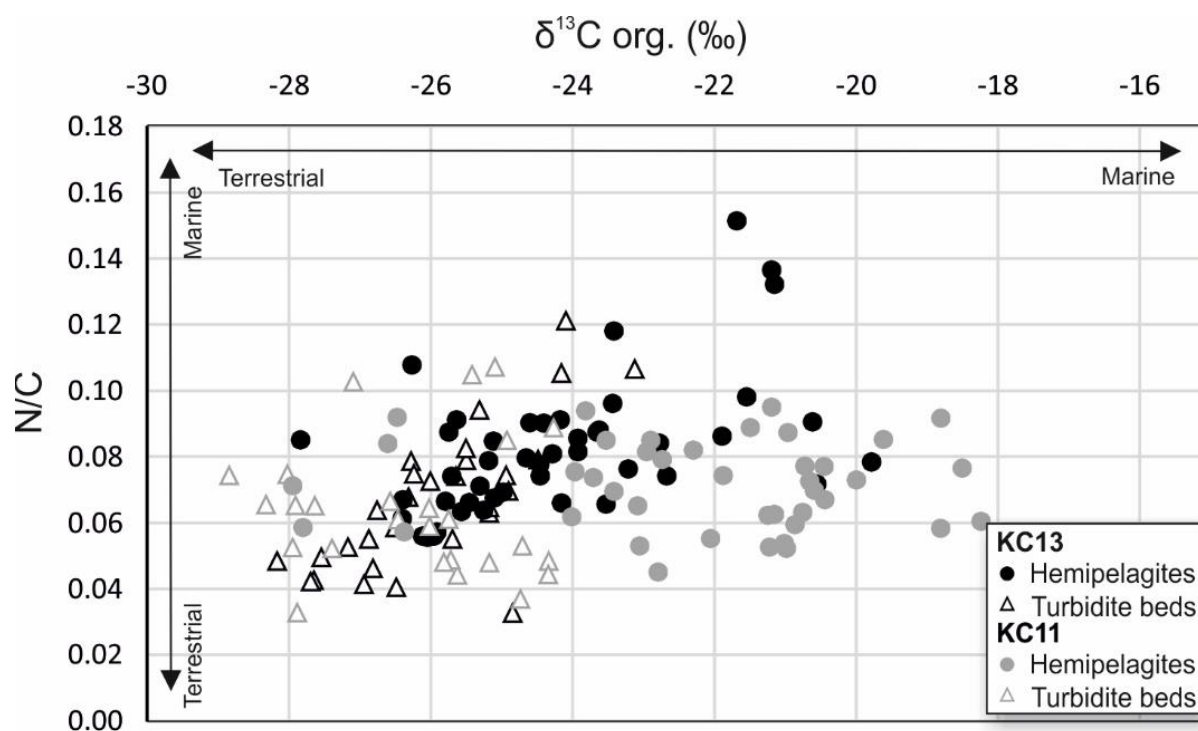


Figure 5-8: Relationship between stable isotopes of OC and N/C ratio for the hemipelagic and turbiditic sediments of cores KC13 and KC11. The N/C values are between 0.03 and 0.15 indicating a mixture of marine and terrestrial OM. The  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  values are more widely spread between -29‰ and -18‰ providing a better indicator of the origin of the OM.

In this study we used a two end-member mixing equation based on the  $\delta^{13}\text{C}$ , which seems more robust to estimate the terrestrial contribution of OC (Stetten et al., 2015).

$$F_{\text{ter}} (\%) = [(\delta^{13}\text{C}_{\text{sample}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{mar}}) / (\delta^{13}\text{C}_{\text{ter}} - \delta^{13}\text{C}_{\text{mar}})] \times 100$$

Where  $F_{\text{ter}}$  is the terrestrial OC contribution and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{sample}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{mar}}$  and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{ter}}$  correspond to the isotopic values of the sample, marine and terrestrial end-member values. We chose the values of  $-18\text{‰} \pm 0.5\text{‰}$  for the marine end-member and  $-28\text{‰} \pm 0.5\text{‰}$  for the terrestrial end-member according to a previous range of data reported in the Gulf of Guinea (Bird et al., 1994, 1998;

Hedges et al., 1997; Tyson, 1995). The results of this mixing model are presented in Figure 5-4 and follow the same variations as the  $\delta^{13}\text{C}$ .

This mixing model has been widely used for Quaternary marine deposits, although some factors other than the origin of the carbon may influence the bulk isotopic signature. Among these factors the proportion of  $\text{C}_3$  and  $\text{C}_4$  land plants must be considered. Indeed, OC derived from vascular  $\text{C}_3$  plants (representing >95% of the present terrestrial biomass) presents depleted values between -25.5 and -29.3‰ with an average end-member signature of -27‰ whereas terrestrial  $\text{C}_4$  plants, typical of savanna vegetation, have heavier values (range -8‰ to -19‰, average -12‰) (Tyson, 1995). Currently, the Ogooue drainage basin is covered of  $\text{C}_3$  vegetation type, however, during arid phases, such as the Last Glacial Minimum, the vegetation cover of Africa changed and savanna was much more widely spread on the African continent. This change of vegetation can impact the approximation of the terrestrial contribution of OC by overestimating the marine contribution during arid phases (Rommerskirchen et al., 2006). Nevertheless, different paleo-reconstructions of the vegetation based on pollen records of Africa tend to show that, the Ogooue watershed remained mostly covered by rainforest even during arid phases because of its position on the equator (Dupont et al., 2000; Rommerskirchen et al., 2006).

OC concentrations have been converted to OC accumulation rates using the equation defined by Müller and Suess (1979) to compensate for dilution effect due to both terrigenous siliciclastic sediments and biogenic carbonates and then to make values comparable between the different cores for different time periods.

$$\text{OC accumulation rate} = \frac{\text{TOC} \times \text{Linear Sedimentation Rate} \times \text{Dry Bulk Density}}{10}$$

With OC accumulation rate in  $\text{gC m}^{-2} \text{y}^{-1}$ ; TOC = OC content in % dry wt; Linear Sedimentation Rate in  $\text{cm kyr}^{-1}$  and Dry Bulk Density in  $\text{g cm}^{-3}$ . The terrigenous OC accumulation rates (Figure 5-9) have been evaluated by multiplying the total carbon accumulation rates by the fraction of terrigenous OC ( $F_{\text{terr}}$ ).

These accumulation rates were calculated for the six isotopic stages studied using the mean LSR for each MIS. As LSR were defined distinctively for the hemipelagites and the turbidites it has been possible to evaluate separately the OC accumulation rates due to hemipelagic and turbidite sedimentation in order to compare them.

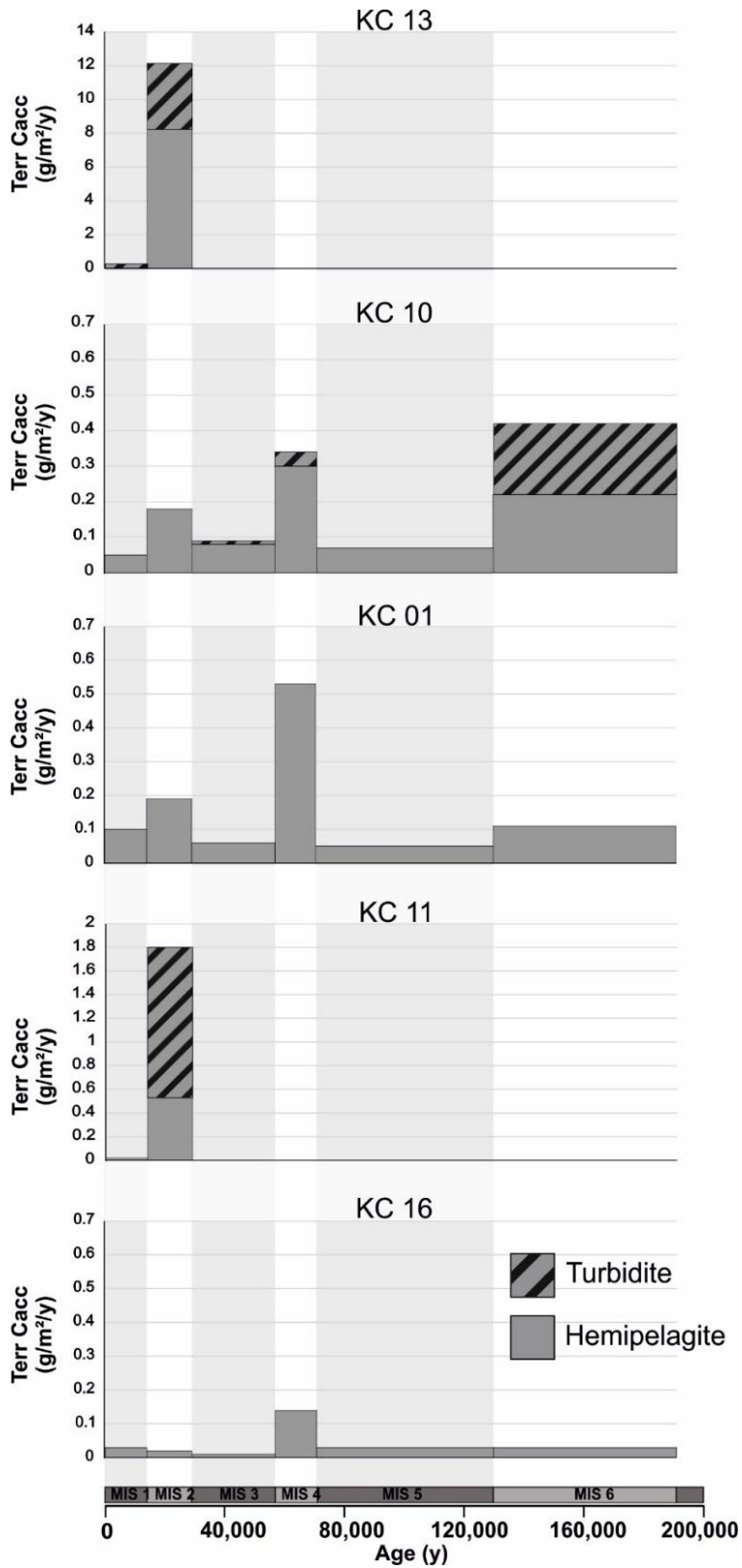


Figure 5-9 : Terrigenous organic carbon accumulation rates calculated on the five cores for MIS6-1.

### ***V.3 Contribution of the turbidite and hemipelagic sedimentation in the terrigenous OC budget***

In the five studied cores, the calculated terrigenous OC accumulation rates show generally a marked glacial/interglacial pattern with terrigenous OC accumulation rates that are higher during glacials which is consistent with the higher terrigenous influx. However, the different cores do not present exactly the same features (Figure 5-9).

Core KC16, which has recorded only hemipelagic sedimentation, has the lowest terrigenous OC accumulation rates (contained between 0.02 and 0.15 g.m<sup>-2</sup>.y<sup>-1</sup>) and the differences of terrigenous OC accumulation rates between the different glacial and interglacial periods are not significant except for MIS4 which is characterized by terrigenous OC accumulation rates that are four times higher than during the other isotopic stages. The location of the core in the most distal part of the system and behind a large mud volcano, certainly prevented it from a direct supply of the terrigenous flux coming from the Ogooue River and consequently reduced the terrigenous OC accumulation rates.

Cores KC11 and KC10 present very similar records of terrigenous OC accumulation rates with values contained between 0.05 and 0.01 g.m<sup>-2</sup>.y<sup>-1</sup> during interglacials and 0.18 and 0.55 g.m<sup>-2</sup>.y<sup>-1</sup> during glacials (Figure 5-9). In both cores the hemipelagic accumulation is the strongest during MIS4 and the lowest during MIS5. However, the turbidites must be taken into account when establishing the terrigenous OC budget for core KC10. Indeed, the eight turbidites recorded during MIS6 have transported as much carbon as the hemipelagic sediments deposited during the same time period. During MIS4, the four turbidites were responsible for 12% of the carbon accumulated, while the contribution of the turbidites for MIS2 and MIS3 is negligible.

Cores KC01 and KC13 present the same pattern in terms of terrigenous OC accumulation rates even though the range of values of terrigenous OC accumulation rates for KC13 are six times higher than for KC01. For both cores the accumulation is very low for MIS1 and substantially higher for MIS2. In the two cores the high accumulation rate during MIS2 is due to the presence of turbidites. Indeed, during MIS2, the turbidites were responsible for 33% and 71% of the total terrigenous OC accumulation rates for core KC13 and KC11, respectively. This high accumulation rate is mainly due to only one event T<sub>11</sub> 1 which is particularly rich in OM.

In these cores it appears that the long term terrigenous OC budget was significantly affected by turbidites despite their instantaneous deposition. This is due to the fact that turbidites can transport efficiently and over long-distance high amounts of terrigenous particles. Yet, the high contribution of turbidites to the global OC budget in the cores studied seems to depend on the specificity of the turbidite events recorded in this area and more precisely on their unusual OM richness. Indeed, in the turbidites recorded on cores KC10, KC11 and KC13, the upper laminations of some turbidite sequences or more rarely their bases contain numerous debris of continental plants

creating real organic rich layers. Plant remains have been frequently noticed in turbidites (Nakajima et al., 2009; Stow et al., 2001; Zavala et al., 2012) but their concentrations among the siliclastic particles are generally too low to generate substantial enrichment in OM (Baudin et al., 2010) and consequently sandy turbidites will on the contrary often dilute the OM signal.

However, the low frequency of turbidites recorded in this system implies that at the scale of the median and distal part of the system terrigenous OM is mainly deposited in the hemipelagic sediments. Even though they are less concentrated in OM than some turbidites their continuous nature allows permanent deposition of OM.

## ***V.4 Transport processes of terrestrial OM***

In the five cores studied it appears that the transport and accumulation of terrestrial OM is due to the two distinct processes of hemipelagic and turbiditic deposition. The differences between the two processes notably in terms of energy will imply that the size and, consequently the nature (i.e.: leaf fragment, ligneous debris), of the OM particles buried will be different for the resulting deposits.

### ***V.4.1 Turbidite deposition***

Based on facies, thickness and their organic content, two types of turbidites were distinguished in the cores. The difference between these two types could result from a variation in the source of the sediments that have fed the gravity flow. However, except their richness in organic debris, no composition differences have been noticed between the two types of turbidites that would confirm this hypothesis. The thick morphology of type 1 turbidite as well as the incomplete Bouma sequence that they represent (Figure 5-6) would suggest that they correspond to only the basal part of thick top-cut-out turbidites and that the finer and potentially richer in OM part of the gravity flow have been deposited further basinward. The two types of turbidites would not result from two different sources but from the separation of the basal and upper units of one turbidity current due to hydrodynamic conditions (Stow and Piper, 1984b).

In the type 2 turbidites it is noticeable that the plant remains are distributed specifically according to their size and shape along the Bouma sequence. The specific distribution of the organic particles within the sequence (Figure 5-6) is highly linked with the density differences between the organic and the siliclastic fraction, the buoyancy of the particles and the fallout rate of the material. At the base of the sequence, high fallout rates of dense quartz particles will promote the trapping of lighter small plant debris. With the decrease of the fallout rates, sandstone deposits will start to present laminations that are in this case draped with plant remains (Pyles et al., 2013; Sumner et al., 2008; Zavala et al., 2012). The presence of many alternating laminations of sandy particles and horizontally oriented large plant debris that have consequently a very high buoyancy suggests that

during this phase, strong variations in the settling velocities of the particles occurred because of the variation in the vertical component of the velocity related to turbulence. These variations would be in agreement with the burst and sweep process implying alternating phases of deposition and erosion (Biscara et al., 2011; Hesse and Chough, 1980; Sumner et al., 2008). Finally, the remaining smaller organic debris that are still present in the suspension cloud settle with the clay particles during the last phase of settling. The heavier  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  associated with the top of the type 2 turbidites suggest a mixing between the terrestrial OM and marine biogenic OM that is certainly incorporated into the turbidite by erosion of the seafloor during the flow.

The very high degree of preservation of the plant remains showing frequently the conservation of all the cellular structures of the leaf, would be in agreement with a direct transport of the OM from the river mouth to the canyons by turbidite flows generated during large flood events at the Ogooue River. The plant remains are consequently deposited and buried rapidly avoiding yet bacterial decomposition. This good preservation of the leaves debris could also be explained by the fact that in many cases leaves from rainforest trees have thick waxy cuticles that would protect them from being damaged during transportation into deep water (Figure 5-6).

#### **V.4.2 Hemipelagic deposition**

In the hemipelagic deposits very few ligneous debris have been found which tends to indicate that the terrigenous OM fraction is under the form of very fine particles or even associated with clay minerals. These aggregates are common in soils and studies tend to show that this mineral-organic association would enhance the preservation of OM (Hedges and Oades, 1997; Yu et al., 2009). These aggregates will reach the ocean with the finest riverine particles in surface plume generated at river mouth (hypopycnal plumes). In this way, these particles will reach the most distal parts of the system and be then deposited in association with the autochthonous biogenic fraction to form the hemipelagites.

#### **V.4.3 Spatial distribution of the Cterr inputs**

The distribution of the five studied cores in the different parts of the Ogooue turbidite system that correspond to different specific depositional environments provides a general overview of the spatial distribution of the terrigenous OC. First, a trend of seaward decrease of the terrestrial inputs along the bathymetric transect can be noticed, with the lowest values of terrigenous OC accumulation rates recorded in core KC16 whatever the time span considered. This progressive seaward decrease in the inputs of terrigenous OM is classically recorded on oceanic margins (Blair and Aller, 2012; Hsu et al., 2014; Prahl et al., 1994). However, the specific physiographic setting of

each core must also be taken into account to understand the terrigenous OC distribution (Figure 5-10).

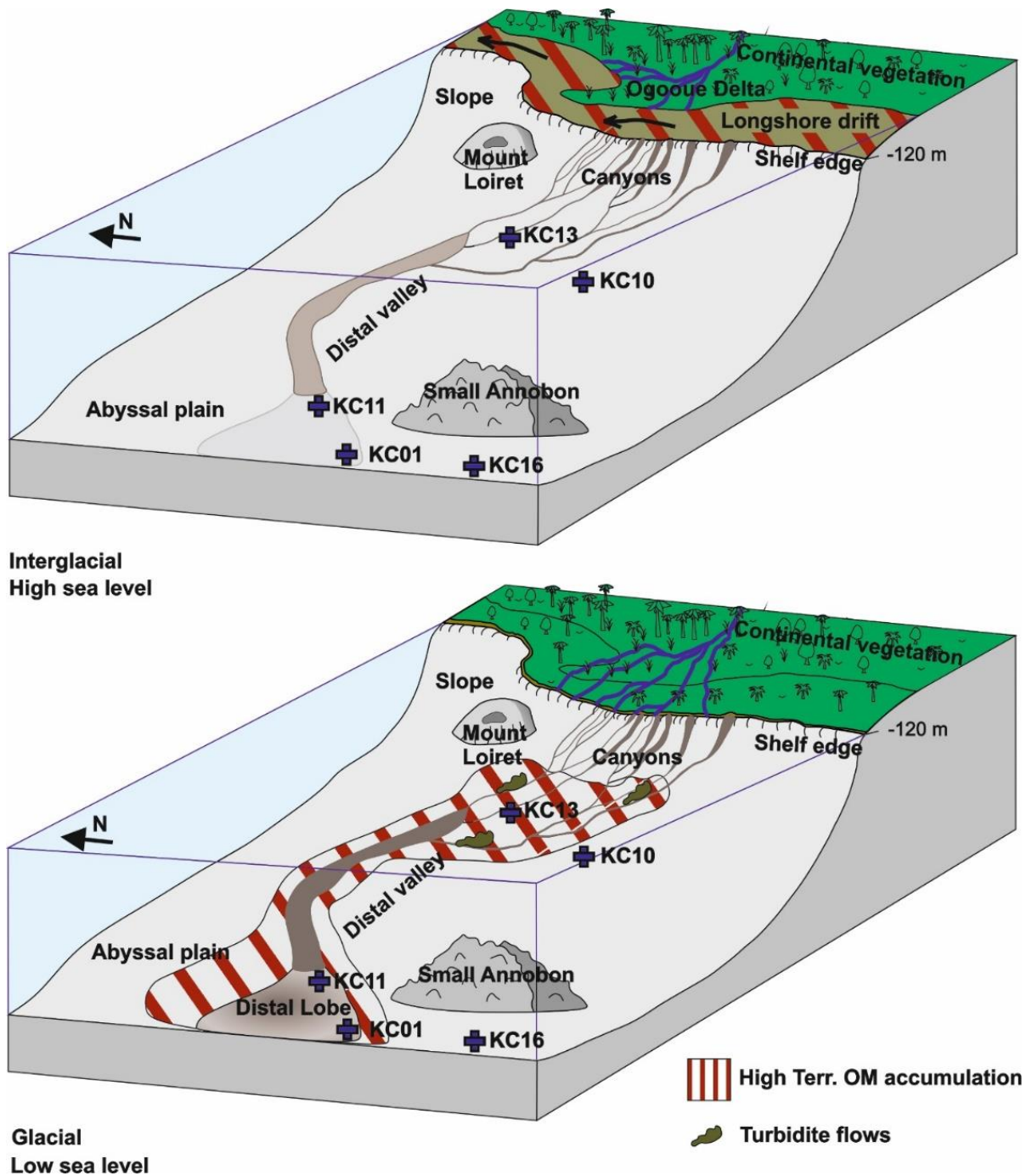


Figure 5-10: Paleogeography of the Ogooue turbidite system during glacial and interglacial with the implications on the transfer and accumulation of terrigenous OC (the scale is not respected).

