

N° d'ordre : 3263

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

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

Par M^{lle} **Emmanuelle DUCASSOU**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité : GEOLOGIE MARINE

Evolution du système turbiditique profond du Nil au cours du Quaternaire récent

Soutenue le : 29 novembre 2006

Après avis de :

Mme Lucilla CAPOTONDI, Chargé de Recherche CNR, Bologne
M. Philip WEAVER, Professeur, National Oceanographic Centre, Southampton

Rapporteurs

Devant la commission d'examen formée de :

M. Jacques GIRAUDEAU, Directeur de Recherche CNRS, Bordeaux
Mme Lucilla CAPOTONDI, Chargé de Recherche CNR, Bologne
M. Philip WEAVER, Professeur, National Oceanographic Centre, Southampton
Mme Anne MURAT, Maître de Conférences CNAM, Cherbourg
M. Thierry MULDER, Professeur, Université Bordeaux 1
M. Sébastien MIGEON, Maître de Conférences, UMR Géosciences Azur
M. Jean MASCLE, Directeur de Recherche CNRS, UMR Géosciences Azur

Président

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Directeur de thèse

Tuteur de thèse

Invité

2006

Et bien voilà, c'est fini !... Trois ans déjà.... Tout est passé si vite... Alors, arrivée au terme de ce travail, je veux remercier tous ceux qui m'ont aidé à le réaliser et qui m'ont soutenue durant ces quelques années passées au sein de l'Université Bordeaux 1.

Pour l'anecdote, tout a commencé dans un couloir, celui de sédimentologie de l'Université de Bordeaux. Thierry Mulder m'a tendu un document avec le genre de phrase qu'il affectionne particulièrement « tiens, c'est de la bonne lecture ! ». C'était le manuscrit de thèse de Lies Loncke. Et effectivement, tout a débuté là. Comme tu pourras le voir, Lies, tu n'es pas en reste dans ce manuscrit. C'était très stimulant de t'emboîter le pas dans ce déchiffrement du système du Nil.

Ma deuxième émulation s'est produite lorsque j'ai rencontré toute la fine équipe du Nil, et ce n'est pas peu dire ! C'était lors de la mission Nautinil, en septembre 2003 (le début de ma thèse). Les plus grands spécialistes de la Méditerranée orientale et du système turbiditique profond du Nil regroupés sur le même navire ! Et c'est donc au son de noms mythiques (Olympi, Napoli, Isis, Amon...) de volcans de boue (!) et au rythme des plongées quotidiennes du Nautile que j'ai commencé mon « initiation ». Parce que l'équipe « Nil » c'est une sorte de grande famille, sous la houlette patriarcale de Jean Mascle. Dans le désordre, je souhaite remercier Lies, Caroline, Stéphanie, Germain, Catherine Pierre, Swanne, Jean-Paul Foucher, Gert de Lange, Anke, Vincent, Ingo, Eric Deville, Alina, John Woodside, Benoît Loubrieu, Hélène Ondréas, et j'en oublie...

Et puis les missions à la mer se sont succédées. Participer à 3 campagnes à la mer sur mon site d'étude a été pour moi une expérience enrichissante sous de multiples aspects. Pour cela je tiens à remercier Jean Mascle. Elles ont été de grandes aventures collectives où j'ai côtoyé des gens de diverses nationalités, diverses cultures et divers caractères. Je crois que j'ai appris autant sur le pont des différents navires océanographiques autour du banc de découpe, en salle de description, autour du sonar, de la Niskin ou encore des filets à plancton, que sur les bancs des différents amphithéâtres que j'avais fréquenté précédemment.

C'est donc très sincèrement que je remercie l'ensemble de l'équipe avec qui j'ai travaillé pendant 3 ans et qui ont contribué à ce travail avec leurs compétences respectives.

En premier lieu, merci à Thierry Mulder, directeur de mon travail, pour la confiance qu'il m'a toujours accordé quelque soit mes idées, mais aussi pour son soutien et son humour (si, si !). Il m'a donné de nombreuses opportunités de faire connaître mes travaux, lors de congrès internationaux. Il m'a également permis de me joindre aux études de terrain dans les Grès d'Annot réalisées dans le cadre du chantier « Turbidites » du GDR Marges et ainsi d'aller « gratter du cailloux », un exercice que j'affectionne particulièrement. Merci Thierry ! J'espère que nous aurons l'occasion de travailler à nouveau ensemble.

Merci à Eliane Gonthier pour son enseignement rigoureux et méticuleux, même si on n'était pas toujours d'accord ! Je garderai en mémoire notamment de longues séances d'étude des carottes Fanil et Noé à la cave.

Un grand merci à Sébastien Migeon qui a également accepté de m'encadrer pendant ces 3 années. Il a suivi l'évolution de mes travaux et contribué à l'amélioration de ce manuscrit par sa lecture minutieuse et son esprit critique. Je le remercie également pour son accueil (ainsi que toute sa petite tribu !) à Nice, ses conseils et sa bonne humeur. Je suis très heureuse de poursuivre l'aventure Nil à tes côtés.

Deux personnes m'ont initié à la micropaléontologie, et plus particulièrement aux foraminifères planctoniques : Josette Duprat et Lucilla Capotondi, et je les remercie pour leur très grande disponibilité et leur patience. Si elles m'ont fait découvrir un monde que je ne connaissais pas, nous avons également partagé l'amour des choses bien faites.

Le professeur Phil Weaver a accepté d'être rapporteur de ma thèse et a passé un temps considérable pour la corriger dans ses moindres détails bien qu'elle soit en grande partie rédigée en français. Je lui dois une grande partie de la qualité finale de ce manuscrit et je lui sais gré de ses conseils et réflexions sur la thèse.

Lucilla Capotondi, a aussi accepté d'être rapporteur de ma thèse. Bien que n'étant pas spécialiste de la sédimentologie, elle a rempli cette tâche avec une extrême rigueur. Ses commentaires ont été très bénéfiques à la version finale de ce manuscrit.

Je tiens également à exprimer mes chaleureux remerciements à Jacques Giraudeau, non seulement pour avoir accepté de présider ce jury (pour la première fois !) mais également pour

l'intérêt qu'il porte à mes travaux malgré la différence de nos thématiques de recherche. Il a toujours été là pour apporter un regard neuf sur mes résultats. Je le remercie pour sa patience et son implication.

Enfin, Anne Murat et Jean Mascle, examinateurs de ma thèse, ont aussi témoigné d'un grand intérêt pour mes résultats. Lors de ma soutenance, ils ont soulevé des questions très pertinentes qui ouvrent de nouvelles perspectives pour mes recherches futures. Et merci Jean de me permettre de poursuivre dans cette voie à tes côtés.

Merci à tous pour toute l'attention que vous avez portée à mon travail.

Je veux remercier un grand nombre de personnes à Bordeaux qui ont été ouverts à des discussions malgré des spécialités différentes. Je peux bien le dire aujourd'hui, cette diversité m'a énormément servi. Un grand merci à Thierry Corrège, Michel Crémer, Bruno Malaizé, Francis Grousset, Patrice Castaing, Maria Sanchez-Goñi, Pierre Carbonel, Sébastien Zaragosi, Jean-Louis Turon, Laurent Londeix. Un grand merci aussi à Domi, Gégé, Olivier, Bernard et Joël sans qui tous les résultats que vous allez bientôt découvrir n'auraient pu voir le jour !

Je remercie également l'ensemble du personnel du laboratoire Géosciences Azur à Villefranche-sur-Mer pour l'accueil réservé à chacune de mes visites et séances d'ouverture de carottes. Depuis l'hébergement de bureau de Sébastien, les discussions avec Jean, en passant par les thésards et les post-docs et tous ceux dont je ne me souviens pas les noms mais ça ne saurait tarder ! Egalement un grand merci à Véronique Gourbaud grâce à qui tous les petits tracas tels ordres de mission, réservations en tout genre, crédits X ou Y, papiers à remplir et/ou à signer en dernière minute n'étaient que jeux d'enfants !

Un grand merci à tous ceux avec qui j'ai partagé les moments de stress et de joie pendant ces 3 ans. Je pense notamment à mes collègues et amis thésards. Je garderai longtemps le souvenir des repas au RU, des pauses café, les pots du labo avec les thésards bordelais : Vincent (j'peux pas j'vais courir, et la variante hivernale, j'peux pas j'ai muscu), Matthieu (j'peux pas j'ai piscine), Cédric (mauvais caractère, va !), Elsa (la confidente de tous les instants), Julie (avec qui j'ai partagé pendant 2 ans et demi le bureau et qui aura supporté mon « envahissement »...certains comprendront !), Jonathan (qui a pris la dure relève de

cohabiter avec moi pendant les derniers mois), Vincent (j'peux pas j'ai squash), Tristan (sacré Tristan !), Tim (toujours en partance), Fred, Stéphane, Dorothée, Céline, Alex, Filipa, Bruno, Anne, Gwen, Franck, Marc-Vincent, Elodie, Delphine, Samuel, Hanna...

Je vous souhaite à tous plein de bonnes choses, du bonheur, de l'amour et de la réussite...

J'ai aussi une pensée amicale pour tous les excités de la pagaie du club de Mérignac, sans vous ça aurait été moins drôle : Philou et Marie, Ludo (Petit Scarabée), Clémence, Thomas, Patrick et Coralie, Jean-Didier, Isabelle, Céline et Denis, Geneviève et Gérard, Philippe et Clara... J'espère avoir encore longtemps l'occasion de braver les rivières et la mer à vos côtés dans nos frêles embarcations.

Et puis mes sponsors officiels. Mes parents m'ont toujours soutenu dans mes études et m'ont fait confiance quelque soit mes choix. Merci pour ça mais surtout pour tout le reste. Les vieux de la vieille : Mica, AnneSo et Magali, toujours là quand il faut, et ça fait longtemps que ça dure !

Enfin et surtout, je finirai par celui qui a dû supporter mon absence, mon manque de disponibilité et le stress des derniers mois. Julien, je tiens tout simplement à te dédier cette thèse.

Résumé

Ce travail, basé sur l'analyse et l'interprétation de prélèvements (carottes kullenberg et calypso) calibrées avec des données acoustiques (sismique 3,5 kHz et multifaisceaux), propose une reconstruction du fonctionnement sédimentaire récent (derniers 250 ka) du système turbiditique profond du Nil (STPN).

Pour cela, une étude stratigraphique détaillée et basée sur plusieurs outils a été nécessaire pour dater des séries sédimentaires riches en événements gravitaires et s'étendant sur plusieurs cycles glaciaire/interglaciaire. C'est l'établissement d'une écostratigraphie basée sur les assemblages de foraminifères planctoniques et calibrée avec des outils isotopiques et téphrochronologiques qui a permis d'atteindre une résolution d'étude proche de 2000 ans.

Les résultats obtenus montrent que contrairement à la majorité des grands STP argilo-silteux modernes, alimentés par une source ponctuelle, le domaine profond de la marge nilotique comprend plusieurs éventails dont certains ont été alimentés en même temps.

L'analyse détaillée des faciès et séquences sédimentaires a permis de mettre en évidence un fonctionnement sédimentaire lié aux conditions environnementales affectant le bassin versant du fleuve Nil et son delta. Ainsi, dans le STPN, le forçage climatique nuance le forçage glacio-eustatique classique et à l'origine des modèles stratigraphiques actuels. Les contrastes climatiques de l'Afrique nord orientale permettent notamment l'alimentation d'éventails turbiditiques pendant des périodes de haut niveau marin. Les crues majeures du Nil sont également à l'origine de processus de transport et de dépôt jusque-là peu documentés.

Mots clés : système turbiditique du Nil, éventail, Méditerranée orientale, stratigraphie, forçages sédimentaires, climat, glacio-eustatisme, Quaternaire, dépôts de crue.

Abstract

Based on the analysis and interpretation of cores (kullenberg and calypso) calibrated with acoustic data (3.5 kHz seismic and swath bathymetry data), this study proposes a reconstruction of the recent sedimentary history (last 250 kyrs) of the Nile deep-sea turbidite system (NDSTS).

A detailed stratigraphic study based on several techniques has been necessary to date sedimentary series with abundant gravity events and spreading over several glacial/interglacial cycles. With the establishment of an ecostratigraphy based on planktonic foraminifer assemblages and calibrated with isotopic and tephrochronologic tools we have reached a study resolution close to 2000 yrs.

The results obtained permit the interpretation of all channel-levee systems located on the margin as a multi-source system. Indeed, in contrast to the majority of large modern muddy DSTS, fed by a punctual source, the Nile margin has several small-sized channel-levee systems and some of them were fed at the same time.

The detailed analysis of sedimentary facies and sequences provide evidence for a sedimentary functioning linked to environmental conditions affecting the drainage basin of the Nile river and its delta. Thus, in the NDSTS, the climate forcing qualifies the classical glacio-eustatic forcing at the source of modern stratigraphic models. Climatic contrasts in NE Africa allow in particular the feeding of turbiditic channel-levee systems during high sea-level stands. Major Nile floods are also the source of transport and depositional processes poorly documented until now.

Keywords: Nile deep-sea turbidite system, channel-levee systems, eastern Mediterranean, stratigraphy, sedimentary forcing, climate, glacio-eustatism, Quaternary, flood deposits.

Sommaire

INTRODUCTION	15
---------------------------	----

PARTIE 1 : GENERALITES

CHAPITRE I : Processus gravitaires et système turbiditiques profonds	25
---	----

A – Les processus gravitaires.....	27
1) <i>Les glissements en masse</i>	27
2) <i>Les écoulements</i>	28
3) <i>Transformations des écoulements</i>	33
B – Systèmes turbiditiques profonds.....	36
1) <i>Morphologie</i>	36
2) <i>Modèles synthétiques</i>	37
3) <i>Géométrie/architecture</i>	40
4) <i>Éléments architecturaux</i>	40
C – Facteurs de contrôle.....	48
1) <i>Eustatisme</i>	48
2) <i>Contraintes géologiques régionales</i>	51
3) <i>Climat</i>	53

CHAPITRE II : Contexte géologique et environnemental du Nil	55
--	----

A – Géologie régionale et de la marge.....	57
1) <i>Cadre sismo-tectonique</i>	57
2) <i>Volcanisme sur le pourtour méditerranéen</i>	60
3) <i>Mont Eratosthène</i>	61
4) <i>Tectonique salifère</i>	62
5) <i>Remontées de fluides</i>	65
B – Contexte climatique.....	68
1) <i>Climat actuel de la Méditerranée orientale et du NE de l’Afrique</i>	68
2) <i>L’évolution générale du climat</i>	69
3) <i>Les Pluviaux et les Arides au Sud du bassin</i>	70
4) <i>La théorie astronomique des climats et les index de moussons</i>	73

C – Contexte hydrologique	75
1) <i>Le régime du fleuve Nil</i>	75
2) <i>La circulation des masses d'eau dans le bassin levantin</i>	80
3) <i>La formation des sapropèles</i>	83
D – Système du Nil	86
1) <i>Le fleuve et son delta aérien</i>	86
2) <i>Le système turbiditique profond</i>	94
E – Contexte stratigraphique en Méditerranée orientale.....	103
1) <i>Lithostratigraphie (sapropèle)</i>	103
2) <i>Biostratigraphie</i>	104
3) <i>Isotopes de l'oxygène</i>	106
4) <i>Tephrochronologie</i>	107
CHAPITRE III : Données et méthodes	109
A - Outils.....	111
1) <i>Positionnement</i>	111
2) <i>Bathymétrie multifaisceaux, imagerie</i>	111
3) <i>Sismique HR, THR</i>	112
4) <i>Carottage</i>	113
B – Méthodes d'analyse et données	115
1) <i>Bathymétrie</i>	115
2) <i>Sismique</i>	117
3) <i>Carottage : sédimentologie</i>	117
4) <i>Stratigraphie</i>	124
PARTIE 2 : LE SYSTEME TURBIDITIQUE PROFOND DU NIL	
CHAPITRE I : Stratigraphie du système turbiditique profond du Nil	135
A – Résumé des principaux résultats	137
B - Article “Multiproxy Late Quaternary stratigraphy of the Nile deep-sea turbidite system – Towards a chronology of deep-sea terrigenous systems”	138
C – Nouveaux résultats	161

1) <i>Ecostratigraphie de l'Holocène terminal</i>	161
2) <i>Datations ¹⁴C</i>	162
CHAPITRE II : Processus sédimentaires récents	167
A – La sédimentation pélagique et hémipélagique	169
1) <i>Caractérisation</i>	169
2) <i>Répartition et variabilité spatiale</i>	173
3) <i>Calibration écho-faciès/carottes</i>	174
B - Glissements	174
1) <i>Caractérisation</i>	174
2) <i>Répartition et variabilité spatiale</i>	175
3) <i>Calibration écho-faciès/carottes</i>	176
C - Ecoulements	177
1) <i>Coulées de débris</i>	177
2) <i>Ecoulements turbulents</i>	180
3) <i>Ecoulements liés aux crues : article « Nile floods recorded in deep Mediterranean sediments »</i>	193
CHAPITRE III : Synthèse : évolution du système à différentes échelles	213
A – Evolution générale	215
1) <i>SIM 7</i>	216
2) <i>SIM 6</i>	217
3) <i>Terminaison II</i>	221
4) <i>SIM 5</i>	224
5) <i>SIM 4 et 3</i>	228
6) <i>SIM 2</i>	230
7) <i>Terminaison I</i>	233
8) <i>Holocène: Optimum Climatique</i>	236
9) <i>Holocène: post Optimum Climatique</i>	239
10) <i>Conclusion : évolution spatiale du système à grande échelle</i>	242
B – Evolution à l'échelle des provinces	243
1) <i>Province occidentale</i>	244
2) <i>Province centrale</i>	260
3) <i>Province orientale</i>	266

4) <i>Province extrême orientale</i>	271
5) <i>Conclusions</i>	276
C – Facteurs de contrôle ; implication sur la dispersion sédimentaire	280
1) <i>Contexte géologique régional</i>	280
2) <i>Variabilité climatique quaternaire</i>	285
3) <i>Conclusion : contrôle du transfert sédimentaire par les forçages liés à la variabilité climatique quaternaire</i>	293
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	297
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	307
ANNEXE : fiches descriptives des tephra	331

Table des illustrations

PARTIE 1

Figure I-1 : classification globale des mouvements en masse sous-marins, d'après Mulder et Cochonat (1996).....	28
Figure I-2 : représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et les dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001).	31
Figure I-3 : description des différents types de séquences sédimentaires rencontrées dans les dépôts d'origine turbiditique (Shanmugam, 2000) : la séquence de Bouma (1962) et ses extensions pour les turbidites sableuses (Lowe, 1982) et les turbidites argilo-silteuses (Stow et Shanmugam, 1980).	33
Figure I-4 : schéma illustrant le type de dépôt issu de processus de transports gravitaires. Les glissements sont caractérisés par des mouvements en translation, cohérents, au-dessus d'un plan de cisaillement ; ils ne montrent pas de déformations internes. Les slumps sont caractérisés par un mouvement de rotation et une surface de glissement concave ; ils montrent des déformations internes. Les coulées de débris transportent les sédiments en une masse incohérente, visqueuse dans laquelle les mouvements inter-granulaires prédominent par rapport à des mouvements cisailants. Si le contenu en fluide augmente, une coulée de débris peut devenir un courant de turbidité. Ce diagramme n'implique cependant pas que tous les glissements évoluent vers des slumps et des coulées de débris ou que tous les courants de turbidité soient issus de coulées de débris, mais cela demeure une possibilité (Shanmugam et al., 1995).	34
Figure I-5 : modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire en fonction du temps et/ou de l'espace (Middleton et Hampton, 1973).....	34
Figure I-6 : modèle de Kneller (modifié d'après Kneller, 1995): évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés.	35
Figure I-7 : classification des systèmes turbiditiques profonds actuels sur les bassins marginaux basée sur le volume et la granularité des particules disponibles et sur la nature du système d'alimentation (Reading et Richards, 1994).....	39
Figure I-8 : complexe chenal-lobe synthétique d'après Galloway (1998). (A) Slump et coulées de débris ; (B) coulées de débris ; (C) turbidites tronquées au sommet et coulées de débris sableuses ; (D) dépôts de levées argilo-silteuses ; (E) turbidites tronquées à la base et dépôts hémipélagiques ; (F) turbidites tronquées au sommet ; (G) empilement de turbidites des lobes proximaux ; (H) turbidites des lobes médians ; (I) turbidites tronquées à la base des lobes distaux.	43
Figure I-9 : schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (d'après Migeon, 2000). Un même écoulement turbiditique peut générer plusieurs débordements successifs (1, 2 et 3). La succession de ces débordements, suivi de la décantation du « nuage turbiditique » (4) provoque la mise en place de séquences argilo-silteuses normalement granoclassées.	44
Figure I-10 : exemple d'avulsion illustrant le développement d'un nouveau système chenal-levées. Cas de l'éventail de l'Amazone (Piper et al., 1997).....	45

Figure I-11 : modèle des séquences de dépôt détritique profond en fonction des variations du niveau marin relatif (Posamentier et al., 1991).	49
Figure II-1 : situation géodynamique de la Méditerranée orientale. La zone d'étude est indiquée par un cadre en pointillés (Masclé et al., 2000).....	58
Figure II-2 : carte simplifiée du cadre sismo-tectonique affectant le bassin versant du Nil, d'après El-Araby et Sultan (2000), Adamson et Williams (1980), Williams et Williams (1980).	59
Figure II-3 : synthèse des événements volcaniques et tectoniques majeurs au cours du Quaternaire récent en Afrique de l'Est.....	60
Figure II-4 : la Méditerranée et les principaux volcans actifs au Quaternaire (Keller et al., 1978).....	61
Figure II-5 : carte bathymétrique du Mont Eratosthène (O. Sardou).....	62
Figure II-6 : schéma simplifié illustrant les concepts de subsidence différentielle et étalement gravitaire lors du dépôt sur un niveau de sel d'un prisme sédimentaire (Vendeville, 1999 dans Loncke, 2002).	63
Figure II-7 : carte morphostructurale du STPN issue de l'analyse des données de bathymétrie, de réflectivité et de sismique réflexion (campagnes Prised II et Fanil) (Loncke, 2002).	64
Figure II-8 : bathymétrie ombrée du STPN sur laquelle sont reportés les différents types d'émanations de fluides répertoriées. Les cercles noirs indiquent les volcans de boue coniques. Les étoiles les cheminées gazeuses. Les points rouges les <i>pockmarks</i> et suintements d'hydrocarbures. En bleu les anomalies de réflectivités moins nettes mais peut être liées à des suintements de fluides (Loncke, 2002).	67
Figure II-9 : carte de l'Afrique montrant la position de la ZCIT, des vents (flèches gris clair) et des précipitations (flèches gris sombre) en hiver (A) et en été (B), modifié d'après Gasse, (2000; 2006).....	68
Figure II-10 : carte de localisation des différents lacs ayant fait l'objet d'études paléoclimatologiques. 1 : paléolacs du NW du Soudan et SW de l'Egypte (oasis de Selima, oueds Hidwa, Arid, Hussein, dépression d'Oyo, Bir Tarfawi, Bir Sahara, Debis West, Selima sandsheet et Gebel Nabta (Szabo et al., 1995)) ; 2 : paléolac saisonnier à la confluence Nil Blanc/Nil Bleu (Williams et al., 2000).	70
Figure II-11 : synthèse des différentes périodes humides (pluvial) et des épisodes secs (aride) enregistrés au sud du bassin du Nil (Gasse et Street, 1978; Servant et Servant-Vildary, 1980; Gaven et al., 1981; Petit-Maire, 1982; Said, 1983; Talbot et Livingstone, 1989; Klein et al., 1990; Said, 1993; Szabo et al., 1995; Johnson, 1996; Beuning et al., 1997; Gasse, 2000; Williams et al., 2000; Weldeab et al., 2002; Schuster et al., 2005).....	72
Figure II-12 : corrélation de deux séries temporelles indépendantes : la variation de l'index de mousson/insolation, et l'enregistrement géologique des sapropèles marins profonds en Méditerranée orientale, au cours des derniers 465 000 ans (Rossignol-Strick, 1985).	74
Figure II-13 : carte du bassin versant du Nil et des reliefs traversés.	76
Figure II-14 : carte de répartition des précipitations sur le bassin versant du Nil, modifié d'après Said, (1993).	78