Cores KC10 and KC13 are both located at about 200 km from the shelf break, but KC13 clearly shows a more direct terrestrial influence. This is consistent with its location on the levee of a major channel that collects sediments from the mouths of four canyons that cut the shelf. Levees

form by the spill over or the overbanking of the upperpart of turbidity current. We demonstrated that the base-cut-out turbidites deposited by such turbidity current are the richest in terrestrial OM making the levees the most favorable geomorphological features for terrigenous OC accumulation. The core KC13 also differs from the others by hemipelagite sediments with a light  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  signature indicating an enrichment in continental OM (Figure 5-5). This can be due to the mixing of the upper thin part of the turbidite flows with the hemipelagic sediments making the distinction between turbiditic and hemipelagic deposits difficult. The high frequency of turbidites recorded in this core certainly enhances this process. On the contrary, core KC10 was collected in the bottom of a channel that shows no connection with any canyons at the present time. This certainly implies a less direct input of terrigenous sediments from the Ogooue River and a larger fraction of marine OM. Core KC11, which is located just at the outlet of the distal valley, also presents high accumulation of terrigenous OC notably due to the presence of one OM-enriched turbidite sequence (T<sub>11</sub>1) which contains particularly big plant remains. The two others thick turbidites of this core (T<sub>11</sub>2 and T<sub>11</sub>3) are type 1 turbidites. This is consistent with a progressive concentration of sand in the channeled part of turbidity current, in response to the spill-over of the finest part on levees. The resulting sandy part of the flow thus progressively concentrates large OM particles if the original sediment load of the gravity current contains large ligneous debris. Core KC01, which is also located at the outlet of this valley recorded no turbidite deposit but presents higher terrigenous OC accumulation rates than core KC16 suggesting that this core is under a more direct influence of the terrigenous influx.

Moreover, we also document that only four turbidites are recorded in core KC11 during MIS2 when fourteen are recorded in core KC13 and no direct correlation has been established between these sequences. KC13 and KC11 are yet located respectively at the entrance and at the outlet of the distal valley. This suggests that the distal valley is not only a pathway for sediments, but could act also as a large trap of sandy sediments transported from the shelf and which contain high amount of OM. This valley, which is formed by the merging of four large channels could thus be a significant terrestrial OC sink. The study of the Nazaré canyon (Masson et al., 2010) had already proven that large submarine canyons could be areas of preferential terrigenous OC burial. Although it is difficult to define a model of terrigenous sedimentation based on five cores our results suggest that levees and lobes seem to be the preferential geomorphological features where terrigenous OC is deposited. The levees will notably concentrate the upper part of the turbidite deposits that are enriched in very small ligneous debris and organo-clay complexes whereas the lobe complexes can receive the basal parts of the turbidites that can transport organic debris of bigger size. The particles segregation due to grain size seems to play a key role in the distribution of the OM in the Ogooue turbidite system on the contrary to the Congo lobe complex system in which the sediments are homogeneously very fine (Stetten et al., 2015). However it would be



interesting to validate our conceptual model by the study of more numerous cores taken in the levees, distal valley and distal lobes of the Ogooue turbidite.

### ***V.5 The Ogooue turbidite system as an analog for deep-sea petroleum source rocks***

With the development of deep-water exploration for hydrocarbons, it is necessary to better understand the processes of OM deposition in deep sea sediments in order to evaluate the source rock potential of these deposits. For a long time the distal parts of deep-sea fans were not considered as suitable environments for the development of source rocks due to generally low concentrations of OM resulting from both low inputs and production and degradation of OM during settling (Arthur et al., 1984; Stow et al., 2001). However, this study of the most distal part of the Ogooue turbidite system attests that despite the high distance from the shoreline and the deep water depth the studied area accumulated high amounts of terrigenous OC. With mean TOC values higher than 1%, which is the commonly used threshold for immature potential source rocks, these sediments could be seen as a future gas-prone source rock with sediment containing a mixture of marine and terrigenous OM. Fine-grained turbiditic levees could locally be good source rocks whereas channel mouth and lobes, richer in thick sandy turbidites containing particulate organic matter could be at the same time source and reservoir rocks. This study also highlights that organic sedimentation is more important during sea-level lowstands notably due to higher sand influx which transport well preserved ligneous debris. This is opposite to the classical view of marine source rock where marine OC concentration is favored during sea-level highstand when terrigenous sedimentation in the basin is low. In addition, relatively high sedimentation rates in turbidite channels and at a lesser level, on levees, favor a quick burial of OM and consequently enhance its preservation.

Different studies have proven that in several petroleum basins, terrigenous OM coming from delta plains in equatorial regions and transported into deep sea environments by gravity-driven currents, was able to generate large amount of petroleum. This has notably been recognized in the Kutei, Mahakam, Brunei and Nigeria basins (Camp et al., 2009; Guritno et al., 2003; Saller et al., 2006, 2008). Drillings in the deep-water Kutei Basin has confirmed the presence of high quality, oil-prone source rocks associated with transported leaf debris deposited within Upper Miocene turbidite sandstones (Saller et al., 2006). This terrestrial OM is preferentially concentrated in channel and lobe related sandstones. The quaternary Ogooue turbidite system presents numerous similar features with these basins and could consequently serve as a modern analog for deep water type II – type III source rocks.

## VI Conclusions

The combination of bulk TOC measurements, carbon isotopic values and a stratigraphic framework obtained using benthic oxygen isotopes and AMS  $^{14}\text{C}$  dates allowed to better understand the factors that influence the terrigenous OM burial in the mid and distal part of the Ogooue turbidite system. This accumulation of OM is due to two distinct depositional processes: hemipelagite fall-out and turbidity current deposition. Most of the terrigenous OM that reaches the sea floor is associated with the fine clay particles, forming aggregates, and are deposited by slow vertical settling. However in the case of the Ogooue turbidite system the gravity driven currents also play a significant role in the accumulation of terrigenous OM by transporting large amounts of well-preserved ligneous debris to the most distal environments. These sandy turbidites enriched in terrigenous OM are quite unusual as in many cases (Baudin et al., 2010; Nakajima et al., 2009; Stow et al., 2001; Zavala et al., 2012) the inputs of coarse-grained sediments tend to dilute the OM content. Turbidite deposits are, for some period of times, the main process that accumulate and bury terrigenous OM. However, this process is highly dependent on location and at the scale of the whole system the hemipelagic process certainly remains the main contributor for terrigenous OM accumulation. Moreover, the accumulation of terrigenous OM in the system seems to be highly dependent on the glacio-eustatic fluctuations. During sea-level lowstands (glacials), direct connection between the Ogooue delta and submarine canyon as well as reduced littoral drift allows direct transfer of sediment from river to deep sea. Consequently the terrigenous OM accumulation are much higher during glacial times due to the delivery of organic rich sediments of the river in the canyons that cut the shelf. This study proves that deep-sea fans can be significant terrigenous OM sink during lowstand.

With mean TOC values higher than 1% and layers presenting strong OM enrichment due to ligneous transported by gravity flows, the Ogooue turbidite system could be regarded as an analog for deep water source rock presenting a type II – type III nature.

## VII Turbidites et remobilisation du matériel organique

Plusieurs datations  $^{14}\text{C}$  ont été effectuées sur des débris ligno-cellulosiques sélectionnés dans des turbidites d'âge connu. Ces datations avaient pour but d'estimer le temps de rétention en amont du système turbiditique de la matière organique continentale présente dans les dépôts gravitaires (en estimant que l'écoulement turbiditique est instantané), sachant que les turbidites étaient datées. Afin d'obtenir des dates précises et non des âges moyens, les datations  $^{14}\text{C}$  ont été effectuées sur un seul débris à chaque fois. Cette méthode a nécessité d'isoler dans les prélèvements sableux des morceaux de végétaux de taille suffisante pour avoir le poids nécessaire à une datation (>4 mg). Ceci a limité le nombre de datations possibles et seulement sept dates, dont une incohérente, ont été obtenues. Les résultats sont présentés dans le Tableau 5-3 dans lequel est également indiqué l'âge du dépôt gravitaire dans lequel chaque morceau ligneux a été prélevé.

Ces datations ne montrent pas de tendance générale. En effet, les différences d'âge entre le dépôt de la turbidite et les morceaux de végétaux qu'elle contient fluctuent de 10 ans à plus de 15 450 ans. Des différences apparaissent également au sein de la même turbidite comme le souligne les deux mesures effectuées dans la turbidite T<sub>11</sub>1. Ces très grandes disparités indiquent que l'alimentation en débris végétaux des écoulements turbiditiques est très hétérogène. De la matière organique extrêmement fraîche (différence d'âge de seulement 10 ans pour T<sub>11</sub>2) peut ainsi être transportée et enfouie à de grandes profondeurs très rapidement. Ces débris végétaux ont potentiellement été amenés à la mer lors de crues du fleuve Ogooué. Les débris organiques plus anciens peuvent quant à eux être le signe d'un stockage temporaire de ces particules sur la plate-forme avant une remobilisation plus tardive. Il n'est pas non plus exclu que le stockage s'effectue en amont de la plate-forme, dans les couches du sol et que mêmes les débris les plus anciens aient *in fine* uniquement transité par la plate-forme.

Tableau 5-3 : Comparaison entre l'âge des dépôts turbiditiques et les débris organiques qu'ils contiennent. Se reporter à la Figure 5-4 pour la nomenclature des turbidites.

Turbidite	Age du dépôt sédimentaire (année BP)	Age des débris organiques (année BP)	Différence d'âge (années)
T <sub>13</sub> 1	8 570	21 440	12 870
T <sub>13</sub> 3	14 280	28 610	14 330
T <sub>13</sub> 9	17 280	18 330	1 050
T <sub>13</sub> 16	19 800	16 030	Incohérent car négatif
T <sub>11</sub> 1 sommet	24 550	27 940	3 390
T <sub>11</sub> 1 base	24 550	> 40 000	> 15 450
T <sub>11</sub> 2	24 630	24 640	10

Points principaux à retenir : La matière organique d'origine continentale présente dans les sédiments du *fan* de l'Ogooué sédimente pour partie avec la fraction fine hémipélagique et pour partie avec les turbidites sableuses. Dans les turbidites, sont présents des débris ligno-cellulosiques très bien conservés et de taille pluri-millimétrique. Cette accumulation de débris organiques peut amener à de forts enrichissements en carbone organique sur de faibles épaisseurs (TOC >5%). La taille et la forme de ces particules organiques influencent beaucoup leur répartition au sein de la séquence sableuse : seules les particules de grandes dimensions et de forme peu aplanie sédimentent en base de séquence avec les sables les plus grossiers, tandis que les particules fines ou de formes très planes se concentrent dans les lamines des sommets de séquences.

La proportion de  $C_{org}$  continental accumulé dans les sédiments du système par le biais des dépôts turbiditiques est très variable en fonction de la localisation dans le système et de l'élévation du niveau marin. Cette proportion peut toutefois dépasser les 70% durant les périodes de bas niveau marin. Cette matière organique particulière s'accumule préférentiellement dans les levées des chenaux et les lobes du fait d'une plus forte fréquence des événements gravitaires. Ceci fait de ces éléments architecturaux des puits de carbone continental à l'échelle du système.

Chapitre 6 : L'accumulation  
organique: équilibre entre apports  
marins et continentaux



Les différentes carottes présentées dans cette étude montrent de très fortes variabilités des teneurs en  $C_{org}$ . L'enrichissement de certaines séquences sédimentaires semble avoir des causes différentes en fonction de la localisation dans le système. Le chapitre 3 a en effet mis en évidence que dans la partie proximale du système, l'influence du fleuve et des apports de  $C_{org}$  continental dominant. Au contraire, dans la partie la plus distale, ce sont les variations de concentrations en  $C_{org}$  marine qui régissent la teneur organique des dépôts et les dépôts de carbone terrigène sont très minoritaires. Ce chapitre constitue un bilan des variations respectives en matière d'accumulation de  $C_{org}$  marin et continental.

## I Accumulation de matière organique marine

### *I.1 Carbonate de calcium et carbone organique: témoins de la paléoproduktivité?*

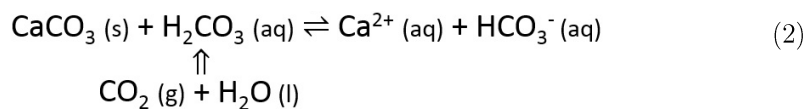
Afin de mieux appréhender la dynamique de dépôt de la MO marine dans la partie profonde du système, la quantité de  $C_{org}$  marin et son taux d'accumulation ont été calculés sur les derniers 200 000 ans pour les quatre carottes les plus distales. Ces profils ont également été comparés à la proportion de carbonate de calcium dans le sédiment, qui est un autre composant d'origine biogène. Les profils de  $C_{org}$  marin ainsi que les taux d'accumulation de  $C_{org}$  marin des carottes les plus distales varient clairement avec la cyclicité des périodes glaciaires et interglaciaires (Figure 6-1). Les périodes glaciaires sont marquées par des concentrations et des taux d'accumulation de  $C_{org}$  marins bien plus forts que durant les périodes interglaciaires. Il apparaît également nettement que les teneurs en  $C_{org}$  marin varient de manière opposée au taux de carbonate de calcium dans le sédiment. Le carbonate de calcium d'origine biogénique constitue le composant majoritaire des sédiments étudiés durant les périodes interglaciaires (teneurs comprises entre 50% et 80%). Les valeurs les plus basses en carbonates sont systématiquement enregistrées pendant les périodes glaciaires, en particulier au stade isotopique 4 (teneur d'environ 20%).

Deux facteurs principaux contrôlent théoriquement la teneur en carbonate des sédiments : la productivité en surface des organismes à tests calcaires (coccolithes et foraminifères essentiellement) et l'intensité de la dissolution de ces tests dans la colonne d'eau. Toutefois, il a été montré que dans les grands fonds océaniques, la dissolution jouait un rôle bien plus important que la production primaire dans le contrôle de la teneur en  $CaCO_3$  des sédiments (Broecker and Peng, 1984 et références à l'intérieur). Les enregistrements sédimentaires de la plaine abyssale au large du Gabon confortent cette idée. En effet, les teneurs mesurées en calcium apparaissent anti-corrélées à la quantité de  $C_{org}$  marin. Or il semblerait logique de penser que si la teneur en carbonate de



calcium témoignait de la productivité des eaux de surface, alors ce taux varierait dans le même sens que le taux de  $C_{\text{org}}$  marin.

L'intensité de la dissolution des carbonates est une fonction de la concentration en  $\text{CO}_2$  dans l'environnement. Plus le taux de  $\text{CO}_2$  dissous dans les eaux est important, plus celles-ci seront "agressives" envers le  $\text{CaCO}_3$  (2).



Une plus forte dissolution durant les périodes glaciaires implique donc que les eaux au niveau du fond marin étaient relativement plus concentrées en  $\text{CO}_2$ . Deux mécanismes indépendants peuvent avoir ce résultat : la présence d'une masse d'eau océanique plus chargée en  $\text{CO}_2$  ou une intensification de la dégradation (minéralisation) de la matière organique dans les sédiments fraîchement déposés, mécanisme entraînant une production de  $\text{CO}_2$ . Ces deux facteurs de contrôle peuvent se surimposer. Au niveau de la partie sud de la marge africaine, notamment au large de la Namibie, il a pu être montré que la prédominance durant les périodes glaciaires de l'AABW (riche en  $\text{CO}_2$ ) sur la NADW (plus pauvre en  $\text{CO}_2$ ) dans les eaux de fonds était en partie responsable de la dissolution plus forte des carbonates (Pichevin et al., 2004). Cette hypothèse apparaît néanmoins peu crédible pour expliquer les variations observées dans les carottes de la mission Mocosed 2010 vu que l'influence de l'AABW est limitée dans le Golfe de Guinée du fait de la présence de la Ride de Walvis (cf. chapitre 1).

L'apport plus important de matière organique à l'interface eau-sédiment durant les périodes glaciaires apparaît donc comme le facteur principal de la dissolution des carbonates (Bertrand et al., 2003). Des apports plus importants vont eux-mêmes entraîner une intensification de la respiration oxygène par les bactéries hétérotrophes dont va résulter un dégagement de  $\text{CO}_2$  favorisant la dissolution de la calcite (Jahnke et al., 1997). L'export vers le fond marin semble donc avoir un rôle prépondérant dans la composition sédimentaire en contrôlant la quantité de carbonate de calcium présente dans le sédiment.

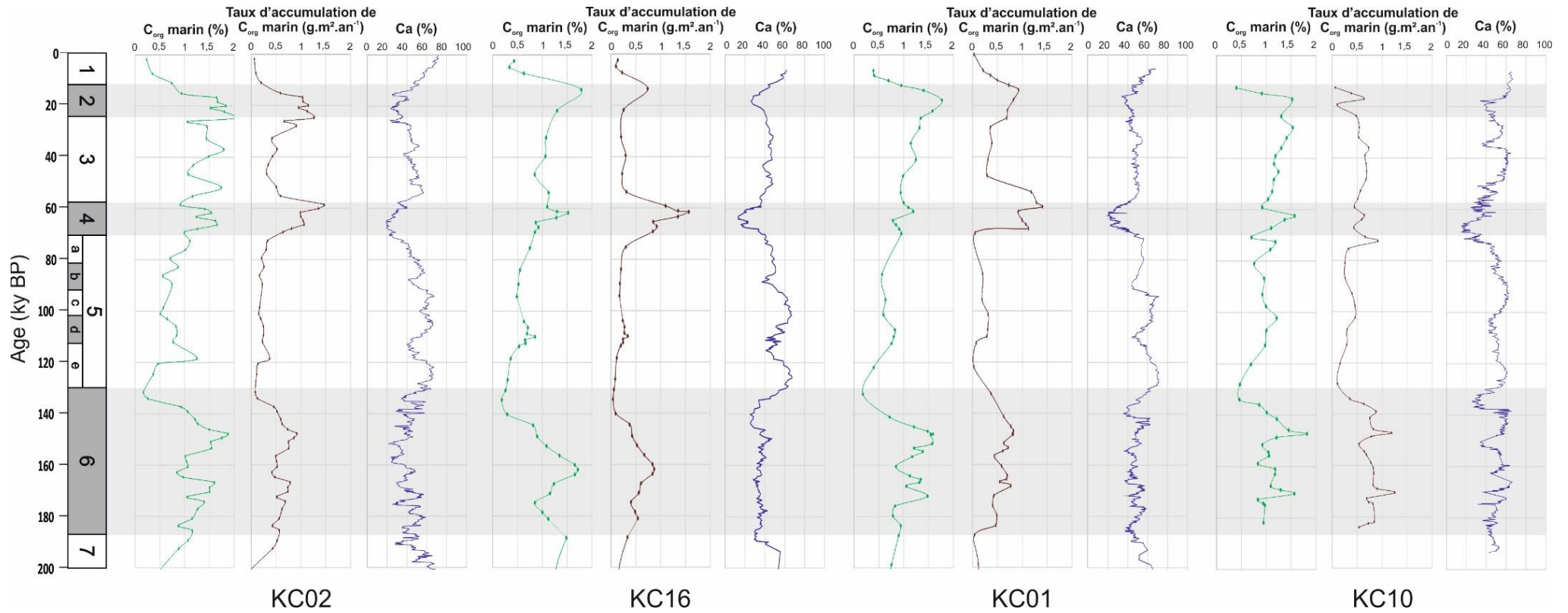


Figure 6-1: Teneur en  $C_{org}$  marin (vert), taux d'accumulation de matière organique marine (brun) et taux de calcium dans les sédiments des quatre carottes les plus distales de l'étude. Les courbes de la carottes KC10 sont présentées après filtrages des séquences turbiditiques.

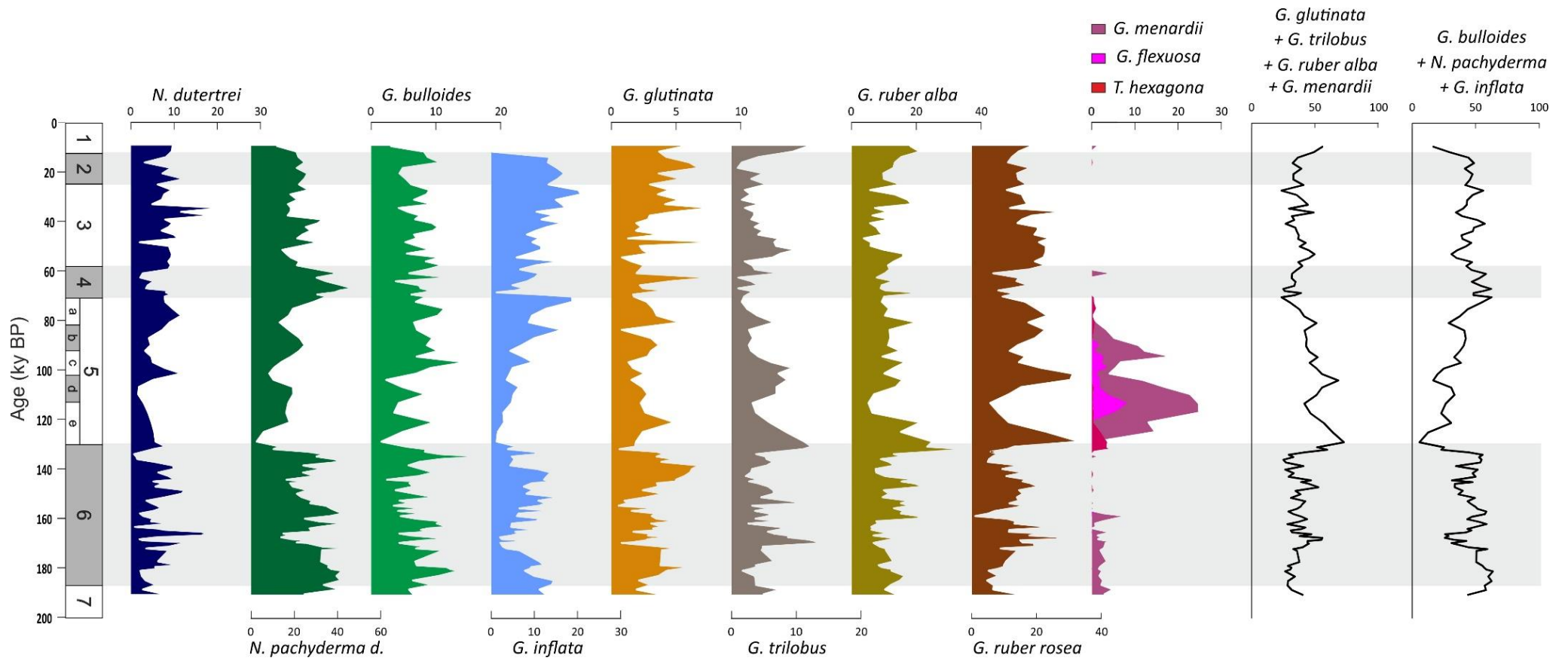


Figure 6-2 : Courbes de présence des foraminifères planctoniques majoritaires en pourcentage pour la carotte KC10.

## ***I.2 Les fluctuations temporelles de la paléoprodutivité***

Dans les quatre carottes présentées sur la Figure 6-1, les taux d'accumulation de  $C_{org}$  sont marqués par de très forts écarts entre les périodes glaciaires et interglaciaires. Ces écarts sont encore plus nets dans les carottes vraiment distales, certainement parce que l'influence des sédiments terrigènes devient de moins en moins perceptible. Plusieurs études menées au niveau de l'Atlantique équatorial ont montré une augmentation forte de la paléoprodutivité durant les périodes glaciaires (Fischel et al., 2014; Gingle and Dahmke, 1994; Mix and Morey, 1996; Mollenhauer et al., 2002).

Des comptages systématiques des foraminifères planctoniques ont été effectués le long de la carottes KC10 (Figure 6-2). Les premiers résultats de l'analyse de ces comptages mettent en évidence des changements dans les assemblages faunistiques en fonction des cycles glaciaires/interglaciaires. Durant les interglaciaires, les espèces caractéristiques des environnements tropicaux à subtropicaux dominant : *Globigerinoides trilobus*, *Globigerinoides ruber*, *Globigerinita glutinata*, et *Globorotalia menardii* durant le MIS6. Dans l'océan Atlantique équatorial, cet assemblage est un marqueur typique de l'influence du sous-courant équatorial (Ufkes et al., 1998; Zachariasse et al., 1984b). Durant les périodes glaciaires, *Globigerina bulloides*, *Globorotalia inflata* et *Neogloboquadrina pachyderma* dextre deviennent les espèces dominantes. Celles-ci témoignent de la présence d'eaux relativement plus froides et riches en nutriments. Les variations de cet assemblage sont très bien corrélées avec les variations de la teneur en  $C_{org}$  marin. Actuellement, cet assemblage se retrouve au niveau de la zone d'upwelling côtier et du courant du Benguela (Ufkes et al., 1998). La présence de ces espèces durant les périodes glaciaires peut suggérer une remontée des eaux de l'AAIW vers la surface dans le Golfe de Guinée du fait d'une intensification de l'upwelling équatorial causée par un renforcement des vents de surface (Fischel et al., 2014). Cette remontée de l'AAIW aurait entraîné un refroidissement des eaux de surfaces et des apports en nutriments plus importants permettant une intensification de la productivité.

Le ratio observé entre l'accumulation de  $C_{org}$  marin holocène et celle du Dernier Maximum Glaciaire est en moyenne de 15 pour les carottes KC02, KC16 et KC01 (Figure 6-1). Cet écart est proche des valeurs les plus hautes calculées par Mollenhauer et al. (2004) pour la même zone. Les taux d'accumulation de  $C_{org}$  marin calculés sont également forts comparativement à ceux publiés pour l'Atlantique Equatorial (Figure 6-3). Cet écart provient certainement du peu de données pour l'instant disponibles dans la partie nord-est du Golfe du Guinée comparativement aux nombres d'analyses faites au niveau du débouché du Congo ou de la marge Namibienne (Figure 6-3).

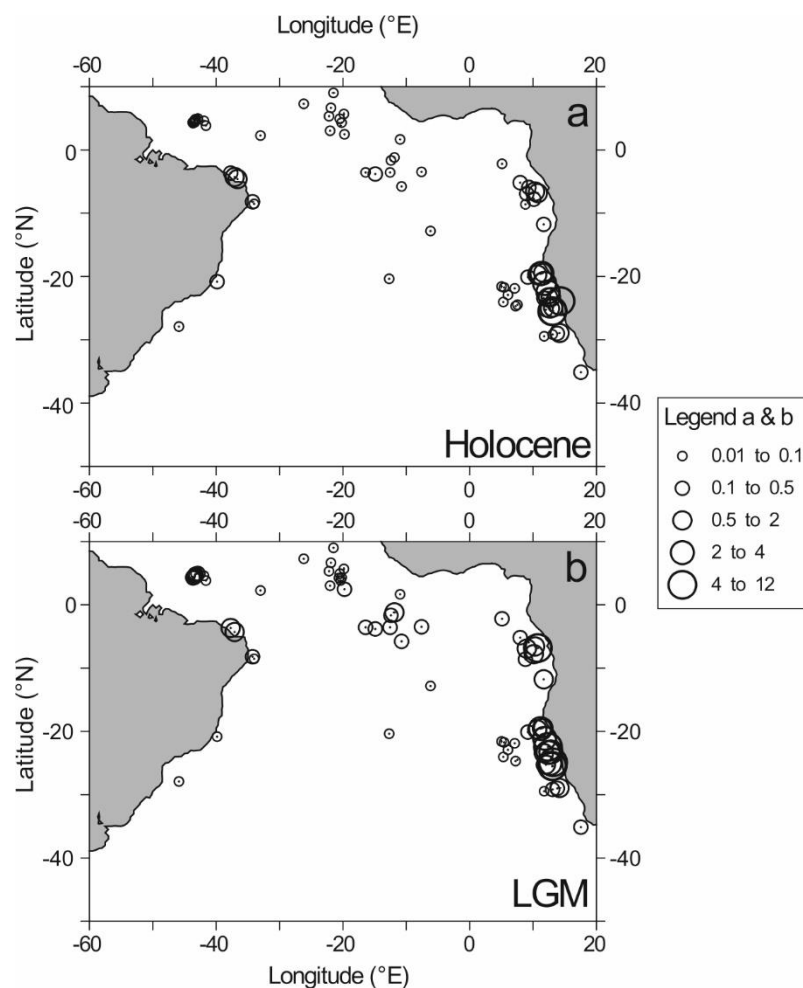


Figure 6-3: Taux d'accumulation de  $C_{org}$  calculés par Mollenhauer et al. (2004) pour l'océan Atlantique sud. La taille des cercles est proportionnelle au taux d'accumulation en  $gCm^{-2}.ann^{-1}$ .

Néanmoins, les enregistrements montrent également des fluctuations différentes pour les périodes glaciaires 2, 4 et 6. En effet, il apparaît que la zone ait été le plus productive durant le MIS4. Durant cette période sont enregistrés les plus fortes accumulations de  $C_{org}$  et les taux les plus bas de carbonate de calcium. Cette spécificité du MIS 4 ne semble pas apparaître dans d'autres enregistrements sédimentaires proches de la zone d'étude. Des investigations plus poussées doivent être menées pour expliquer la spécificité de ce stade isotopique par rapport aux autres dans cette zone d'étude.

## II Enfouissement de matière organique continentale

### II.1 Budget d'enfouissement de carbone organique continentale dans le système turbiditique

Le chapitre 5 a permis de mettre en évidence des taux d'enfouissement de matière organique continentale très variables en fonction de trois paramètres principaux : (1) la position dans le système turbiditique, (2) le niveau marin et (3) le type de dépôts (turbidites ou hémipélagites).

Malgré cette grande hétérogénéité qui rend complexe l'estimation de la quantité de matière organique continentale enfouie à l'échelle du système turbiditique de l'Ogooué, une démarche semblable à celle de Schlünz et al., (1999) a été appliquée avec les données produites durant cette thèse. Le calcul consiste à multiplier les taux d'accumulation de  $C_{org}$  continental par la surface des zones de dépôt. Afin d'effectuer ces calculs un certain nombre d'hypothèses de simplification a dû être fait.

- Tout d'abord, le système turbiditique de l'Ogooué a été divisé en quatre grandes zones de dépôt pour lesquelles on a considéré que les taux d'accumulation de matière organique sont homogènes. Ce découpage résulte du travail effectué à partir des données géoacoustiques et présentées dans le chapitre 2. A chacune de ces zones a été attribué un taux d'accumulation de matière organique continentale calculé sur la carotte de référence la plus proche appartenant à cette zone (Tableau 6-1).
- La prise en compte dans les calculs des dépôts turbiditiques est apparue comme compliquée du fait de la très grande hétérogénéité de ces dépôts en matière de fréquence et de teneur en matière organique. De plus, nous avons considéré que ces dépôts sont circonscrits aux levées des chenaux de la partie médiane, à la vallée distale et à la partie sableuse du lobe distal. La surface potentiellement occupée par ces dépôts turbiditiques a été mesurée grâce aux différentes données acoustiques dans la zone médiane. Le choix a été fait d'utiliser comme référence les taux d'accumulation de  $C_{org}$  liés aux écoulements turbiditiques calculés sur les carottes KC13, KC10 et KC01 bien que nous soyons conscients que ces taux sont très certainement variables spatialement même au sein d'une même levée comme ont pu le montrer Baudin et al. (2010) lors d'une étude sur la distribution du  $C_{org}$  à travers une levée du chenal méandrique du Congo.

Les calculs ont été effectués seulement pour les dépôts correspondant au MIS1 et au MIS2. Ces deux périodes sont en effet celles pour lesquelles nous disposons du plus de données. Afin d'avoir des données au niveau du lobe nord, les taux moyens d'accumulation de  $C_{org}$  continental pour les MIS1 et 2 de la carotte KC21 ont été calculés (Tableau 6-1) de la même manière que pour les carottes présentées dans le chapitre 5.

Les marges d'erreurs pour ce calcul peuvent difficilement être calculées car beaucoup de paramètres entrent en jeu. Néanmoins il semble raisonnable de penser que celles-ci sont importantes compte tenu des approximations qui ont été faites.

Tableau 6-1: Superficies des différentes zones du système, taux d'accumulation de  $C_{org}$  continental associés pour le MIS1 et 2 et accumulation organique dans chaque zone.

Zone	Carotte de référence	Superficie (m <sup>2</sup> )	Taux d'accumulation MIS1 (g.m <sup>-2</sup> .an <sup>-1</sup> )	Accumulation de $C_{org}$ continental MIS1 (gC.an <sup>-1</sup> )	Taux d'accumulation MIS2 (g.m <sup>-2</sup> .an <sup>-1</sup> )	Accumulation de $C_{org}$ continental MIS2 (gC.an <sup>-1</sup> )
Région médiane centrale (dont levées turbiditiques)	KC13	12 230×10 <sup>6</sup> (1 190×10 <sup>6</sup> )	0,10	1,08×10 <sup>9</sup>	2,7 (12,1)	33,0×10 <sup>9</sup> (14,4×10 <sup>9</sup> )
Région médiane sud	KC10	6 09×10 <sup>6</sup>	0,05	0,30×10 <sup>9</sup>	0,20	1,20×10 <sup>9</sup>
Lobe nord	KC21	1 230×10 <sup>6</sup>	0,27	0,33×10 <sup>9</sup>	0,57	0,71×10 <sup>9</sup>
Lobe distal sableux	KC11	3 050×10 <sup>6</sup>	0,05	0,15×10 <sup>9</sup>	1,80	5,49×10 <sup>9</sup>
Lobe distal silto-argileux	KC01	3 340×10 <sup>6</sup>	0,02	0,07×10 <sup>9</sup>	0,20	0,67×10 <sup>9</sup>
Total		24 570×10 <sup>6</sup>		1,93×10 <sup>9</sup>		55,47×10 <sup>9</sup>

Bien que ces chiffres ne soient que des estimations, des tendances remarquables apparaissent qui peuvent être discutées. Tout d'abord, il est possible de constater que dans ce modèle la zone d'accumulation préférentielle de  $C_{org}$  continental est constituée par la zone médiane du système à la fois durant le MIS1 et 2. L'ensemble des levées de la zone médiane centrale et de la vallée distale forment également un important puits de carbone liés aux dépôts turbiditiques. La partie sableuse du lobe distal en accumule comparativement environ trois fois moins. Au total, les dépôts turbiditiques stockent selon cette estimation un tiers du  $C_{org}$  continental, les deux autres tiers sont localisés dans les dépôts hémipélagiques et très majoritairement dans ceux de la partie médiane centrale.

Dans le chapitre 1 nous avons rapporté que le fleuve Ogooué déverserait chaque année 0,37 Mt de carbone particulaire à l'océan soit un flux de  $370 \times 10^9$  gC<sub>org</sub>.an<sup>-1</sup>. En supposant que ce débit en  $C_{org}$  particulaire soit resté constant durant les deux périodes considérées, les calculs d'accumulation de  $C_{org}$  montrent que durant l'Holocène seulement 0,5% du carbone continental exporté par le fleuve est enfoui dans le système turbiditique profond de l'Ogooué tandis que durant le MIS2 ce taux s'élève à 14,9%.

Le très faible export durant l'Holocène peut s'expliquer par un stockage important de  $C_{org}$  dans les sédiments de la plate-forme. Les taux d'accumulation de  $C_{org}$  continental mesurés sur la carotte KC18 (366 m de profondeur d'eau) sont très forts puisqu'ils atteignent 90 g.m<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>.

Néanmoins, il est impossible d'estimer la quantité exacte de carbone stockée sur la plate-forme dans les dépôts holocènes car trop peu de données sont disponibles à l'heure actuelle sur cette zone.

L'accumulation durant le MIS2 est certainement en partie sous-estimée. En effet, nous avons vu au chapitre 2 qu'il existait très probablement un lobe distal sud alimenté par le chenal principal (1) (Figure 2-5). En faisant l'hypothèse arbitraire que ce lobe a la même taille que le lobe nord pour des taux d'accumulation identiques à ceux enregistrés dans le lobe distal, nous obtenons une estimation d'accumulation de  $2 \times 10^9$  gC.an<sup>-1</sup> pour le MIS2. En ajoutant cette estimation au total précédemment calculé, le bilan de carbone enfoui par rapport au carbone exporté durant le MIS2 atteint 15,5%.

## ***II.2 Comparaison avec d'autres systèmes***

Du fait de son importante complexité, le calcul de l'accumulation de matière organique continentale dans les systèmes turbiditiques n'a pour l'instant pas été estimé pour de nombreux systèmes. A ma connaissance, de telles estimations ont été réalisées à des échelles de temps variables pour l'éventail du Gange-Brahmapoutre, sur les 20 000 dernières années (Galy et al., 2007), du Congo, sur les sédiments très récents des lobes distaux (Baudin et al., 2017a; Rabouille et al., 2009; Stetten, 2015) et de l'Amazonie sur le dernier cycle glaciaire/interglaciaire (Schlünz et al., 1999).

Les études menées sur l'éventail sous-marin du Gange-Brahmapoutre (GB) et du Congo ont toutes les deux montré que ces systèmes ont une capacité d'accumulation très forte puisqu'ils seraient capables d'enfouir les deux tiers voire l'intégralité du  $C_{org}$  récent exporté par ces deux fleuves (Galy et al., 2007; Rabouille et al., 2009). Une telle efficacité peut être expliquée par plusieurs facteurs communs à ces deux systèmes. Pour chacun d'entre eux le transfert des sédiments continentaux vers les fonds abyssaux est très efficace grâce à la présence d'un canyon entaillant fortement la plate-forme continentale et permettant un transfert sédimentaire direct entre le delta et le système profond. Cette configuration spécifique permet à ces systèmes d'être actifs même en période de haut-niveau marin relatif (Droz et al., 1996; Weber et al., 1997). Néanmoins, il est à noter que la tête du canyon associé au système du GB, nommé Swatch of No Ground, n'est pas directement dans le prolongement du delta du GB. Cette configuration induit que seulement 20% du matériel fluviatil est exporté dans ce canyon, le reste étant temporairement stocké dans les différentes parties du système situées plus en amont (plaine côtière, delta émergé et sous-marin) (Rogers et al., 2015). Cette activité intense génère une forte fréquence d'évènements turbiditiques et donc des taux de sédimentation très forts ce qui limite le temps d'oxydation de la matière organique et ainsi, sa meilleure préservation.

L'estimation du taux de préservation dans le système de l'Amazonie est bien moindre puisque Schlünz et al. (1999) ont estimé que durant le MIS2, entre 7 et 12% du  $C_{org}$  continental exporté se retrouvait enfoui dans le système turbiditique profond. Contrairement aux deux systèmes précédents, la sédimentation dans la partie profonde du système n'a lieu que durant les périodes



de bas niveau marin relatif. Durant les hauts niveaux-marins le matériel sédimentaire est stocké sur la plate-forme. Une étude menée sur l'accumulation organique dans les sédiments holocènes de la plate-forme (Showers and Angle, 1986) a montré que le taux de préservation était compris entre 6 et 10% du total du  $C_{org}$  exporté par le fleuve. Les taux de préservation sont donc équivalents entre les périodes de haut et de bas niveau marin, seul le lieu d'accumulation est déplacé. Malgré des quantités matière organique continentale apportées à l'océan différentes d'un ordre de grandeur, les modalités d'export et d'accumulation de  $C_{org}$  continental dans le système turbiditique de l'Ogooué se rapprochent fortement de celles observées dans le système de l'Amazonie. En effet, comme pour l'Amazonie, la sédimentation organique dans la partie profonde du système de l'Ogooué s'effectue quasi-exclusivement durant les périodes de bas niveau marin comme le montre le taux de  $C_{org}$  continental enfoui de 0,5% à l'Holocène. De même, le taux de préservation durant le MIS2 est là encore très proche de celui calculé par Schlünz et al., (1999).

Ce taux d'environ 15% semble néanmoins faible par rapport à ceux enregistrés au large du GB et du Congo. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer un tel taux. Tout d'abord, les taux de sédimentation dans la partie distale du système de l'Ogooué sont inférieurs ( $< 8 \text{ cm.kan}^{-1}$  pour l'ensemble du système durant le MIS2) à ceux rapportés au niveau du lobe distal actif du Congo ( $1\ 900 \text{ cm.kan}^{-1}$ , Rabouille et al., 2009). Ces taux ne permettent pas d'envisager une préservation forte du  $C_{org}$  dans les sédiments hémipélagiques. Le chapitre 5 a mis en évidence la capacité des écoulements turbiditiques à transporter et enfouir d'importantes quantités de  $C_{org}$  continental vers le milieu profond. Toutefois la fréquence des turbidites dans le système de l'Ogooué s'est révélée faible, et donc certainement insuffisante pour représenter le moyen de transit le plus important à l'échelle de l'ensemble du système. Il est également possible que l'export de  $370 \times 10^9 \text{ gC}_{org}.\text{an}^{-1}$  du fleuve à l'océan ne soit pas la bonne référence à utiliser. En effet, ce débit sédimentaire a été mesuré en amont de la zone deltaïque de l'Ogooué (Cadée, 1984). Or, le delta de l'Ogooué est une vaste zone marécageuse sur laquelle de la végétation de type mangrove se développe (Lebigre, 1983). Ces écosystèmes sont connus pour avoir la capacité de piéger une grande partie de la charge sédimentaire de l'eau qui les traverse (Kathiresan, 2003) et constituent donc de véritables puits de carbone (Kristensen et al., 2008). Il est donc très probable que le flux de  $370 \times 10^9 \text{ gC}_{org}.\text{an}^{-1}$  soit réduit après passage par la zone deltaïque. Dans ce cas le rapport entre la part de  $C_{org}$  préservé et  $C_{org}$  exporté augmenterait. Seules des mesures effectuées au débouché de la zone deltaïque pourraient permettre de trancher et d'établir un bilan quantitatif précis du carbone stocké dans le système profond.

# Conclusions générales et perspectives



Cette étude avait pour but principal d'analyser le transfert et l'accumulation de matière organique dans le système turbiditique de l'Ogooué au large du Gabon. Ce secteur était quasiment inexploré jusqu'alors, ce qui a entraîné un fort caractère exploratoire à ce travail. L'étude s'est appuyée à la fois sur des données acoustiques (sondeur multifaisceaux et sismique très haute résolution 3,5 kHz) et sédimentaires (carottages Küllenberg) collectées dans le cadre de la campagne océanographique Mocosed 2010 réalisée par le SHOM.

Plusieurs objectifs majeurs avaient été définis pour ce travail :

- Déterminer l'origine et quantité de matière organique stockée dans les sédiments associés au système turbiditique de l'Ogooué.
- Comprendre la répartition de la matière organique en fonction de son origine et du type de dépôts et relier cela aux différents éléments architecturaux constitutifs du système.
- Expliquer la relation entre matière organique et phase minérale dans les dépôts à granularité fine.
- Insérer la dynamique d'accumulation de matière organique dans un cadre spatio-temporelle et prenant en compte la dynamique propre du système turbiditique.
- Evaluer la capacité du système turbiditique à stocker le carbone organique continental.

Cette recherche s'est focalisée sur les derniers 200 000 ans, période qui englobe trois périodes interglaciaires (MIS 1, 3 et 5) et trois périodes glaciaires (MIS 2, 4 et 6) et donc des niveaux marins relatifs différents.

Les carottes presque entièrement sableuses récupérées lors de la mission OpticCongo 2005 au débouché du canyon du Cap Lopez et précédemment analysées par L. Biscara (2011) suggéreraient des exports sableux gravitaires très importants dans le système turbiditique profond de l'Ogooué. Néanmoins, la description des carottes sédimentaires prélevées dans la partie médiane et distale du système a vite montré la dominance de la sédimentation silto-argileuse hémipélagique sur la sédimentation turbiditique sableuse. Ce constat a conduit à porter une attention toute particulière à ces dépôts fins. Deux chapitres de ce mémoire, en l'occurrence les chapitres 3 et 4, leur ont donc été spécifiquement dédiés.

L'originalité de l'approche scientifique employée dans ce travail a été l'intégration de différentes échelles d'observations, de la plus large – échelle du système – à la plus fine – échelle moléculaire - . Cette démarche a donc par conséquent nécessité l'emploi d'un grand nombre de méthodes d'analyses issues de spécialités différentes des sciences de la terre. Ce nombre relativement important de méthodes utilisées et le temps limité de ce travail nous a néanmoins, dans certains cas, contraint à limiter le nombre d'échantillons analysés.