Figure II-15 : diagramme montrant les fluctuations des volumes d'eau délivrés à différents points du cours du Nil ainsi que les crues estivales provoquées par les tributaires éthiopiens (Nil Bleu et Atbara) ; modifié d'après Said, (1993).	79
Figure II-16 : représentation schématique de la circulation thermohaline en Méditerranée (Lascaratos et al., 1999).	80
Figure II-17 : cellule thermohaline ouverte de la couche supérieure de la Méditerranée (Malanotte-Rizzoli, 2001). Gris clair : eaux atlantiques de surface (AW); gris : eaux levantines intermédiaires (LIW) et eaux levantines de surface (LSW); noir : eaux profondes méditerranéennes occidentales et orientales (WMDW et EMDW).	81
Figure II-18 : représentation schématique des courants majeurs de surface du bassin et des systèmes de tourbillons océaniques ainsi que leur variabilité saisonnière, d'après Pinardi et Masetti, (2000). 0 : Courant Liguro-Provençal ; 1 : Tourbillon cyclonique du Lion ; 2 : Circulation cyclonique en Mer Thyrrhénienne avec un affaiblissement estivale et un tourbillon anticyclonique oriental ; 3 : Courant algérien (3a) et petits tourbillons, Courant Atlantique-Ionien (3e) se séparant en Courant Atlantique-Ionien (3b, 3c, 3d) et en Courant Moyen-Méditerranéen (3f) ; 4 : Tourbillon cyclonique de Rhodes ; 5 : Tourbillon cyclonique crétois occidental ; 6 : Tourbillon cyclonique ionien occidental ; 7 : Tourbillon anticyclonique du Golfe de Syrte ; 8 : Système de tourbillons cycloniques de Shikmona et de Mersa-Matruh ; 9 : Courant cilicien et d'Asie Mineure ; 10 : Tourbillon cyclonique de Iera-Petra ; 11 : Tourbillon cyclonique de Pénélope ; 12 : Tourbillon cyclonique sud adriatique ; 13 : Courant côtier ouest adriatique.	82
Figure II-19 : présentation schématique de la circulation verticale en Méditerranée orientale à l'actuel (A) et aux époques de formation de sapropèles (B), modifié d'après Rohling, (1994).	85
Figure II-20 : succession des différents Nil et événements majeurs qui ont contrôlé la morphologie de la vallée du Nil (d'après Said, (1981; 1993)) corrélée aux épisodes humides/arides enregistrés sur le bassin versant du fleuve.	88
Figure II-21 : image satellite Landsat (1972-1990) (A) et carte géologique (B) centrées sur le delta aérien du Nil, région fertile entourée de zones désertiques, d'après Stanley et Warne (1998) dans Loncke (2002).	91
Figure II-22 : cartes paléogéographiques par tranche de temps détaillant l'évolution du nord du delta du Nil de ~30 à ~2 ka (Stanley et Warne, 1993).	93
Figure II-23 : bathymétrie ombrée de l'ensemble du STPN. Quatre grandes provinces morpho-structurales ont été décrites par Loncke (2002).	95
Figure II-24 : carte bathymétrique de la province occidentale (O. Sardou).	96
Figure II-25 : schémas simplifiés illustrant la stratigraphie sismique de l'éventail supérieur de Rosetta. En haut, bathymétrie ombrée avec un cadre représentant la zone analysée pour établir cette stratigraphie (éventail supérieur). Cet édifice est formé de deux unités de chenaux-levées séparées par des événements d'érosion et de glissement. Ces unités de chenaux-levées imbriquées reposent sur les glissements violet, bleu, jaune et vert. L'abréviation Gl correspond à Glissement ; chaque système chenalisé a la nomenclature suivante : numéro d'unité + ordre de mise en place (Loncke, 2002).	98
Figure II-26 : carte bathymétrique de la province centrale (O. Sardou).	99
Figure II-27 : carte bathymétrique de la province orientale (O. Sardou).	101

Figure II-28 : chenaux déconnectés de la province orientale (Loncke, 2002).	102
Figure II-29 : carte bathymétrique de la province extrême orientale ou levantine (O. Sardou).	102
Figure II-30 : stratigraphie en Méditerranée orientale : bases des sapropèles d'après Cita et al. (1977) et Hilgen (1991), nannofossiles calcaires d'après Castradori (1993), biozones des foraminifères planctoniques d'après Ericson et Wollin (1968) et stades isotopiques d'après Shackleton et al. (1990) dans Narcisi et Vezzoli (1999).	105
Figure III-1 : principe du carottage à l'aide d'un carottier à piston de type Küllenberg.	114
Figure III-2 : comparaison des carottiers Küllenberg/Calypso.	115
Figure III-3 : plan de positionnement des données bathymétriques, d'imagerie et sismiques. En bleu, routes de la campagne Prised II. En rouge, routes de la campagne Fanil. En violet, position des profils BP-Egypt. En noir, les routes de la campagne Médisis. Les étoiles indiquent l'emplacement des carottes prélevées lors de la campagne Fanil (Loncke, 2002).	116
Figure III-4 : synthèse des écho-faciès identifiés par (Loncke, 2002; Loncke et al., 2002). Chaque écho-faciès a une ou des significations sédimentaires particulières, et ces sédiments se sont déposés selon des processus sédimentaires particuliers. L'exagération verticale des profils est de 30.	118
Figure III-5 : carte de localisation des carottes étudiées.	120
Figure III-6 : les deux morphotypes de <i>Globigerinoides ruber alba</i> . A : <i>G. ruber var. alba</i> . B : <i>G. gomitulus</i>	127
Figure III-7 : foraminifères benthiques. A : <i>Hyalinea baltica</i> . B : <i>Fursenkoina fusiformis</i> . .	128
Figure III-8 : ptéropodes genre <i>Limacina</i> . A : <i>L. inflata</i> . B : <i>L. retroversa</i> . C : <i>L. lesueurii</i> .	128

PARTIE 2

Figure I- 1 : fréquence des foraminifères planctoniques en fonction de la profondeur dans le sommet de la carotte MS27PT. Sur le log synthétique, le sommet du sapropèle S1 est représenté en gris foncé, les contacts progressifs de couleur sont illustrés en pointillés. Les écozones identifiées sont indiquées à droite du diagramme ainsi que les datations radiocarbone de leurs limites.	162
Figure I- 2 : écozones identifiées d'après la fréquence des foraminifères planctoniques, en fonction de la profondeur, dans le sommet de la carotte 84MD637 et datations radiocarbone des limites des cinq premières écozones.....	164
Figure II-1 : carte de répartition des écho-faciès 3,5 kHz, superposée à un schéma morphostructural simplifié où sont représentés chenaux et failles observés en surfaces (Loncke et al., 2002), et corrélés avec les carottes étudiées.....	170
Figure II-2 : photographies, images rX et microscopie des différents faciès illustrant la sédimentation ubiquiste dans l'ensemble des carottes du STPN. Carotte 84MD643, section 1, 0-16 cm ; section 1, 60-70 cm ; carotte 84MD636, section 3, 256-272 cm (sapropèle 3).	171

Figure II-3 : images rX des différents faciès illustrant les glissements dans l'ensemble des carottes du STPN. Carottes FKS07, section 5, 472-487 cm (A); section 8, 696-711 cm (A); 84MD647, section 2, 226-265 cm (B), NLK13, section 5, 397-416 cm (C) et 84MD654, section 4, 450-470 cm (D).	175
Figure II-4 : photographies et images rX des faciès illustrant les processus de coulées de débris et de coulées de volcan de boue. Carottes 84MD644, section 3, 338-360 cm ; MS35PC, section 5, 372-419 cm et FKS06, section 9, 820-835 cm.....	178
Figure II-5 : photographie, images rX, lame mince et granulométrie illustrant les séquences argilo-silteuses et leur variabilité. Carottes FKS07, section 2, 148-163 cm, NLK04F, section 1, 53-61 cm; NLK16, section 4, 303-309 cm et 314-327 cm.	181
Figure II-6 : photographie, images rX et granulométrie illustrant les séquences sableuses et sablo-silteuses. Carotte FKS05, section 7, 657-680 cm ; 84MD652, section 5, 586-592 cm et FKS07, section 7, 655-679 cm.	183
Figure II-7 : photographie, images rX, granulométrie et teneurs en carbonates de la séquence turbiditique sableuse bioclastique. Carotte FKS06, sections 7 et 8, 610-725 cm.	185
Figure II-8 : localisation des carottes du chenal (MS46PC) et de la levée (MS44PC) amont (cadre rouge) et des carottes du chenal (FKS05) et de la levée (NLK04F) aval du système chenal-levées le plus récent sur la carte bathymétrique.	187
Figure II-9 : comparaison des logs des carottes amont et aval du chenal principal du système le plus récent.....	188
Figure II-10 : comparaison des logs des carottes amont et aval des levées du système le plus récent.	190
Figure II-11 : localisation des carottes des lobes sur l'imagerie acoustique (réflectivité) du système chenal-levées le plus récent.	191
Figure II-12 : comparaison des logs des carottes des lobes terminaux du système le plus récent. MS35PC et FKS07 appartiennent aux lobes de forte réflectivité, NLK14 et NLK16 appartiennent au lobe de faible réflectivité.	192
Figure III-1 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période de haut niveau marin relatif du stade isotopique 7 (190 – 242 ka). 218	218
Figure III-2 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période pluviale saharienne pendant le bas niveau marin relatif du stade isotopique 6 (135 – 190 ka).....	220
Figure III-3 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période pluviale saharienne pendant la terminaison II (127 – 135 ka) et les transgressions marines.....	223
Figure III-4 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période pluviale saharienne pendant les hauts niveaux marins relatifs du stade isotopique 5 (70 – 127 ka). Les barres obliques noires sur les symboles des carottes indiquent des anomalies dans la sédimentation.....	226
Figure III-5 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période de bas niveaux marins relatifs des stades isotopiques 3 et 4 (25 – 70 ka).....	229

Figure III-6 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période aride du stade isotopique 2 / dernier maximum glaciaire (12,5 – 25 ka) et du bas niveau marin relatif.	232
Figure III-7 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours du début de la période pluviale nabtienne / deuxième partie de la transgression marine (10 – 12,5 ka).	235
Figure III-8 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période pluviale nabtienne de l'Optimum Climatique holocène (5 – 10 ka).	238
Figure III-9 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période aride holocène post Optimum Climatique (5 ka – Actuel).	241
Figure III-10 : taux de sédimentation pour les carottes des éventails E3, E4 et E4bis à la limite des provinces occidentale et centrale, courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004) et courbe de variation des isotopes de l'oxygène obtenue dans le cadre de cette étude. Carte de localisation de ces carottes.	245
Figure III-11 : taux de sédimentation pour les carottes prélevées dans l'éventail le plus récent (E5) de la province occidentale, courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004) et courbe de variation des isotopes de l'oxygène obtenue dans le cadre de cette étude. La localisation précise de ces carottes peut se faire sur les cartes du chapitre précédent des figures II-8 et II-11.	246
Figure III-12 : taux de sédimentation pour les carottes prélevées sur la pente de la province occidentale, courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004) et courbe de variation des isotopes de l'oxygène obtenue dans le cadre de cette étude. Carte de localisation de ces carottes. La carotte FKS06 correspond à la pente aval, les autres carottes à la pente amont.	247
Figure III-13 : corrélation des faciès sédimentaires des carottes prélevées dans les éventails E3 et E4 au nord de la province occidentale et à la limite de la province centrale. Les limites entre les périodes sont en trait plein lorsque les dates ont été clairement identifiées, les limites non délimitées par un trait plein peuvent être déplacées de plus ou moins quelques centimètres.	250
Figure III-14 : corrélation des faciès sédimentaires pour les carottes prélevées dans le chenal de l'éventail E5 et ses levées.	252
Figure III-15 : corrélation des faciès sédimentaires pour les carottes prélevées dans les lobes distaux de l'éventail E5.	253
Figure III-16 : corrélation des faciès sédimentaires sur les carottes prélevées au niveau de la pente continentale de la province occidentale.	255
Figure III-17 : positionnement de la carotte MD04-2728 sur le profil le plus proche (HR23, voir la localisation sur la figure III-18) et corrélation des unités sismiques et lithologiques du glissement et des séquences de levée (Migeon et al., 2005).	256
Figure III-18 : géométrie et chronologie comparée des trois éventails de la province occidentale E3, E4bis et E5 à partir de la sismique HR (Migeon et al., 2005).	258
Figure III-19 : géométrie et chronologie comparée des différents chenaux des éventails de la province occidentale E3 et E4bis à partir de la sismique HR (Migeon et al., 2005).	258

- Figure III-20 : chronologie relative de la mise en place des éventails (E3, E4, E4bis et E5) de la province occidentale et des principales avulsions. L'éventail E2 sera discuté et détaillé dans le paragraphe concernant la province centrale. Les flèches blanches indiquent la migration des éventails, les flèches noires indiquent les avulsions au sein d'un éventail. Les trois zones de couleur (rouge, jaune et bleu) (Garziglia et al., soumis ; Annexe 2) représentent trois glissements majeurs datés avec des carottes..... 259
- Figure III-21 : taux de sédimentation pour les carottes prélevées dans la province centrale, courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004) et courbe de variation des isotopes de l'oxygène obtenue dans le cadre de cette étude. Carte de localisation de ces carottes. 261
- Figure III-22 : corrélation des faciès sédimentaires des carottes prélevées dans la province centrale. 263
- Figure III-23 : synthèse des différents processus sédimentaires au Quaternaire récent dans la province centrale. Les tronçons de chenaux des éventails datés, E2 et E4, sont respectivement en noir et en bleu. Les tronçons de chenaux observables sur la bathymétrie mais non datés sont en blanc. La couverture sédimentaire affectée de fluage sur une débrite de très grand volume est représentée en jaune ; les instabilités locales liées à la tectonique salifère sont représentées en rouge. Cartographie de ces instabilités et du complexe glissé d'après Loncke et al. (soumis) ; (Annexe 1)..... 265
- Figure III-24 : profil représentatif de la pente continentale de la province centrale (localisation sur la figure III-23) et localisation de la carotte 84MD653 dans la couverture sédimentaire au-dessus de la débrite. 265
- Figure III-25 : taux de sédimentation pour les carottes prélevées dans la province orientale, courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004) et courbe de variation des isotopes de l'oxygène obtenue dans le cadre de cette étude. Carte de localisation de ces carottes. 267
- Figure III-26 : corrélation des faciès sédimentaires des carottes prélevées dans la province orientale..... 268
- Figure III-27 : synthèse des différents processus sédimentaires au cours du Quaternaire récent dans la province orientale. Les tronçons de chenaux observables sur la bathymétrie mais non datés sont en blanc. Le chenal en noir a fonctionné pendant la Terminaison 2 (135-127 ka). Les instabilités liées à la tectonique salifère sont représentées en rouge. Cartographie de ces instabilités d'après Loncke et al. (soumis) ; Annexe 1..... 270
- Figure III-28 : taux de sédimentation des carottes de la province extrême orientale, courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004) et courbe de variation des isotopes de l'oxygène obtenue dans le cadre de cette étude. Carte de localisation de ces carottes. 272
- Figure III-29 : corrélation des faciès sédimentaires pour les carottes prélevées dans la province extrême orientale. 274
- Figure 30 : synthèse des différents processus sédimentaires au cours du Quaternaire récent dans la province extrême orientale. Les chenaux observables sur la bathymétrie mais non datés sont en blanc. Les instabilités liées à la tectonique salifère sont représentées en rouge. Cartographie de ces instabilités d'après Loncke et al. (soumis) ; Annexe 1. Tracé possible de l'éventail E1 en pointillés noirs..... 275

- Figure III-31 : synthèse de l'évolution des éventails et des avulsions majeures au sein du STPN au cours du Quaternaire récent. Le trait reliant la courbe du niveau marin aux reconstitutions paléogéographiques correspond à l'âge maximal des systèmes. 277
- Figure III-32 : modèle conceptuel pour le bas de pente de la province centrale, liant les sorties de fluides et la déformation sédimentaire, d'après Bayon et al. (soumis) ; Annexe 3. Le sommet fortement compacté de la débrite agit comme un niveau de décollement le long duquel les fluides migrent de façon préférentielle, causant le glissement sédimentaire. La circulation des fluides dans les sédiments de surface est alors contrôlée par la structure interne de la couverture sédimentaire déstabilisée. 283
- Figure III-33 : synthèse des facteurs de contrôle liés à la variabilité quaternaire : le climat qui contrôle la partie amont du système (Williams et Adamson, 1980) et le niveau marin relatif dont l'impact est prépondérant dans la partie aval. NMR : Niveau Marin Relatif ; MTC : complexes de transport en masse. 290

Liste des Tables

PARTIE 1

- Table II-1: comparaison du Nil et des autres systèmes de grands fleuves (Said, 1993). 77
- Table II-2 : les principaux affluents du Nil et leur influence relative (Ali Abdel Megid, 2005).
..... 77
- Table II-3 : synthèse des âges des sapropèles du Quaternaire récent selon les auteurs (Olausson, 1961; Cita et al., 1977; Maldonado et Stanley, 1978; Cita et al., 1982; Rossignol-Strick et al., 1982; Muerdter et al., 1984; Oggioni et Zandini, 1987; Parisi, 1987; Hilgen, 1991a; 1991b; Perissoratis et Piper, 1992; Jorissen et al., 1993; Lourens et al., 1996). 104
- Table II-4 : synthèse des différents tephra observés en Méditerranée centrale et orientale (Keller et al., 1978; Ferderman et Carey, 1980; McCoy, 1980; Murat, 1984; Vinci, 1985; Stanley et Sheng, 1986; Vinci, 1987; Paternè et al., 1988; Vezzoli, 1991; Deino et al., 1992; Narcisi et Vezzoli, 1999; Wulf et al., 2002; Vespa et al., 2006). Localisation des sources sur la figure II-4. 108
- Table III-1 : synthèse des données obtenues et des outils utilisés lors des missions sur le STPN. 111
- Table III-2 : caractéristiques et coordonnées des carottes des différentes missions. 121

PARTIE 2

- Table I-1 : âges radiocarbones sur sept carottes du STPN. 163
- Table I-2 : synthèse des âges limites des écozones, outils et/ou référence de datation et correspondance avec les événements climatiques ou volcaniques. a : Ferderman et Carey (1980) ; b : Vinci (1985) ; c : Narcisi et Vezzoli (1999) ; d : Muerdter et al. (1984) ; e :

Hilgen (1991; Hilgen) ; f : Lourens et al. (1996) ; g : Parisi (1987) ; h : Oggioni et Zandini (1987) ; i : Cita et al. (1982) ; j : Cita et al. (1977).....	165
Table III-1 : caractéristiques des éventails du STPN mis en place au Quaternaire récent. HNM : Haut Niveau Marin relatif ; BNM : Bas Niveau Marin relatif ; T : Terminaison.	278

Liste des Figures et Tables des Articles

Article “Multiproxy Late Quaternary stratigraphy of the Nile deep-sea turbidite system – Towards a chronology of deep-sea terrigenous systems”

Figure 1 : Detailed bathymetry and physiographic features of the NDSTS (modified from (Loncke, 2002)). White dots are locations of cores 84MD648, 637, 638 and MD04-2728 used in our data base. In the upper left corner: general map of the Eastern Mediterranean and Aegean Seas showing the studied area (dashed rectangle) off the coast of the Nile delta. Black arrows show counter-clockwise surface circulation and black triangles the main active volcanoes during the Late Quaternary.....	141
Figure 2 : Planktonic foraminifer frequency vs depth (composite depth) in cores 84MD637/638. Sapropel layers (S1 to S9) are shown in dark grey in the core log. Tephra W3 is figured in black and white vertical stripes. Recognized ecozones are indicated to the right of the diagram.....	149
Figure 3 : Oxygen isotope curves, MIS and ecozones vs ages. Measurements are made on <i>G. ruber</i> var. <i>alba</i> in cores 84MD648, 637/638. Sapropel layers (S1 to S9) are shown in light grey. Tephra Y2, W2 and W3 are shown with stars.....	151
Figure 4 : Synthetic stratigraphic framework of the NDSTS. Ages of sapropels after Murat (1984, 1991), Rossignol-Strick (1985), Kroon et al. (1998), Kallel et al. (2000), Lourens (2004), ages of tephras after Keller et al. (1978), Ferderman and Carey (1980), Vinci (1985), Narcisi and Vezzoli (1999), Wulf et al. (2002), calcareous nannofossil biozones after de Kaenel et al. (1999), ages of MIS transitions after Dansgaard et al. (1993) and Martinson et al. (1987) and ages of ecozones estimated after the oxygen isotope records.	152
Figure 5 : MD04-2728 core log and sample location for ecozonal method.....	154
Figure 6 : Synthesis of stratigraphic parameters: a comparison of geographical and temporal resolution of stratigraphic tools.....	156
Table 1 : Tephrostratigraphy of the NDSTS sediments: SEM chemical analyses and images of marine tephras from Noé cores (Y2, W2 and W3) and type of glass. Tephra names and origin after Keller et al. (1978), Ferderman and Carey (1980), McCoy (1980), Vinci (1985), estimated ages of the tephras after Narcisi and Vezzoli (1999), Wulf et al. (2002).	146

Table 2 : Foraminiferal assemblages during sapropel deposition and corresponding ecozones. 148

Table 3 : Planktonic foraminifer frequency (D = dominant; vA = very abundant; A = abundant; F = frequent; P = present) in pelagic samples from core MD04-2728 and corresponding ecozones. 155

Article « Nile floods recorded in deep Mediterranean sediments »

Figure 1 : Bathymetric map of the Nile margin with location of cores (white dots) used in this paper. Upper left corner: general map of the eastern Mediterranean showing the studied area (dashed rectangle) off the coast of the Nile delta and the NDSTS limits (dotted line). 196

Figure 2 : Late Pleistocene-Holocene planktonic foraminiferal ecotratigraphy of the NDSTS area (more details in Ducassou et al., subm.). Ecozone boundaries have been calibrated by ^{14}C AMS radiometric dates and by the stable oxygen isotope record performed on *Globigerinoides ruber* var. *alba* (second column). All radiocarbon dates were corrected for marine age reservoir difference (400 years) (Siani et al., 2001). The samples presenting conventional AMS ^{14}C younger than 21,786 BP were calibrated by using CALIB Rev 5.0 program and “global” marine calibration data set (marine 04.14c) (Hughen et al., 2004; Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver et al., 2005). Ages indicated there correspond to the median probability of the probability distribution (Telford et al., 2004). ^{14}C radiometric ages older than 21,786 years BP were calibrated thanks to the polynomial relation of Bard (1998). The first column corresponds to the climate conditions over the Nile drainage basin after literature (see text)..... 198

Figure 3 : X-ray images on cores FKS05 (A), FKS07 (B) and FKS04 (C), sediment thin sections, grain-size and sequence interpretation. Small letters on X-ray images correspond to studied samples for ecostratigraphical datings which results are shown in the Table 1. 200

Figure 4 : Sedimentation processes occurring seaward of the Nile river mouth during floods. Because of the low particle load of the river, only a hypopycnal plume exists. Convective sedimentation generates mesopycnal plumes moving along the superposed pycnoclines and finally a fine-grained hyperpycnal flow. 203

Table 1 : Planktonic foraminifer frequency (D = dominant (> 40%); vA = very abundant (30-40%); A = abundant (15-30%); F = frequent (5-15%); P = present (> 0-5%)) in pelagic samples from cores FKS05, FKS07 and FKS04, and corresponding ecozones. The core sample location are indicated by a letter and shown in figure 3. 199

INTRODUCTION

Problématique

Les environnements sédimentaires profonds, tels les systèmes turbiditiques dont beaucoup sont déjà décrits en détail dans la littérature (Normark, 1978 ; Cremer, 1983 ; Piper et Normark, 1983 ; 2001 ; Bouma et al., 1985 ; 1989 ; Damuth et al., 1988 ; Kenyon et al., 1995 ; Flood et Piper, 1997), sont abondamment étudiés pour plusieurs aspects.

Tout d'abord, ils présentent un fort intérêt économique. En raison de leur potentiel à classer et concentrer les sables, les systèmes turbiditiques profonds (STP) sont généralement considérés comme d'excellents réservoirs pétroliers (Mutti, 1992 ; Mahaffie, 1994). L'étude de leurs morphologies, de leur architecture et de leur activité est donc nécessaire pour évaluer leurs qualités.

Les environnements gravitaires présentent également un grand intérêt pour l'analyse des aléas ou « géohasards » pouvant affecter les infrastructures posées sur le fond marin. En effet, les dépôts gravitaires profonds proviennent essentiellement de phénomènes d'instabilités initiées au niveau du talus et sur la pente continentale. Pour la pose de câbles, d'oléo/gazoducs et de plates-formes ancrées, ce processus est à prendre en compte. De plus, même si la majorité des forages pétroliers sont actuellement situés sur la plate-forme continentale, un nombre croissant de compagnies « s'aventurent » sur la pente et le glacis. Pour cette exploration et exploitation profonde, il est primordial de connaître les processus et les risques de déstabilisation.

D'un point de vue plus fondamental, ces systèmes correspondent à la zone de dépôt final des matériaux provenant de l'érosion continentale. Ces apports sont essentiellement conditionnés par le contexte géologique régional, les variations climatiques et eustatiques. Les dépôts profonds étant les seuls à offrir une relativement bonne continuité temporelle, chaque STP a ainsi enregistré dans sa structure interne les indices des modifications environnementales ayant affecté le continent source.

Le STP du Nil (STPN) s'intègre dans la catégorie des grands STP argilo-silteux tels que ceux de l'Amazone, du Mississippi, du Bengale ou de l'Indus. Ce sont des systèmes qui se sont développés sur une marge passive, présentant une source de sédiments éloignée de la côte et au large de grands deltas.

Avec les études menées sur les chenaux turbiditiques actuels, et notamment sur ceux de l'Amazone et le Mississippi, nous connaissons relativement bien l'architecture générale de

ces environnements. On distingue plusieurs unités sédimentaires élémentaires associées au développement et au fonctionnement des chenaux sous-marins comme les dépôts latéraux de levées ou les lobes distaux.

Cependant, il reste beaucoup d'incertitudes et de questions fondamentales non résolues sur le fonctionnement détaillé des systèmes turbiditiques. En effet, il est actuellement très difficile d'évaluer les mécanismes et les facteurs de contrôle de leur formation et de leur évolution spatio-temporelle. L'une des causes essentielles provient du manque de contrôle temporel sur les accumulations de dépôt gravitaire.

Le STPN, le plus volumineux de Méditerranée, est alimenté par l'un des plus longs fleuves du monde, le Nil, qui traverse plusieurs zones climatiques. Il existe depuis le Miocène terminal et présente jusqu'à 3 km d'épaisseur de sédiments (Sage et Letouzey, 1990). C'est aussi l'un des seuls grands STP alimenté par un fleuve issu d'un milieu aride.

L'équipe Géomer (UMR Géosciences Azur) a conduit, depuis 1998, plusieurs campagnes à la mer avec l'aide de moyens mis à disposition par IFREMER/GENAVIR. Un premier pas vers la compréhension globale de l'architecture du STPN a été établi avec la thèse de Lies Loncke (2002) qui a proposé une analyse de la géométrie et la morphologie du STPN. Ces investigations bathymétriques et sismiques récentes ont donné lieu à une cartographie détaillée des provinces sédimentaires et structurales du STP (Bellaïche et al., 2001; Mascle et al., 2006). Cependant, peu de prélèvements de sédiments de surface et de subsurface issus du STPN avaient été étudiés. Les travaux précédents s'étaient essentiellement concentrés sur la sédimentation pélagique et hémipélagique du bassin levantin, ou souffraient d'un manque de contrainte temporelle.