## III Principaux résultats

### III.1 L'éventail sous-marin de l'Ogooué

L'étude de la morpho-bathymétrie associée aux données de réflectivité acoustique et de sismique très haute résolution 3,5 kHz a permis de révéler la structure d'un système de grandes dimensions puisque l'influence des dépôts gravitaires est enregistrée jusqu'à 500 km au large des côtes. Ce système peut être schématiquement décrit comme un système de type « *mud-rich submarine ramp* » selon la nomenclature de Reading and Richards (1994). Toutefois cette classification cache la véritable complexité de l'architecture de ce système qui s'est notamment construit en fonction des contraintes géomorphologiques locales dont la proximité de la ligne volcanique du Cameroun. Le tracé des canyons et chenaux montrent distinctement que les écoulements sont déviés du fait de la présence des deux îles volcaniques : Sao Tomé et Annobon. Ces contraintes liées à la topographie du fond marin ont également entraîné la formation d'une large vallée distale en position avale de la zone à chenalisations méandriformes la plus récemment alimentée. Cette vallée canalise les écoulements turbiditiques provenant de la plate-forme avant que les sédiments ne s'étalent finalement dans les lobes sableux situés à son embouchure, à environ 200 à 300 km de la source.

Cette étude a également permis de montrer l'abandon de la partie médiane méridionale du système au profit de la partie médiane centrale par compensation topographique. Toutefois une migration plus au nord du système ne semble pas envisageable compte tenu de l'élévation topographique plus importante de la zone proximale nord qui bloque le système.

### III.2 Une double origine bien identifiée de la matière organique

L'étude « multi-proxies » réalisée sur l'origine de la matière organique dans les dépôts sédimentaires associés à l'éventail profond de l'Ogooué a pu montrer l'importance des contributions respectives de la MO allochtone et autochtone. La distribution des deux types de MO dans les dépôts sédimentaires s'est avérée être contrôlée par deux paramètres principaux qui sont (1) le type de dépôt (hémipélagites/turbidites) et (2) la distance à la côte.

Les écoulements turbiditiques sableux permettent le transport et l'enfouissement rapide de matière organique quasi exclusivement d'origine continentale. La phase organique de ces séquences est composée de débris de végétaux supérieurs dans un excellent état de conservation. Les particules organiques se comportent dans les écoulements gravitaires comme des grains dont la taille, la forme et la densité contrôlent la répartition au sein de la séquence sédimentaire. Le transfert rapide de ces particules organiques et leur enfouissement instantané les protègent d'une éventuelle dégradation expliquant leur bonne préservation (chapitre 5). Un tri hydrodynamique des particules organiques en fonction de leur flottabilité est notable le long des écoulements gravitaires ; les dépôts

turbiditiques de débordement de levées sont plus riches en débris végétaux fins tandis que les dépôts de lobes sableux contiennent quant à eux surtout des débris de grandes tailles sédimentant en base de turbidites, dans les termes granulométriques les plus grossiers. L'incorporation de matière organique marine dans les écoulements gravitaires par érosion des sédiments hémipélagiques préalablement déposés semble très marginale.

La sédimentation hémipélagique permet l'enfouissement de matière organique à la fois d'origine continentale et marine dans des proportions très variables. L'éloignement de la source continentale, c'est-à-dire du delta du fleuve, apparaît comme être le facteur principal régissant le rapport MO marine / MO continentale dans les sédiments argilo-silteux. En effet, les dépôts hémipélagiques prélevés sur la plate-forme et sur la pente continentale présentent une part importante de matériel organique continental, pouvant dépasser 50%, tandis que les dépôts hémipélagiques les plus distaux recueillent très majoritairement de la MO d'origine marine. Seules les particules organiques continentales les plus petites et qui peuvent donc rester en suspension longtemps dans la colonne d'eau sont susceptibles de sédimenter à plus de 300 km de leur point d'entrée dans l'océan. Les analyses réalisées sur la matière organique contenue dans les dépôts hémipélagiques montrent une matière organique continentale étonnamment bien conservée malgré un mode de sédimentation lent (chapitre 3). Au contraire la matière organique marine est plus fortement oxydée.

L'analyse du cortège argileux associé à ces dépôts et l'observation par microscopie à transmission a permis de mettre en évidence l'association forte entre matière organique marine et particules smectitiques délivrées dans le milieu marin par le fleuve (chapitre 4). Cette association organo-minérale joue certainement un rôle prépondérant dans la préservation de la MO marine à travers la colonne d'eau. Par contre, ces analyses ont également montré l'indépendance de la MO continentale vis-à-vis de la phase argileuse.

### ***III.3 Une accumulation organique sous contrôle climato-eustatique***

L'accumulation de matière organique dans un système turbiditique est le résultat de la succession et parfois l'imbrication complexe d'un très grand nombre de processus se déroulant à des échelles d'espace et de temps très différentes. Dans cette étude, et dans une optique intégrée *source to sink*, nous avons tenté de comprendre l'implication et l'interconnexion de trois « ensembles » fondamentaux sur l'accumulation de matière organique sédimentaire : (1) la partie continentale (aérienne) du système (Terres émergées) ; (2) le système turbiditique en lui-même ; (3) la colonne d'eau océanique (qui n'est habituellement pas prise en compte dans les études sur les bilans strictement terrigènes) (Figure 7.1). L'intégration des données de teneur et de source du  $C_{org}$  dans un cadre temporel a permis de mettre en avant le rôle prépondérant des variations climato-eustatiques du Quaternaire terminal sur l'accumulation de matière organique. L'ensemble de nos

résultats montrent une accumulation préférentielle durant les périodes glaciaires qui est liée à l'impact combiné de ces variations sur les trois « ensembles » définis du système *source to sink*.

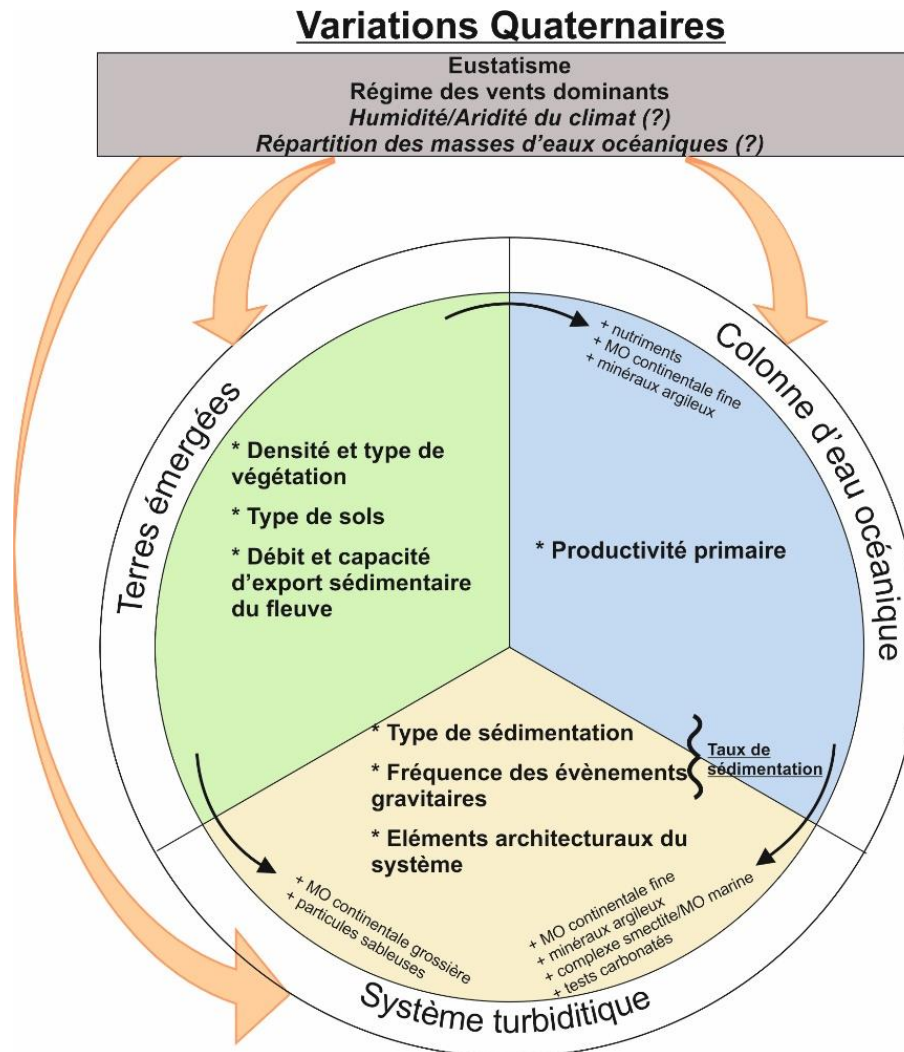


Figure 7.1 : Schéma des montrant les principaux facteurs de contrôle de l'accumulation de matière organique dans le système turbiditique de l'Ogooué au Quaternaire terminal.

Les périodes glaciaires du Quaternaire sont caractérisées par un niveau marin relatif bas d'origine eustatique. L'étude de la distribution des sédiments a montré que la sédimentation terrigène au niveau du *fan* de l'Ogooué adoptait un fonctionnement dit en *on / off* classique des systèmes à plateau continental large et non entaillé par un canyon, tels que le Mississippi et l'Amazonie. Ce fonctionnement se traduit par une alimentation du système profond en particules hémipélagiques terrigènes et écoulements gravitaires sableux potentiellement chargés en débris organiques quasi-exclusivement durant les périodes de bas niveau marin. Cette alimentation est déclenchée par une émergence de la plate-forme qui permet la connexion entre le système fluviatile et le système profond. En période de haut niveau marin, les très faibles taux d'accumulation de matériel terrigène et la fréquence quasi-nulle des écoulements gravitaires indique un stockage

vraisemblable des sédiments du fleuve sur le plateau et une réduction drastique de la sédimentation terrigène dans le système profond. L'émergence du plateau continental élargit également la zone de plaine côtière où la smectite est produite. De plus forts apports en smectites depuis le continent implique une plus forte disponibilité de ce minéral dans le milieu marin. Ceci peut favoriser la formation d'agrégats organo-minéraux et par conséquent augmenter le potentiel de sédimentation et de préservation de la MO marine.

De plus, durant les périodes glaciaires, un renforcement des vents au niveau de l'équateur (alizés) entraîne une intensification de l'upwelling équatorial et donc par conséquent une augmentation de la productivité marine de surface. La productivité est très certainement été également amplifiée grâce aux apports plus conséquents de nutriments par le fleuve. Ce surplus de productivité permet un transfert de plus grandes quantités de  $C_{org}$  marin vers l'interface eau-sédiment.

L'impact des variations d'humidité/aridité du climat africain et de la répartition des masses d'eaux océaniques entre les périodes glaciaires et interglaciaires a été considéré comme négligeable dans la zone d'étude. La position équatoriale du bassin versant de l'Ogooué permet le maintien d'une pluviométrie forte même durant les glaciaires et nous avons admis que la position du *fan* au nord de la ride de Walvis empêchait les arrivées d'eaux froides venues du sud durant ces mêmes périodes.

Les évaluations quantitatives de l'accumulation de  $C_{org}$  continental dans l'ensemble du système suggèrent un taux d'enfouissement global de l'ordre de 15% entre le carbone exporté par le fleuve et le carbone préservé dans les sédiments. Ce  $C_{org}$  continental est stocké pour deux tiers dans les sédiments hémipélagiques et pour un tiers dans les sédiments turbiditiques. Le taux de 15% s'inscrit dans la moyenne des marges continentales pour les 20 000 dernières années (Schlünz and Schneider, 2000) mais semble faible compte tenu des caractéristiques du système et de sa grande capacité d'export via les turbidites.

## IV Perspectives

Aux vues de l'ensemble des résultats, certains points mériteraient d'être approfondis dans de futures recherches. Il semble tout d'abord essentiel de mieux connaître les paramètres du fleuve tels que sa charge en sédiment et en matière organique (COP et COD) après la zone deltaïque qui est potentiellement un lieu de stockage en amont du système turbiditique. Une connaissance approfondie de sa composition isotopique et moléculaire serait également nécessaire afin de préciser les termes sources utilisés dans les calculs de mélange. De la même manière, l'étude de la morphologie de détail de la plate-forme continentale et des processus hydrodynamique s'y déroulant fait défaut. Ainsi, la perspective de travaux comprenant la plate-forme et le delta, ainsi que la quantification du fonctionnement du système fluvial amont permettrait une observation sur le



long terme avec une approche intégrée *source to sink*. Une meilleure connaissance de la partie « amont » du système pourrait expliquer le taux de préservation étonnamment bas estimé pour ce système.

Dans la perspective de l'acquisition de nouvelles données, l'obtention de mesures géoacoustiques dans la partie médiane méridionale permettrait de confirmer l'hypothèse de l'existence d'un lobe sud au débouché du chenal 1. De plus, le travail de cartographie de l'architecture du système permettrait à l'avenir un carottage plus ciblé. Il pourrait notamment être intéressant d'effectuer des carottages dans la zone de lobe caractérisée par un écho-faciès sourd, certainement synonyme de dépôts sableux. De manière plus générale une densité plus importante des lignes sismiques dans la partie terminale du système permettrait une meilleure estimation des géométries et dimensions des corps sableux. Un nombre également plus important de prélèvements sédimentaires apparaît comme nécessaire afin d'obtenir des données plus statistiquement robustes concernant la distribution de la matière organique, notamment dans la partie la plus distale du système.

Les variations des décharges des fleuves Niger (Zabel et al., 2001) et Congo (Schneider et al., 1997) ont permis d'enregistrer des variations de l'intensité de la mousson en accord avec les cycles de précession sur les six derniers stades isotopiques. Nos analyses ne semblent pas montrer les mêmes fluctuations pour l'Ogooué que pour ses deux fleuves voisins. Il pourrait être intéressant d'analyser les résultats d'un point de vue plus « paléoclimatique » afin de comprendre la potentielle spécificité climatique du territoire drainé par l'Ogooué.

Enfin, il pourrait être intéressant d'étudier plus en détail le comportement hydrodynamique des particules ligneuses dans les écoulements gravitaires. En effet, les densités, les formes et les tailles des débris végétaux peuvent être très différentes des particules minérales environnantes. Des modélisations analogiques en bassins ou des modélisations numériques via des équations décrivant la dynamique des particules dans un écoulement turbulent pourraient être envisagées.



# Références bibliographiques

- Alldredge, A., 1998. The carbon, nitrogen and mass content of marine snow as a function of aggregate size. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 45, 529–541. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(97\)00048-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(97)00048-4)
- Aller, R.C., Blair, N.E., 2004. Early diagenetic remineralization of sedimentary organic C in the Gulf of Papua deltaic complex (Papua New Guinea): Net loss of terrestrial C and diagenetic fractionation of C isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 68, 1815–1825. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.10.028>
- Aller, R.C., Blair, N.E., Xia, Q., Rude, P.D., 1996. Remineralization rates, recycling, and storage of carbon in Amazon shelf sediments. *Cont. Shelf Res.* 16, 753–786.
- Alt-Epping, U., Mil-Homens, M., Hebbeln, D., Abrantes, F., Schneider, R.R., 2007. Provenance of organic matter and nutrient conditions on a river- and upwelling influenced shelf: A case study from the Portuguese Margin. *Mar. Geol.* 243, 169–179. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.04.016>
- Archer, D., Winguth, A., Lea, D., Mahowald, N., 2000. What caused the glacial/interglacial atmospheric pCO<sub>2</sub> cycles? *Rev. Geophys.* 38, 159–189. <https://doi.org/10.1029/1999RG000066>
- Arhan, M., Mercier, H., Park, Y.-H., 2003. On the deep water circulation of the eastern South Atlantic Ocean. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 50, 889–916. [https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(03\)00072-4](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(03)00072-4)
- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguet-Covex, C., Poulencard, J., Magny, M., 2012. Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quat. Sci. Rev.* 51, 81–92. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2012.07.025>
- Arndt, S., Jørgensen, B.B., LaRowe, D.E., Middelburg, J.J., Pancost, R.D., Regnier, P., 2013. Quantifying the degradation of organic matter in marine sediments: A review and synthesis. *Earth-Sci. Rev.* 123, 53–86. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.02.008>
- Arthur, M.A., Dean, W.E., Stow, D.A.V., 1984. Models for the deposition of Mesozoic-Cenozoic fine-grained organic-carbon-rich sediment in the deep sea. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 15, 527–560. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.015.01.34>
- Arthur, M.A., Sageman, B.B., 2005. Sea-level control on source-rock development: perspectives from the Holocene black sea, the mid-cretaceous western interior basin of North America, and the late Devonian Appalachian basin., in: SEPM (Society for Sedimentary Geology) (Ed.), *The Deposition of Organic-Carbon-Rich Sediments: Models, Mechanisms, and Consequences*, SEPM Special Publication. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Okla.
- Avnimelech, Y., Troeger, B.W., Reed, L.W., 1982. Mutual Flocculation of Algae and Clay: Evidence and Implications. *Science* 216, 63–65. <https://doi.org/10.1126/science.216.4541.63>
- Babonneau, N., 2002. Mode de fonctionnement d'un chenal turbiditique méandrique: Cas du Système turbiditique Actuel du Zaïre. Université de Bordeaux.

- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Bez, M., 2010. Sedimentary Architecture in Meanders of a Submarine Channel: Detailed Study of the Present Congo Turbidite Channel (Zaiango Project). *J. Sediment. Res.* 80, 852–866. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.078>
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Mar. Pet. Geol.* 19, 445–467. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(02\)00009-0](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(02)00009-0)
- Baker, E.T., Hickey, B.M., 1986. Contemporary sedimentation processes in and around an active West Coast submarine canyon. *Mar. Geol.* 71, 15–34. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(86\)90031-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(86)90031-9)
- Batten, D.J., 1983. Identification of Amorphous Sedimentary Organic Matter by Transmitted Light Microscopy. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 12, 275–287. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1983.012.01.28>
- Batten, D.J., Stead, D.T., 2005. Palynofacies Analysis and its Stratigraphic Application, in: *Applied Stratigraphy, Topics in Geobiology*. Springer, Dordrecht, pp. 203–226. [https://doi.org/10.1007/1-4020-2763-X\\_10](https://doi.org/10.1007/1-4020-2763-X_10)
- Baudin, F., Disnar, J.-R., Aboussou, A., Savignac, F., 2015. Guidelines for Rock-Eval analysis of recent marine sediments. *Org. Geochem.* 86, 71–80. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2015.06.009>
- 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). Implication for deep offshore petroleum source rocks and global carbon cycle. *Mar. Pet. Geol.* 27, 995–1010. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.02.006>
- Baudin, F., Martinez, P., Dennielou, B., Charlier, K., Marsset, T., Droz, L., Rabouille, C., 2017a. Organic carbon accumulation in modern sediments of the Angola basin influenced by the Congo deep-sea fan. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr., Organic carbon transfer and ecosystem functioning in the terminal lobes of the Congo deep-sea fan: The Conglobe multidisciplinary study* 142, 64–74. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.01.009>
- Baudin, F., Stetten, E., Schnyder, J., Charlier, K., Martinez, P., Dennielou, B., Droz, L., 2017b. Origin and distribution of the organic matter in the distal lobe of the Congo deep-sea fan – A Rock-Eval survey. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr., Organic carbon transfer and ecosystem functioning in the terminal lobes of the Congo deep-sea fan: The Conglobe multidisciplinary study* 142, 75–90. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.01.008>
- Behairy, A., Chester, R., Griffiths, A., Johnson, L., Stoner, J., 1975. The clay mineralogy of particulate material from some surface seawaters of the eastern Atlantic Ocean. *Mar. Geol.* 18, M45–M56. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(75\)90039-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(75)90039-0)
- Behar, F., Beaumont, V., De B. Penteadó, H.L., 2001. Rock-Eval 6 Technology: Performances and Developments. *Oil Gas Sci. Technol.* 56, 111–134. <https://doi.org/10.2516/ogst:2001013>
- Bergamaschi, B.A., Tsamakis, E., Keil, R.G., Eglinton, T.I., Montluçon, D.B., Hedges, J.I., 1997. The effect of grain size and surface area on organic matter, lignin and carbohydrate concentration, and molecular compositions in Peru Margin sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 1247–1260. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(96\)00394-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(96)00394-8)
- Berner, E.K., Berner, R.A., 1996. *Global Environment: Water Air and Geochemical Cycles*.
- Berner, R.A., 1989. Biogeochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over phanerozoic time. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., The Long Term Stability of the Earth System* 75, 97–122. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(89\)90186-7](https://doi.org/10.1016/0031-0182(89)90186-7)

- Berner, R.A., 1980. *Early Diagenesis: A Theoretical Approach*. Princeton University Press.
- Bertrand, P., Lallier-Vergès, E., 1993. Past sedimentary organic matter accumulation and degradation controlled by productivity. *Nature* 364, 786–788. <https://doi.org/10.1038/364786a0>
- Bertrand, P., Lallier-Vergès, E., Boussafir, M., 1994. Enhancement of accumulation and anoxic degradation of organic matter controlled by cyclic productivity: a model. *Org. Geochem.* 22, 511–520. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(94\)90123-6](https://doi.org/10.1016/0146-6380(94)90123-6)
- Bertrand, P., Pedersen, T.F., Schneider, R., Shimmield, G., Lallier-Vergès, E., Disnar, J.R., Massias, D., Villanueva, J., Tribovillard, N., Huc, A.Y., Giraud, X., Pierre, C., Vénec-Peyré, M.-T., 2003. Organic-rich sediments in ventilated deep-sea environments: Relationship to climate, sea level, and trophic changes. *J. Geophys. Res. Oceans* 108, 3045. <https://doi.org/10.1029/2000JC000327>
- Bianchi, T.S., 2011. The role of terrestrially derived organic carbon in the coastal ocean: A changing paradigm and the priming effect. *Proc. Natl. Acad. Sci. U. S. A.* 108, 19473–19481. <https://doi.org/10.1073/pnas.1017982108>
- Bird, M.I., Giresse, P., Chivas, A.R., 1994. Effect of forest and savanna vegetation on the carbon-isotope composition of sediments from the Sanaga River, Cameroon. *Limnol. Oceanogr.* 39, 1845–1854.
- Bird, M.I., Giresse, P., Ngos, S., 1998. A seasonal cycle in the carbon-isotope composition of organic carbon in the Sanaga River, Cameroon. *Limnol. Oceanogr.* 43, 143–146.
- Bird, M.I., Pousai, P., 1997. Variations of  $\delta^{13}\text{C}$  in the surface soil organic carbon pool. *Glob. Biogeochem. Cycles* 11, 313–322. <https://doi.org/10.1029/97GB01197>
- Biscara, L., 2011. Le système turbiditique de l'Ogooué (Gabon, Marge Ouest Africaine) : Évolution Fini-Holocène de la morphologie et de la dynamique sédimentaire. Université de Bordeaux.
- Biscara, L., Hanquiez, V., Leynaud, D., Marieu, V., Mulder, T., Gallissaires, J.-M., Crespin, J.-P., Braccini, E., Garlan, T., 2012. Submarine slide initiation and evolution offshore Pointe Odden, Gabon — Analysis from annual bathymetric data (2004–2009). *Mar. Geol.* 299–302, 43–50. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.11.008>
- Biscara, L., Mulder, T., Hanquiez, V., Marieu, V., Crespin, J.-P., Braccini, E., Garlan, T., 2013. Morphological evolution of Cap Lopez Canyon (Gabon): Illustration of lateral migration processes of a submarine canyon. *Mar. Geol.* 340, 49–56. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.04.014>
- Biscara, L., Mulder, T., Martinez, P., Baudin, F., Etcheber, H., Jouanneau, J.-M., Garlan, T., 2011. Transport of terrestrial organic matter in the Ogooué deep sea turbidite system (Gabon). *Mar. Pet. Geol.* 28, 1061–1072. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.12.002>
- Biscaye, P.E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Am. Bull.* 76, 803–832.
- Blair, N.E., Aller, R.C., 2012. The Fate of Terrestrial Organic Carbon in the Marine Environment. *Annu. Rev. Mar. Sci.* 4, 401–423. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-120709-142717>
- Blarez, E., Mascle, J., 1988. Shallow structures and evolution of the Ivory Coast and Ghana transform margin. *Mar. Pet. Geol.* 5, 54–64. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(88\)90039-6](https://doi.org/10.1016/0264-8172(88)90039-6)
- Bohacs, K.M., Grabowsky, G.J., Carroll, A.R., Mankiewicz, P.J., Miskell-Gerhardt, K.J., Schwabach, J.R., 2005. Production, Destruction, and Dilution—The Many Paths to

- Source-Rock Development, in: *The Deposition of Organic-Carbon-Rich Sediments: Models, Mechanisms, and Consequences*, SEPM Special Publication. pp. 61–101.
- Bonnel, C., Dennielou, B., Droz, L., Mulder, T., Berné, S., 2005. Architecture and depositional pattern of the Rhône Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (western Mediterranean). *Mar. Pet. Geol.* 22, 827–843. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.03.003>
- Bordovskiy, O.K., 1965. Accumulation of organic matter in bottom sediments. *Mar. Geol.* 3, 33–82. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(65\)90004-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(65)90004-6)
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of Some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation.*
- Bourgeois, S., Pruski, A.M., Sun, M.-Y., Buscail, R., Lantoiné, F., Kerhervé, P., Vétion, G., Rivière, B., Charles, F., 2011. Distribution and lability of land-derived organic matter in the surface sediments of the Rhône prodelta and the adjacent shelf (Mediterranean Sea, France): a multi proxy study. *Biogeosciences* 8, 3107–3125. <https://doi.org/10.5194/bg-8-3107-2011>
- Bourget, J., Zaragosi, S., Garlan, T., Gabelotaud, I., Guyomard, P., Dennielou, B., Ellouz-Zimmermann, N., Schneider, J., 2008. Discovery of a giant deep-sea valley in the Indian Ocean, off eastern Africa: The Tanzania channel. *Mar. Geol.* 255, 179–185. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2008.09.002>
- Bourgoin, J., Reyre, D., Magloire, P., Krichewsky, M., 1963. Les canyons sous-marins du cap Lopez (Gabon). *Cah Ocean.* 6, 372–387.
- Boyle, E.A., 1983. Chemical accumulation variations under the Peru Current during the past 130,000 years. *J. Geophys. Res.* 88, 7667. <https://doi.org/10.1029/JC088iC12p07667>
- Bray, E.E., Evans, E.D., 1961. Distribution of n-paraffins as a clue to recognition of source beds. *Geochim. Cosmochim. Acta* 22, 2–15. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(61\)90069-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(61)90069-2)
- Brink, A.H., 1974. Petroleum geology of Gabon basin. *AAPG Bull.* 58, 216–235.
- Broecker, W.S., Peng, T.-H., 1984. *Tracers in the sea*, Eldigio Press. ed, A Publication of the Lamont- Doherty Geological Observatory. Columbia, Palisades, New York.
- Burdige, D.J., 2007. Preservation of Organic Matter in Marine Sediments: Controls, Mechanisms, and an Imbalance in Sediment Organic Carbon Budgets? *Chem. Rev.* 107, 467–485. <https://doi.org/10.1021/cr050347q>
- Burdige, D.J., 2005. Burial of terrestrial organic matter in marine sediments: A re-assessment: Terrestrial organic matter in marine sediments. *Glob. Biogeochem. Cycles* 19, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004GB002368>
- Burdige, D.J., 1991. The kinetics of organic matter mineralization in anoxic marine sediments. *J. Mar. Res.* 49, 727–761.
- Cadée, G., 1984. Particulate and dissolved organic carbon and chlorophyll A in the Zaire river, estuary and plume. *Neth. J. Sea Res.* 17, 426–440. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(84\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0077-7579(84)90059-0)
- Calvert, S.E., 1976. The Mineralogy and Geochemistry of Near-shore Sediments, in: *Chemical Oceanography*. Elsevier, pp. 187–280. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-588606-2.50014-X>
- Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 1992. Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: how important is anoxia?, in: *Organic Matter: Productivity, Accumulation, and Preservation in Recent and Ancient Sediments.*, Columbia University Press. New York, pp. 231–263.

- Cameron, N.R., White, K., 1999. Exploration Opportunities in Offshore Deepwater Africa. IBC 'Oil Gas Dev. West Afr. Lond. UK.
- Camp, W., Guritno, E., Drajat, D., Wilson, M., 2009. Middle-Lower Eocene turbidites: a new deepwater play concept, Kutei Basin, East Kalimantan, Indonesia. Presented at the Indonesian Petroleum Association (ed), Thirty-Third Annual Convention of the Indonesian Petroleum Association, Jakarta.
- Canals, M., Puig, P., de Madron, X.D., Heussner, S., Palanques, A., Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. *Nature* 444, 354–357. <https://doi.org/10.1038/nature05271>
- Canfield, D.E., 1994. Factors influencing organic carbon preservation in marine sediments. *Chem. Geol.* 114, 315–329. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90061-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90061-2)
- Canfield, D.E., 1989. Sulfate reduction and oxic respiration in marine sediments: implications for organic carbon preservation in euxinic environments. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 36, 121–138. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(89\)90022-8](https://doi.org/10.1016/0198-0149(89)90022-8)
- Caratini, C., 1994. Palynofacies of some recent marine sediments: the role of transportation. *Sediment. Org. Part.* 129–139.
- Carrie, J., Sanei, H., Stern, G., 2012. Standardisation of Rock–Eval pyrolysis for the analysis of recent sediments and soils. *Org. Geochem.* 46, 38–53. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2012.01.011>
- Cartapanis, O., Bianchi, D., Jaccard, S.L., Galbraith, E.D., 2016. Global pulses of organic carbon burial in deep-sea sediments during glacial maxima. *Nat. Commun.* 7, 10796. <https://doi.org/10.1038/ncomms10796>
- Chamley, H., 1989. Clay sedimentology. Springer-Verlag, Berlin; New York.
- Chatelin, Y., 1964. Notes de pédologie gabonaise. *Cah. ORSTOM Pedol.*
- Clist, B., 1995. Gabon: 100 000 ans d'histoire. Sépia, Gabon: Saint-Maur.
- Coffinet, S., Huguet, A., Williamson, D., Bergonzini, L., Anquetil, C., Majule, A., Derenne, S., 2015. Occurrence and distribution of glycerol dialkanol diethers and glycerol dialkyl glycerol tetraethers in a peat core from SW Tanzania. *Org. Geochem.* 83–84, 170–177. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2015.03.013>
- Combaz, A., 1964. Les palynofaciès. *Rev. Micropaléontologie* 7, 205–218.
- Cowie, G.L., Hedges, J.I., Calvert, S.E., 1992. Sources and relative reactivities of amino acids, neutral sugars, and lignin in an intermittently anoxic marine environment. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 1963–1978. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90323-B](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90323-B)
- Coynel, A., Seyler, P., Etcheber, H., Meybeck, M., Orange, D., 2005. Spatial and seasonal dynamics of total suspended sediment and organic carbon species in the Congo River: Dynamics of TSS, POC, and doc in the Congo river. *Glob. Biogeochem. Cycles* 19, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004GB002335>
- Cromwell, T., 1953. Circulation in a meridional plane in the central equatorial Pacific. *J. Mar. Res.* 12, 196–213.
- Crosta, X., Romero, O.E., Ther, O., Schneider, R.R., 2012. Climatically-controlled siliceous productivity in the eastern Gulf of Guinea during the last 40 000 yr. *Clim. Past* 8, 415–431. <https://doi.org/10.5194/cp-8-415-2012>
- Curray, J.R., 1994. Sediment volume and mass beneath the Bay of Bengal. *Earth Planet. Sci. Lett.* 125, 371–383. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90227-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90227-5)

- Curray, J.R., Moore, D.G., 1971. Growth of the Bengal Deep-Sea Fan and Denudation in the Himalayas. *GSA Bull.* 82, 563–572. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[563:GOTBDF\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[563:GOTBDF]2.0.CO;2)
- Cuven, S., Francus, P., Lamoureux, S., 2011. Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Quat. Sci. Rev.* 30, 2651–2665. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.019>
- Dalibard, M., Popescu, S.-M., Maley, J., Baudin, F., Melinte-Dobrinescu, M.-C., Pittet, B., Marsset, T., Dennielou, B., Droz, L., Suc, J.-P., 2014. High-resolution vegetation history of West Africa during the last 145 ka. *Geobios* 47, 183–198. <https://doi.org/10.1016/j.geobios.2014.06.002>
- Damsté, J.S., Schefuss, E., Versteegh, G.J.M., Jansen, J.H.F., 2001. Marine and terrigenous lipids in southeast Atlantic sediments (Leg 175) as paleoenvironmental indicators: initial results, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program: Scientific Results*. Ocean Drilling Program, Texas A & M University, pp. 1–34.
- Damsté, J.S.S., Schouten, S., Hopmans, E.C., Duin, A.C.T. van, Geenevasen, J.A.J., 2002. Crenarchaeol the characteristic core glycerol dibiphytanyl glycerol tetraether membrane lipid of cosmopolitan pelagic crenarchaeota. *J. Lipid Res.* 43, 1641–1651. <https://doi.org/10.1194/jlr.M200148-JLR200>
- Damuth, J.E., 1994. Neogene gravity tectonics and depositional processes on the deep Niger Delta continental margin. *Mar. Pet. Geol.* 11, 320–346.
- Damuth, J.E., 1980. Use of high-frequency (3.5–12 kHz) echograms in the study of near-bottom sedimentation processes in the deep-sea: a review. *Mar. Geol.* 38, 51–75.
- Damuth, J.E., 1975. Echo character of the western equatorial Atlantic floor and its relationship to the dispersal and distribution of terrigenous sediments. *Mar. Geol.* 18, 17–45. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(75\)90047-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(75)90047-X)
- Damuth, J.E., Hayes, D.E., 1977. Echo character of the East Brazilian continental margin and its relationship to sedimentary processes. *Mar. Geol.* 24, 73–95. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(77\)90002-0](https://doi.org/10.1016/0025-3227(77)90002-0)
- de Haas, H., van Weering, T.C.E., de Stigter, H., 2002. Organic carbon in shelf seas: sinks or sources, processes and products. *Cont. Shelf Res.* 22, 691–717. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(01\)00093-0](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(01)00093-0)
- De Leeuw, J.W., Largeau, C., 1993. A Review of Macromolecular Organic Compounds That Comprise Living Organisms and Their Role in Kerogen, Coal, and Petroleum Formation, in: Engel, M.H., Macko, S.A. (Eds.), *Organic Geochemistry*. Springer US, Boston, MA, pp. 23–72. [https://doi.org/10.1007/978-1-4615-2890-6\\_2](https://doi.org/10.1007/978-1-4615-2890-6_2)
- de Stigter, H.C., Boer, W., de Jesus Mendes, P.A., Jesus, C.C., Thomsen, L., van den Bergh, G.D., van Weering, T.C.E., 2007. Recent sediment transport and deposition in the Nazaré Canyon, Portuguese continental margin. *Mar. Geol., EUROSTRATAFORM: Role and functioning of Canyons* 246, 144–164. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.04.011>
- Debrabant, P., Lopez, M., Chamley, H., 1997. Clay mineral distribution and significance in Quaternary sediments of the Amazon Fan, in: *Proceedings- Ocean Drilling Program Scientific Results*.
- Degens, E.T., Emeis, K.-C., Mycke, B., Wiesner, M.G., 1986. Turbidites, the principal mechanism yielding black shales in the early deep Atlantic Ocean. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 21, 361–376. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.021.01.26>



- Demaison, G.J., Moore, G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 64, 1179–1209.
- Derrien, M., Yang, L., Hur, J., 2017. Lipid biomarkers and spectroscopic indices for identifying organic matter sources in aquatic environments: A review. *Water Res.* 112, 58–71. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2017.01.023>
- Diester-Haass, L., 1983. Differentiation of high oceanic fertility in marine sediments caused by coastal upwelling and/or river discharge off Northwest Africa during the late Quaternary., in: *Coastal Upwellings. Its Sedimentary Record. Part B*, New York and London: Plenum Press. pp. 399–419.
- Doust, H., Omatsola, E., 1989. Niger Delta, in *Divergent passive margin basins*. AAPG Mem. 48, 201–238.
- Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P., Tofani, R., 1996. Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *GSA Bull.* 108, 253–269. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1996\)108<0253:MAREOT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1996)108<0253:MAREOT>2.3.CO;2)
- Ducassou, E., 2006. Evolution du système turbiditique profond du Nil au cours du Quaternaire récent. Université de Bordeaux.
- Duplessy, J.-C., Shackleton, N.J., Matthews, R.K., Prell, W., Ruddiman, W.F., Caralp, M., Hendy, C.H., 1984.  $^{13}\text{C}$  Record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: Implications for the carbon cycle and the global deep water circulation. *Quat. Res.* 21, 225–243. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(84\)90099-1](https://doi.org/10.1016/0033-5894(84)90099-1)
- Dupont, L.M., Jahns, S., Marret, F., Ning, S., 2000. Vegetation change in equatorial West Africa: time-slices for the last 150 ka. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 155, 95–122. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00095-4](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00095-4)
- Dupré, S., Bertotti, G., Cloetingh, S., 2007. Tectonic history along the South Gabon Basin: Anomalous early post-rift subsidence. *Mar. Pet. Geol.* 24, 151–172. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.11.003>
- Eglinton, G., Gonzalez, A.G., Hamilton, R.J., Raphael, R.A., 1962. Hydrocarbon constituents of the wax coatings of plant leaves: A taxonomic survey. *Phytochemistry* 1, 89–102. [https://doi.org/10.1016/S0031-9422\(00\)88006-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9422(00)88006-1)
- Ehrmann, W., 2000. Smectite content and crystallinity in sediments from CRP-2/2A, Victoria Land Basin, Antarctica. *Terra Antarctica* 575–580.
- Ehrmann, W., Schmiedl, G., Beuscher, S., Krüger, S., 2017. Intensity of African Humid Periods Estimated from Saharan Dust Fluxes. *PLOS ONE* 12. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0170989>
- El Atfy, H., Abeed, Q., Uhl, D., Littke, R., 2016. Palynology, palynofacies analysis, depositional environments and source rock potential of Lower Cretaceous successions in southern Iraq. *Mar. Pet. Geol.* 76, 362–376. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.05.032>
- Emerson, S., Bender, M., 1981. Carbon fluxes at the sediment water interface of the deep-sea: Calcium carbonate preservation. *J Mar Res* 39, 139–162.
- Emerson, S., Hedges, J.I., 1988. Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. *Paleoceanography* 3, 621–634. <https://doi.org/10.1029/PA003i005p00621>
- Emery, K.O., Uchupi, E., Phillips, J., Bowin, C., Mascle, J., 1975. Continental margin off western Africa: Angola to Sierra Leone. AAPG Bull. 59, 2209–2265.
- Engel, M.H., Macko, S.A., 1993. *Organic Geochemistry: Principles and Applications*.

- Espitalie, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. (Rock-Eval pyrolysis and its applications). *Rev. - Inst. Français Pet.* 40, 563–579.
- Fang, J., Wu, F., Xiong, Y., Li, F., Du, X., An, D., Wang, L., 2014. Source characterization of sedimentary organic matter using molecular and stable carbon isotopic composition of n-alkanes and fatty acids in sediment core from Lake Dianchi, China. *Sci. Total Environ.* 473, 410–421. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.10.066>
- Faugères, J.-C., Mulder, T., 2011. Contour Currents and Contourite Drifts, in: *Developments in Sedimentology*. Elsevier, pp. 149–214. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53000-4.00003-2>
- Ficken, K.J., Li, B., Swain, D.L., Eglinton, G., 2000. An n-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Org. Geochem.* 31, 745–749. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(00\)00081-4](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(00)00081-4)
- Field, null, Behrenfeld, null, Randerson, null, Falkowski, null, 1998. Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. *Science* 281, 237–240.
- Fietz, S., Prahl, F.G., Moraleda, N., Rosell-Mele, A., 2013. Eolian transport of glycerol dialkyl glycerol tetraethers (GDGTs) off northwest Africa. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2013.09.009>
- Filho, J.G.M., Chagas, R.B.A., Menezes, T.R., Mendonça, J.O., da Silva, F.S., Sabadini-Santos, E., 2010. Organic facies of the Oligocene lacustrine system in the Cenozoic Taubaté basin, Southern Brazil. *Int. J. Coal Geol.* 84, 166–178. <https://doi.org/10.1016/j.coal.2010.07.004>
- Fischel, A., Vinther Jacobsen, H., Seidenkrantz, M.-S., Pearce, C., Kuijpers, A., Marret, F., Scourse, J., 2014. Surface and subsurface/intermediate ocean circulation and monsoonal influence on the eastern equatorial Atlantic during the late Glacial and Holocene. Presented at the EGU General Assembly Conference Abstracts, p. 1562.
- Flood, R.D., Piper, D.J.W., Klaus, A., Peterson, L.C. (Eds.), 1997. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 155 Scientific Results, Proceedings of the Ocean Drilling Program. Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.155.1997>
- Freudenthal, T., Wagner, T., Wenzhöfer, F., Zabel, M., Wefer, G., 2001. Early diagenesis of organic matter from sediments of the eastern subtropical Atlantic: evidence from stable nitrogen and carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta* 65, 1795–1808. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(01\)00554-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(01)00554-3)
- Gagosian, R.B., Peltzer, E.T., 1986. The importance of atmospheric input of terrestrial organic material to deep sea sediments. *Org. Geochem.* 10, 661–669. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(86\)80002-X](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(86)80002-X)
- Galy, V., France-Lanord, C., Beyssac, O., Faure, P., Kudrass, H., Palhol, F., 2007. Efficient organic carbon burial in the Bengal fan sustained by the Himalayan erosional system. *Nature* 450, 407–410. <https://doi.org/10.1038/nature06273>
- Galy, V., Peucker-Ehrenbrink, B., Eglinton, T., 2015. Global carbon export from the terrestrial biosphere controlled by erosion. *Nature* 521, 204–207. <https://doi.org/10.1038/nature14400>
- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S., Imbert, P., 2006. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Mar. Lett.* 26, 331–345. <https://doi.org/10.1007/s00367-006-0043-1>
- Gaullier, V., Bellaiche, G., 1998. Near-bottom sedimentation processes revealed by echo-character mapping studies, northwestern Mediterranean Basin. *AAPG Bull.* 82, 1140–1155.
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Levaché, D., Sermondadaz, G., Seranne, M., 2006a. Evidences of early to late fluid migration from an upper Miocene turbiditic channel revealed by 3D

- seismic coupled to geochemical sampling within seafloor pockmarks, Lower Congo Basin. *Mar. Pet. Geol.* 23, 387–399. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.02.004>
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Séranne, M., Levaché, D., Sermondadaz, G., 2006b. Isolated seafloor pockmarks linked to BSRs, fluid chimneys, polygonal faults and stacked Oligocene–Miocene turbiditic palaeochannels in the Lower Congo Basin. *Mar. Geol.* 226, 25–40. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.09.018>
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Sermondadaz, G., 2004. Polygonal faults-furrows system related to early stages of compaction - upper Miocene to recent sediments of the Lower Congo Basin. *Basin Res.* 16, 101–116. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2003.00224.x>
- Gay, A., Lopez, M., Cochonat, P., Sultan, N., Cauquil, E., Brigaud, F., 2003. Sinuous pockmark belt as indicator of a shallow buried turbiditic channel on the lower slope of the Congo basin, West African margin. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 216, 173–189. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2003.216.01.12>
- Gay, A., Lopez, M., Ondreas, H., Charlou, J.-L., Sermondadaz, G., Cochonat, P., 2006c. Seafloor facies related to upward methane flux within a Giant Pockmark of the Lower Congo Basin. *Mar. Geol.* 226, 81–95. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.09.011>
- Gibbs, R.J., 1977. Clay mineral segregation in the marine environment. *J. Sediment. Res.* 47, 237–243. <https://doi.org/10.1306/212F713A-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Gingele, F., Dahmke, A., 1994. Discrete barite particles and barium as tracers of paleoproductivity in south Atlantic sediments. *Paleoceanography* 9, 151–168. <https://doi.org/10.1029/93PA02559>
- 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. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 138, 17–26. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00121-1](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00121-1)
- Giresse, P., 2008. Tropical and sub-tropical West Africa: marine and continental changes during the late Quaternary, 1st ed. ed, *Developments in Quaternary sciences*. Elsevier, Amsterdam ; New York.
- Giresse, P., 1969. Carte sédimentologique des fonds sous-marins du delta de l'Ogooué.
- Giresse, P., Kouyoumontzakis, G., 1973. Cartographie sédimentologique des plateaux continentaux du Sud du Gabon, du Congo, du Cabinda et du Zaïre. *Cah. Ser. Geol.* V.
- 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. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 107, 65–78. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90165-1](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90165-1)
- Goñi, M.A., Ruttenger, K.C., Eglinton, T.I., 1998. A reassessment of the sources and importance of land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 3055–3075. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00217-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00217-8)
- Goñi, M.A., Ruttenger, K.C., Eglinton, T.I., 1997. Sources and contribution of terrigenous organic carbon to surface sediments in the Gulf of Mexico. *Nature* 389, 275–278. <https://doi.org/10.1038/38477>
- Gordon, E.S., Goñi, M.A., 2003. Sources and distribution of terrigenous organic matter delivered by the Atchafalaya River to sediments in the northern Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 2359–2375. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(02\)01412-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(02)01412-6)
- Guenther, M., Bozelli, R., 2004. Factors Influencing Algae?Clay Aggregation. *Hydrobiologia* 523, 217–223. <https://doi.org/10.1023/B:HYDR.0000033127.05034.32>