Connaissant les caractéristiques géomorphologiques et géométriques du STPN à l'échelle régionale, il était alors intéressant d'effectuer une analyse sédimentaire détaillée. Pour cela, l'ensemble des carottes de la mission Fanil (2000) et quelques-unes de la mission Noé (1984), ont permis une première approche. J'ai pu ensuite participer à trois missions qui ont permis de ramener une trentaine de carottages (Nautinil en 2003, Vanil et Mimes en 2004).

De nombreuses synthèses concernant la stratigraphie dans le bassin levantin existent (Cita et al., 1977 ; Thunell et al., 1977 ; Keller et al., 1978 ; Murat et Glaçon, 1986 ; Hilgen, 1991 ; Di Stefano, 1998 ; Kroon et al., 1998 ; Narcisi et Vezzoli, 1999). Elles sont

essentiellement basées sur la lithostratigraphie, les isotopes stables de l'oxygène, la téphrochronologie et la biostratigraphie des nannofossiles. L'enjeu de cette thèse était donc de construire une stratigraphie détaillée sur l'ensemble du STPN avec des outils devant être applicables dans un milieu où la sédimentation présente souvent des hiatus ou des remaniements, et donc où les méthodes stratigraphiques citées précédemment sont difficiles à utiliser.

Objectifs de l'étude

Ce travail s'inscrit dans le cadre du GDR Marges (Chantier Nil) qui a pour objectif d'étudier le fonctionnement de la marge nilotique, à travers plusieurs thématiques de recherche : la structure profonde de la marge, la stabilité des pentes et la circulation des fluides dans les sédiments (*pockmarks*, volcans de boue) et enfin l'architecture et les processus sédimentaires du STPN. C'est dans cette dernière thématique que s'insère plus précisément ce travail, qui est consacré au STPN et qui a été réalisé à l'Université Bordeaux 1, en collaboration avec Géosciences Azur (Villefranche-sur-Mer). Les données utilisées ont pu être collectées et analysées grâce au support financier du programme **ESF Mediflux** (appartenant lui-même au programme européen **EEC Hermes** « environnements fond de mer profonds »), et du **chantier national Nil du GDR Marges**, coordonné par J. Mascle et J.-P. Foucher.

Nous disposons pour ce travail de thèse d'un grand volume de données, permettant l'étude à différentes échelles des objets sédimentaires (données bathymétriques, d'imagerie sonar, de sondeur de sédiment, de sismique moyenne et haute résolution). Une cinquantaine de carottages küllenberg et calypso ont permis de mener une investigation jusqu'à l'échelle du faciès sédimentaire.

Les objectifs de ce travail sont :

(1) d'obtenir un cadre paléoenvironnemental et chronostratigraphique du STPN qui permette de corrélérer les séquences sédimentaires unitaires (échelle du processus);

(2) de comprendre l'évolution récente (250 ka – actuel) du STP dans son ensemble, c'est-à-dire de dater les migrations successives des systèmes chenaux-levées. Il s'agit en

particulier de pouvoir mieux caractériser les conditions hydro-sédimentaires récentes (variations de la dynamique des processus gravitaires et volume des apports);

(3) d'étudier les facteurs de contrôle de la construction des objets sédimentaires et l'édification du système, que ce soit à l'échelle régionale (variations des apports, contrôle tectono-eustatique, morphologie de la marge...) ou à l'échelle locale (compensation topographique).

(4) de dater les différentes périodes de mise en place de grands glissements sous-marins (plusieurs dizaines de km³ chacun) déjà mis en évidence par la sismique réflexion, ainsi qu'appréhender les facteurs forçant à l'origine de ces déstabilisations en masse affectant de larges secteurs de la pente continentale actuelle.

Mes recherches se sont ainsi concentrées sur les derniers 250 ka. Bien que le choix de cet intervalle de temps ait été essentiellement conditionné par la longueur des carottages disponibles, cette période est apparue extrêmement intéressante. Le fonctionnement de nombreux STP est détaillé seulement pour la dernière période glaciaire et l'interglaciaire actuel mais il n'existe que peu de détails concernant les cycles glaciaire/interglaciaire précédents. Est-ce que le fonctionnement était analogue aux époques très récentes ? La période (250-actuel) inclue les deux interglaciaires et les deux glaciaires précédents la période actuelle, ainsi que les phases de transition. Nous avons pu ainsi documenter le fonctionnement sédimentaire du STP en périodes de chute et de bas niveau marin et au cours de périodes de remontée et de haut niveau marin.

Organisation du mémoire

Le manuscrit est divisé en 2 parties et 6 chapitres.

La **première partie** présente une revue bibliographique visant à présenter l'état des connaissances et les concepts de bases concernant la sédimentation gravitaire (**Chapitre I**) ainsi que le cadre et l'histoire régionale et paléoenvironnementale du STPN (**Chapitre II**). Cette partie s'achève par une présentation des données exploitées et des méthodes d'analyses utilisées et développées au cours de ce travail (**Chapitre III**).

La **deuxième partie** du manuscrit décrit en détail la méthode stratigraphique développée (**Chapitre I**). Elle s'accompagne d'une synthèse consacrée à l'étude des faciès sédimentaires qui caractérisent ce système, et à leur interprétation en termes de processus

sédimentaires (**Chapitre II**). La partie la plus importante du travail concerne l'évolution du STPN (**Chapitre III**). Il prend en compte le fonctionnement de l'ensemble du STPN et présente les modifications environnementales de cette marge telles qu'elles ont pu être enregistrées dans le domaine profond. Cette partie finale de l'étude présente également des considérations chrono-stratigraphiques sur le développement des éventails du STPN, à partir des nouveaux calages stratigraphiques établis au cours de mon travail. L'âge des différents éventails sera donc discuté. Ce dernier chapitre est également une synthèse du fonctionnement sédimentaire de l'ensemble de la marge nilotique et tente d'apporter des éléments de compréhension des facteurs de contrôle sur cette sédimentation gravitaire et hémipélagique.

Une annexe complète ce travail, elle regroupe les fiches descriptives des différents tephra étudiés.

PARTIE 1
GENERALITES

**CHAPITRE I : PROCESSUS GRAVITAIRES ET
SYSTEMES TURBIDITIQUES PROFONDS**

Cette brève synthèse bibliographique a pour but d'introduire un certain nombre de notions qui seront utilisées et discutées au cours de ce mémoire. Elle ne constitue pas une revue complète des connaissances actuelles sur les systèmes turbiditiques, mais présente l'état de nos connaissances sur les processus de transport et de dépôt des sédiments le long de ces systèmes, les grands modèles et concepts établis sur les systèmes turbiditiques profonds, et quelques notions utiles sur les facteurs contrôlant la sédimentation.

A - LES PROCESSUS GRAVITAIRES

L'édification des éventails turbiditiques est essentiellement due aux processus gravitaires. Un grand nombre de synthèses bibliographiques ont déjà été publiées sur les caractéristiques des écoulements et de leurs dépôts en domaine marin profond (Middleton et Hampton, 1973; Mulder et Cochonat, 1996; Stow et al., 1996; Migeon, 2000; Shanmugam, 2000; Mulder et Alexander, 2001).

Les processus gravitaires sous-marins correspondent à l'ensemble des processus capables de transporter des sédiments des plateaux continentaux jusqu'aux plaines abyssales sous l'action principale de la gravité (Middleton et Hampton, 1973). Ils présentent un intérêt important pour la compréhension de la construction et de l'évolution des marges continentales. Ils sont également intéressants d'un point de vue industriel pour l'exploration des hydrocarbures offshore, la protection d'ouvrages et d'infrastructures ou encore la prévention contre les risques naturels.

Les processus gravitaires ont été regroupés en deux principaux types : les glissements en masse et les écoulements gravitaires (Fig I-1).

1) *Les glissements en masse*

Les glissements en masse ou instabilités représentent la déformation ou le déplacement de volumes sédimentaires homogènes le long d'un plan de cisaillement (surface de glissement). Ces blocs se déplacent avec peu de déformation interne même si les blocs peuvent se fragmenter progressivement au cours de leur déplacement. Le **transport** est limité et se fait uniquement **sous l'action de la gravité**. La taille des blocs varie du mètre à quelques dizaines de kilomètres. Les dépôts qui en résultent conservent la structure d'origine des sédiments (stratifications). On distingue trois types de glissements.

Le **fluage** (*creeping*) est une déformation du matériau sous une charge constante sans apparition systématique de fractures. Il peut générer un glissement (*slide* ou *slump*). Le **slump** est un mouvement en masse de sédiments partiellement consolidés suivant des surfaces de cisaillement rotationnelles. Le **slide** est un mouvement en masse de sédiments partiellement consolidés suivant des plans de cisaillement translationnels.

Ces déstabilisations prennent souvent naissance en haut de la pente continentale ou en bord de plate-forme, là où les accumulations sédimentaires sont les plus importantes et les pentes les plus fortes.

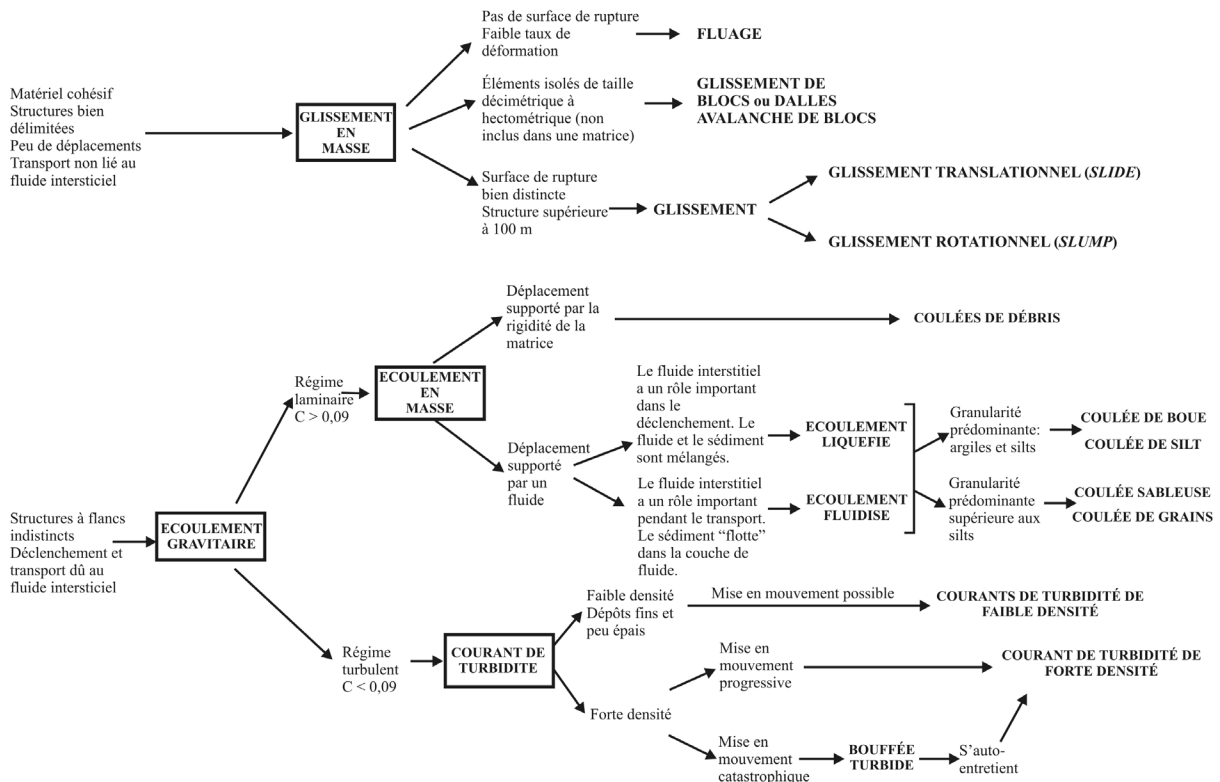


Figure I-1 : classification globale des mouvements en masse sous-marins, d'après Mulder et Cochonat (1996).

2) Les écoulements

Les écoulements sont de deux types principaux selon leur régime hydraulique, laminaire ou turbulent. La distinction entre les écoulements laminaires et turbulents se fait par le nombre de Reynolds qui définit le rapport entre forces d'inertie et forces visqueuses. La classification des écoulements gravitaires, dont les premières bases ont été posées par Middleton et Hampton (1973), repose sur le mode de maintien en suspension des particules au

sein de l'écoulement. Quatre cas sont distingués : (1) le support par la matrice, (2) le support par collision entre les grains, (3) le support par expulsion de fluide inter-granulaire, et (4) le support par turbulence. Les trois premiers cas correspondent à des écoulements laminaires alors que le dernier correspond à un écoulement turbulent (Fig. I-1).

a) Les écoulements laminaires et dépôts associés

Dans les écoulements laminaires (ou hyperconcentrés), le transport est lié à la **présence d'une matrice** (**cohésion** entre les particules), aux **forces de friction et de flottabilité** induites par la matrice et aux **pressions de dispersion** (chocs inter-granulaires) (Middleton et Hampton, 1973; Mulder et Cochonat, 1996). Ces écoulements se caractérisent par des concentrations et des viscosités très élevées qui empêchent ainsi, en théorie, tout développement de la turbulence. La concentration en particules est supérieure à 9% du volume total et il s'agit de fluides non-newtoniens (ou de Bingham).

On distingue, en fonction de la taille et de la concentration des sédiments transportés, de la matrice et de la présence de fluide, trois types principaux d'écoulements laminaires: les coulées de débris (*debris flows*), les écoulements granulaires (*grain flows*) et les écoulements liquéfiés (*liquified flows*) (Fig. I-1 et I-2) (Middleton et Hampton, 1973).

Les écoulements laminaires les plus courants sont les coulées de débris et les écoulements granulaires. Les **coulées de débris** peuvent contenir des éléments centimétriques à métriques transportés grâce à la présence d'une matrice cohésive et aux forces de flottaison. Elles peuvent transporter une grande variété d'éléments hétérogènes (galets mous d'argile, sable, galets, blocs rocheux pluri-métriques) au sein de cette matrice. Leurs vitesses de déplacement s'étalent entre quelques mètres par seconde à plusieurs dizaines de mètres par seconde. En effet, elles incorporent une langue d'eau sous l'écoulement qui génère le phénomène d'hydroplaning (Mohrig et al., 1998).

Les **écoulements granulaires** sont un mélange très concentré de grains non cohésifs où agissent des interactions granulaires et des pressions de dispersion. Ils ne peuvent être constitués que de sable et de silt et se mettent généralement en place sur des pentes locales supérieure à 18°. Le dépôt se fait lorsque l'énergie cinétique devient inférieure à l'énergie dissipée par les chocs.

Les dépôts résultant d'écoulements laminaires s'étendent des débrites (galets pris dans une matrice argileuse à argilo-silteuse) aux séquences de Lowe (Fig. I-2). Ils présentent généralement (Fig. I-2):

(1) des contacts inférieurs et supérieurs très nets, dus à l'arrêt très rapide et au **dépôt en masse** de l'écoulement ;

(2) une matrice argileuse, en proportion variable, de quelques dizaines de % (débrite) à moins de 1% du volume total du dépôt (séquences de Lowe) (Shanmugam, 2000) ;

(3) un granoclassement inverse des sédiments dû à la présence d'un gradient de vitesse croissant vers le haut et à un phénomène de classement ou de tri dynamique au cours du transport. Les particules les plus fines tombent entre les particules les plus grossières et ont ainsi tendance à les repousser vers le haut (séquences de Lowe) (Middleton, 1967). La présence d'un granoclassement normal ou l'absence de granoclassement ont également été observées ;

(4) de nombreux galets et blocs dispersés au sein du dépôt (débrite). Ils peuvent montrer des alignements plus ou moins grossiers traduisant le caractère laminaire de l'écoulement.

Les morphologies des corps sédimentaires construits par les écoulements laminaires forment des entités isolées, amalgamées ou drappantes (Shanmugam, 2000).

Entre les écoulements laminaires et turbulents, les **écoulements** dits **intermédiaires** ou concentrés engendrent une décantation rapide des sédiments pour former des termes massifs (Fig. I-2 et séquence de Lowe de la figure I-3).

b) Les écoulements turbulents et dépôts associés

Ce sont des écoulements de rhéologie fluide dans lesquels le maintien en suspension des particules est assuré par la **composante verticale de la vitesse dirigée vers le haut** (turbulence) (Middleton et Hampton, 1973; Mulder et Cochonat, 1996). La concentration en particules dans ce type d'écoulements est très variable, mais reste inférieure à 9% du volume total. Ces écoulements correspondent à des écoulements particuliers (Kneller et Buckee, 2000 ; Mulder et Alexander, 2001) et sont assimilés à des fluides newtoniens. On observe trois types principaux d'écoulements turbulents ou dilués: les bouffées turbides, les courants

de turbidité et les courants hyperpycnaux (Lüthi, 1980). Leur distinction se fait quant au mode et à la durée d'alimentation en particules (Fig I-1 et I-2).

Les **bouffées turbides** correspondent à l'écoulement d'un volume limite de fluide. Il y a donc injection instantanée de matière mais pas d'alimentation par l'arrière (Ravenne et Beghin, 1983; Laval et al., 1988). Elles ont une durée de vie très courte par rapport aux courants de turbidité. Elles durent quelques heures à quelques jours.

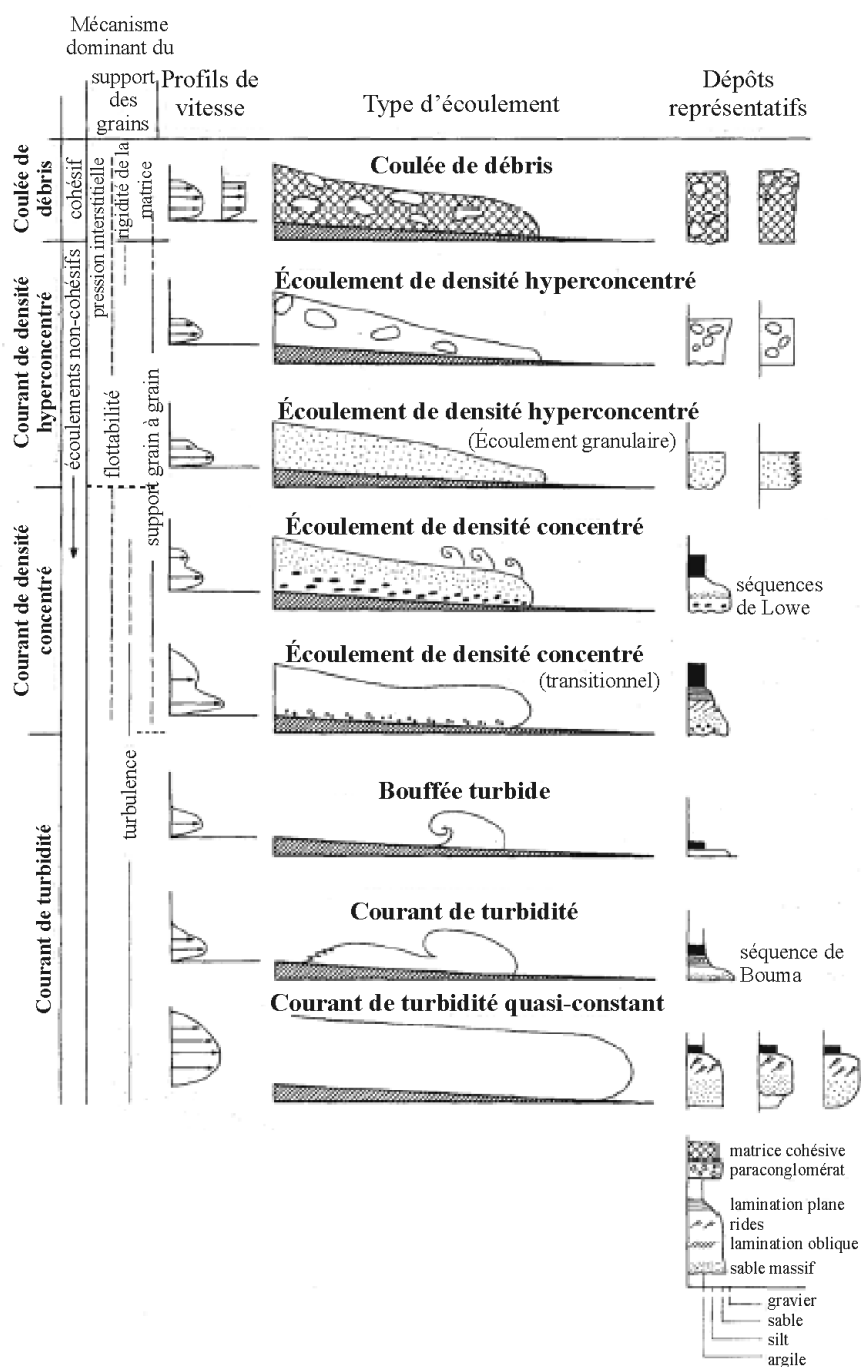


Figure I-2 : représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et les dépôts associés (Mulder et Alexander, 2001).

Les **courants de turbidité** correspondent à un écoulement de fluide avec une alimentation prolongée ou continue par l'arrière. Ils durent quelques heures à quelques semaines.

La séquence de dépôt la plus classiquement utilisée pour décrire les turbidites est la séquence de Bouma (1962). Elle comprend cinq termes nommés Ta, Tb, Tc, Td et Te de la base vers le sommet suivant un granoclassement normal (Fig I-3). Le terme inférieur de la séquence, Ta, est le plus grossier ; il ne présente aucune structure interne mais un granoclassement frustré. Il correspond à un dépôt d'écoulement concentré (Mulder et Alexander, 2001). Les dépôts d'écoulements turbulents correspondent donc aux termes Tb à Te. Le terme Tb est constitué de sables plus fins et laminés. Le terme Tc, constitué de sables très fins ou de silts, présente des stratifications obliques résultant de la migration de petites rides de courant. Ce terme peut également présenter des convolutes qui résultent de la déstructuration de lamines par échappement d'eau. Le terme Td est formé par l'alternance de lamines silteuses et argileuses. Le terme Te correspond à des argiles très finement laminées ou sans structure. Les termes de Tb à Te correspondent aux dépôts de l'écoulement de basse densité. Cette séquence n'est que très rarement observée dans son intégralité. Elle est souvent tronquée de ses termes inférieurs ou supérieurs.

Les travaux effectués dans les années 70 ont montré que l'utilisation de la séquence de Bouma entraîne une simplification des cas possibles de dépôts turbiditiques. La séquence de Bouma est en fait applicable uniquement aux turbidites allant des sables moyens aux vases. Des subdivisions complémentaires (Fig. I-3) ont vu le jour, notamment pour les séquences de turbidites argilo-silteuses (*fine-grained turbidites*) (Stow et Shanmugam, 1980).

Les **courants hyperpycnaux** correspondent au prolongement en mer de l'écoulement turbide d'un fleuve au cours d'une forte crue lorsque la charge sédimentaire en suspension transportée par l'eau douce est suffisamment élevée pour générer dans le mélange eau douce/sédiments une densité supérieure à celle de l'eau de mer. Dans ce cas, le mélange eau douce/sédiments peut rester sur le fond et génère un écoulement gravitaire turbulent dit « hyperpycnal » (Mulder et Syvitski, 1995). Pour palier au dépôt progressif des particules qu'il transporte, le ré-équilibrage de la densité au sein du courant hyperpycnal se fait par entraînement d'eau salée. Un courant hyperpycnal est un courant de turbidité mais son profil de vitesse évolue avec le temps en suivant l'hydrogramme de crue. Les dépôts qui résultent de

cette dynamique présente classiquement un granoclassement inverse, correspondant à la montée en charge, surmonté d'un granoclassement normal, correspondant à la décrue (Mulder et al., 1998; Mulder et al., 2001). Ils sont appelés **hyperpycnites**.

La morphologie des corps sédimentaires construits par des écoulements turbulents correspond à des chenaux et leurs levées ainsi que des lobes.

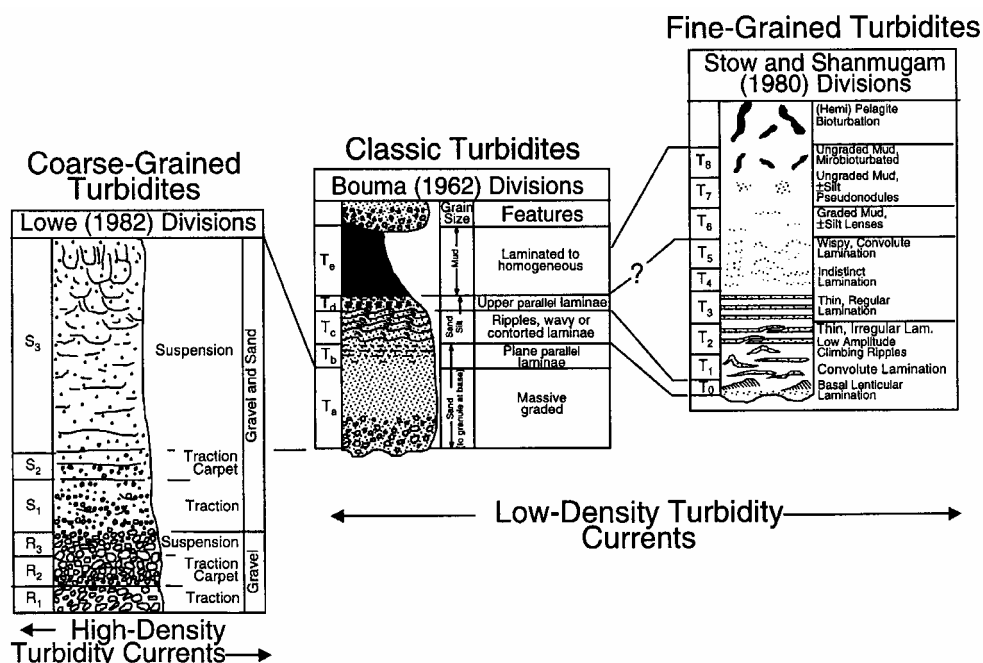


Figure I-3 : description des différents types de séquences sédimentaires rencontrées dans les dépôts d'origine turbiditique (Shanmugam, 2000) : la séquence de Bouma (1962) et ses extensions pour les turbidites sableuses (Lowe, 1982) et les turbidites argilo-silteuses (Stow et Shanmugam, 1980).

3) Transformations des écoulements

Au cours d'un écoulement gravitaire, des processus d'érosion et de sédimentation ont lieu. Les caractéristiques de l'écoulement ne sont pas figées : le courant peut se concentrer en perdant du fluide et/ou en intégrant des sédiments érodés, ou se diluer en intégrant du fluide et/ou en perdant une partie de son contenu solide. Son volume et sa dynamique varient au cours de son parcours (Middleton et Hampton, 1973; Mulder et Alexander, 2001).

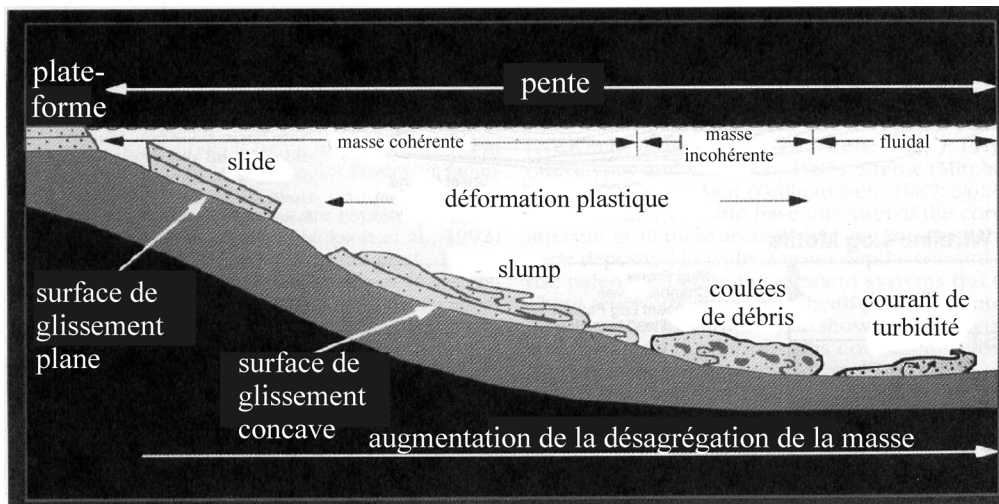


Figure I-4 : schéma illustrant le type de dépôt issus de processus de transports gravitaires. Les glissements sont caractérisés par des mouvements en translation, cohérents, au-dessus d'un plan de cisaillement ; ils ne montrent pas de déformations internes. Les slumps sont caractérisés par un mouvement de rotation et une surface de glissement concave ; ils montrent des déformations internes. Les coulées de débris transportent les sédiments en une masse incohérente, visqueuse dans laquelle les mouvements inter-granulaires prédominent par rapport à des mouvements cisailants. Si le contenu en fluide augmente, une coulée de débris peut devenir un courant de turbidité. Ce diagramme n'implique cependant pas que tous les glissements évoluent vers des slumps et des coulées de débris ou que tous les courants de turbidité soient issus de coulées de débris, mais cela demeure une possibilité (Shanmugam et al., 1995).

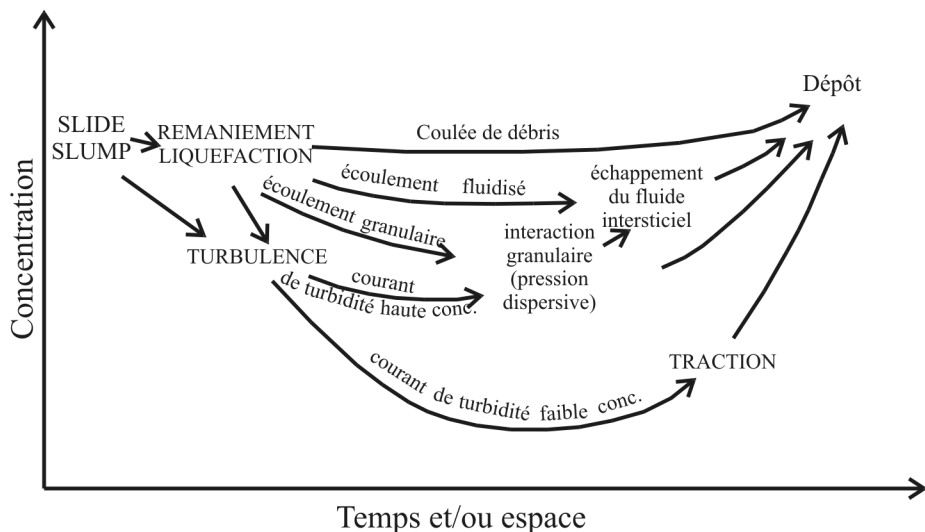


Figure I-5 : modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire en fonction du temps et/ou de l'espace (Middleton et Hampton, 1973).

Ainsi plusieurs modèles ont été proposés (Fig I-4 et I-5) mais la totalité des modèles ne prennent pas ou peu en compte l'évolution temporelle des écoulements. Seule l'évolution spatiale est envisagée. Le modèle de Kneller (1995) (Fig I-6) est le premier à réellement intégrer le temps. Ce modèle, basé sur six types d'écoulements turbiditiques différents, permet d'expliquer la nature érosive ou dépositionnelle des écoulements ainsi que l'organisation granulométrique verticale et horizontale des séquences de dépôts.

En effet, lors de l'évolution spatiale d'un écoulement, la vitesse peut rester constante ; l'écoulement est dit **uniforme**. Si l'écoulement subit une accélération (écoulement convergent ou augmentation de la pente), celui-ci est dit **accumulatif**. Enfin, si la vitesse de l'écoulement diminue (écoulement divergent ou diminution de la pente), l'écoulement est **déplétif**.

Lors de son évolution temporelle, la vitesse de l'écoulement peut rester **constante** (écoulement stationnaire et séquence de taille de grains constante), elle peut subir une **accélération** ou *waxing* (séquence grano-croissante) ou encore une **décélération** ou *waning* (séquence grano-décroissante) (Fig. I-6).

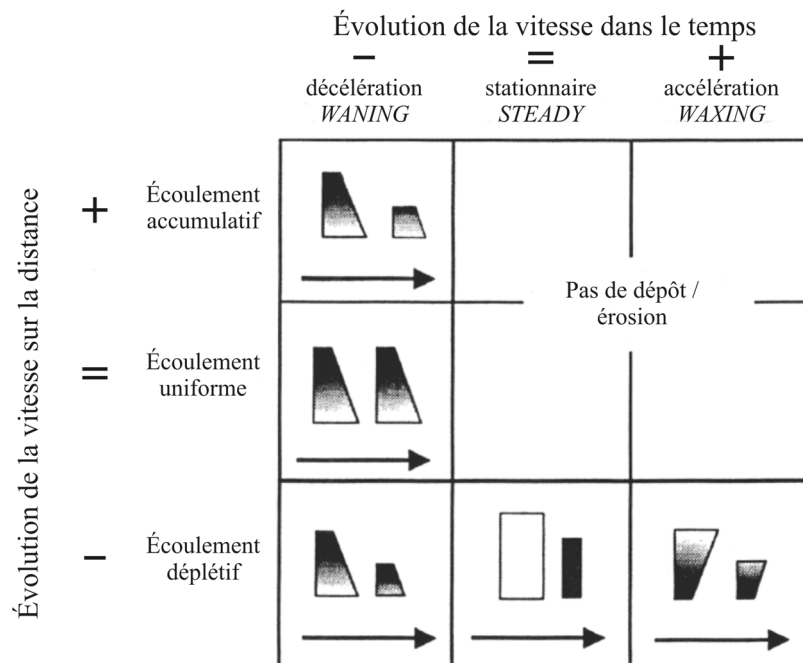


Figure I-6 : modèle de Kneller (modifié d'après Kneller, 1995): évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés.

L'intérêt d'un tel modèle est de mieux comprendre le rôle de la topographie dans l'évolution de la dynamique des écoulements et donc des dépôts associés. Ce modèle, basé sur

des principes simples, est intéressant pour expliquer la variabilité des séquences turbiditiques observées. Ainsi, un dépôt de sédiment ne caractérise pas toujours le processus de transport dominant, mais plutôt un état très ponctuel d'un écoulement dans le temps.

De plus, malgré les avancées faites dans la compréhension des processus de dépôt, leur étude seule ne paraît toujours pas suffisante pour expliquer la variabilité des faciès observés et des processus associés. D'après Stow et Mayall (2000), les facteurs environnementaux et morphologiques doivent, dans les années à venir, obligatoirement être pris en compte pour pouvoir expliquer cette variabilité de faciès. Il semble en effet, selon les auteurs, que l'étude de la nature des apports sédimentaires (liés au type de marge, à la nature de la source, au régime hydrologique, au contexte climatique,...) ainsi que l'interaction de ces apports avec la morphologie du fond puisse apporter plus d'informations sur la compréhension des dépôts finaux que l'étude même des processus de dépôts.

B - SYSTEMES TURBIDITIQUES PROFONDS

Dans le domaine marin profond, les processus gravitaires génèrent une grande diversité de structures et de corps sédimentaires élémentaires (Stow et Mayall, 2000) s'agencant dans l'espace en grands systèmes de dépôt. On distingue généralement deux principaux modes d'organisation des corps sédimentaires générés par les écoulements gravitaires : des systèmes chenalisés et des systèmes non-chenalisés.

1) Morphologie

Les **systèmes non chenalisés** sont généralement générés par des instabilités de pente ponctuelles et isolées. Le transport de sédiments s'initie le plus souvent par un glissement en masse qui peut se transformer, au cours de sa progression vers l'aval, en une coulée de débris, puis en bouffée turbide. L'architecture de ce type d'appareil sédimentaire se limite à une ou plusieurs cicatrices d'arrachement en amont, une zone de *by pass* plus ou moins importante, et à une zone de dépôt dans la partie aval. Ils ont généralement des formes lobées avec des extensions très variables. Ce sont des systèmes relativement ponctuels, qui ne disposent pas d'une alimentation en sédiments suffisamment régulière et abondante pour se pérenniser et développer un système sédimentaire plus évolué.

Au contraire, les **systèmes chenalisés** sont des systèmes sédimentaires beaucoup plus matures et évolués. Ils se développent à l'aval d'une source d'apport en sédiments

relativement abondante et régulière, généralement au large de l'embouchure d'un fleuve. Les écoulements gravitaires sont générés au niveau de la tête du canyon et parcourent de longues distances dans l'axe d'un chenal plus ou moins sinueux. Ce sont des écoulements turbulents qui débordent localement et permettent la construction de levées sédimentaires de part et d'autre du chenal jusqu'à une zone de dépôt terminal non chenalisée, décrite sous le terme de lobe. Dans les paragraphes suivants, le mode de fonctionnement de chacun des principaux éléments architecturaux de ce type d'appareil sédimentaire sera détaillé : les canyons, les systèmes chenal-levés, les lobes.

Ces systèmes turbiditiques profonds (STP) sont les ensembles sédimentaires les plus volumineux des marges continentales actuelles. La plupart d'entre eux couvrent d'importantes surfaces et sont situés sur des marges passives. Ils s'étendent perpendiculairement à la marge (Mutti, 1992) pour suivre généralement les réseaux hydrographiques aériens. Les sédiments provenant de l'érosion continentale débouchent d'abord sur la plate-forme continentale. La fraction la plus grossière (sables/galets) de ces apports se dépose près de la côte puis se trouve remobilisée par la houle et les courants côtiers, tandis que les particules les plus fines (argiles), sont transférées vers l'aval, en partie en suspension.

2) *Modèles synthétiques*

Depuis les années 50, les recherches conduites, à la fois dans les séries anciennes à l'affleurement et sur les éventails sous-marins profonds, se sont orientées vers l'élaboration de modèles conceptuels et de classifications pour comparer les systèmes gravitaires entre eux. Ainsi, plusieurs modèles se sont succédés, introduisant des termes différents, dépendant des morphologies (Gorsline et Emery, 1959; Normark, 1970; Mutti et Ricci Lucchi, 1972), de l'organisation des faciès de dépôts au sein de l'éventail (Walker, 1978), de la nature des apports (Normark, 1978), du concept d'efficacité de transport (Mutti, 1979), ou encore le développement de modèles multi-sources (Chan et Dott, 1983; Heller et Dickinson, 1985). Mais devant la difficulté de montrer la grande diversité des environnements gravitaires, l'interaction complexe existant entre les différents facteurs de contrôle, et la grande confusion engendrée au niveau des termes utilisés, plusieurs auteurs proposèrent d'abandonner en partie ou totalement les modèles (Normark et Piper, 1991; Mutti, 1992; Shanmugam, 2000). Plutôt que de créer un nouveau modèle pour chaque système étudié, Mutti et Normark (1991) ont proposé de travailler sur un certain nombre d'objets ou unités élémentaires communément

rencontrés dans un grand nombre de systèmes turbiditiques. Les caractéristiques de ces unités élémentaires seront développées plus tard au sein de ce chapitre.

Reading et Richards (1994), ont présenté une classification des systèmes gravitaires connus. Cette classification est la première à regrouper l'ensemble des notions évoquées précédemment. Elle est basée principalement sur la nature des apports et sur la morphologie du système d'alimentation et elle présente un nombre limité (12) de STP types. Cependant, les positions intermédiaires sont les plus fréquentes dans la nature et certains systèmes peuvent évoluer d'une position vers une autre pour des raisons tectoniques, climatiques ou eustatiques. Ces auteurs distinguent trois types de systèmes de dépôts gravitaires en fonction de la morphologie du système d'alimentation (Fig I-7) :

- les **éventails** localisés au débouché d'une source ponctuelle ;
- les systèmes à sources multiples (**rampes**) ;
- les **systèmes non chenalisés** de pied de pente (*slope aprons*), c'est-à-dire à sources linéaires multiples.

Dans ce modèle, le terme « éventail » est limité aux systèmes à source ponctuelle. Cette terminologie permet de séparer les accumulations sous-marines aux morphologies et géométries internes différentes liées à des processus d'alimentation différents. Les éventails et les rampes apparaissent liés à des systèmes de drainage et d'alimentation stables. Ils sont caractérisés par une distribution des faciès et une architecture interne organisée et prédictible. En revanche, les systèmes non chenalisés de pied de pente sont souvent associés à des ruptures de pente, des sources de sédiments plus locales et/ou des systèmes de drainage et d'alimentation éphémères. La distribution des faciès montre une grande variabilité et peu d'organisation. Selon Richards et al. (1998), ces systèmes de pied de pente pourraient être les précurseurs des éventails sous-marins.

Depuis la publication de cette classification, il est admis que la morphologie des systèmes de dépôts turbiditiques forme un continuum autour de ces trois pôles morphologiques (Stow et al., 1996; Richards et al., 1998; Wynn et al., 2000; Zaragosi et al., 2001).

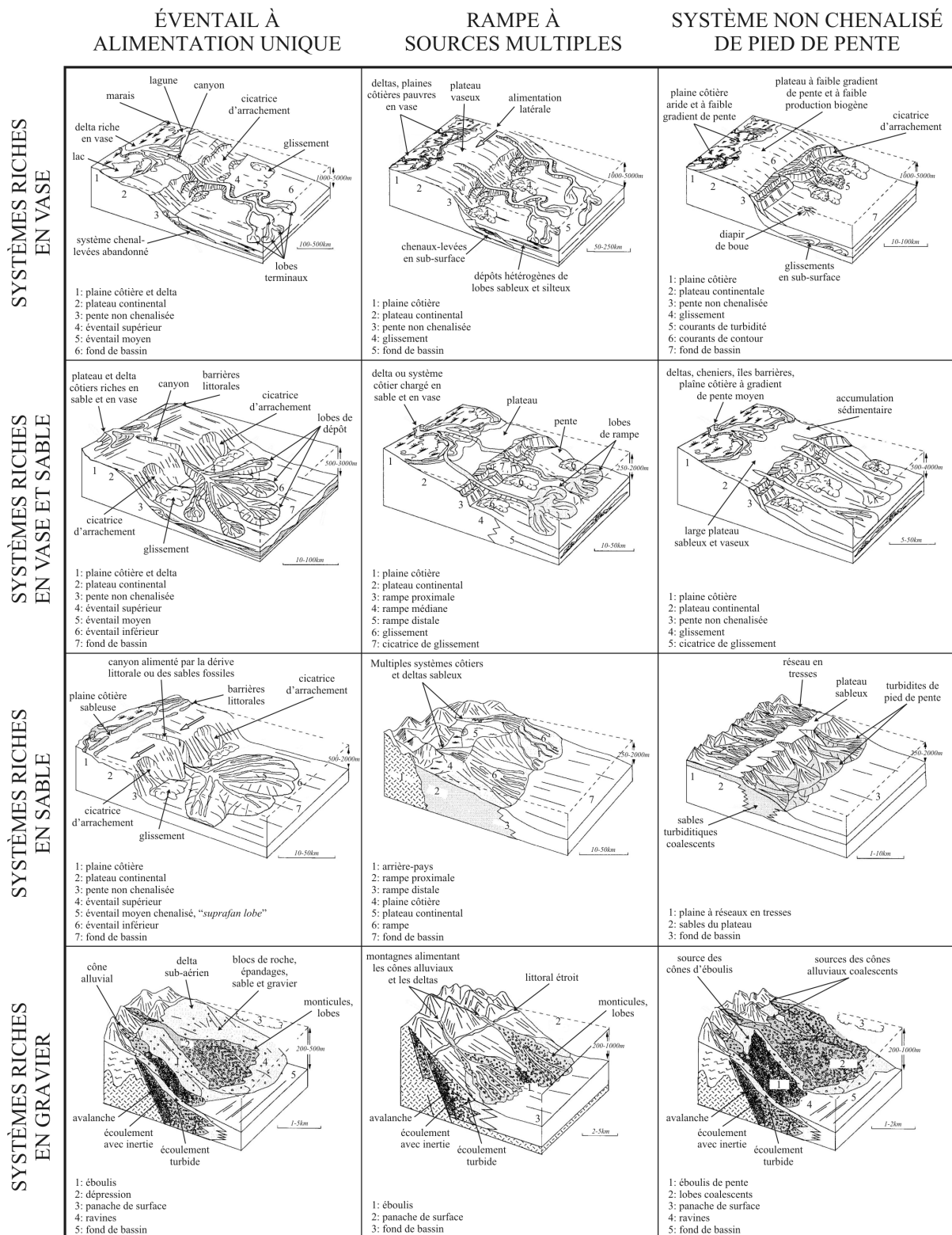


Figure I-7 : classification des systèmes turbiditiques profonds actuels sur les bassins marginaux basée sur le volume et la granularité des particules disponibles et sur la nature du système d'alimentation (Reading et Richards, 1994).

Les termes éventails sous-marins et systèmes turbiditiques sont souvent employés de façon synonyme. Dans cette étude, le terme « éventail » est limité aux accumulations à source ponctuelle. Ce terme sera donc appliqué à toute accumulation composée : d'une zone d'alimentation unique à érosion prépondérante (canyon), d'une zone de transit à érosion et dépôt (complexe chenal-levées) et d'une zone à accumulation prépondérante (lobes distaux). Un système turbiditique peut être composé de plusieurs éventails. L'important dans ce type de démarche étant de pouvoir différencier les processus qui amènent à une variabilité de configurations au sein d'un même système turbiditique.

3) *Géométrie/architecture*

Les recherches concernant la géométrie et l'architecture des STP permettent aujourd'hui d'avoir une approche très complète de ces corps sédimentaires. Les principaux résultats concernent tout d'abord les principaux **faciès sismiques et sédimentologiques** caractéristiques des éventails profonds. Ces faciès permettent de caractériser des milieux de dépôt et des processus de sédimentation associés. Classiquement, quatre associations de faciès sont décrites : (a) les dépôts aggradants caractérisés par des migrations latérales, (b) les dépôts continus drappants, dans les zones externes de l'éventail ou sous les dépôts aggradants, (c) des structures mamelonnées typiques de transport en masse, et (d) des *slumps* et débrites, montrant des faciès acoustiques transparents.

4) *Éléments architecturaux*

Mutti et Normark (1991) ont proposé de travailler sur un certain nombre d'objets sédimentaires élémentaires communément rencontrés sur un grand nombre de systèmes turbiditiques. Ces objets reconnaissables aussi bien dans l'ancien que dans l'actuel, sont : les surfaces d'érosion (canyons), les chenaux, les levées, les lobes et les dépôts associés à la transition chenal-lobe.

Cette partie présente leur morphologie ainsi que les processus de dépôt responsables de leur édification.

a) Les canyons

Ce sont des vallées caractérisées par des pentes latérales abruptes et un fort dénivelé amont-aval. Les profondeurs peuvent atteindre 1000 m à 3000 m. Les canyons ont souvent une section en V. Ils représentent un intérêt évident quant à la compréhension des processus actuels de transfert de sédiment du continent vers les grands fonds. Les canyons sont considérés comme des zones dominées par l'érosion.

La continuité canyon-chenal rend leur distinction souvent délicate. Néanmoins plusieurs différences fondamentales existent entre canyon et chenaux. Les canyons sont souvent plus anciens et leur histoire est à mettre en relation avec l'histoire géologique de la marge. La position spatiale des canyons est stable sur de longues durées et l'érosion qu'ils engendrent entraîne des hiatus sédimentaires de plusieurs millions d'années. Les canyons dits matures sont en connexion directe avec une source sédimentaire (rebord de plateau continental ou systèmes fluviaux). Les canyons immatures n'atteignent pas le rebord du plateau continental et sont donc soumis à un transit sédimentaire moins important que celui des canyons matures.

Trois modèles conceptuels de formation et d'évolution des canyons existent :

- (1) en milieu aérien, de manière similaire aux canyons fluviaux, dans le cas d'une émergence de la pente. Cette hypothèse pourrait s'appliquer aux canyons méditerranéens qui s'expriment dans le Messinien. Ce type de systèmes conserve une très bonne continuité entre bassin versant et système sédimentaire profond (ex. Eventail du Var, Savoie et Piper, 1991) ;
- (2) en milieu sous-marin, par une suite de glissements en masse provoquant une érosion régressive sur la pente continentale. Les alignements de *pockmarks* dans l'axe des canyons sont un argument en faveur d'une érosion régressive suivant des zones de moindre résistance (Shepard, 1981; Twichell et Roberts, 1982; Farre et al., 1983; Pratson et Coakley, 1996);
- (3) en milieu sous-marin, par érosion continue et progressive par des processus gravitaires entretenus, par exemple les courants de turbidité hyperpycnaux générés à l'embouchure des fleuves (Shepard, 1981; Twichell et Roberts, 1982; Farre et al., 1983; Pratson et al., 1994; Pratson et Coakley, 1996).

L'alimentation du canyon peut se faire de façon ponctuelle par l'accumulation de sédiments aux abords de la tête de canyon sur le plateau continental. Lors de conditions particulières (séismes, tempête, courants particulièrement forts...) ou par excès de charge, un important volume de sédiments chute dans le canyon et génère un courant de turbidité. L'alimentation peut se faire d'une façon plus directe et plus continue par les apports sédimentaires des fleuves, notamment grâce aux courants hyperpycnaux générés par les fleuves en crue.

b) Les complexes chenal-levées

Le système chenal-levées est une zone mixte où interagissent à la fois des processus de transit et d'érosion (chenal), et des processus de sédimentation (levées). Il se développe dès la sortie du canyon, principalement dans la zone appelée éventail moyen (Normak, 1970).

La morphologie des **chenaux** est contrôlée par les processus d'érosion et de dépôt produits par les écoulements turbiditiques. Généralement érosifs dans leur partie amont, les chenaux passent ensuite à une morphologie de type dépositionnelle. La diminution de pente et la perte d'énergie des écoulements turbiditiques sont responsables de cette évolution morphologique. La morphologie des chenaux où l'on observe un dépôt est fortement influencée par la nature des apports. Les chenaux transportant du matériel grossier (sables et graviers) sont larges, rectilignes et très peu marqués topographiquement car ils ne construisent que peu ou pas de levées (Clark et al., 1992; Galloway, 1998). Au contraire, les chenaux transportant du matériel fin sont plus étroits, profondément creusés, sinueux voire méandriiformes et présentent des levées bien développées. D'une façon générale, la sinuosité dépend essentiellement de la valeur de la pente et de la nature des apports (Clark et al., 1992; Galloway, 1998). L'axe du chenal présente généralement des dépôts grossiers massifs (sables, graviers) (Fig. I-8). Il est le lieu d'érosion, de transit (*by pass*), et de la sédimentation des éléments grossiers au cours du transport (dépôt des particules les plus lourdes avec la diminution de l'énergie de transport). Les sédiments de fond de chenal sont fréquemment remaniés lors des passages successifs d'écoulements à caractère érosif.

Les **levées** se développent sur les flancs latéraux des chenaux (Fig. I-8). Leur hauteur par rapport au fond du chenal diminue de quelques centaines à quelques dizaines de mètres de l'amont vers l'aval. Leur extension latérale peut atteindre plus de 50 km de part et d'autres de l'axe du chenal (Damuth et al., 1995). Elles présentent un flanc interne très raide, soumis à des processus d'érosion et à des glissements en masse qui peuvent alimenter les écoulements

circulant dans le chenal. Le flanc externe est caractérisé par des pentes très faibles et soumises à des processus de dépôt.