- Guritno, E., Salvadori, L., Syaiful, M., Busono, I., Mortimer, A., Hakim, F.B., Dunham, J., Decker, J., Algar, S., 2003. Deep-Water Kutei Basin: A new Petroleum Province. Presented at the 29th Annual Convention of the Indonesian Petroleum Association.
- Habgood, E.L., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Akhmetzhanov, A., Weaver, P.P.E., Gardner, J., Mulder, T., 2003. Deep-water sediment wave fields, bottom current sand channels and gravity flow channel-lobe systems: Gulf of Cadiz, NE Atlantic. *Sedimentology* 50, 483–510. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00561.x>
- Hanquiez, V., Mulder, T., Lecroart, P., Gonthier, E., Marchès, E., Voisset, M., 2007. High resolution seafloor images in the Gulf of Cadiz, Iberian margin. *Mar. Geol.* 246, 42–59. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.08.002>
- Harvey, G.R., 1980. A study of the chemistry of iodine and bromine in marine sediments. *Mar. Chem.* 8, 327–332.
- Harvey, J., Arhan, M., 1988. The Water Masses of the Central North Atlantic in 1983–84. *J. Phys. Oceanogr.* 18, 1855–1875. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1988\)018<1855:TWMOTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1988)018<1855:TWMOTC>2.0.CO;2)
- Hedges, J.I., 1990. Compositional indicators of organic acid sources and reactions in natural environments., in: *Organic Acids in Aquatic Environments*. E. M. Perdue and E. T. Gjessing, New York, pp. 43–63.
- Hedges, J.I., Clark, W.A., Quay, P.D., Richey, J.E., Devol, A.H., Santos, U.D.M., 1986. Compositions and fluxes of particulate organic material in the Amazon River. *Limnol. Oceanogr.* 31, 717–738. <https://doi.org/10.4319/lo.1986.31.4.0717>
- Hedges, J.I., Keil, R.G., 1995. Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. *Mar. Chem.* 49, 81–115. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(95\)00008-F](https://doi.org/10.1016/0304-4203(95)00008-F)
- Hedges, J.I., Keil, R.G., Benner, R., 1997. What happens to terrestrial organic matter in the ocean? *Org. Geochem.* 27, 195–212. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00066-1](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00066-1)
- Hedges, J.I., Oades, J.M., 1997. Comparative organic geochemistries of soils and marine sediments. *Org. Geochem.* 27, 319–361. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00056-9](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00056-9)
- Hedges, J.I., Parker, P.L., 1976. Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta* 40, 1019–1029. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(76\)90044-2](https://doi.org/10.1016/0016-7037(76)90044-2)
- Heezen, B.C., Menzies, R.J., Schneider, E.D., Ewing, W.M., Granelli, N.C.L., 1964. Congo submarine canyon. *AAPG Bull.* 48, 1126–1149.
- Henrichs, S.M., 1992. Early diagenesis of organic matter in marine sediments: progress and perplexity. *Mar. Chem.* 39, 119–149. [https://doi.org/10.1016/0304-4203\(92\)90098-U](https://doi.org/10.1016/0304-4203(92)90098-U)
- Hesse, R., Chough, S.K., 1980. The Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel of the Labrador Sea: II. Deposition of parallel laminated levee-muds from the viscous sublayer of low density turbidity currents. *Sedimentology* 27, 697–711. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01656.x>
- Hill, I.A., Taira, A., Firth, J.V., et al. (Eds.), 1993. Proceedings of the Ocean Drilling Program, 131 Scientific Results, Proceedings of the Ocean Drilling Program. Ocean Drilling Program. <https://doi.org/10.2973/odp.proc.sr.131.1993>
- Holtvoeth, J., 2004. Terrigenous organic matter in sediments of the eastern equatorial Atlantic-distribution, reactivity, and relation to Late Quaternary climate. Bremen University.

- Holtvoeth, J., Wagner, T., Horsfield, B., Schubert, C.J., Wand, U., 2001. Late-Quaternary supply of terrigenous organic matter to the Congo deep-sea fan (ODP site 1075): implications for equatorial African paleoclimate. *Geo-Mar. Lett.* 21, 23–33. <https://doi.org/10.1007/s003670100060>
- Holtvoeth, J., Wagner, T., Schubert, C.J., 2003. Organic matter in river-influenced continental margin sediments: The land-ocean and climate linkage at the Late Quaternary Congo fan (ODP Site 1075): Organic matter at ODP 1075. *Geochem. Geophys. Geosystems* 4, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003GC000590>
- Hopmans, E.C., Schouten, S., Sinninghe Damsté, J.S., 2016. The effect of improved chromatography on GDGT-based palaeoproxies. *Org. Geochem.* 93, 1–6. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2015.12.006>
- Hopmans, E.C., Weijers, J.W., Schefuß, E., Herfort, L., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S., 2004. A novel proxy for terrestrial organic matter in sediments based on branched and isoprenoid tetraether lipids. *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 107–116. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.05.012>
- Hsu, F.-H., Su, C.-C., Wang, C.-H., Lin, S., Liu, J., Huh, C.-A., 2014. Accumulation of terrestrial organic carbon on an active continental margin offshore southwestern Taiwan: Source-to-sink pathways of river-borne organic particles. *J. Asian Earth Sci.* 91, 163–173. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2014.05.006>
- Huc, A., Bertrand, P., Stow, D.A., Gayet, J., Vandenbroucke, M., 2001. Organic sedimentation in deep offshore settings: the Quaternary sediments approach. *Mar. Pet. Geol.* 18, 513–517. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(00\)00069-6](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(00)00069-6)
- Huguet, A., Fosse, C., Laggoun-Défarge, F., Delarue, F., Derenne, S., 2013. Effects of a short-term experimental microclimate warming on the abundance and distribution of branched GDGTs in a French peatland. *Geochim. Cosmochim. Acta* 105, 294–315. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2012.11.037>
- Hunt, J.M., 1979. *Petroleum Geochemistry and Geology*. W.H. Freeman.
- Ibach, L.E.J., 1980. The relationship between sedimentation rate and total organic carbon content in ancient marine sediments.
- Ingrassia, M., Martorelli, E., Bosman, A., Macelloni, L., Sposato, A., Chiocci, F.L., 2015. The Zannone Giant Pockmark: First evidence of a giant complex seeping structure in shallow-water, central Mediterranean Sea, Italy. *Mar. Geol.* 363, 38–51. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.02.005>
- Iversen, M.H., Ploug, H., 2010. Ballast minerals and the sinking carbon flux in the ocean: carbon-specific respiration rates and sinking velocity of marine snow aggregates. *Biogeosciences* 7, 2613–2624. <https://doi.org/10.5194/bg-7-2613-2010>
- Iversen, M.H., Robert, M.L., 2015. Ballasting effects of smectite on aggregate formation and export from a natural plankton community. *Mar. Chem.* 175, 18–27. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2015.04.009>
- Jackson, G.A., 1990. A model of the formation of marine algal flocs by physical coagulation processes. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 37, 1197–1211. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(90\)90038-W](https://doi.org/10.1016/0198-0149(90)90038-W)
- Jackson, G.A., Checkley, D.M., 2011. Particle size distributions in the upper 100m water column and their implications for animal feeding in the plankton. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 58, 283–297. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2010.12.008>

- Jahnke, R.A., Craven, D.B., McCorkle, D.C., Reimers, C.E., 1997. CaCO<sub>3</sub> dissolution in California continental margin sediments: The influence of organic matter remineralization. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 3587–3604. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00184-1](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00184-1)
- Jansen, J.H.F., 1990. Glacial-interglacial oceanography of the southeastern atlantic Ocean and the paleoclimatology of west central Africa.
- Jansen, J.H.F., Van Weering, T.C.E., Gieles, R., Van Iperen, J., 1984. Middle and late Quaternary oceanography and climatology of the Zaire-Congo fan and the adjacent eastern Angola Basin. *Neth. J. Sea Res.* 17, 201–249.
- Jobe, Z.R., Lowe, D.R., Uchytel, S.J., 2011. Two fundamentally different types of submarine canyons along the continental margin of Equatorial Guinea. *Mar. Pet. Geol.* 28, 843–860. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2010.07.012>
- Jocktane, O., 1992. La plate-forme carbonatée albienne dans le bassin côtier gabonais : dynamique sédimentaire et stratigraphie séquentielle. Dijon.
- Jones, A., Breuning-Madsen, H., Brossard, M., Dampha, A., Deckers, J., Dewitte, O., Gallali, T., Hallett, S., Jones, R., Kilasara, M., 2013. Soil Atlas of Africa, European Commission. ed. Luxembourg.
- Jourdin, F., Froidefond, J.-M., Loyer, S., Lefèvre, C., Mayoyas, Y.-K., Vrignaud, C., Kolodziejczyk, N., 2006. Measuring upper ocean turbidity off Congo and Gabon coasts. <https://doi.org/10.13140/2.1.1813.1526>
- Kallweit, W., Mollenhauer, G., Zabel, M., 2012. Multi-proxy reconstruction of terrigenous input and sea-surface temperatures in the eastern Gulf of Guinea over the last ~35ka. *Mar. Geol.* 319–322, 35–46. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.06.007>
- Karlin, R., 1980. Sediment sources and clay mineral distributions off the Oregon coast. *J. Sediment. Res.* 50, 543–559. <https://doi.org/10.1306/212F7A4A-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Karlsson, E.S., Charkin, A., Dudarev, O., Semiletov, I., Vonk, J.E., Sánchez-García, L., Andersson, A., Gustafsson, Ö., 2011. Carbon isotopes and lipid biomarker investigation of sources, transport and degradation of terrestrial organic matter in the Buor-Khaya Bay, SE Laptev Sea. *Biogeosciences* 8, 1865–1879. <https://doi.org/10.5194/bg-8-1865-2011>
- Kathiresan, K., 2003. How do mangrove forests induce sedimentation? *Rev. Biol. Trop.* 51, 355–360.
- Katz, B.J., 1995. Petroleum source rocks. Springer, Heidelberg.
- Keil, R.G., Mayer, L.M., 2014. Mineral Matrices and Organic Matter, in: *Treatise on Geochemistry*. Elsevier, pp. 337–359.
- Keil, R.G., Mayer, L.M., Quay, P.D., Richey, J.E., Hedges, J.I., 1997. Loss of organic matter from riverine particles in deltas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 1507–1511. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00044-6](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00044-6)
- Keil, R.G., Montluçon, D.B., Prahl, F.G., Hedges, J.I., 1994. Sorptive preservation of labile organic matter in marine sediments. *Nature* 370, 549–552.
- Kemp, S.J., Ellis, M.A., Mounteney, I., Kender, S., 2016. Palaeoclimatic implications of high-resolution clay mineral assemblages preceding and across the onset of the Palaeocene–Eocene Thermal Maximum, North Sea Basin. *Clay Miner.* 51, 793–813. <https://doi.org/10.1180/claymin.2016.051.5.08>
- Kennedy, M.J., Wagner, T., 2011. Clay mineral continental amplifier for marine carbon sequestration in a greenhouse ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 108, 9776–9781.

- Kim, J.-H., Schouten, S., Buscail, R., Ludwig, W., Bonnin, J., Sinninghe Damsté, J.S., Bourrin, F., 2006. Origin and distribution of terrestrial organic matter in the NW Mediterranean (Gulf of Lions): Exploring the newly developed BIT index: Terrestrial organic matter. *Geochem. Geophys. Geosystems* 7, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2006GC001306>
- Kineke, G.C., Sternberg, R.W., Trowbridge, J.H., Geyer, W.R., 1996. Fluid-mud processes on the Amazon continental shelf. *Cont. Shelf Res.* 16, 667–696.
- Kiriakoulakis, K., Blackbird, S., Ingels, J., Vanreusel, A., Wolff, G.A., 2011. Organic geochemistry of submarine canyons: The Portuguese Margin. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr., The Geology, Geochemistry, and Biology of Submarine Canyons West of Portugal* 58, 2477–2488. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2011.04.010>
- Klaas, C., Archer, D.E., 2002. Association of sinking organic matter with various types of mineral ballast in the deep sea: Implications for the rain ratio: Ocean carbon-mineral flux association. *Glob. Biogeochem. Cycles* 16, 63-163–14. <https://doi.org/10.1029/2001GB001765>
- Klemme, H.D., Ulmishek, G.F., 1991. Effective petroleum source rocks of the world; stratigraphic distribution and controlling depositional factors. *AAPG Bull.* 75, 1809–1851.
- Kneller, B.C., Martinsen, O.J., McCaffrey, B., SEPM (Society for Sedimentary Geology), Geological Society of London (Eds.), 2009. External controls on deep-water depositional systems, SEPM special publication. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, Okla.
- Kowalski, E.A., Meyers, P.A., 1997. Glacial–interglacial variations in Quaternary production of marine organic matter at DSDP Site 594, Chatham Rise, southeastern New Zealand margin. *Mar. Geol.* 140, 249–263.
- Kristensen, E., Bouillon, S., Dittmar, T., Marchand, C., 2008. Organic carbon dynamics in mangrove ecosystems: A review. *Aquat. Bot.* 89, 201–219. <https://doi.org/10.1016/j.aquabot.2007.12.005>
- Lafargue, E., Marquis, F., Pillot, D., 1998. Rock-Eval 6 Applications in Hydrocarbon Exploration, Production, and Soil Contamination Studies. *Rev. Inst. Fr. Pétrole* 53, 421–437. <https://doi.org/10.2516/ogst:1998036>
- Lambert, T., Darchambeau, F., Bouillon, S., Alhou, B., Mbega, J.-D., Teodoru, C.R., Nyoni, F.C., Massicotte, P., Borges, A.V., 2015. Landscape Control on the Spatial and Temporal Variability of Chromophoric Dissolved Organic Matter and Dissolved Organic Carbon in Large African Rivers. *Ecosystems* 18, 1224–1239. <https://doi.org/10.1007/s10021-015-9894-5>
- Lebigre, J.M., 1983. Les mangroves des rias du littoral gabonais, essai de cartographie typologique. *Rev. Bois For. Trop.*
- Lee, C., 1992. Controls on organic carbon preservation: The use of stratified water bodies to compare intrinsic rates of decomposition in oxic and anoxic systems. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 3323–3335. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(92\)90308-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(92)90308-6)
- Lerique, J., Barret, J., Walter, R., 1983. Hydrographie, hydrologie, in: *Géographie et cartographie du Gabon: atlas illustré*. EDICEF, Paris, pp. 14–17.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records: Pliocene-Pleistocene benthic stack. *Paleoceanography* 20, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004PA001071>

- Liu, L., Zhang, T., Zhao, X., Wu, S., Hu, J., Wang, X., Zhang, Y., 2013. Sedimentary architecture models of deepwater turbidite channel systems in the Niger Delta continental slope, West Africa. *Pet. Sci.* 10, 139–148. <https://doi.org/10.1007/s12182-013-0261-x>
- Liu, X.-L., Zhu, C., Wakeham, S.G., Hinrichs, K.-U., 2014. In situ production of branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers in anoxic marine water columns. *Mar. Chem.* 166, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2014.08.008>
- Loncke, L., 2002. Le delta profond du Nil: structure et évolution depuis le messénien. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, Paris.
- Loncke, L., Droz, L., Gaullier, V., Basile, C., Patriat, M., Roest, W., 2009. Slope instabilities from echo-character mapping along the French Guiana transform margin and Demerara abyssal plain. *Mar. Pet. Geol.* 26, 711–723. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.02.010>
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Res.* 52, 279–297. <https://doi.org/10.1306/212F7F31-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Lunde, G., Aubert, K., Lauritzen, O., Lorange, E., 1991. Tertiary uplift of the Kwanza Basin in Angola, in: *Bull. Cent. de Rech. Explor. Product. Elf Aquitaine Mém.* Presented at the Géologie Africaine, Colloques de Géologie de Libreville, R. Curnelle, Libreville, pp. 99–117.
- Mahé, G., Lericque, J., Olivry, J.-C., 1990. Le fleuve Ogooué au Gabon: reconstitution des débits manquants et mise en évidence de variations climatiques à l'équateur. *Hydrol Cont.* 5, 105–124.
- Maley, J., 1996. The African rain forest - Main characteristics of changes in vegetation and climate from the Upper Cretaceous to the Quaternary. *Proc. R. Soc. Edinb. Sect. B Biol. Sci.* 104, 31–73.
- Marret, F., Kim, S.-Y., Scourse, J., 2013. A 30,000yr record of land–ocean interaction in the eastern Gulf of Guinea. *Quat. Res.* 80, 1–8. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2013.04.003>
- Marret, F., Maley, J., Scourse, J., 2006. Climatic instability in west equatorial Africa during the Mid- and Late Holocene. *Quat. Int.* 150, 71–81. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2006.01.008>
- Marret, F., Scourse, J.D., Versteegh, G., Fred Jansen, J.H., Schneider, R., 2001. Integrated marine and terrestrial evidence for abrupt Congo River palaeodischarge fluctuations during the last deglaciation. *J. Quat. Sci.* 16, 761–766. <https://doi.org/10.1002/jqs.646>
- Martin, D., Chatelin, Y., 1981. Les sols du Gabon: pédogenèse, répartition et aptitudes: cartes à 1:2 000 000.
- Masson, D.G., Huvenne, V.A.I., de Stigter, H.C., Wolff, G.A., Kiriakoulakis, K., Arzola, R.G., Blackbird, S., 2010. Efficient burial of carbon in a submarine canyon. *Geology* 38, 831–834. <https://doi.org/10.1130/G30895.1>
- Mayaux, P., Bartholomé, E., Fritz, S., Belward, A., 2004. A new land-cover map of Africa for the year 2000. *J. Biogeogr.* 31, 861–877. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2699.2004.01073.x>
- Mayer, L.M., 1994a. Surface area control of organic carbon accumulation in continental shelf sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 1271–1284. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90381-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90381-6)
- Mayer, L.M., 1994b. Relationships between mineral surfaces and organic carbon concentrations in soils and sediments. *Chem. Geol.* 114, 347–363. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90063-9](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90063-9)



- Mayer, L.M., Macko, S.A., Mook, W.H., Murray, S., 1981. The distribution of bromine in coastal sediments and its use as a source indicator for organic matter. *Org. Geochem.* 3, 37–42.
- Mayer, L.M., Schick, L.L., Allison, M.A., Ruttenberg, K.C., Bentley, S.J., 2007. Marine vs. terrigenous organic matter in Louisiana coastal sediments: The uses of bromine:organic carbon ratios. *Mar. Chem.* 107, 244–254. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2007.07.007>
- McArthur, A.D., Kneller, B.C., Souza, P.A., Kuchle, J., 2016. Characterization of deep-marine channel-levee complex architecture with palynofacies: An outcrop example from the Rosario Formation, Baja California, Mexico. *Mar. Pet. Geol.* 73, 157–173. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.02.030>
- McArthur, A.D., Kneller, B.C., Wakefield, M.I., Souza, P.A., Kuchle, J., 2016. Palynofacies classification of the depositional elements of confined turbidite systems: Examples from the Gres d’Annot, SE France. *Mar. Pet. Geol.* 77, 1254–1273. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.08.020>
- McKee, B.A., Aller, R.C., Allison, M.A., Bianchi, T.S., Kineke, G.C., 2004. Transport and transformation of dissolved and particulate materials on continental margins influenced by major rivers: benthic boundary layer and seabed processes. *Cont. Shelf Res.* 24, 899–926. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.02.009>
- Mead, R.N., Goñi, M.A., 2008. Matrix protected organic matter in a river dominated margin: A possible mechanism to sequester terrestrial organic matter? *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 2673–2686. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.03.007>
- Meade, R.H., 1996. River-Sediment Inputs to Major Deltas, in: *Sea-Level Rise and Coastal Subsidence, Coastal Systems and Continental Margins*. Springer, Dordrecht, pp. 63–85. [https://doi.org/10.1007/978-94-015-8719-8\\_4](https://doi.org/10.1007/978-94-015-8719-8_4)
- Meneghini, L., Burns, K., Kniskern, T., Brunskill, G., Fugate, D., Kuehl, S., 2004. Nature of sediment dispersal off the Sepik River, Papua New Guinea: preliminary sediment budget and implications for margin processes. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.07.016>
- Meunier, A., 2005. *Clays*. Springer, Berlin.
- Meyers, J.B., Rosendahl, B.R., Groschel-Becker, H., Austin, J.A., Rona, P.A., 1996. Deep penetrating MCS imaging of the rift-to-drift transition, offshore Douala and North Gabon basins, West Africa. *Mar. Pet. Geol.* 13, 791–835. [https://doi.org/10.1016/0264-8172\(96\)00030-X](https://doi.org/10.1016/0264-8172(96)00030-X)
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Org. Geochem.* 27, 213–250. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00049-1](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00049-1)
- Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter. *Chem. Geol.* 114, 289–302. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90059-0](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90059-0)
- Meyers, P.A., Silliman, J.E., 1996. Organic Matter in Pleistocene to Quaternary Turbidites from Sites 897, 898, 899, and 900, Iberia Abyssal Plain, in: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*. Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., and Masson.
- Middleton, G.V., Hampton, M.A., 1973. Part I. Sediment Gravity Flows: Mechanics of Flow and Deposition 1–38.
- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.-C., Saint-Paul, J., 1998. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Mar. Lett.* 18, 251–255.
- Mignard, S.L.-A., Mulder, T., Martinez, P., Charlier, K., Rossignol, L., Garlan, T., 2017. Deep-sea terrigenous organic carbon transfer and accumulation: Impact of sea-level variations and