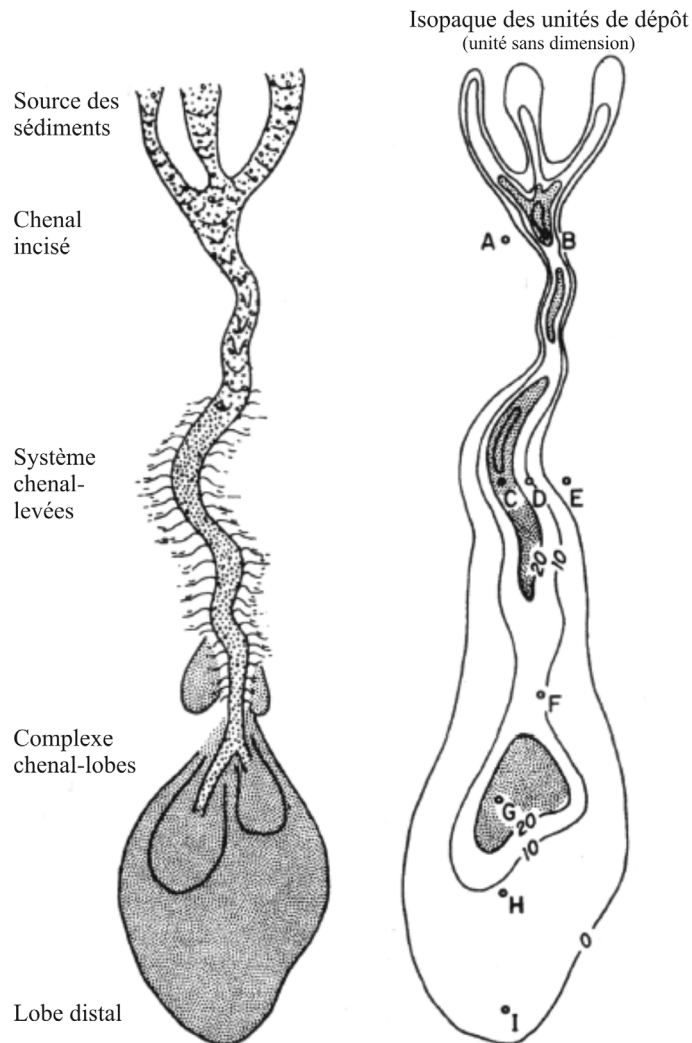


Figure I-8 : complexe chenal-lobe synthétique d'après Galloway (1998). (A) Slump et coulées de débris ; (B) coulées de débris ; (C) turbidites tronquées au sommet et coulées de débris sableuses ; (D) dépôts de levées argilo-silteuses ; (E) turbidites tronquées à la base et dépôts hémipélagiques ; (F) turbidites tronquées au sommet ; (G) empilement de turbidites des lobes proximaux ; (H) turbidites des lobes médians ; (I) turbidites tronquées à la base des lobes distaux.

Les levées sont construites par les débordements successifs de la partie sommitale des écoulements turbiditiques circulant dans les chenaux (*overbank*) (Fig. I-9). Cette partie sommitale est diluée, turbulente et composée de particules fines. Le phénomène de *flow*

stripping (Piper et Normak, 1983), c'est-à-dire le débordement sous l'action de la force centrifuge lors d'un brusque changement de direction du chenal et de la scission du courant, semble être le mécanisme le plus important pour la construction des levées car il permet, dans le temps, de forts apports en sédiment, quelque soit la hauteur des écoulements. Le phénomène de *flow spilling*, qui correspond à un débordement continu des écoulements sur de très grandes distances le long d'un chenal, peut, plus rarement, jouer également un rôle important. Il survient lorsqu'un équilibre est atteint au sein d'un écoulement, entre la perte de matériel par dépôt sur les levées, les changements de profondeur ou de largeur du chenal et l'incorporation d'eau à travers l'interface supérieure de l'écoulement (Hesse, 1995; Hiscott et al., 1997).

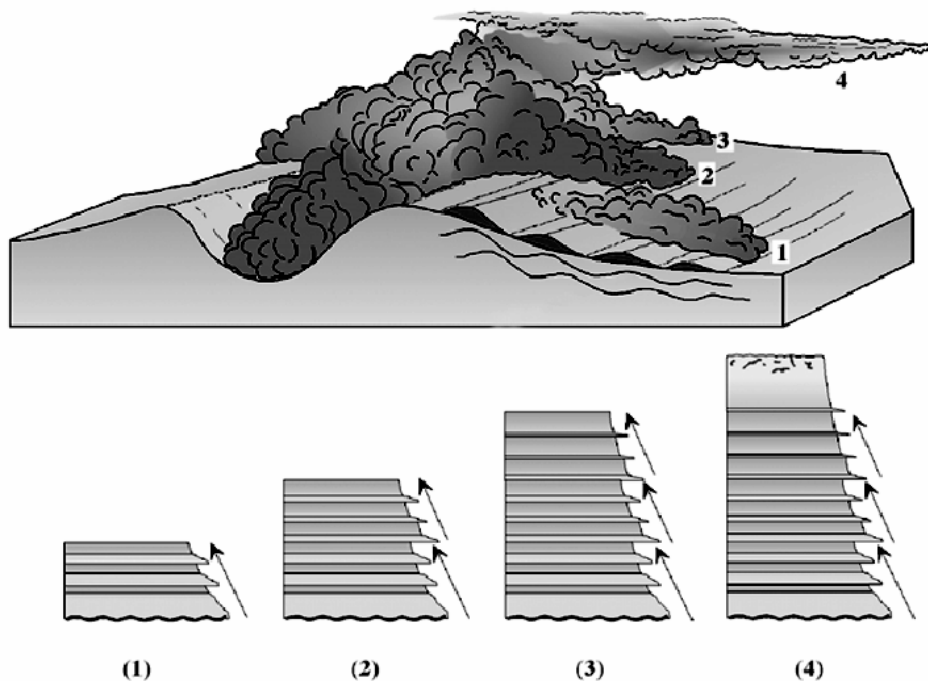


Figure I-9 : schéma conceptuel illustrant le processus de débordement permettant la construction des levées (d'après Migeon, 2000). Un même écoulement turbiditique peut générer plusieurs débordements successifs (1, 2 et 3). La succession de ces débordements, suivi de la décantation du « nuage turbiditique » (4) provoque la mise en place de séquences argilo-silteuses normalement granoclassées.

Le débordement entraîne un appauvrissement relatif en fraction fine dans l'écoulement et un enrichissement relatif en sable le long de son trajet. Ce processus explique le transport des sables dans les chenaux et le développement de lobes sableux en aval des systèmes

chenal-levées (Fig. I-8). Les sédiments observés sur les levées sont le plus souvent représentés par des argiles et des silts, organisés en séquences et interprétés comme des termes Td et Te de la séquence de Bouma (Cremer, 1983; Piper et Deptuck, 1997; Zaragosi et al., 2000) (Fig. I-3).

Parce qu'elles sont peu affectées par les processus d'érosion couramment observés au sein des chenaux, les levées enregistrent la dynamique des écoulements gravitaires de façon quasi-continue sur de longues périodes de temps. Les levées constituent donc un site idéal pour étudier l'évolution des systèmes turbiditiques.

Contrairement aux canyons, les chenaux sont peu stables dans le temps. L'**avulsion** correspond à des processus de migration brutale des chenaux. L'avulsion peut être localisée à différents niveaux du système et plusieurs mécanismes peuvent initier l'avulsion (rupture, effondrement ou brèche dans la levée). Les écoulements gravitaires empruntent la nouvelle ouverture et s'écoulent vers le point le plus bas, dans les dépressions situées entre les anciens chenaux, pour créer un nouveau système chenal-levées. Ce type d'avulsion entraîne la migration de tout le système chenal-levées-lobe (Flood et Piper, 1997) (Fig. I-10).

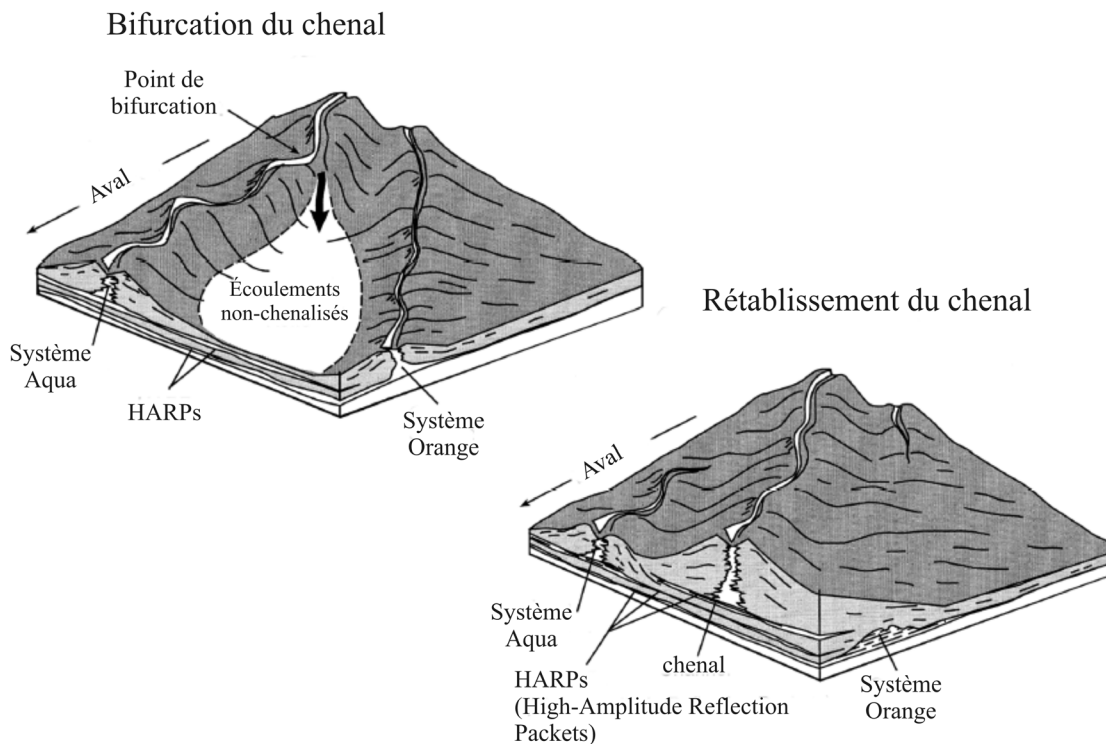


Figure I-10 : exemple d'avulsion illustrant le développement d'un nouveau système chenal-levées. Cas de l'éventail de l'Amazone (Piper et al., 1997).

Les écoulements qui s'étalent dans la dépression externe à la levée vont déposer des dépôts sableux tabulaires (HARPs, *High-Amplitude Reflection Packets*, Flood et al., 1991). Les HARPs forment alors la base d'un nouveau système chenal-levée.

Des processus de type avulsion peuvent être localisés à la transition chenal-lobe. Dans ce cas, ce sont uniquement les chenaux secondaires et lobes distaux qui migrent. Ce deuxième type d'avulsion est responsable de la forme typique en éventail des lobes de dépôt aux débouchés des chenaux majeurs.

c) Les lobes

Le terme lobe est très largement utilisé pour décrire différents types de dépôts turbiditiques et à différentes échelles d'observation. Les concepts les plus utilisés dans la littérature sont: *suprafan lobe*, *depositional lobe*, *fanlobe*, *ponded lobe*, *mounded* et *sheet lobe* (Shanmugam et Moiola, 1991) chacun définissant un concept différent. Bien que de nombreux auteurs essaient de clarifier ces différents concepts (Mutti et Ricci Lucchi, 1972; Mutti et Normark, 1991), la définition du terme lobe reste encore floue et sujette à controverses (Shanmugam et Moiola, 1991).

Les *suprafan lobes* (Normark, 1970) sont typiques d'éventails de petite taille (Navy et San Lucas) avec des turbidites sableuses, à la limite éventail supérieur-moyen, et seule la partie amont est chenalisée. Les *depositional lobes* (Mutti et Ricci Lucchi, 1972) sont localisés sur l'éventail inférieur, composés de sables fins à moyens en séquences strato-croissantes et ne comportent pas de chenalisation. Le terme *fanlobe* (Bouma et al., 1985), utilisé pour l'éventail du Mississippi, décrit un système complet depuis le canyon jusqu'à la limite externe de l'éventail où les éléments du système sont génétiquement associés et l'activité est synchrone. Les *ponded lobes* (Nelson et al., 1985), utilisés pour l'éventail de l'Ebre, sont des corps non chenalisés, localisés en pied de pente, résultant d'écoulements en masse type *slump* ou *slide* et peuvent aussi être définis comme *slope apron deposit*. Les *mounded lobes* (Galloway, 1998) sont constitués de matériaux graveleux à sableux, peu ou pas chenalisés et relativement bien marqués topographiquement. Au contraire, les *sheet lobes* (Galloway, 1998), constitués de matériel plus fin (sables aux vases) et généralement parcourus par un réseau discontinu de chenaux secondaires, sont relativement étendus et très peu marqués topographiquement.

Dans cette étude, le terme lobe sera utilisé pour décrire un objet sédimentaire riche en sable, de forme lobée, et se situant au débouché d'une vallée sous-marine, d'un complexe chenal-levées ou d'un chenal.

Le lobe est une zone de dépôt préférentiel (Normark, 1978). Il représente le point le plus distal d'apport en sable dans le bassin (Mutti et Normark, 1991). Son extension varie de quelques mètres à plusieurs kilomètres et dépend de la taille du système, de la taille et de la configuration du bassin réceptacle, et du volume apporté par les courants de turbidité (Mutti, 1985).

Dans le développement d'un lobe, plusieurs facteurs interviennent comme la tectonique ou le rapport sable/vase (Shanmugam et Moiola, 1991). Schématiquement, les systèmes des marges actives sont caractérisés par de forts gradients de pente, un rapport sable/vase élevé, des chenaux en tresses, et des lobes de taille modeste. Les systèmes des marges passives sont caractérisés par de faibles gradients de pente, un rapport sable/vase faible, des chenaux sinueux associés à des levées et à des lobes de taille importante.

En association avec les systèmes chenaux-levées, on peut reconnaître différents types de lobes, dépendant de leur condition de mise en place. Les **lobes de crevasse** se mettent en place généralement le long d'un système chenal-levées à la faveur d'une brèche dans la levée. Une partie du courant s'engouffre dans cette brèche et se disperse dans la dépression adjacente à la levée. N'étant plus canalisé, l'écoulement perd rapidement son énergie et sédimente massivement son contenu solide dans la zone en dépression rencontrée. Ce dépôt en masse est généralement très hétérogène et correspond au dépôt de lobe de crevasse. Dans le cas où la voie de transit principal reste le chenal initial, le lobe de crevasse peut être réalimenté ponctuellement, mais il n'évoluera pas vers une avulsion du chenal. Les **lobes d'avulsion** se forment quant à eux, lorsque les courants suivants s'engouffrent de nouveau dans cette brèche et pérennise cette nouvelle voie de transit. Le chenal initial s'abandonne dans sa partie aval. Il s'agit alors d'une avulsion. Le lobe de crevasse initial est alimenté par de nouvelles unités de dépôt et aggrade. Le lobe d'avulsion est l'équivalent des unités de HARPs définies sur l'Amazone par Flood (1991) (Fig. I-10). Un nouveau chenal s'initie ensuite au-dessus de ce lobe. Les **lobes terminaux** ou **distaux** se situent à l'extrémité distale d'un système chenalisé. Ils constituent le dépôt le plus distal d'un système turbiditique.

C - FACTEURS DE CONTROLE

Lors du développement des STP, plusieurs facteurs interviennent sur la sédimentation. Ces facteurs sont d'origine externe (facteurs allocycliques – tectonique, eustatisme, nature des sédiments, climat) et d'origine interne (facteurs autocycliques – compensation topographique). La grande variabilité et l'interaction entre ces facteurs conduisent à l'édification de systèmes dont la taille, la géométrie, les faciès et l'architecture sont variables. En effet, l'impact relatif de chaque facteur varie en fonction du système étudié (Bouma, 2000). Bien que ces facteurs soient difficilement quantifiables, ils sont essentiels quant à la compréhension de l'architecture générale des systèmes et de leur évolution.

L'influence des facteurs allocycliques sur la variation des processus d'érosion, de transport et de sédimentation depuis les continents jusqu'aux environnements océaniques est notamment mieux comprise depuis l'arrivée des concepts de stratigraphie séquentielle (Vail et Mitchum, 1977; Posamentier et Vail, 1988).

1) *Eustatisme*

Prendre en compte l'influence des variations relatives du niveau marin est difficile en l'absence de calages stratigraphiques précis mais des tendances ont cependant été identifiées, notamment la sédimentation a lieu majoritairement en **période de chute** et de **bas niveau marin relatif** (Vail et Mitchum, 1977; Posamentier et Vail, 1988; Bouma et al., 1989; Posamentier et al., 1991; Bami et al., 2000). Deux principales unités de dépôts turbiditiques sont définies avec les notions de *Basin Floor Fan* et de *Slope Fan* (Posamentier et Vail, 1988) qui s'empilent verticalement pendant une période de chute et de bas niveau marin (Fig. I-11). Pendant la première partie de la chute du niveau marin, il y a creusement du cours des fleuves, incision des canyons et déstabilisation de la pente (glissements). Les dépôts de plate-forme progradent alors vers le large et l'accumulation de sédiments, près de la rupture de pente du plateau continental, peut engendrer des phénomènes de glissements en masse qui se traduisent vers le large par des dépôts déstructurés. L'équilibre de la pente étant rompu, de telles entailles peuvent même se transformer en glissements rétrogressifs et donner naissance à un ou des canyons. En présence d'un canyon, les sédiments sont directement canalisés et viennent nourrir l'éventail sous-marin profond. La sédimentation a lieu majoritairement au fond du bassin avec le dépôt des grandes unités sableuses lobées du *basin floor* (ou éventail de bas niveau, A dans la figure I-11). La seconde partie de la chute du niveau marin se caractérise par une diminution de l'érosion et le dépôt d'unités sédimentaires plus argileuses

sur la pente. Ce système sédimentaire de *slope fan* est généralement composé d'une accumulation de systèmes chenaux-levées, marquant le passage à un système plus mature (B dans la figure I-11). Une remontée du niveau marin semble interrompre la construction de chenaux-levées alors comblés par du matériel fin. Lors de périodes de stabilisation du niveau marin, marquant le maximum transgressif (*maximum flooding surface*) se déposent des hémipélagites, ce qui se traduit dans la colonne sédimentaire par des niveaux plus « condensés ».

Ce modèle se fonde sur le postulat selon lequel l'influence de la subsidence et des variations d'apports est négligeable par rapport à l'eustatisme, du moins à l'échelle temporelle de la séquence (de l'ordre du million d'années). Les nombreux travaux à l'affleurement et en sismique sur les éventails récents, tant sur les faciès, les géométries de dépôt et les différents types d'objets sédimentaires ont permis d'affiner et de compléter ce modèle pour les environnements profonds (Mutti, 1985; Manley et Flood, 1988; Weimer, 1990; Posamentier et al., 1991; Shanmugam et al., 1995).

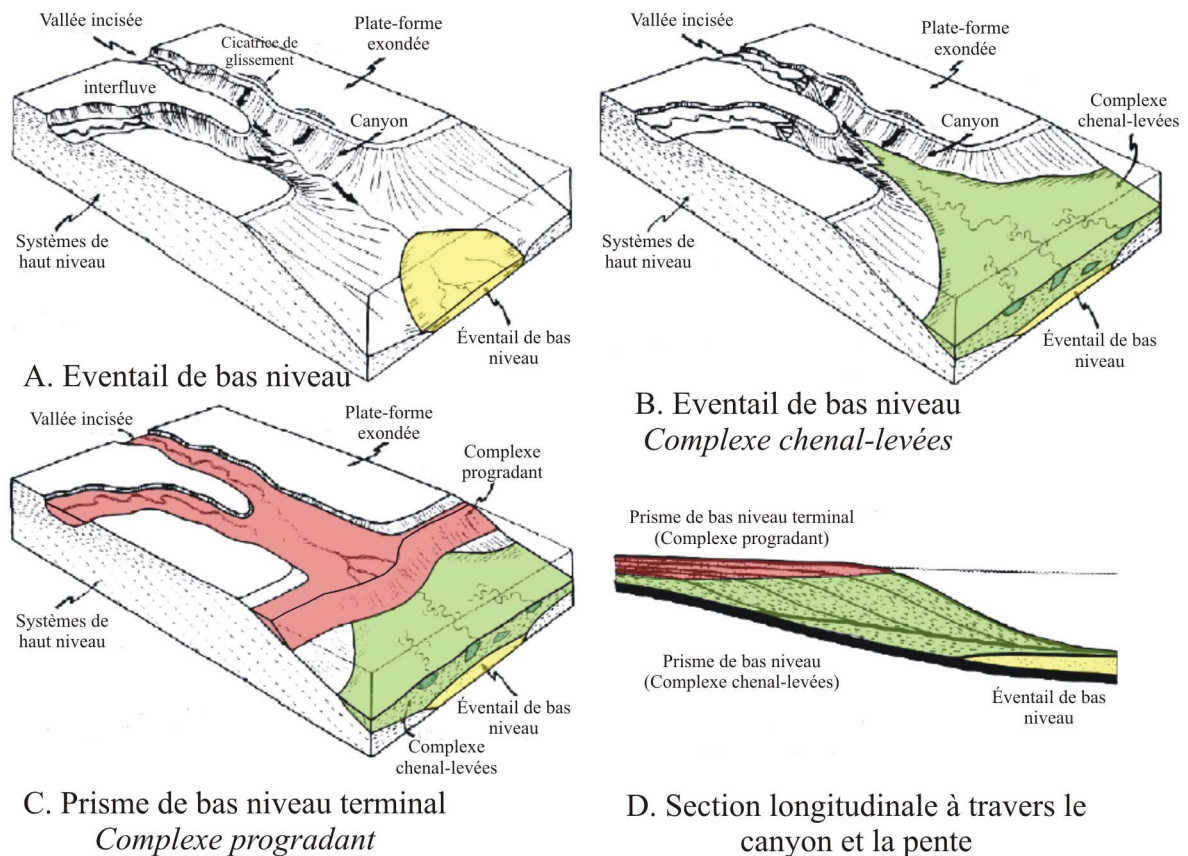


Figure I-11 : modèle des séquences de dépôt détritique profond en fonction des variations du niveau marin relatif (Posamentier et al., 1991).

Les récentes études menées par les compagnies pétrolières (notamment Exxon Mobil) pour l'exploration des zones profondes dans le Golfe du Mexique (Beaubouef et Friedmann, 2000) et sur d'autres marges (Brami et al., 2000), ont montré plus précisément l'évolution verticale des unités de dépôt et des faciès. Sur l'éventail de l'Orénoque (Brami et al., 2000), la succession de faciès permet de proposer l'interprétation suivante :

(1) instabilités de la pente et mise en place de masses glissées (*Mass Transport Complex*) et coulées de débris au début de la chute du niveau marin (incision des fleuves dans le domaine continental pour rééquilibrer leur profil d'équilibre) ;

(2) re-connexion des systèmes fluviaux à la bordure du plateau (avec l'émersion progressive du plateau continental) et mise en place de petits systèmes turbiditiques lobés riches en sables (confinés dans des petits bassins intra-pente) au milieu de nombreuses masses glissées ;

(3) incision des fleuves et de profonds canyons, développement de petits chenaux sableux qui alimentent des complexes de lobes terminaux sableux plus ou moins confinés sur la pente (complexes de lobes chenalisés) ;

(4) développement d'un vrai complexe chenal-levées à dominance argileuse à la fin de la chute du niveau marin, les apports en sable diminuant ;

(5) début de remontée du niveau marin, arrêt de sédimentation dans le domaine profond, dépôt et aggradation sur le plateau continental et dans le lit des fleuves.

Les variations du niveau marin relatif et notamment les chutes, semblent également être capable d'agir sur le relargage des fluides contenus dans les sédiments marins (hydrates de gaz, volcans de boue, *pockmarks*) et pourraient ainsi expliquer les instabilités et glissements en masse observés pendant ces périodes (Maslin et al., 1998).

Qu'elles soient d'origine climatique ou tectonique, les variations du niveau marin relatif ont des conséquences directes sur la nature et le volume des apports sédimentaires vers le domaine profond et sur l'état de connexion des réseaux fluviaux aux systèmes turbiditiques. Cependant, elles ne suffisent pas à expliquer la grande diversité d'éventails turbiditiques

observés. Il existe également un contrôle géologique régional très important sur le développement des systèmes turbiditiques profonds (Eschard, 2001).

2) *Contraintes géologiques régionales*

Les paramètres régionaux sont principalement liés à des facteurs morphologiques et structuraux, à la fois dans le domaine continental et océanique. Ils sont donc en relation directe avec le cadre structural de l'ensemble de la région.

a) Caractéristiques du bassin versant

La géomorphologie du domaine continental a des conséquences directes sur la nature et quantité des apports et leur répartition au niveau de la marge (Wetzel, 1993) car cela dépend en grande partie des caractéristiques lithologiques des terrains drainés.

La taille du bassin versant, la hauteur des reliefs et leur état d'érosion (âge des massifs montagneux) ont des conséquences importantes sur la nature, la quantité et la fréquence des apports solides au domaine océanique. On peut également noter que la morphologie des bassins versants favorise soit le piégeage des sédiments dans les bassins versants eux-mêmes soit le transit intégral des sédiments jusqu'à l'embouchure du fleuve.

L'organisation du réseau fluvial joue un rôle majeur dans la répartition des apports sur la marge, avec soit une alimentation ponctuelle (un fleuve majeur), soit multiple (système de rampe avec une série d'embouchures de petits fleuves).

b) Morphologie du plateau et connexion fleuve/ canyon

Afin d'alimenter le domaine profond, les sédiments doivent transiter à travers le plateau continental. Ce transit dépend d'abord de la largeur de ce plateau. Un plateau continental étroit (ou inexistant) permettra le transfert des sédiments fluviaux plus efficacement, le delta plongeant directement sur la pente continentale, comme le cas du Var (Mulder et al., 1998).