- sedimentation processes off the Ogooue River (Gabon). *Mar. Pet. Geol.* 85, 35–53. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.04.009>
- Mix, A.C., Morey, A.E., 1996. Climate Feedback and Pleistocene Variations in the Atlantic South Equatorial Current, in: *The South Atlantic*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 503–525. [https://doi.org/10.1007/978-3-642-80353-6\\_26](https://doi.org/10.1007/978-3-642-80353-6_26)
- Mollenhauer, G., Schneider, R., Müller, P., Spieß, V., Wefer, G., 2002. Glacial/interglacial variability in the Benguela upwelling system: Spatial distribution and budgets of organic carbon accumulation. *Glob. Biogeochem. Cycles* 16. [https://doi.org/Mollenhauer, G. , Schneider, R. , Müller, P. , Spieß, V. and Wefer, G. \(2002\) Glacial/interglacial variability in the Benguela upwelling system: Spatial distribution and budgets of organic carbon accumulation , Global biogeochemical cycles ., 16 \(4\) . doi:10.1029/2001GB001488 <http://doi.org/10.1029/2001GB001488> , hdl:10013/epic.24528](https://doi.org/Mollenhauer, G. , Schneider, R. , Müller, P. , Spieß, V. and Wefer, G. (2002) Glacial/interglacial variability in the Benguela upwelling system: Spatial distribution and budgets of organic carbon accumulation , Global biogeochemical cycles ., 16 (4) . doi:10.1029/2001GB001488 <http://doi.org/10.1029/2001GB001488> , hdl:10013/epic.24528)
- Mollenhauer, G., Schneider, R.R., Jennerjahn, T., Müller, P.J., Wefer, G., 2004. Organic carbon accumulation in the South Atlantic Ocean: its modern, mid-Holocene and last glacial distribution. *Glob. Planet. Change* 40, 249–266. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2003.08.002>
- Moore, D.M., Reynolds, R.C., 1997. X-ray diffraction and the identification and analysis of clay minerals, 2nd ed. ed. Oxford University Press, Oxford; New York.
- Mopper, K., Zhou, X., Kieber, R.J., Kieber, D.J., Sikorski, R.J., Jones, R.D., 1991. Photochemical degradation of dissolved organic carbon and its impact on the oceanic carbon cycle. *Nature* 353, 60–62. <https://doi.org/10.1038/353060a0>
- Morozov, E.G., Demidov, A.N., Tarakanov, R.Y., Zenk, W., 2010. Deep Water Masses of the South and North Atlantic, in: *Abyssal Channels in the Atlantic Ocean*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 25–50. [https://doi.org/10.1007/978-90-481-9358-5\\_2](https://doi.org/10.1007/978-90-481-9358-5_2)
- Mougamba, R., 1999. Chronologie et architecture des systèmes turbiditiques Cénozoïques du Prisme sédimentaire de l'Ogooué (Marge Nord-Gabon). Université de Lille, Lille.
- Mulder, T., Chapron, E., 2011. Flood deposits in continental and marine environments: Character and significance. *AAPG Stud. Geol.* 61, 1–30.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J. Geol.* 103, 285–299.
- Muller, J., 1959. Palynology of Recent Orinoco Delta and Shelf Sediments: Reports of the Orinoco Shelf Expedition; Volume 5. *Micropaleontology* 5, 1–32. <https://doi.org/10.2307/1484153>
- Müller, P.J., Suess, E., 1979. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans—I. Organic carbon preservation. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 26, 1347–1362. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(79\)90003-7](https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90003-7)
- Murray, J.W., Grundmanis, V., 1980. Oxygen consumption in pelagic marine sediments. *Science* 209, 1527–1530. <https://doi.org/10.1126/science.209.4464.1527>
- Mutti, E. (Ed.), 1999. An introduction to the analysis of ancient turbidite basins from an outcrop perspective, AAPG continuing education course note series. Published by the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Okla.
- Mutti, E., Sonnino, M., 1981. Compensation cycles: a diagnostic feature of turbidite sandstone lobes, in: *Abstr. Int. Assoc. Sediment.* Presented at the 2nd Europ. Reg. Mtg, Bologna, pp. 120–123.

- Myers, K.J., 1996. Organic-Rich Facies and Hydrocarbon Source Rocks, in: Emery, D., Myers, K. (Eds.), *Sequence Stratigraphy*. Blackwell Publishing Ltd., pp. 238–257. <https://doi.org/10.1002/9781444313710.ch11>
- Nakajima, T., Katayama, H., Itaki, T., 2009. Climatic Control on Turbidite Deposition during the Last 70 kyr Along the Toyama Deep-Sea Channel, Central Japan Sea, in: *External Controls of Deep-Water Depositional Systems*. Ben Kneller, Ole J. Martinsen, and Bill McCaffrey, pp. 159–177.
- Nardin, T.R., Hein, F.J., Gorsline, D.S., Edwards, B.D., 1979. A review of mass movement processes, sediment and acoustic characteristics, and contrasts in slope and base-of-slope systems versus canyon-fan-basin floor systems., in: Doyle, L.J., Pilkey, O.H. (Eds.), *Geology of Continental Slopes*. SEPM (Society for Sedimentary Geology). <https://doi.org/10.2110/pec.79.27>
- Nitttrouer, C.A., Austin, J.A., Field, M.E., Kravitz, J.H., Syvitski, J.P.M., Wiberg, P.L. (Eds.), 2007. *Continental Margin Sedimentation*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK. <https://doi.org/10.1002/9781444304398>
- Normark, W.R., 1978. Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: Characters for recognition of sandy turbidite environments. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 62, 912–931.
- Normark, W.R., 1970. Growth Patterns of Deep-Sea Fans. *AAPG Bull.* 54, 2170–2195.
- Ondréas, H., Olu, K., Fouquet, Y., Charlou, J.L., Gay, A., Dennielou, B., Donval, J.P., Fifis, A., Nadalig, T., Cochonat, P., Cauquil, E., Bourillet, J.F., Moigne, M.L., Sibuet, M., 2005. ROV study of a giant pockmark on the Gabon continental margin. *Geo-Mar. Lett.* 25, 281–292. <https://doi.org/10.1007/s00367-005-0213-6>
- Onstad, G.D., Canfield, D.E., Quay, P.D., Hedges, J.I., 2000. Sources of particulate organic matter in rivers from the continental usa: lignin phenol and stable carbon isotope compositions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 64, 3539–3546. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(00\)00451-8](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(00)00451-8)
- Ovono, Z.M., 2010. Evolution de la flèche Mandji de l'holocène à l'actuel. Analyse et cartographie du risque côtier (phdthesis). Université de Nantes.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh Program performs time-series analysis. *Eos Trans. Am. Geophys. Union* 77, 379–379. <https://doi.org/10.1029/96EO00259>
- Pastouret, L., Chamley, H., Delibrias, G., Duplessy, J.-C., Thiede, J., 1978. Late Quaternary deep sea sedimentation off the Niger delta. *Suppl. Pastouret Al 1978 Late Quat. Clim. Chang. West. Trop. Afr. Deduced Deep-Sea Sediment. Niger Delta Oceanol. Acta* 12 217-232. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.707458>
- Pedersen, T.F., Calvert, S.E., 1990. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks? *AAPG Bull.* 74.
- Perdue, E.M., Koprivnjak, J.-F., 2007. Using the C/N ratio to estimate terrigenous inputs of organic matter to aquatic environments. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 73, 65–72. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2006.12.021>
- Peters, K.E., 1986. Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis. *AAPG Bull.* 70, 318–329.
- Peters, K.E., Sweeney, R.E., Kaplan, I.R., 1978. Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter 1. *Limnol. Oceanogr.* 23, 598–604. <https://doi.org/10.4319/lo.1978.23.4.0598>

- Peterse, F., JungHyun, K., Schouten, S., Kristensen, D.K., Koç, N., Damsté, J.S.S., 2009. Constraints on the application of the MBT/CBT palaeothermometer at high latitude environments (Svalbard, Norway). *Org. Geochem.* 40, 692–699.
- Petschick, R., Kuhn, G., Gingele, F., 1996. Clay mineral distribution in surface sediments of the South Atlantic: sources, transport, and relation to oceanography. *Mar. Geol.* 130, 203–229. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00148-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00148-4)
- Pichevin, L., Bertrand, P., Boussafir, M., Disnar, J.-R., 2004. Organic matter accumulation and preservation controls in a deep sea modern environment: an example from Namibian slope sediments. *Org. Geochem.* 35, 543–559. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2004.01.018>
- Pickering, K., 2014. *Atlas of Deep Water Environments: Architectural style in turbidite systems.* Springer.
- Pickering, K., Stow, D., Watson, M., Hiscott, R., 1986. Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. *Earth Sci. Rev.* 23, 75–174. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(86\)90001-2](https://doi.org/10.1016/0012-8252(86)90001-2)
- Pickering, K.T., Hiscott, R.N., Hein, F.J., 1989. *Deep-marine Environments: Clastic Sedimentation and Tectonics.* Unwin Hyman.
- Pierce, J.W., Stanley, D.J., 1975. Suspended-sediment concentration and mineralogy in the central and western Mediterranean and mineralogic comparison with bottom sediment. *Mar. Geol.* 19, M15–M25. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(75\)90053-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(75)90053-5)
- Pilcher, R., Argent, J., 2007. Mega-pockmarks and linear pockmark trains on the West African continental margin. *Mar. Geol.* 244, 15–32. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.05.002>
- Piton, B., Kartavtseff, A., 1986. Utilisation de bouées dérivantes à positionnement par satellite pour une meilleure connaissance de l'hydrologie de surface du Golfe de Guinée, Document Scientifique - ORSTOM.Brest. ORSTOM, Brest.
- Porrenga, H., 1966. Clay minerals in recent sediments of the Niger delta, in: *Clays and Clay Minerals.* Elsevier, pp. 221–233. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-011908-3.50021-9>
- Posamentier, H.W., Erskine, R.D., Mitchum, R.M., 1991. Models for Submarine-Fan Deposition within a Sequence-Stratigraphic Framework, in: *Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems, Frontiers in Sedimentary Geology.* Springer, New York, NY, pp. 127–136. [https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8276-8\\_6](https://doi.org/10.1007/978-1-4684-8276-8_6)
- Poynter, J., Eglinton, G., 1990. Molecular composition of three sediments from hole 717C: the Bengal Fan. *Proc Sci. Results ODP Leg 116 Distal Bengal Fan* 155–161.
- Poynter, J.G., Farrimond, P., Robinson, N., Eglinton, G., 1989. Aeolian-Derived Higher Plant Lipids in the Marine Sedimentary Record: Links with Palaeoclimate, in: *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport, NATO ASI Series.* Springer, Dordrecht, pp. 435–462. [https://doi.org/10.1007/978-94-009-0995-3\\_18](https://doi.org/10.1007/978-94-009-0995-3_18)
- Pozzato, L., Cathalot, C., Berrached, C., Toussaint, F., Stetten, E., Caprais, J.-C., Pastor, L., Olu, K., Rabouille, C., 2017. Early diagenesis in the Congo deep-sea fan sediments dominated by massive terrigenous deposits: Part I – Oxygen consumption and organic carbon mineralization using a micro-electrode approach. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 142, 125–138. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.05.010>
- Prahl, F., Ertel, J., Goni, M., Sparrow, M., Eversmeyer, B., 1994. Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. *Geochim. Cosmochim. Acta* 58, 3035–3048. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(94\)90177-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90177-5)

- Prahl, F.G., De Lange, G.J., Scholten, S., Cowie, G.L., 1997. A case of post-depositional aerobic degradation of terrestrial organic matter in turbidite deposits from the Madeira Abyssal Plain. *Org. Geochem., Organic Geochemistry of Paleoclimatic Markers: Production, Preservation and Modeling* 27, 141–152. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(97\)00078-8](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(97)00078-8)
- Pratson, L.F., Laine, E.P., 1989. The relative importance of gravity-induced versus current-controlled sedimentation during the Quaternary along the Mideast U.S. outer continental margin revealed by 3.5 kHz echo character. *Mar. Geol.* 89, 87–126. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(89\)90029-7](https://doi.org/10.1016/0025-3227(89)90029-7)
- Price, N.B., Calvert, S.E., 1977. The contrasting geochemical behaviours of iodine and bromine in recent sediments from the Namibian shelf. *Geochim. Cosmochim. Acta* 41, 1769–1775.
- Pyles, D.R., Straub, K.M., Stammer, J.G., 2013. Spatial variations in the composition of turbidites due to hydrodynamic fractionation: Hydrodynamic fractionation in turbidites. *Geophys. Res. Lett.* 40, 3919–3923. <https://doi.org/10.1002/grl.50767>
- Rabouille, C., Caprais, J.-C., Lansard, B., Crassous, P., Dedieu, K., Reyss, J.L., Khripounoff, A., 2009. Organic matter budget in the Southeast Atlantic continental margin close to the Congo Canyon: In situ measurements of sediment oxygen consumption. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 56, 2223–2238. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2009.04.005>
- Rabouille, C., Olu, K., Baudin, F., Khripounoff, A., Dennielou, B., Arnaud-Haond, S., Babonneau, N., Bayle, C., Beckler, J., Bessette, S., Bombled, B., Bourgeois, S., Brandily, C., Caprais, J.C., Cathalot, C., Charlier, K., Corvaisier, R., Croguennec, C., Cruaud, P., Decker, C., Droz, L., Gayet, N., Godfroy, A., Hourdez, S., Le Bruchec, J., Le Saout, J., Lesaout, M., Lesongeur, F., Martinez, P., Mejanelle, L., Michalopoulos, P., Mouchel, O., Noel, P., Pastor, L., Picot, M., Pignet, P., Pozzato, L., Pruski, A.M., Rabiller, M., Raimonet, M., Ragueneau, O., Reyss, J.L., Rodier, P., Ruesch, B., Ruffine, L., Savignac, F., Senyarch, C., Schnyder, J., Sen, A., Stetten, E., Sun, M.Y., Taillefert, M., Teixeira, S., Tisnerat-Laborde, N., Toffin, L., Tourolle, J., Toussaint, F., Vétion, G., Jouanneau, J.M., Bez, M., 2016. The Congolobe project, a multidisciplinary study of Congo deep-sea fan lobe complex: Overview of methods, strategies, observations and sampling. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2016.05.006>
- Ransom, B., Kim, D., Kastner, M., Wainwright, S., 1998a. Organic matter preservation on continental slopes: importance of mineralogy and surface area. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 1329–1345. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00050-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00050-7)
- Ransom, B., Shea, K.F., Burkett, P.J., Bennett, R.H., Baerwald, R., 1998b. Comparison of pelagic and nepheloid layer marine snow: implications for carbon cycling. *Mar. Geol.* 150, 39–50. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00052-8](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00052-8)
- Rasmussen, E.S., 1996. Structural evolution and sequence formation offshore South Gabon during the Tertiary. *Tectonophysics, Dynamics of Extensional Basins and Inversion Tectonics* 266, 509–523. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(96\)00236-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(96)00236-3)
- Rasmussen, E.S., 1994. The relationship between submarine canyon fill and sea-level change: an example from Middle Miocene offshore Gabon, West Africa. *Sediment. Geol.* 90, 61–75. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(94\)90017-5](https://doi.org/10.1016/0037-0738(94)90017-5)
- Ravenne, C., Beghin, P., 1983. Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins . . . *Rev. Inst. Fr. Pétrole* 38, 279–297. <https://doi.org/10.2516/ogst:1983017>

- Reading, H.G., Richards, M., 1994. Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bull.* 78, 792–822.
- Reimer, P., 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887. [https://doi.org/10.2458/azu\\_js\\_rc.55.16947](https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947)
- Reyre, D., 1984. Evolution géologique et caractères pétroliers d'une marge passive: cas du bassin du Bas Congo–Gabon. *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine* 8, 303–332.
- 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. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 267, 39–50. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2006.267.01.03>
- Rogers, K.G., Goodbred, S.L., Khan, S.R., 2015. Shelf-to-canyon connections: Transport-related morphology and mass balance at the shallow-headed, rapidly aggrading Swatch of No Ground (Bay of Bengal). *Mar. Geol.* 369, 288–299. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.09.011>
- Romankevich, E.A., Vetrov, A.A., Peresykin, V.I., 2009. Organic matter of the World Ocean. *Russ. Geol. Geophys.* 50, 299–307. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2009.03.013>
- Rommerskirchen, F., Eglinton, G., Dupont, L., Rullkötter, J., 2006. Glacial/interglacial changes in southern Africa: Compound-specific  $\delta^{13}\text{C}$  land plant biomarker and pollen records from southeast Atlantic continental margin sediments: Glacial/Interglacial changes. *Geochem. Geophys. Geosystems* 7, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005GC001223>
- Roncaglia, L., Kuijpers, A., 2006. Revision of the palynofacies model of Tyson (1993) based on recent high-latitude sediments from the North Atlantic. *Facies* 52, 19–39. <https://doi.org/10.1007/s10347-005-0028-y>
- Rowland, S.J., J.R., M., 1984. Reworked triterpenoid and steroid hydrocarbons in a recent sediment. *Geochim. Cosmochim. Acta* 48, 617–624. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90090-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90090-5)
- Ruttenberg, K.C., Goñi, M.A., 1997. Phosphorus distribution, C:N:P ratios, and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{oc}}$  in arctic, temperate, and tropical coastal sediments: tools for characterizing bulk sedimentary organic matter. *Mar. Geol.* 139, 123–145. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(96\)00107-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(96)00107-7)
- Sackett, W.M., Thompson, R.R., 1963. Isotopic organic composition of Recent continental derived clastic sediment of eastern Gulf Coast, Gulf of Mexico. *AAPG Bull.* 47, 525–531.
- Sahling, H., Bohrmann, G., Spiess, V., Bialas, J., Breitzke, M., Ivanov, M., Kasten, S., Krastel, S., Schneider, R., 2008. Pockmarks in the Northern Congo Fan area, SW Africa: Complex seafloor features shaped by fluid flow. *Mar. Geol.* 249, 206–225. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.11.010>
- Saller, A., Dunham, J., Lin, R., 2008. Leaves in turbidite sands: The main source of oil and gas in the deep-water Kutei Basin, Indonesia: Reply. *AAPG Bull.* 92, 139–141. <https://doi.org/10.1306/08130707060>
- Saller, A., Lin, R., Dunham, J., 2006. Leaves in turbidite sands: The main source of oil and gas in the deep-water Kutei Basin, Indonesia. *AAPG Bull.* 90, 1585–1608. <https://doi.org/10.1306/04110605127>
- Savoie, B., Babonneau, N., Dennielou, B., Bez, M., 2009. Geological overview of the Angola–Congo margin, the Congo deep-sea fan and its submarine valleys. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 56, 2169–2182. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2009.04.001>

- Schlesinger, W.H., Melack, J.M., 1981. Transport of organic carbon in the world's rivers. *Tellus* 33, 172–187. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1981.tb01742.x>
- Schlünz, B., Schneider, R.R., 2000. Transport of terrestrial organic carbon to the oceans by rivers: re-estimating flux- and burial rates. *Int. J. Earth Sci.* 88, 599–606. <https://doi.org/10.1007/s005310050290>
- Schlünz, B., Schneider, R.R., Müller, P.J., Showers, W.J., Wefer, G., 1999. Terrestrial organic carbon accumulation on the Amazon deep sea fan during the last glacial sea level low stand. *Chem. Geol.* 159, 263–281. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00041-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00041-8)
- Schneider, R.R., Müller, P.J., Wefer, G., 1994. Late Quaternary paleoproductivity changes off the Congo deduced from stable carbon isotopes of planktonic foraminifera. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 110, 255–274. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90087-6](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90087-6)
- 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. <https://doi.org/10.1029/96PA03640>
- Schnyder, J., Stetten, E., Baudin, F., Pruski, A.M., Martinez, P., 2017. Palynofacies reveal fresh terrestrial organic matter inputs in the terminal lobes of the Congo deep-sea fan. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2017.05.008>
- Schouten, S., Hopmans, E.C., Sinninghe Damsté, J.S., 2013. The organic geochemistry of glycerol dialkyl glycerol tetraether lipids: A review. *Org. Geochem.* 54, 19–61. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2012.09.006>
- Schütz, L., Rahn, K.A., 1982. Trace-element concentrations in erodible soils. *Atmospheric Environ.* 1967 16, 171–176. [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(82\)90324-9](https://doi.org/10.1016/0004-6981(82)90324-9)
- Ségalen, P., 1994. Les sols ferrallitiques et leur repartition géographique. ORSTOM, Paris.
- Séranne, M., Anka, Z., 2005. South Atlantic continental margins of Africa: A comparison of the tectonic vs climate interplay on the evolution of equatorial west Africa and SW Africa margins. *J. Afr. Earth Sci.* 43, 283–300. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.010>
- Séranne, M., Nzé Abeigne, C.-R., 1999. Oligocene to Holocene sediment drifts and bottom currents on the slope of Gabon continental margin (west Africa). *Sediment. Geol.* 128, 179–199. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(99\)00069-X](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(99)00069-X)
- Séranne, M., Seguret, M., Fauchier, M., 1992. Seismic super-units and post-rift evolution of the continental passive margin of southern Gabon. *Bull. Société Géologique Fr.* 163, 135–146.
- Shackleton, Nicholas J, Opdyke, Neil D, 1973. Stable oxygen isotope analysis on sediment core V28-238.
- Shanmugam, G., 2017. The Contourite Problem, in: *Sediment Provenance*. Elsevier, pp. 183–254. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-803386-9.00009-5>
- Shanmugam, G., 2016. Submarine fans: A critical retrospective (1950–2015). *J. Palaeogeogr.* 5, 110–184. <https://doi.org/10.1016/j.jop.2015.08.011>
- Shivanna, M., Singh, H., 2016. Depositional environment and hydrocarbon potential of marginal marine sediments of Eocene from western India: A palynofacies perspective. *Mar. Pet. Geol.* 73, 311–321. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.03.021>
- Showers, W.J., Angle, D.G., 1986. Stable isotopic characterization of organic carbon accumulation on the Amazon continental shelf. *Cont. Shelf Res., Sedimentary Processes on the Amazon Continental Shelf* 6, 227–244. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(86\)90062-2](https://doi.org/10.1016/0278-4343(86)90062-2)