Dans le cas d'un plateau continental beaucoup plus développé et immergé en période de haut niveau marin, la majeure partie de la charge sédimentaire apportée par le fleuve est stockée sur le plateau. Seule la présence de profonds canyons et d'une haute énergie de transport sédimentaire sur le plateau (tempête, courants tidaux et littoraux) pourra permettre l'alimentation des systèmes turbiditiques.

Dans tous les cas, le type d'embouchure est déterminant dans l'efficacité de transport des sédiments du fleuve au bassin profond. Les éventails turbiditiques se développant au droit d'un estuaire apparaissent plus importants que ceux se situant au droit d'un delta (Wetzel, 1993). Les estuaires directement connectés avec un canyon sous-marin peuvent transférer 6 à 8 fois plus de sédiments que par l'intermédiaire d'un delta, pour une charge sédimentaire équivalente amenée par le fleuve (Wetzel, 1993).

c) Morphologie du bassin

Le développement de systèmes turbiditiques profonds a lieu dans des bassins de morphologie et de taille très diverses, allant d'un bassin très restreint, par exemple lacustre, à une marge passive ouverte sur un océan. Les processus de transport et de sédimentation dépendent alors des différentes morphologies rencontrées et engendrent des dépôts assez variés (Kneller, 1995).

La plupart des systèmes turbiditiques étudiés à l'affleurement se sont développés dans des bassins restreints de type avant-pays, comme les séries éocènes des grès d'Annot dans les Alpes (Ravenne et al., 1987; Joseph et al., 2000). Ces petits bassins étroits et profonds, fortement contrôlés par le contexte tectonique régional, reçoivent une sédimentation abondante à dominance sableuse. Les systèmes turbiditiques sont confinés au fond du bassin et leur organisation reste relativement immature.

A l'opposé, les grands éventails situés sur les marges passives au débouché des grands fleuves (type Congo, Amazone, Bengale, Indus...), et étudiés à partir de données sismiques et de carottages, s'étalent sur les marges et plaines abyssales sur des centaines de kilomètres. Ils sont majoritairement composés d'empilements de systèmes chenaux-levées à dominance argileuse. Cependant, ces systèmes peuvent subir des contraintes morphologiques liées à la déformation des marges par les phénomènes de tectonique gravitaire. Le fluage des dépôts salifères sous-jacents déforme la pente sous-marine et crée des dépressions qui piègent les écoulements et le dépôt des systèmes turbiditiques. Ce sont les bassins intra-pente (*ponded basin*) dans lesquels sédimentent des systèmes turbiditiques confinés. Ils ont été particulièrement étudiés dans le Golfe du Mexique (Prather et al., 1998).

Le système turbiditique du Nil correspond typiquement à un grand système turbiditique profond mature, à dominance argileuse, connecté à un delta aérien, sur une marge passive mature. On y reconnaît l'influence d'une tectonique gravitaire (salifère). Cependant, les séries turbiditiques récentes ne sont pas confinées et s'étalent librement vers la plaine abyssale.

d) Les courants

Les courants peuvent avoir un impact important sur la sédimentation d'un STP. En effet, les courants agissants sur la plate-forme et à l'embouchure du fleuve peuvent être assez intenses pour orienter préférentiellement les sédiments vers une zone du bassin profond. Les courants de contour sont également parfois actifs à la croisée de STP et peuvent être responsables de la morphologie préférentielle des dépôts en pied de pente.

Les courants peuvent également être responsables du vannage de la fraction fine et du tri des sédiments, et ainsi influencer sur les faciès sédimentaires.

e) Les séismes

La tectonique régionale peut également jouer un rôle important dans le déclenchement d'épisodes sédimentaires consécutifs par l'intermédiaire de séismes. Lorsque les épicentres se trouvent dans le bassin ou à proximité, ils participent à des déstabilisations sédimentaires massives qui donnent lieu à des glissements de grande ampleur et des écoulements qui peuvent modifier la morphologie du bassin de façon notable.

3) *Climat*

La quantité et la nature des apports dépendent aussi de l'environnement climatique qui conditionne la nature et l'intensité du couvert végétal et donc la capacité à produire des sédiments. Les variations climatiques, et particulièrement au cours du Quaternaire, influent pour des périodicités courtes sur le volume des apports sédimentaires et sur l'enregistrement sédimentaire, ainsi que sur les processus initiant des écoulements qui alimentent le bassin.

Les caractéristiques du fleuve et de son bassin versant qui contrôlent les apports en eau et en sédiments à l'embouchure (précipitations), et notamment son régime de crue, ainsi que la connexion embouchure/canyon (Mulder et Syvitski, 1995) vont influencer sur la capacité pour un fleuve à générer des courants hyperpycnaux.

L'étude des STP doit prendre en compte la nature, le taux et le volume des apports, les mécanismes qui initient les courants de turbidité, et donc les processus de transport et de dépôt, aussi bien que la morphologie créée par les écoulements.

**CHAPITRE II : CONTEXTE GEOLOGIQUE ET
ENVIRONNEMENTAL DU NIL**

Ce chapitre vise à introduire le cadre géologique et environnemental du STPN. Il détaille ainsi le cadre géologique de la marge et du bassin profond puis la spécificité et la variabilité climatique au cours du Quaternaire au NE de l'Afrique. Il s'attachera également à décrire les caractéristiques hydrologiques du fleuve et du bassin oriental méditerranéen puis le système fleuve-delta-STP avec un état des lieux des connaissances concernant l'édifice turbiditique profond. Enfin il terminera avec un bilan de la stratigraphie dans le bassin oriental de la Méditerranée.

A - GEOLOGIE REGIONALE ET DE LA MARGE

1) Cadre sismo-tectonique

Le cadre géodynamique de la Méditerranée et plus particulièrement de la Méditerranée orientale, résulte des interactions, entre le mouvement de plusieurs plaques et microplaques lithosphériques. Ces déplacements sont initiés par trois phénomènes tectoniques majeurs (Fig II-1). Le plus évident est la subduction/collision active de l'Afrique sous la plaque Egée-Anatolie, le long des arcs de Chypre et est-hellénique qui se produit au nord du système du Nil associée à la croissance vers le sud de la Ride méditerranéenne (Chaumillon, 1995; Huguen, 2001). La deuxième perturbation tectonique est la déformation active le long des zones de failles décrochantes majeures ; la zone de failles est-anatoliennes, de la Mer Morte et du Levant. Ces mouvements résultent du déplacement relatif entre les plaques arabe et africaine et agissent à l'est et au nord-est du système du Nil (Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000). Enfin, le sud-est du système étudié est soumis au mouvement de rifting du Rift de Suez et de la Mer Rouge (Mascle et al., 2000) dont l'ouverture se fait de façon épisodique.

Ce rifting est également responsable d'autres ensembles sismo-tectoniques affectant le bassin de drainage du Nil (Fig II-2 et Fig II-3). Tout d'abord, les hautes terres éthiopiennes, qui ont commencé à se former il y a environ 40 à 50 millions d'années, résultent d'une activité tectonique gigantesque lorsqu'un panache mantellique a percé la croûte continentale. Elles ont eu un impact déterminant à la fois sur les variations du cours du fleuve et de ses tributaires (activité sismique, coulées basaltiques et soulèvements épisodiques) et sur la répartition des précipitations (reliefs) ; (Williams et Williams, 1980).

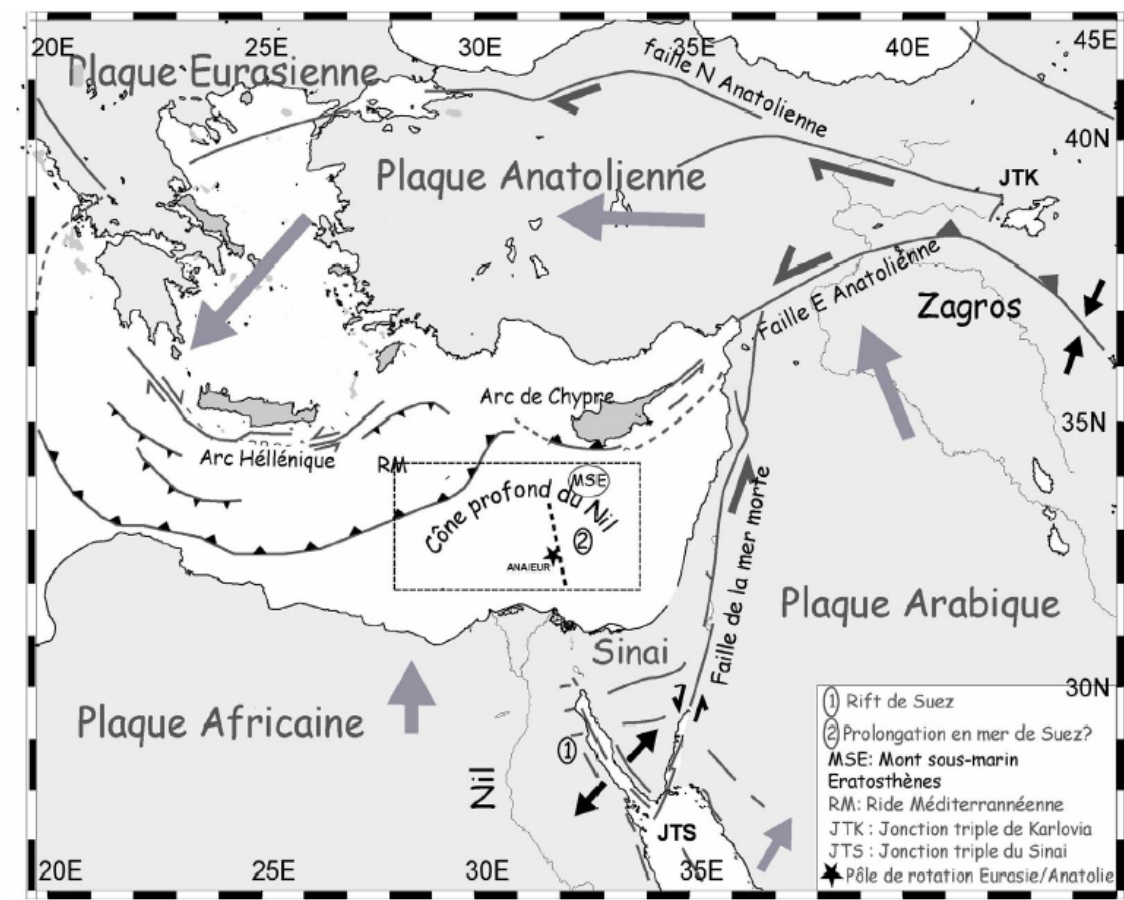


Figure II-1 : situation géodynamique de la Méditerranée orientale. La zone d'étude est indiquée par un cadre en pointillés (Masclé et al., 2000).

Les hauts plateaux éthiopiens ont été soumis depuis le Crétacé à un soulèvement d'au moins 2000 m et, depuis l'Oligocène, à un volcanisme basaltique étendu et à des failles de rift. Le sud du bassin versant du Nil est entaillé de failles liées à l'ouverture des rifts éthiopiens et de l'Afar. La formation de ces rifts requiert tout d'abord un bombement de la croûte continentale puis dans un deuxième temps la fracturation de cette croûte. La formation de failles dans la zone du rift éthiopien s'est poursuivie de façon intermittente tout au long du Pléistocène. Des fissures d'extension se sont ouvertes le long de la zone axiale du rift pendant les derniers 10 000 ans de l'Holocène (Williams et Williams, 1980). Enfin, le massif nubien qui s'est soulevé régulièrement au cours des derniers 100 000 ans est responsable des structures NE à ENE et SE à SSE (Adamson et Williams, 1980) due à de grandes failles décrochantes est-ouest au nord du Soudan. Certaines s'étendent sur plusieurs centaines de kilomètres et ont été actives jusqu'à des époques très récentes.

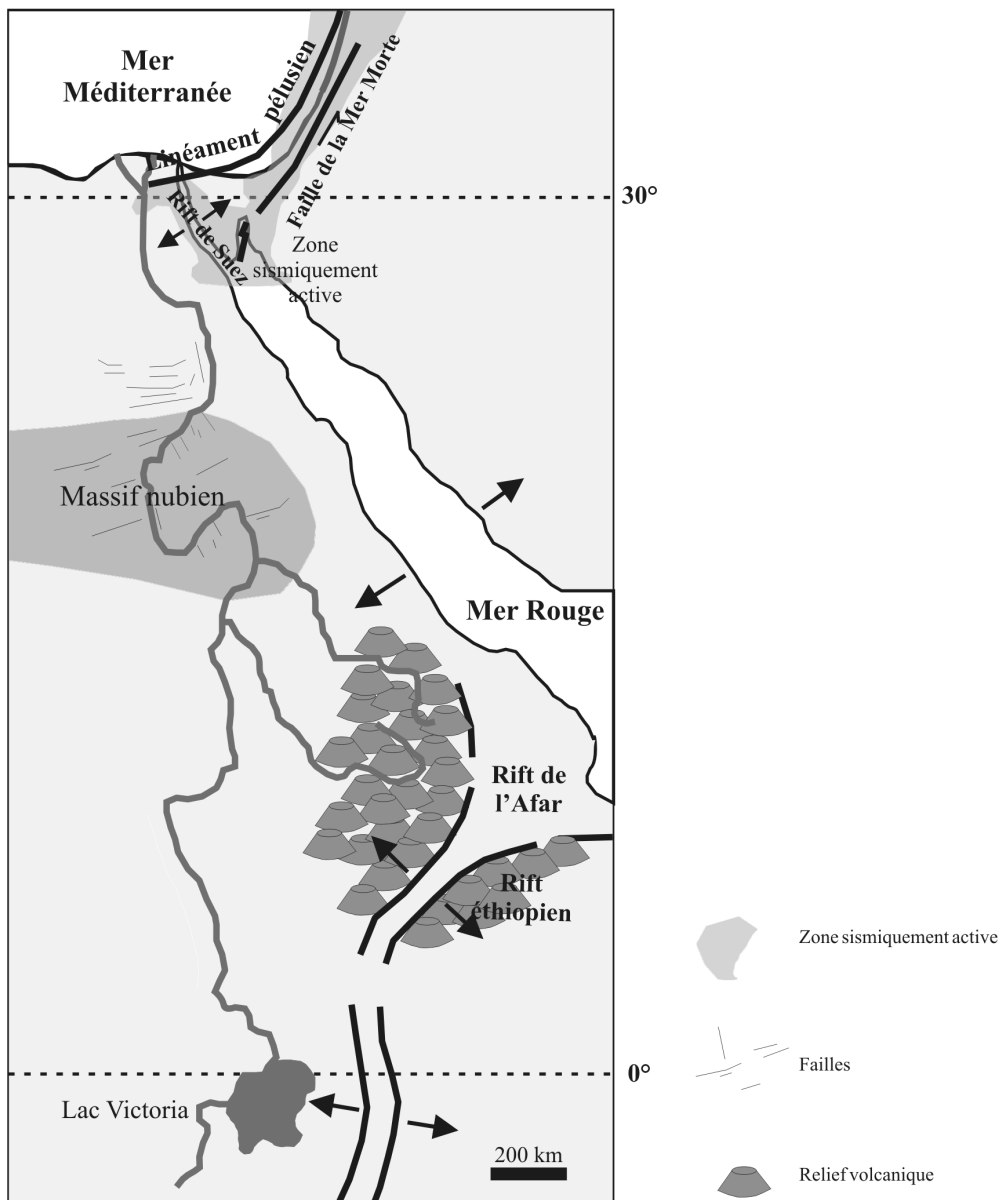


Figure II-2 : carte simplifiée du cadre sismo-tectonique affectant le bassin versant du Nil, d'après El-Araby et Sultan (2000), Adamson et Williams (1980), Williams et Williams (1980).

			EVENEMENTS VOLCANIQUES		EVENEMENTS TECTONIQUES				Soulèvements Massif nubien
			Rift éthiopien	Rift de l'Afar	Rift éthiopien	Afar	Golfe d'Aden	Mer Rouge	
QUATERNAIRE	HOLOCENE	10 ka	↑ Épanchements basaltiques, cônes, tufs	↑ Épanchements basaltiques, cônes, tufs	↑ Fissuration d'extension	↑ Accrétion du plancher océanique	↑ Accrétion du plancher océanique	↑ Accrétion du plancher océanique	↑
	PLEISTOCENE		↑ Volcanisme central siliceux	↑ Volcanisme central siliceux					
Références			Williams et Williams (1980)	Williams et Williams (1980)	Williams et Williams (1980)	Williams et Williams (1980)	Williams et Williams (1980)	Williams et Williams (1980)	Adamson et Williams (1980)

Figure II-3 : synthèse des événements volcaniques et tectoniques majeurs au cours du Quaternaire récent en Afrique de l'Est.

2) *Volcanisme sur le pourtour méditerranéen*

Au cours du Quaternaire, plusieurs volcans ont été actifs en Méditerranée. En particulier deux régions sources de tephra peuvent être identifiées (Fig. II-4) :

- (1) les provinces volcaniques italiennes (toscanne, romaine, campanienne, éolienne et sicilienne). La province campanienne comprend les Champs Phlgréens, l'île d'Ischia ou encore le Vésuve ;
- (2) les provinces égéennes ou arc hellénique (incluant la Turquie centrale).

Le caractère explosif important de cette activité et la composition assez variée des produits entre les provinces rendent la Méditerranée idéale comme région pour des études tephrochronologiques.

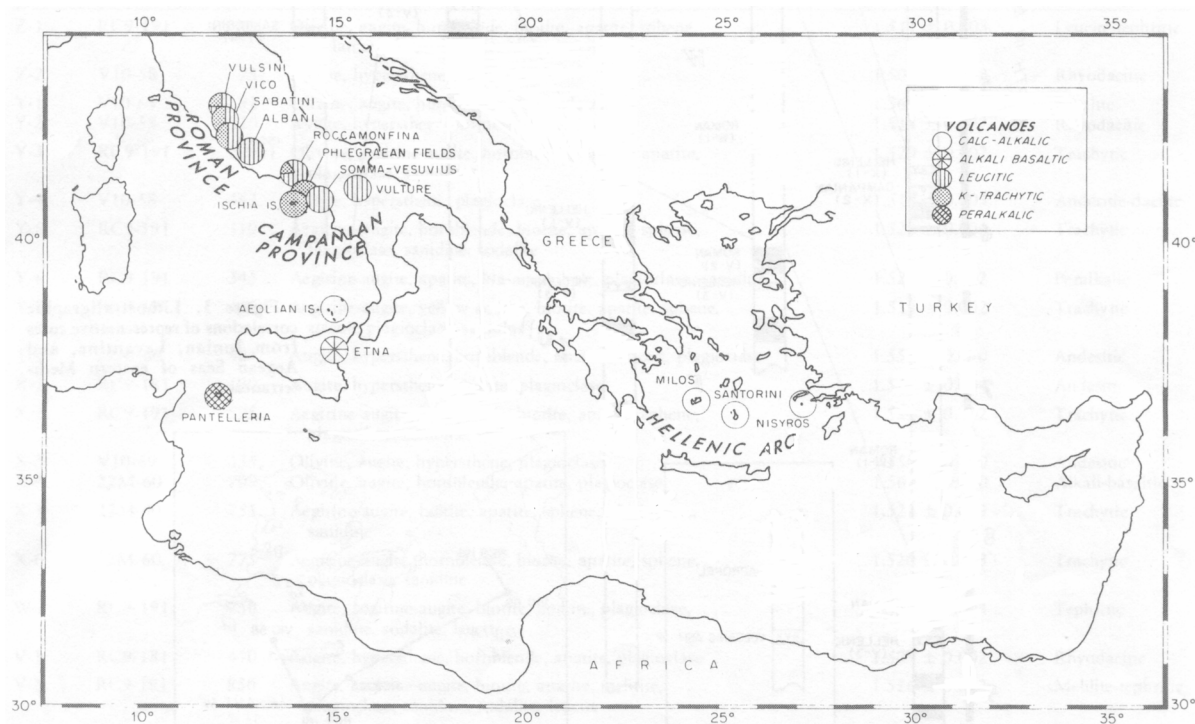


Figure II-4 : la Méditerranée et les principaux volcans actifs au Quaternaire (Keller et al., 1978).

3) Mont Eratosthène

Le mont sous-marin Erathosthène, localisé entre la côte égyptienne et Chypre (Fig II-1) représente un fragment de croûte continentale désolidarisé de la marge levantine au cours d'un épisode de rifting (Trias supérieur). En effet, la marge continentale égyptienne provient du rifting qui a initié la création d'un espace océanique d'âge mésozoïque appelé Mésogée. Ce mont sous-marin est maintenant engagé dans la subduction-collision sous la marge méridionale de Chypre (Robertson et al., 1995; Robertson, 1998).

Actuellement, ce horst montre une surface très plate (Fig II-5) héritée de l'érosion intense lorsque, pendant la régression messinienne, il formait une île s'élevant de plusieurs centaines de mètres au-dessus du niveau marin. Actuellement, ce bloc continental se fracture progressivement dans sa collision avec Chypre (Robertson et al., 1995). Plusieurs failles normales peuvent être observées sur son sommet plat. Certaines de ces failles, particulièrement le long de sa pente nord, peuvent avoir été progressivement réactivées en failles inverses (Robertson, 1998).

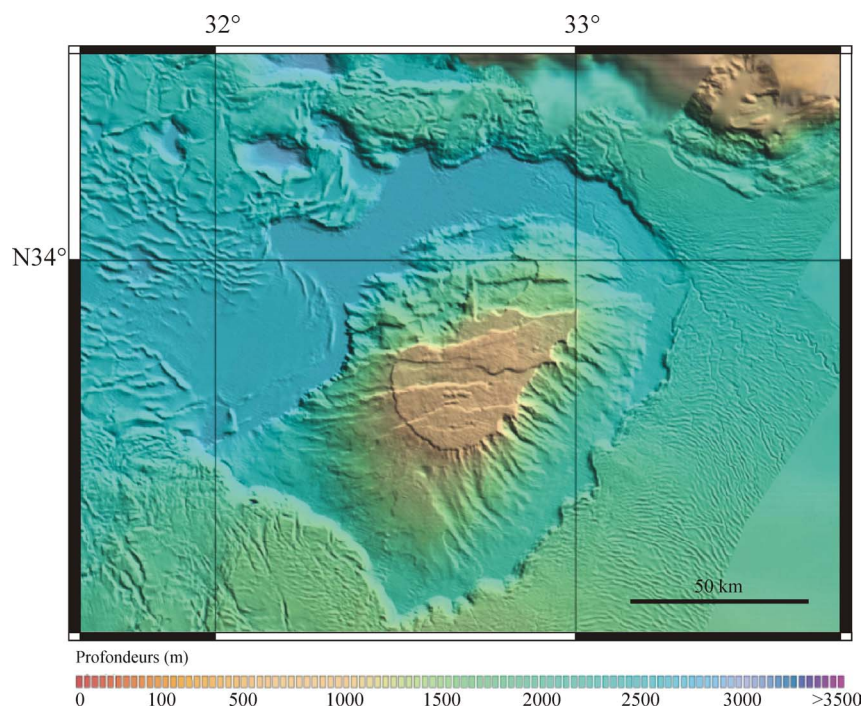


Figure II-5 : carte bathymétrique du Mont Eratosthène d'après Sardou et Mascle (2003).

4) *Tectonique salifère*

Le système turbiditique profond du Nil, qui s'étend sur la majeure partie de la marge continentale égyptienne, est constitué d'une couverture sédimentaire rapidement déposée et instable, d'âge Pliocène à Quaternaire, mise en place sur des couches d'évaporites ou d'équivalents latéraux (Loncke, 2002), dont l'épaisseur varie entre 1 et 3 km (Camera et al., 2004). Ces évaporites se sont déposées pendant l'événement de dessiccation du Messinien (Miocène terminal, 6,5-5,3 Ma) ; (Ryan et Hsü, 1973). A cette époque, l'isolement de la Méditerranée a provoqué une baisse du niveau marin de l'ordre de 1500 mètres entraînant le dépôt d'une épaisse série évaporitique dans les dépressions bathymétriques de l'époque (Sage et Letouzey, 1990). Les évaporites messiniennes se sont déposées notamment dans le bassin levantin et dans le domaine que recouvre actuellement le système turbiditique profond du Nil.

La charge sédimentaire sur ces couches ductiles a déclenché des déformations tectoniques (Gaullier et al., 2000; Loncke, 2002), similaires à celles communément observées sur d'autres marges passives sous l'influence du sel (Vendeville et Jackson, 1992a; 1992b). L'étalement gravitaire des évaporites et de la pile sédimentaire sus-jacente a induit une extension le long de la pente supérieure et une contraction distale à la base de la pente continentale (Fig II-6). La conséquence de cette activité tectonique gravitaire induite par la

présence de sel est que la majeure partie de la couverture sédimentaire plio-quadernaire du STPN est à présent déstabilisée et fortement tectonisée (Fig II-7). De plus, les épaisseurs de la couverture sont la cause de surpressions locales sur les sédiments profondément enfouis, expliquant l'observation de nombreuses caractéristiques relatives aux fluides (gaz et boues sous-compactées) ; (Loncke et al., 2004).

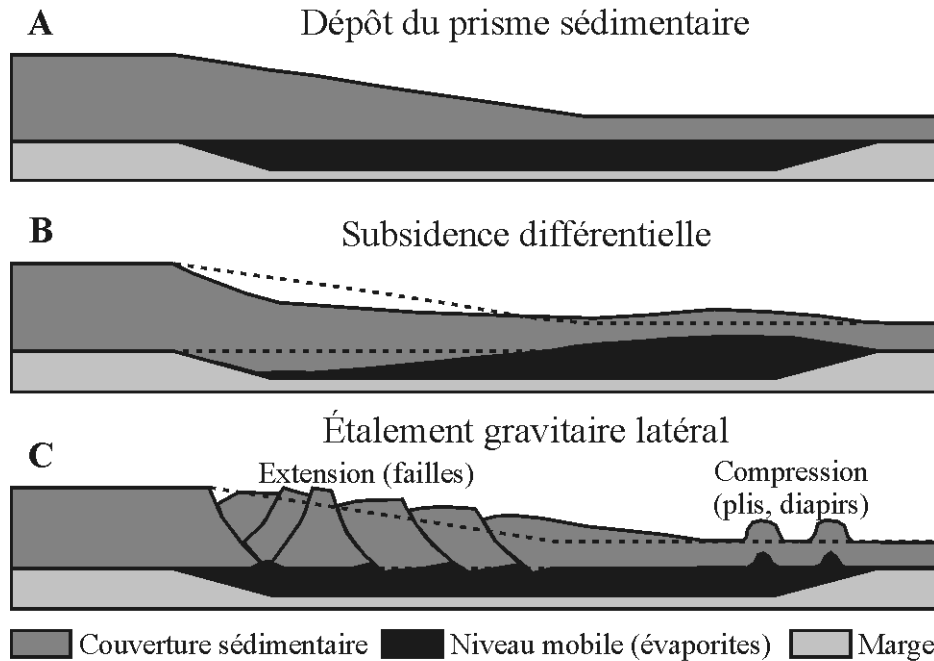


Figure II-6 : schéma simplifié illustrant les concepts de subsidence différentielle et étalement gravitaire lors du dépôt sur un niveau de sel d'un prisme sédimentaire (Vendeville, 1999 dans Loncke, 2002).

La topographie messinienne contrôle étroitement l'étalement gravitaire des couches évaporitiques messiniennes mobiles et de la couverture sédimentaire plio-quadernaire (Loncke, 2002). D'autre part, la présence de dépressions et de paléo-reliefs messiniens a permis au Messinien, l'accumulation de quantités variables d'évaporites, selon leurs profondeurs respectives. Or, plus l'épaisseur du niveau mobile est importante, plus les mouvements qui l'accompagnent vont être importants (Loncke, 2002). Ainsi, les mouvements sur le sel de la couverture plio-pléistocène ont été plus importants au sein des provinces centrale et orientale (paléo-bassin) qu'au sein de la province levantine comme on peut le voir sur les déformations finies de la couverture (Fig II-7).

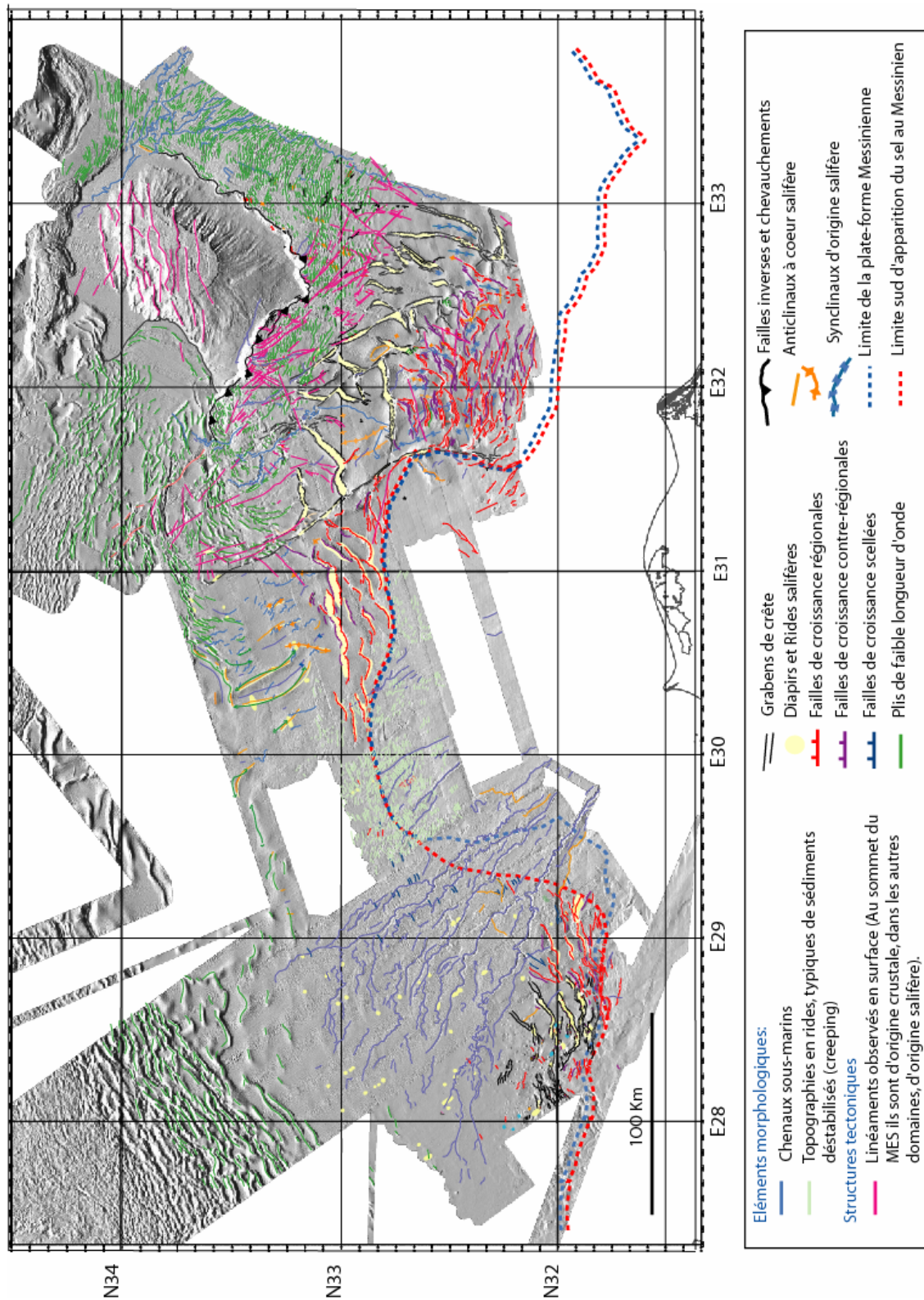


Figure II-7 : carte morphostructurale du STPN issue de l'analyse des données de bathymétrie, de réflectivité et de sismique réflexion (campagnes Prismed II et Fani) (Loncke, 2002).

D'autre part, les paléo-reliefs messiniens agissant comme des butoirs passifs, réorientent les directions d'étalement gravitaire et sont à l'origine d'accélération locales des mouvements du sel et de sa couverture (provinces orientale et occidentale) ; (Loncke, 2002).

La tectonique salifère se distingue de la tectonique crustale par le fait qu'elle est superficielle et d'origine gravitaire.

5) *Remontées de fluides*

Les nombreuses données acquises sur l'imagerie des fonds du STPN ont permis l'observation d'un grand nombre de structures liées à des remontées de fluides comme les volcans de boue (Fig II-8).

Les volcans de boue sont des structures à topographie positive, formés par l'émission de matériel argileux sous-compacté à la surface de la terre ou des fonds marins. De l'eau et du gaz sont généralement incorporés à ces argiles, leur donnant un comportement fluide, et leur permettant de remonter vers la surface le long de failles ou fissures (extrusion), ou par diapirisme. Lors de cette ascension, généralement violente, des fragments rocheux sont fréquemment arrachés à l'encaissant et incorporés à ce mélange boueux. Le matériel ainsi extrudé ou intrudé, s'épanche en surface formant des structures sub-circulaires à allongées. D'un point de vue sédimentologique, les sédiments des volcans de boue sont constitués d'une boue grise, sans structure et avec une forte odeur de gaz, et de clastes hétéro-métriques.

Indépendamment ou au voisinage direct des volcans de boue, de nombreuses émanations fluides non boueuses ont été observées comme les *pockmarks*. Ces sont des remontées gazeuses verticales, recoupant les piles sédimentaires autochtones. Elles peuvent être des témoins de dégazages superficiels (gaz biogénique, dégradation de la matière organique des sédiments superficiels) ou profonds (gaz thermogénique, processus profonds de maturation organique). Elles apparaissent en imagerie comme des tâches très réfléchives et sont généralement associées en surface à des topographies circulaires, négatives de quelques mètres de profondeur. A l'interface du fond marin avec l'eau de mer, ces *pockmarks* sont marquées par des encroûtements de calcium authigénique, précipités par oxydation microbienne du méthane, le calcium étant prélevé dans l'eau de mer (Huguen, 2001; Loncke, 2002; Loncke et al., 2004).

Sur le STPN, on distingue (Fig II-8):

- des volcans de boue coniques de diamètre moyen de 500 m et d'élévation de 10 à 60 m. On les observe à la verticale du pied des failles de croissance entre 2600 et 3000 m de fond;
- des volcans de boue en galette ou « cheminées gazeuses », à forte charge gazeuse, dont les diamètres peuvent atteindre 5 km. Ils sont isolés et observés en bordure de plate-forme continentale ou sur la pente continentale supérieure;
- des *pockmarks* fortement réfléchives, sous forme de vastes champs entre 750 et 2500 m de profondeur. Elles sont le plus souvent associées à de grandes coulées de boue (sédiments désorganisés) ou à des phénomènes de fluage;
- des suitelements formant des coulées réfléchives, interprétés comme des écoulements d'hydrocarbures.

La source principale des remontées argilo-cinétiques donnant naissance à des structures de remontées de fluide se situe sous les évaporites messiniennes (Loncke, 2002; Loncke et al., 2004). Les forts taux de sédimentation du STPN entraînent un enfouissement rapide de niveaux argileux riches en matière organique (source potentielle des fluides) ainsi qu'une surcharge sédimentaire suffisante pour générer une surpression de ces niveaux. La présence de barrières salifères accentue localement ces surpressions. En effet, le sel s'oppose à l'échappement de fluide mais les failles jouent le rôle de conduits permettant la migration de sédiments sous-compactés vers la surface.

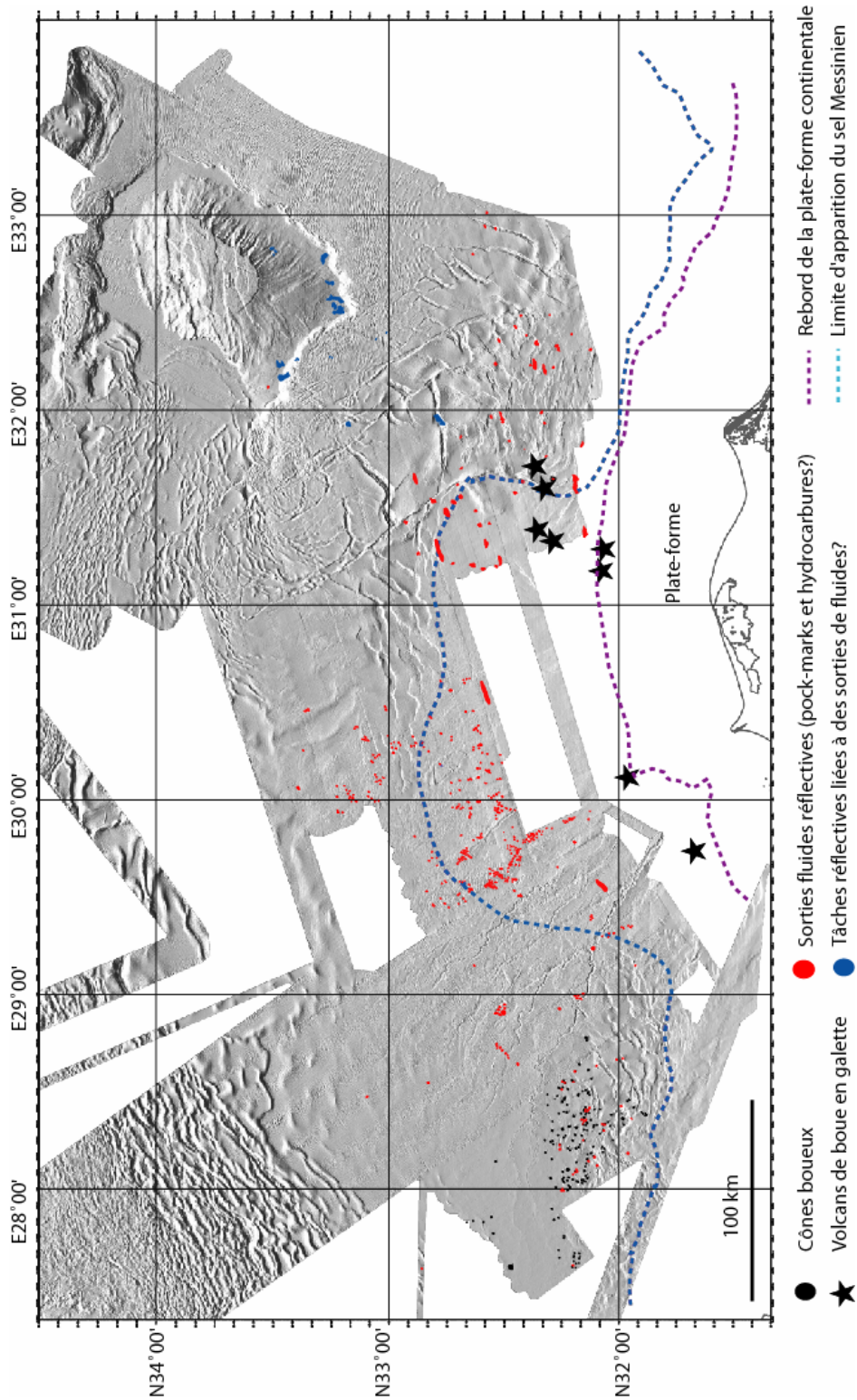


Figure II-8 : bathymétrie ombrée du STPN sur laquelle sont reportés les différents types d'émanations de fluides répertoriées. Les cercles noirs indiquent les volcans de boue coniques. Les étoiles les cheminées gazeuses. Les points rouges les *pockmarks* et suintements d'hydrocarbures. En bleu les anomalies de réflectivités moins nettes mais peut être liées à des suintements de fluides (Loncke, 2002).

B - CONTEXTE CLIMATIQUE

1) Climat actuel de la Méditerranée orientale et du NE de l'Afrique

Les vents du nord-est de l'hémisphère nord et les vents du sud-est de l'hémisphère sud (Alizés) s'écoulent vers la région de basse pression de l'équateur depuis les ceintures subtropicales des hautes pressions situées vers 18° de latitude N et S. La rencontre de ces vents s'appelle la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) et constitue la région où tombent les pluies. De façon générale, les conditions humides prévalent depuis la ZCIT vers l'équateur et les conditions sèches apparaissent depuis la ZCIT vers le pôle.

En hiver, le front polaire et la ZCIT migrent vers le sud (Fig II-9); la marge nord du Nil est sous l'influence du front polaire (précipitations) et les sources du Nil reçoivent peu de précipitations (ZCIT trop au sud).

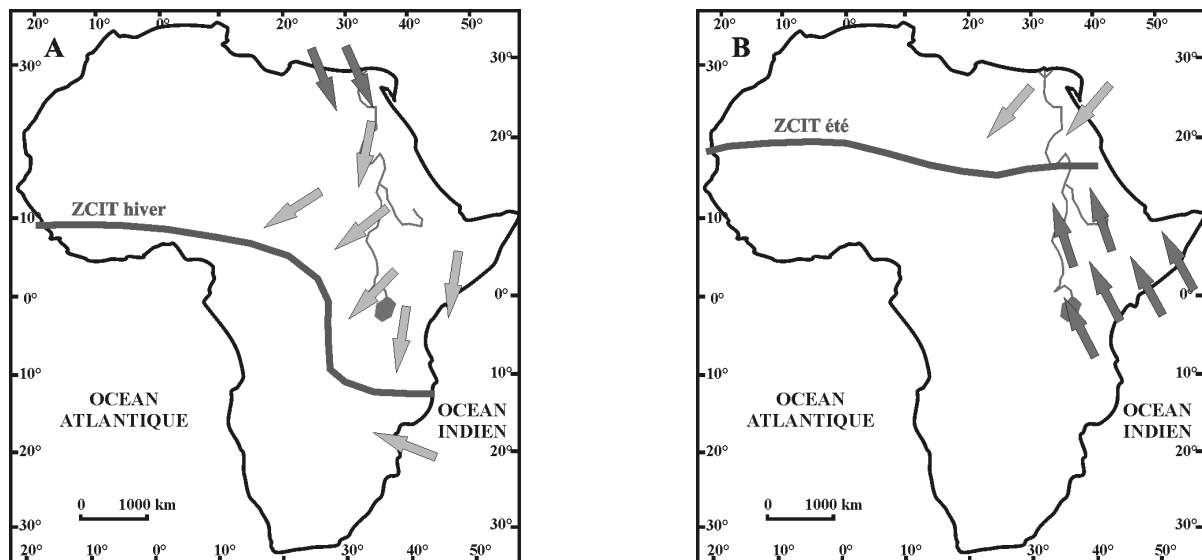


Figure II-9 : carte de l'Afrique montrant la position de la ZCIT, des vents (flèches gris clair) et des précipitations (flèches gris sombre) en hiver (A) et en été (B), modifié d'après Gasse, (2000; 2006).

En été, le front polaire et la ZCIT migrent vers le nord ; il n'y a pas de précipitations sur la côte méditerranéenne africaine mais des pluies abondantes sur la région des sources du Nil (ZCIT au-dessus de l'équateur) (Fig II-9). Les vents chauds et humides soufflent depuis l'Océan Indien vers l'Asie pendant l'été boréal. La déflexion vers l'ouest de ces vents due à l'effet de Coriolis apporte une partie des courants aériens chargés d'humidité au-dessus de l'Ethiopie. En atteignant les hautes terres éthiopiennes, ils sont forcés de s'élever et donc de

se refroidir et de se condenser en formant des précipitations de juillet à septembre. C'est la mousson. Elle apporte une longue saison des pluies en Ethiopie.

La circulation de mousson s'est intensifiée pendant les quelques derniers millions d'années à cause du soulèvement continu du plateau tibétain.

2) *L'évolution générale du climat*

L'assèchement du Sahara a commencé au cours du Miocène supérieur et s'est accentué pendant le Pliocène inférieur. Cette tendance vers l'aridité semble être liée à un refroidissement global, car le Pliocène inférieur correspond à l'époque où les calottes glaciaires se sont développées dans les deux hémisphères. Au cours du Quaternaire, les variations cycliques des mouvements orbitaux de l'axe de la Terre ont modifié la répartition des zones climatiques en changeant l'insolation, le flux et la distribution de chaleur arrivant à la surface de la Terre. Les changements climatiques peuvent donc être mis en relation avec les zones climatiques actuelles et peuvent être interprétés comme le résultat du déplacement latitudinal des positions moyennes annuelles du front polaire et de la ZCIT.

De façon générale, pendant les **périodes glaciaires**, les calottes glaciaires et les limites de la banquise sont plus étendues et intensifient l'albédo, les océans sont généralement plus froids, ce qui engendre une répartition des zones climatiques très différente de l'actuel. Les faibles températures produites par ces conditions aux pôles renforcent le gradient N-S de température au-dessus de l'Eurasie déplaçant la ZCIT vers le sud et laissent l'Afrique équatoriale avec des précipitations réduites. L'aridité plus forte aux tropiques diminue l'étendue des lacs équatoriaux et est-africains.

Cependant les déplacements du front polaire ont varié pendant les différentes périodes glaciaires donnant des degrés d'humidité différents au nord de l'Afrique.

Pendant la **dernière période de glaciation**, le déplacement des fronts vers le sud ne semble pas avoir été aussi prononcé que pendant les périodes de glaciation précédentes. Il y avait quelques précipitations sur les hautes terres éthiopiennes mais le déplacement du front polaire vers le sud n'a pas produit des pluies importantes en Egypte qui a dû être soumise à un climat extrêmement sec.

Le concept de fluctuations climatiques pendant le Quaternaire est concentré sur les glaciations avec leurs traces remarquables aux hautes et moyennes latitudes. Cependant, aux basses latitudes et en particulier dans la zone soumise à la mousson africaine, entre l'Equateur et le Sahara, les précipitations saisonnières sont la variable climatique dominante. Ainsi, l'évolution climatique au-dessus du bassin versant du Nil et de la Méditerranée orientale est plutôt ponctuée par les périodes plus humides appelées Pluviaux et des périodes plus sèches appelées Arides.

3) Les Pluviaux et les Arides au Sud du bassin

Ces périodes ont été identifiées essentiellement dans les dépôts lacustres qui parsèment l'Afrique équatoriale et tropicale (Fig II-10), mais aussi dans le cours du fleuve (Said, 1983; 1993) et dans le bassin oriental méditerranéen (Weldeab et al., 2002).

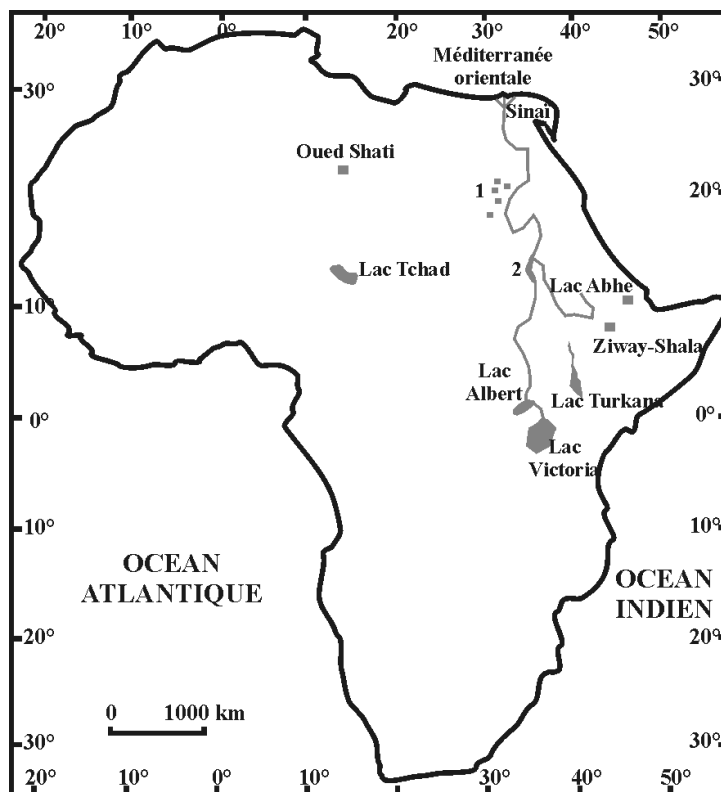


Figure II-10 : carte de localisation des différents lacs ayant fait l'objet d'études paléoclimatologiques. **1** : paléolacs du NW du Soudan et SW de l'Egypte (oasis de Selima, oueds Hidwa, Arid, Hussein, dépression d'Oyo, Bir Tarfawi, Bir Sahara, Debis West, Selima sandsheet et Gebel Nabta (Szabo et al., 1995)) ; **2** : paléolac saisonnier à la confluence Nil Blanc/Nil Bleu (Williams et al., 2000).

La colonne « synthèse » de la figure II-11 illustre les informations retenues et qui seront réutilisées dans le cadre de cette étude. Il est important de noter qu'il y a plusieurs périodes sans données car les hiatus sont fréquents dans les séquences continentales, et particulièrement pendant les phases arides ou hyper arides. De plus, la stratigraphie continentale manque de chronologie fiable. Les datations radiocarbone, communément utilisées pour les chronologies précises, ne sont souvent pas applicables dans les environnements arides ou semi désertiques, comme ceux autour de la Méditerranée orientale. En effet, en général, seuls les dépôts de coquilles ou de carbonates sont utilisables pour dater, et l'effet « eau dure » (calcaire), la recristallisation ou l'ingestion de carbonates fossiles par des mollusques terrestres conduit souvent à des erreurs de datations (Evin, 1991).

Les premiers 20 ka sont cependant abondamment documentés (Fig. II-11), et les datations et la chronologie des épisodes arides et pluviaux sont cohérents. Ainsi la période s'étendant entre 5/4 ka et l'actuel se caractérise par un climat chaud et aride. Entre 12,5/10 et 6/4 ka selon la latitude, c'est le **pluvial nabtien**, marqué par un climat chaud et particulièrement humide. En effet, le retrait des glaciers de montagne en Ethiopie s'est fait vers 14 750 ans puis vers 12 ka BP, la ZCIT semble avoir migré vers le nord, apportant des pluies sur le plateau des lacs équatoriaux entre 12,5 et 10 ka, puis aux hautes terres éthiopiennes, au nord du Soudan (existence de lacs) et au sud de l'Egypte entre 10 et 4,5 ka (Said, 1993; Szabo et al., 1995; Williams et al., 2000). La partie nord de l'Egypte était par contre aride. Cette phase humide, qui a duré au moins 6000 ans, a été interrompue par de courtes périodes d'aridité. Entre 20 et 12,5 ka, le climat était aride et plus froid.

Quelques données montrent des hauts niveaux lacustres entre 20 et 40 ka (Fig. II-11) mais cela n'a pas été observé directement sur le bassin versant du Nil et les stades isotopiques 3 et 4 sont particulièrement peu documentés. Il est donc difficile d'évaluer les caractéristiques climatiques entre 70 et 20 ka.

Pendant le stade isotopique 5, plusieurs auteurs observent une période humide : le **pluvial saharien** (Fig. II-11). La fin de cette période est datée pour la majorité des sites vers 70 ka. Au moins trois brèves périodes arides ont interrompu cette phase humide (74-76 ka, 95-97 ka et 105-117 ka); (Said, 1993). L'aride du **Dandara**, plus long, est marqué régionalement. Le début du pluvial saharien est beaucoup plus polémique. En effet, il est difficile de conclure sur les caractéristiques du climat entre 250 et 125 ka car les différentes données sont contradictoires. J'ai cependant choisi ici de privilégier les résultats de Weldeab

et al. (2002) car ce sont des enregistrements marins qui offrent une meilleure continuité et chronologie (isotopes) pour cette époque.