- Sifeddine, A., 1995. Lacustrine organic sedimentation in the southern tropical zone in the last 36 kyears, Lake Tritrivakely, Madagascar) (French with abridged English. *Comptes Rendus - Acad. Sci. Ser. II Sci. Terre Planetes* 321, 385–391.
- Silva, T.R., Lopes, S.R.P., Spörl, G., Knoppers, B.A., Azevedo, D.A., 2012. Source characterization using molecular distribution and stable carbon isotopic composition of n-alkanes in sediment cores from the tropical Mundaú–Manguaba estuarine–lagoon system, Brazil. *Org. Geochem.*, *Advances in Organic Geochemistry 2011: Proceedings of the 25th International Meeting on Organic Geochemistry* 53, 25–33. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2012.05.009>
- Simoneit, B.R.T., Chester, R., Eglinton, G., 1977. Biogenic lipids in particulates from the lower atmosphere over the eastern Atlantic. *Nature* 267, 682–685. <https://doi.org/10.1038/267682a0>
- Sorkhabi, R., 2016. Rich Petroleum Source Rocks. *GeoExpro* 6.
- Steffen, D., Gorin, G., 1993. Palynofacies of the Upper Tithonian-Berriasian Deep-Sea Carbonates in the Vocotian Trough (SE France). *Bull. Cent. Rech. Explor.-Prod. Elf Aquitaine* 17, 235–247.
- Sternberg, R.W., 1986. Transport and accumulation of river derived sediment on the Washington continental shelf, U.S.A. *J. Geol. Soc.* 143, 945–956.
- Stetten, E., 2015. Origine, distribution et réactivité de la matière organique associée aux lobes terminaux du système turbiditique du Congo. Université Pierre et Marie Curie-Paris VI, Paris.
- Stetten, E., Baudin, F., Reyss, J.-L., Martinez, P., Charlier, K., Schnyder, J., Rabouille, C., Dennielou, B., Coston-Guarini, J., Pruski, A.M., 2015. Organic matter characterization and distribution in sediments of the terminal lobes of the Congo deep-sea fan: Evidence for the direct influence of the Congo River. *Mar. Geol.* 369, 182–195. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.08.020>
- Stow, D. a. V., 1987. South Atlantic organic-rich sediments: facies, processes and environments of deposition. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 26, 287–299. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1987.026.01.20>
- Stow, D.A., Huc, A.-Y., Bertrand, P., 2001. Depositional processes of black shales in deep water. *Mar. Pet. Geol.* 18, 491–498. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(01\)00012-5](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(01)00012-5)
- Stow, D.A., Mayall, M., 2000. Deep-water sedimentary systems: new models for the 21st century. *Mar. Pet. Geol.* 17, 125–135.
- Stow, D.A.V., Piper, D.J.W., 1984a. Deep-water fine-grained sediments; history, methodology and terminology. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 15, 3–14.
- Stow, D.A.V., Piper, D.J.W., 1984b. Deep-water fine-grained sediments: facies models. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 15, 611–646. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.015.01.38>
- Stow, D.A.V., Shanmugam, G., 1980. Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sediment. Geol.* 25, 23–42. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(80\)90052-4](https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90052-4)
- Stow, D.A.V., Tabrez, A.R., 1998. Hemipelagites: processes, facies and model. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 129, 317–337. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.129.01.19>
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Braziunas, T.F., 1998. High-Precision Radiocarbon Age Calibration for Terrestrial and Marine Samples. *Radiocarbon* 40, 1127–1151. <https://doi.org/10.1017/S0033822200019172>



- Suess, E., 1980. Particulate organic carbon flux in the oceans—surface productivity and oxygen utilization. *Nature* 288, 260–263. <https://doi.org/10.1038/288260a0>
- Sumner, E.J., Amy, L.A., Talling, P.J., 2008. Deposit Structure and Processes of Sand Deposition from Decelerating Sediment Suspensions. *J. Sediment. Res.* 78, 529–547. <https://doi.org/10.2110/jsr.2008.062>
- Syvitski, J.P.M., 2005. Impact of Humans on the Flux of Terrestrial Sediment to the Global Coastal Ocean. *Science* 308, 376–380. <https://doi.org/10.1126/science.1109454>
- Talling, P.J., 2014. On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings. *Mar. Geol.* 352, 155–182. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.02.006>
- Thiry, M., 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits: an outlook from the continental origin. *Earth-Sci. Rev.* 49, 201–221. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(99\)00054-9](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(99)00054-9)
- Thurman, E.M., 1985. *Organic Geochemistry of Natural Waters*. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Tissot, B.P., Welte, D.H., 1978. *Petroleum formation and occurrence: a new approach to oil and gas exploration*. Springer, Berlin.
- Trask, P.D., 1932. *Origin and environment of source sediments of petroleum*,. Printed by the Gulf publishing company, [Houston, Tex.,.
- Traverse, A., 1994. *Sedimentation of organic particles*. Cambridge University Press, Cambridge, England; New York, NY, USA.
- Tribovillard, N., Bialkowski, A., Tyson, R.V., Lallier-Vergès, E., Deconinck, J.-F., 2001. Organic facies variation in the late Kimmeridgian of the Boulonnais area (northernmost France). *Mar. Pet. Geol.* 18, 371–389. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(01\)00006-X](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(01)00006-X)
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary Organic Matter Organic facies and palynofacies*. Springer Netherlands, Dordrecht.
- Tyson, R.V., Follows, B., 2000. Palynofacies prediction of distance from sediment source: a case study from the Upper Cretaceous of the Pyrenees. *Geology* 28, 569–571.
- Ufkes, E., Fred Jansen, J.H., Brummer, G.-J.A., 1998. Living planktonic foraminifera in the eastern South Atlantic during spring: Indicators of water masses, upwelling and the Congo (Zaire) River plume. *Mar. Micropaleontol.* 33, 27–53. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(97\)00032-7](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(97)00032-7)
- Underwood, M., Basu, N., Steurer, J., Udas, S., 2003. Data report: normalization factors for semiquantitative X-ray diffraction analysis, with application to DSDP Site 297, Shikoku Basin. *Proc ODP Sci Results* 1–28.
- Unterseh, S., 1999. *Cartographie et caractérisation du fond marin par sondeur multifaisceaux*. Vandoeuvre-les-Nancy, INPL.
- Vail, P.R., Mitchum Jr, R.M., Thompson III, S., 1977. *Seismic stratigraphy and global changes of sea level: Part 3. Relative changes of sea level from Coastal Onlap: section 2. Application of seismic reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation*.
- Van der Gaast, S., Jansen, J.H., 1984. Mineralogy, opal, and manganese of middle and late quaternary sediments of the Zaire (Congo) deep-sea fan: Origin and climatic variation. *Neth. J. Sea Res.* 17, 313–341. [https://doi.org/10.1016/0077-7579\(84\)90054-1](https://doi.org/10.1016/0077-7579(84)90054-1)
- van Waveren, I., Visscher, H., 1994. Analysis of the composition and selective preservation of organic matter in surficial deep-sea sediments from a high-productivity area (Banda Sea,

- Indonesia). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 112, 85–111. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90135-X](https://doi.org/10.1016/0031-0182(94)90135-X)
- Van Weering, T.C.E., Van Iperen, J., 1984. Fine-grained sediments of the Zaire deep-sea fan, southern Atlantic Ocean. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 15, 95–113.
- Vetter, E., Dayton, P., 1999. Organic enrichment by macrophyte detritus, and abundance patterns of megafaunal populations in submarine canyons. *Mar. Ecol. Prog. Ser.* 186, 137–148. <https://doi.org/10.3354/meps186137>
- Voituriez, B., 1981. Equatorial Upwelling in the Eastern Atlantic, in: Richards, F.A. (Ed.), *Coastal Upwelling*. American Geophysical Union, pp. 95–106. <https://doi.org/10.1029/CO001p0095>
- Volk, T., Hoffert, M.I., 1985. Ocean Carbon Pumps: Analysis of Relative Strengths and Efficiencies in Ocean-Driven Atmospheric CO<sub>2</sub> Changes, in: Sundquist, E.T., Broecker, W.S. (Eds.), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*. American Geophysical Union, pp. 99–110. <https://doi.org/10.1029/GM032p0099>
- Vonk, J.E., van Dongen, B.E., Gustafsson, Ö., 2008. Lipid biomarker investigation of the origin and diagenetic state of sub-arctic terrestrial organic matter presently exported into the northern Bothnian Bay. *Mar. Chem.* 112, 1–10. <https://doi.org/10.1016/j.marchem.2008.07.001>
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E., Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.* 21, 295–305.
- Wakeham, S.G., Canuel, E.A., 2006. Degradation and Preservation of Organic Matter in Marine Sediments, in: *Marine Organic Matter: Biomarkers, Isotopes and DNA, The Handbook of Environmental Chemistry*. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 295–321. [https://doi.org/10.1007/698\\_2\\_009](https://doi.org/10.1007/698_2_009)
- Wakeham, S.G., Farrington, J.W., Gagosian, R.B., 1984a. Variability in lipid flux and composition of particulate matter in the Peru upwelling region. *Org. Geochem.* 6, 203–215. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(84\)90042-1](https://doi.org/10.1016/0146-6380(84)90042-1)
- Wakeham, S.G., Lee, C., Farrington, J.W., Gagosian, R.B., 1984b. Biogeochemistry of particulate organic matter in the oceans: results from sediment trap experiments. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 31, 509–528. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(84\)90099-2](https://doi.org/10.1016/0198-0149(84)90099-2)
- Waksman, S.A., 1933. On the distribution of organic matter in the sea bottom and the chemical nature and origin of marine humus. *Soil Sci.* 36, 125–148.
- Walker, J.R., Massingill, J.V., 1970. Slump Features on the Mississippi Fan, Northeastern Gulf of Mexico. *GSA Bull.* 81, 3101–3108. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1970\)81\[3101:SFOTMF\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1970)81[3101:SFOTMF]2.0.CO;2)
- Walsh, J.J., 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature* 350, 53–55. <https://doi.org/10.1038/350053a0>
- Walsh, J.P., Nittrouer, C.A., 2009. Understanding fine-grained river-sediment dispersal on continental margins. *Mar. Geol.* 263, 34–45. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.016>
- Watanabe, H., Akiyama, M., 1998. Characterization of organic matter in the Miocene turbidites and hemipelagic mudstones in the Niigata oil field, central Japan. *Org. Geochem., Advances in Organic Geochemistry 1997 Proceedings of the 18th International Meeting on Organic Geochemistry Part I. Petroleum Geochemistry* 29, 605–611. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(98\)00082-5](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(98)00082-5)

- Waterson, E.J., Canuel, E.A., 2008. Sources of sedimentary organic matter in the Mississippi River and adjacent Gulf of Mexico as revealed by lipid biomarker and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$  analyses. *Org. Geochem.* 39, 422–439. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2008.01.011>
- Weber, M.E., Wiedicke, M.H., Kudrass, H.R., Hübscher, C., Erlenkeuser, H., 1997. Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geology* 25, 315–318. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<315:AGOTBF>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<315:AGOTBF>2.3.CO;2)
- Weijers, J.W.H., Schefuß, E., Kim, J.-H., Sinninghe Damsté, J.S., Schouten, S., 2014. Constraints on the sources of branched tetraether membrane lipids in distal marine sediments. *Org. Geochem.* 72, 14–22. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2014.04.011>
- Weijers, J.W.H., Schouten, S., Schefuß, E., Schneider, R.R., Sinninghe Damsté, J.S., 2009. Disentangling marine, soil and plant organic carbon contributions to continental margin sediments: A multi-proxy approach in a 20,000 year sediment record from the Congo deep-sea fan. *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 119–132. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2008.10.016>
- Weijers, J.W.H., Schouten, S., Spaargaren, O.C., Sinninghe Damsté, J.S., 2006. Occurrence and distribution of tetraether membrane lipids in soils: Implications for the use of the TEX86 proxy and the BIT index. *Org. Geochem., Advances in Organic Geochemistry 2005* 37, 1680–1693. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2006.07.018>
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 30, 377–392.
- Westberry, T., Behrenfeld, M.J., Siegel, D.A., Boss, E., 2008. Carbon-based primary productivity modeling with vertically resolved photoacclimation: carbon-based production model. *Glob. Biogeochem. Cycles* 22, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2007GB003078>
- Wetzel, A., 1993. The Transfer of River Load to Deep-Sea Fans: A Quantitative Approach. *AAPG Bull.* 77, 1679–1692.
- Whitaker, M.F., Giles, M.R., Cannon, S.J.C., 1992. Palynological review of the Brent Group, UK sector, north sea. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 61, 169–202. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.061.01.10>
- William Miller, I.I.I., 1995. Origin of Megaphytoclast Concentrations In Coarse-Grained Turbidites, Cretaceous of Northern California. *Tulane Stud. Geol. Paleontol.* 28.
- Winkelmann, D., Knies, J., 2005. Recent distribution and accumulation of organic carbon on the continental margin west off Spitsbergen: CARBON OFF SPITSBERGEN. *Geochem. Geophys. Geosystems* 6, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2005GC000916>
- Wood, S.E., Gorin, G.E., 1998. Sedimentary organic matter in distal clinofolds of Miocene slope sediments; Site 903 of ODP Leg 150, offshore New Jersey (U.S.A.). *J. Sediment. Res.* 68, 856–868. <https://doi.org/10.2110/jsr.68.856>
- Xiao, W., Wang, Y., Zhou, S., Hu, L., Yang, H., Xu, Y., 2016. Ubiquitous production of branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers (brGDGTs) in global marine environments: a new source indicator for brGDGTs. *Biogeosciences* 13, 5883–5894. <https://doi.org/10.5194/bg-13-5883-2016>
- Yu, B., Dong, H., Jiang, H., Lv, G., Eberl, D., Li, S., Kim, J., 2009. The Role of Clay Minerals in the Preservation of Organic Matter in Sediments of Qinghai Lake, NW China. *Clays Clay Miner.* 57, 213–226. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2009.0570208>
- Zabel, M., Bickert, T., Dittert, L., Haese, R.R., 1999. Significance of the sedimentary Al:Ti ratio as an indicator for variations in the circulation patterns of the equatorial North Atlantic. *Paleoceanography* 14, 789–799. <https://doi.org/10.1029/1999PA900027>

- 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. *Quat. Res.* 56, 207–217. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2261>
- Zachariasse, W.J., Schmidt, R.R., Van Leeuwen, R.J.W., 1984a. Distribution of foraminifera and calcareous nannoplankton in quaternary sediments of the eastern Angola basin in response to climatic and oceanic fluctuations. *Neth. J. Sea Res.* 17, 250–275.
- Zachariasse, W.J., Schmidt, R.R., Van Leeuwen, R.J.W., 1984b. Distribution of Foraminifera and calcareous nannoplankton in Quaternary sediments of the eastern Angola Basin in response to climatic and oceanic fluctuations. *Neth. J. Sea Res.* 17, 250–275.
- Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Mar. Lett.* 26, 317–329. <https://doi.org/10.1007/s00367-006-0048-9>
- Zavala, C., Arcuri, M., Blanco-Valiente, L., 2012. The importance of plant remains as diagnostic criteria for the recognition of ancient hyperpycnites. *Rev. Paléobiol. Genève Vol. Spéc.* 11, 457–469.
- Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Diaz, H.G., Contreras, C., 2011. A genetic facies tract for the analysis of sustained hyperpycnal flow deposits.
- Zell, C., Kim, J.-H., Dorhout, D., Baas, M., Sinninghe Damsté, J.S., 2015. Sources and distributions of branched tetraether lipids and crenarchaeol along the Portuguese continental margin: Implications for the BIT index. *Cont. Shelf Res.* 96, 34–44. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.01.006>
- Zhu, C., Weijers, J.W.H., Wagner, T., Pan, J.-M., Chen, J.-F., Pancost, R.D., 2011. Sources and distributions of tetraether lipids in surface sediments across a large river-dominated continental margin. *Org. Geochem.* 42, 376–386. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2011.02.002>
- Ziegler, M., Jilbert, T., de Lange, G.J., Lourens, L.J., Reichart, G.-J., 2008. Bromine counts from XRF scanning as an estimate of the marine organic carbon content of sediment cores: Bromine as estimator of sediment composition. *Geochem. Geophys. Geosystems* 9, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2007GC001932>



## Résumé

Le système turbiditique profond associé au fleuve Ogooué s'étend sur plus de 500 km au large des côtes Gabonaises. Le bassin versant du fleuve est soumis à un climat équatorial propice à la mise en place d'une couverture végétale très dense et les apports fluviaux en nutriments conduisent à une forte productivité primaire océanique dans le Golfe de Guinée. Ce système est ainsi un objet d'étude privilégié pour analyser les différents modes d'accumulation de matière organique au niveau d'une marge continentale dominée par un fleuve.

Une analyse morpho-bathymétrique de la zone, associée à l'interprétation de données de sismique très haute résolution a permis d'appréhender l'architecture et le mode de fonctionnement de ce système. Cette étude a permis de mettre en évidence une zone à forte densité de chenaux turbiditiques méandriformes alimentés par une rampe de plusieurs canyons entaillant le plateau continental mais non connectés au delta actuel du fleuve. La zone distale de lobes est quant à elle située au débouché d'une large vallée qui canalise les écoulements turbiditiques.

Des analyses sédimentaires (granulométrie, XRF, DRX) et géochimiques ( $\%C_{org}$ ,  $\delta^{13}C_{org}$ , palynofaciès, n-alcanes et tétraéthères) ont été réalisées sur neuf carottes Küllenberg prélevées dans différents environnements de dépôt du système. L'objectif est d'étudier la teneur en matière organique et son origine en fonction du mode de dépôt des sédiments et de comprendre la dynamique spatio-temporelle de son accumulation sédimentaire. Les analyses réalisées ont permis de révéler une binarité marquée dans les modes d'accumulation au sein de ce système. Les sédiments silto-argileux issus d'une sédimentation hémipélagique apportent peu de carbone organique continental mais une quantité importante de carbone organique marin qui forme des agrégats organo-minéraux avec les minéraux argileux de smectite exportés par le fleuve. Les écoulements turbiditiques sableux permettent quant à eux de faire transiter jusque dans les lobes distaux de fortes concentrations de débris végétaux très bien conservés. Ces séquences turbiditiques peuvent entraîner des enrichissements marqués en carbone organique continental ( $>5\%$  TOC) au niveau des levées des chenaux turbiditiques et des dépôts sableux de lobes et constituent le principal mode de dépôt de  $C_{org}$  dans ces éléments architecturaux.

La teneur en matière organique est également très fortement modulée par les variations glacio-eustatiques. Durant les périodes de bas niveau marin relatif, l'accumulation organique est bien plus forte que durant les périodes de haut niveau marin. Ces fluctuations s'expliquent par l'effet combiné d'une plus forte productivité marine enregistrée en période glaciaire et d'un transfert sédimentaire entre le continent et le domaine profond très intensifié grâce au bas niveau marin. L'activité du système turbiditique est en effet dépendante de la connexion entre le système fluvial et les têtes de canyons qui n'est possible que lorsque le niveau marin est bas. Bien que l'export de carbone continental vers l'océan dans ce système soit fort, les estimations du taux de préservation du carbone continental exporté par le fleuve montrent que la majorité du carbone est reminéralisé dans l'océan. Les taux de sédimentation relativement faibles sur l'ensemble du système du fait de la prédominance de la sédimentation hémipélagique sur la sédimentation turbiditique ne permettent pas une préservation optimale de la matière organique.

## Abstract

The Ogooué deep-sea turbidite system is located on the Gabonese margin and extends up to 500 km off the coastline. A dense vegetation due to the wet equatorial climate prevails on the Ogooué drainage basin and a strong primary productivity is observed in the waters of the Gulf of Guinea. These two features make the Ogooué system a good example to study the characteristics of organic carbon accumulation on a river-dominated ocean margin.

A morpho-bathymetric analysis of the area combined with a study of seismic lines allowed us to define the architecture and the dynamic of the system. It is composed of an area where numerous meandering channels are localized and fed in sediments by several aligned canyons. The canyons heads incise the shelf but do not extend to the present-day Ogooué delta. Terminal depositional lobes are present at the exit of a large valley that funnels turbidity currents.

Sedimentary (grain size, XRF, XRD) and geochemical ( $\%C_{org}$ ,  $\delta^{13}C_{org}$ , palynofacies, n-alkanes and GDGTs) analysis were performed on nine Küllenberg cores taken in different sedimentary environments of the system. These analyses aim at defining the  $C_{org}$  content of the cores as well as its origin and to link these parameters with the sedimentation type. The temporal and spatial repartition of carbon accumulation was also considered. Results show that hemipelagic sedimentation appears as quite inefficient to transport terrigenous organic carbon but is effective to bury marine organic carbon that forms aggregates with the smectite clay particles supplied by the river. Conversely, the sandy turbidites transport high quantity of terrigenous  $C_{org}$  to the deep sea areas. This  $C_{org}$  appears mostly under the form of well-preserved plant debris. These organic-rich turbidites ( $>5\%$  TOC) form the main way of deposition of organic carbon in the levees of the turbidite channels and in the terminal lobes.

Organic carbon accumulation is also strongly controlled by glacio-eustatic variations. Low sea-level periods are characterized by very high organic carbon accumulation compared with high sea-level periods. These variations are the results of the combination of a higher marine productivity during glacials and a more intense export of terrigenous particles (both mineral and organic) during sea-level lowstand. The turbidite system activity is indeed governed by the connection between the canyons 'heads and the riverine delta. This connection occurs only during lowstand. However, even though the export of organic carbon in the system is strong, the estimated preservation rates attest that most of the terrigenous organic carbon is mineralized in the ocean and not buried in the sediments. Globally low sedimentation rate on the whole system and the domination of hemipelagic over turbiditic sedimentation do not allow a better preservation of the organic material.