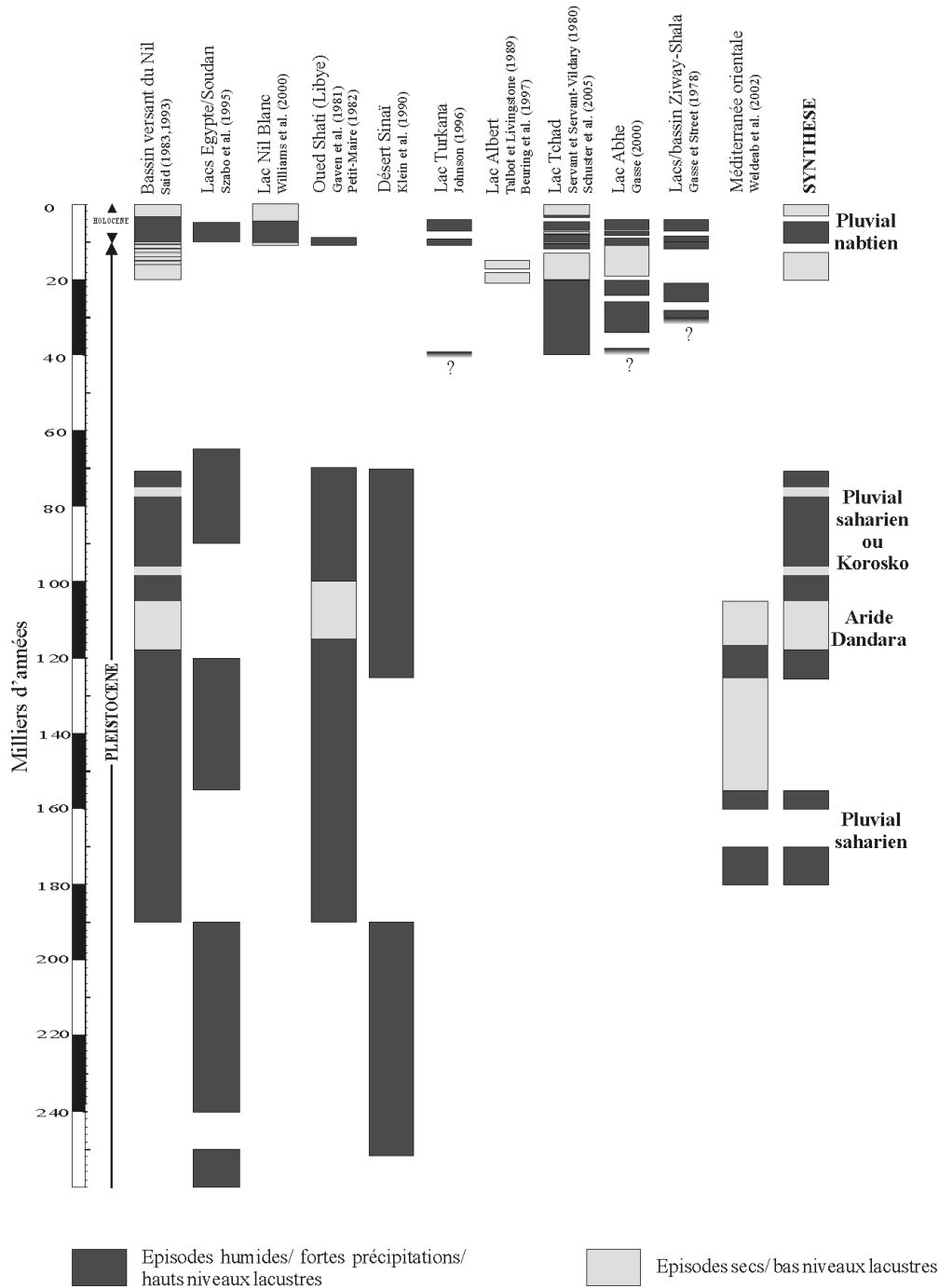


Figure II-11 : synthèse des différentes périodes humides (pluvial) et des épisodes secs (aride) enregistrés au sud du bassin du Nil (Gasse et Street, 1978; Servant et Servant-Vildary, 1980; Gaven et al., 1981; Petit-Maire, 1982; Said, 1983; Talbot et Livingstone, 1989; Klein et al., 1990; Said, 1993; Szabo et al., 1995; Johnson, 1996; Beuning et al., 1997; Gasse, 2000; Williams et al., 2000; Weldeab et al., 2002; Schuster et al., 2005).

4) *La théorie astronomique des climats et les index de moussons*

La théorie de Milankovitch (1941) soutient que les glaciations correspondent aux périodes durant lesquelles les hautes latitudes de l'hémisphère nord, où la majeure partie des masses continentales sont situées, reçoivent un minimum de rayonnement solaire pendant l'été. Ce rayonnement, insuffisant pour fondre la neige accumulée en hiver, provoquerait par augmentation de l'albédo un processus de rétroactions positives conduisant progressivement à une extension de plus en plus grande des calottes glaciaires (Berger, 2006). Pour le Quaternaire, trois paramètres fondamentaux de l'orbite terrestre vont régir la répartition de l'insolation à la surface du globe et donc les évolutions paléoclimatiques : l'excentricité de l'orbite de la Terre (cyclicités de 400 et 100 ka), la précession des équinoxes (19 et 23 ka) et l'obliquité de l'écliptique (41 ka). Ces variations contrôlent de petits changements dans la distribution saisonnière et latitudinale de l'énergie solaire reçue par la Terre.

Les modèles mis au point depuis quelques années permettent d'affiner les corrélations entre les paramètres orbitaux et les paléoclimats en tenant compte de l'ensemble des caractéristiques des climats (pluviosité, température, vents et variabilité saisonnière) et des particularités du globe (répartition des continents et altitudes par exemple). Afin de quantifier les périodes de fortes moussons sur l'Afrique de l'Est, Rossignol-Strick (1985) définit un index de mousson en fonction de variations de l'insolation pendant l'été entre le Tropique du Cancer et l'Equateur (Vernekar, 1972).

Cet index de mousson traduit l'évolution supposée de la pluviosité dans les zones drainées par la partie sud du cours du Nil. En comparant l'évolution de cet index (ΔM) depuis 250 000 ans et l'apparition de sapropèles en Méditerranée orientale, Rossignol-Strick (1985) constate que chaque sapropèle correspond à des valeurs de ΔM supérieures à 41 cal.cm^{-2} (Fig II-12). Cependant deux index de mousson élevés ($> 46 \text{ cal.cm}^{-2}$) ne coïncident pas avec le dépôt de sapropèles à 313 000 et 334 000 ans. Les corrélations entre index de mousson élevé et sapropèle sont : très bonnes pour S6, S7, S8 et S9, possibles pour S3 et S5, difficiles pour S1 dont le dépôt débute 2000 ans après l'index de mousson élevé, impossible pour S4. On remarque également que les sapropèles peu épais (S1, S3, S4 et S9) correspondent à des index de mousson plus faibles ($42 \text{ à } 49 \text{ cal.cm}^{-2}$) que ceux des sapropèles épais (S5, S6, S7 et S8) avec des index de $54 \text{ à } 63 \text{ cal.cm}^{-2}$.

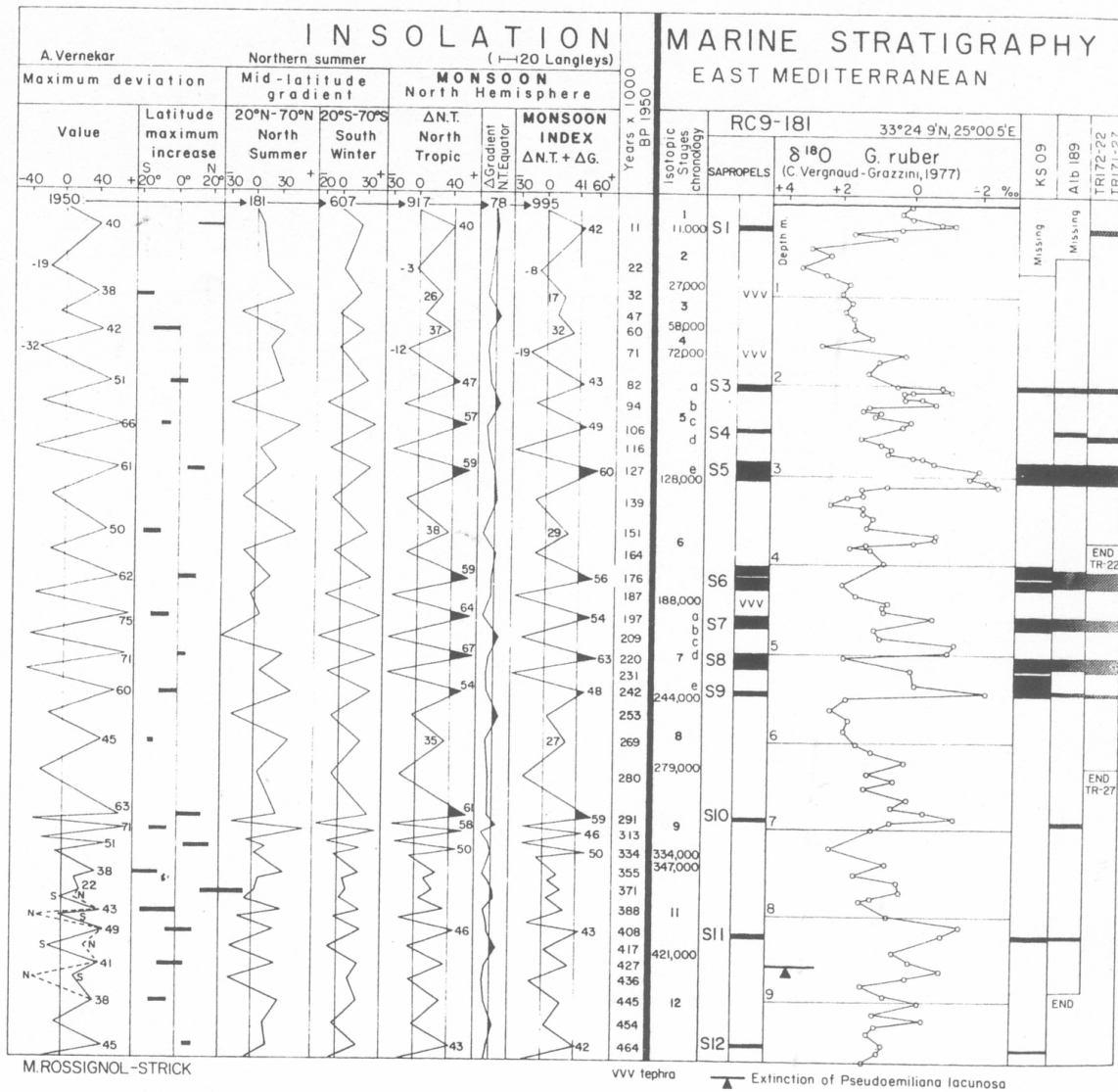


Figure II-12 : corrélation de deux séries temporelles indépendantes : la variation de l'index de mousson/insolation, et l'enregistrement géologique des sapropèles marins profonds en Méditerranée orientale, au cours des derniers 465 000 ans (Rossignol-Strick, 1985).

La comparaison de cette étude avec les données obtenues par ailleurs pose deux problèmes : la précision de datation des sapropèles et les corrélations ΔM /pluviaux et ΔM /périodes où le Nil est un fleuve puissant.

Tuenter et al. (2003) montrent que la mousson africaine d'été est influencée à la fois par l'obliquité et la précession. Durant le maximum d'obliquité ou le minimum de précession, les précipitations de mousson sont accrues et s'étendent plus au nord que pendant le minimum d'obliquité et le maximum de précession. Ainsi, les changements dans l'intensité de la

mousson sont dus aux changements des radiations solaires aux hautes et basses latitudes. L'intervalle d'occurrence des précipitations maximales de mousson est influencé par la précession (19 à 23 ka) mais pas par l'obliquité.

C - CONTEXTE HYDROLOGIQUE

1) Le régime du fleuve Nil

Le Nil traverse six états : la République Démocratique du Congo, la Tanzanie, l'Ouganda, l'Éthiopie, le Soudan et l'Égypte (Fig II-13) et presque 35° de latitude, depuis le sud de l'équateur jusqu'à la Méditerranée. Les conditions de drainage de son bassin, qui incluent l'Afrique centrale, le plateau éthiopien et l'est du Sahara soit 1/10 du continent africain, s'étendent d'un climat tropical humide et équatorial à un climat chaud et aride.

Son cours s'étend sur 6825 km et son bassin versant s'étale sur 2 870 000 km². Son débit représente 1/3 des eaux collectées par la partie supérieure de son bassin. En effet, le Nil est un gros fleuve dans la zone tropicale puis sur 3000 km c'est une artère qui traverse le désert sans affluent (Fig II-13). Il y subit une importante évaporation. Entre Khartoum et Assouan, le fleuve est découpé par des segments plus pentus avec 6 cataractes, lorsqu'il traverse le massif nubien.

Le débit moyen à l'embouchure est de 2800 m³/s (86.10⁶ m³/an), ce qui équivaut au débit du Rhin qui a pourtant un bassin versant 19 fois moins important. Le Nil a un débit très faible comparé à sa longueur ou à la surface de son bassin versant (Table II-1). Ce déficit en eau est dû, de façon générale, à la faible quantité de précipitations reçue par unité de surface de drainage ; une grande partie du bassin est soumis à un régime climatique aride.

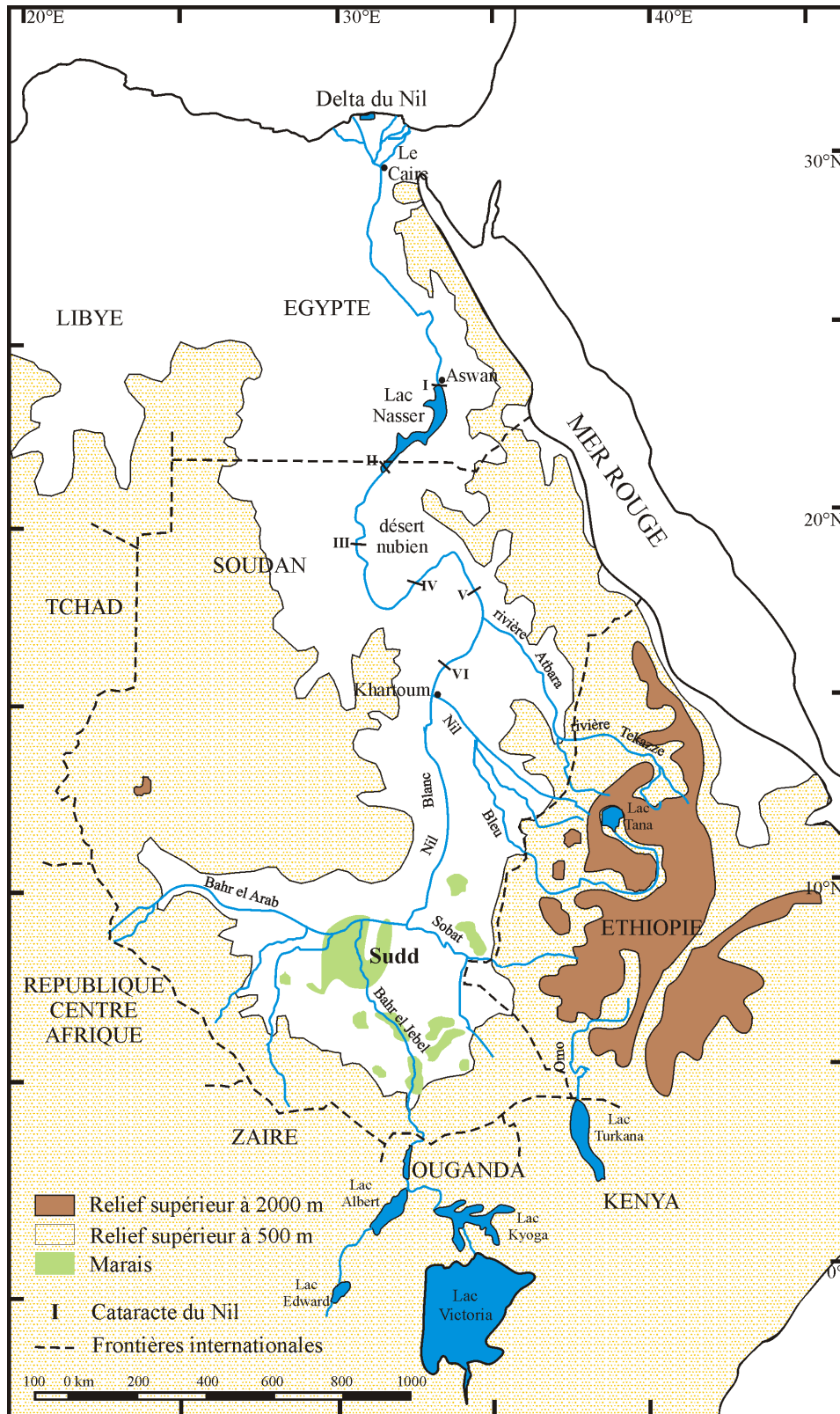


Figure II-13 : carte du bassin versant du Nil et des reliefs traversés.

Fleuve	Longueur (km)	Surface de drainage (10 ³ km ²)	Débit annuel (10 ⁶ m ³)	Débit par unité de surface (10 ³ m ³ /km ²)
Nil	6825	2960	84	28
Amazone	6700	7050	5518	728
Zaire	4700	3820	1248	326
Hoang Ho	4630	673	123	182
Mekong	4200	795	470	590
Niger	4100	1220	192	157
Mississippi	970	3270	562	170
Danube	2900	816	206	252
Zambèze	2700	1200	223	185
Rhin	1320	224	70	312

Table II-1: comparaison du Nil et des autres systèmes de grands fleuves (Said, 1993).

Le débit solide au Caire, avant le contrôle du fleuve par les barrages, est de 57 millions de tonnes/an (septembre = 1,6 kg/m³ ; juin = 0,023 kg/m³), ce qui est également inférieur au débit solide des grands fleuves du monde en régime climatique tropical sec. Cette charge solide, constituée d'un peu de sable transporté sur le fond, de limon (25%) et d'argiles (62%), diminue de Khartoum à l'embouchure. La majorité du matériel provient de l'altération des roches volcaniques et métamorphiques du haut bassin.

Le Soudan et l'Ethiopie ont un régime tropical (> 1500 mm/an) (Fig II-14). Le Nil est donc considéré comme un fleuve tropical, c'est-à-dire avec un régime hydrologique régulier avec les crues estivales. Son débit est unimodal, les crues se produisent d'août à décembre avec un maximum de septembre à octobre = 700.10⁶ m³/j (Fig II-15 et Table 2). En mai (étiage), l'essentiel du débit du Nil provient du Nil Blanc et du Sobat (83% de l'écoulement). Le Nil Bleu ne représente que 17% et l'Atbara est à sec. En septembre (hautes eaux), le Nil Bleu représente 68% de l'écoulement, l'Atbara 22%, et le Nil Blanc et le Sobat seulement 10%.

	Nil Blanc	Nil Bleu	Atbara	Nil principal
Débits (10 ⁶ m ³ /an)	2600	48 600	11 050	84 140
Débits (%)	30	57	13	100
Charge solide (%)	4	77	19	100

Table II-2 : les principaux affluents du Nil et leur influence relative (Ali Abdel Megid, 2005).

Ainsi 96% des sédiments proviennent des hauts plateaux éthiopiens, ce qui correspond seulement à 9% du bassin du Nil. La charge totale est de 164.10^6 t/an, transportée principalement entre juillet et octobre. Le transport sur le fond est de 1%.

Le Nil principal, au nord de 18°N reçoit ses eaux de deux sources majeures : le Nil Blanc, qui draine une large surface de l'Afrique équatoriale, et les tributaires éthiopiens - le Nil Bleu, la rivière Atbara – sont les sources majeures des eaux du Nil (Fig II-13).

- Le **Nil Blanc** contribue à presque 1/3 de la charge totale, mais seulement une proportion mineure de sédiments car le Nil Blanc a un débit très faible. En effet, son cours traverse la brousse et la savane soudanaise avec peu de pente et de nombreux marais. La concentration en sédiments dans le Nil Blanc ne varie pas beaucoup en aval du Sudd. En fait, les marais du sud Soudan ainsi que les lacs d'Ouganda sont des filtres très efficaces pour les particules en suspension, si bien que seulement deux millions de tonnes de sédiments atteignent Khartoum par le Nil Blanc chaque année et la majorité est amenée depuis l'Ethiopie par le Sobat (Williams et Adamson, 1980). Le Nil Blanc érode des terrains métamorphiques, et apporte des amphiboles au bassin profond et au delta (Foucault et Stanley, 1989).

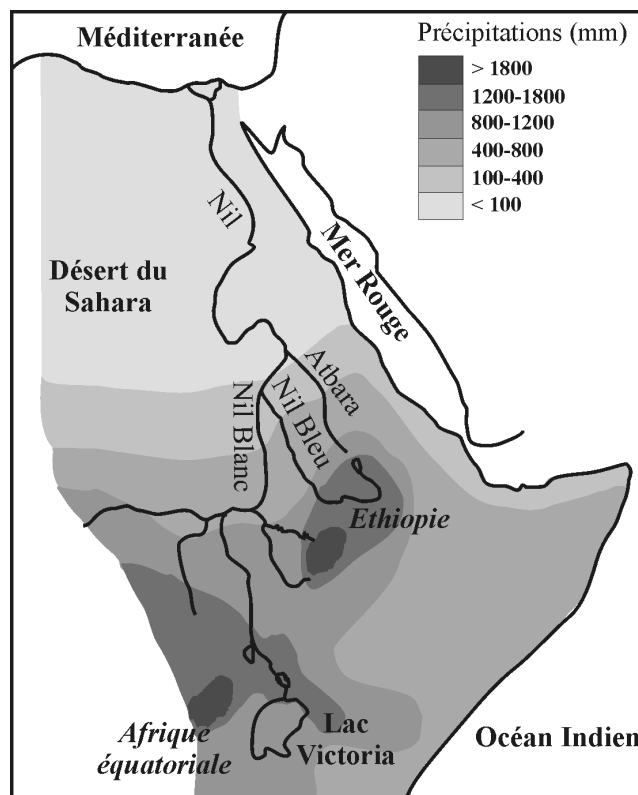


Figure II-14 : carte de répartition des précipitations sur le bassin versant du Nil, modifié d'après Said, (1993).

- Le **Nil Bleu** contribue à plus de la moitié de la charge totale du Nil principal et presque $\frac{3}{4}$ de la charge solide ; la proportion des pyroxènes relative aux amphiboles est importante. Le Nil Bleu délivre de l'eau à un taux annuel moyen de $1620 \text{ m}^3/\text{s}$, avec jusqu'à 5000 à $6000 \text{ m}^3/\text{s}$ pendant les crues. Pendant cette saison, qui commence en juillet et se termine en septembre, la contribution des affluents éthiopiens augmente, atteignant presque 100% à la fin août. Le niveau de l'eau diminue après la crue et atteint un minimum en juin, lorsque le Nil est nourri essentiellement par les eaux du Nil Blanc et la contribution des affluents éthiopiens est faible (25%) (Hassan, 1981) (Fig II-15).

- La **rivière Atbara** contribue seulement à une faible part de la charge totale mais à $\frac{1}{4}$ de la charge solide du Nil principal, les pyroxènes y sont également plus abondants que les amphiboles.

Le Nil Bleu et la rivière Atbara proviennent des massifs volcaniques d'Ethiopie. La quantité importante de pyroxènes dans le Nil Bleu et l'Atbara résulte de l'érosion des terrains volcaniques éthiopiens. Pyroxènes et amphiboles constituent généralement plus de 50% de la série totale des minéraux lourds dans les sédiments du Nil principal.

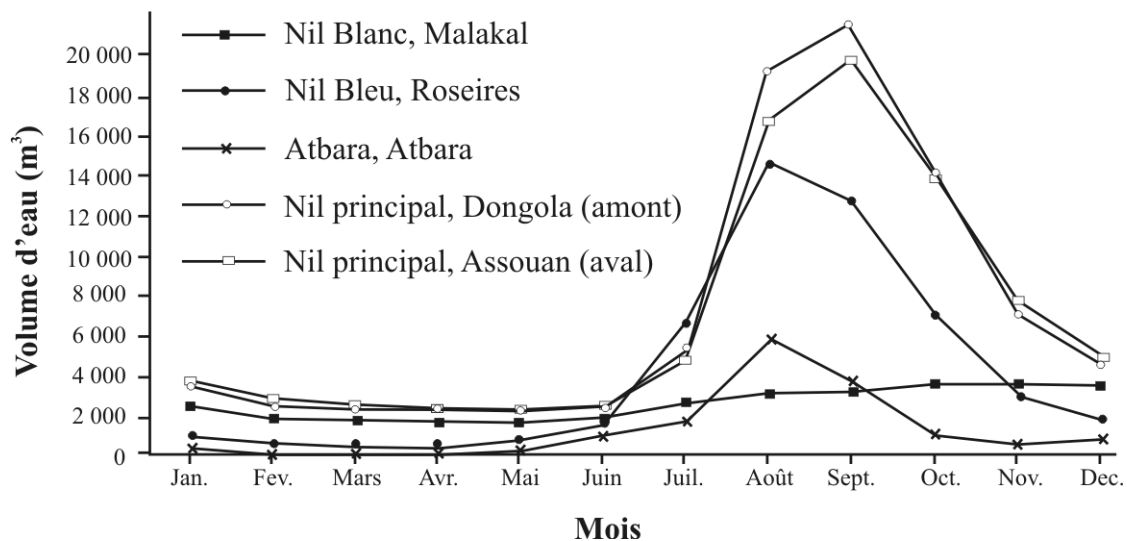


Figure II-15 : diagramme montrant les fluctuations des volumes d'eau délivrés à différents points du cours du Nil ainsi que les crues estivales provoquées par les tributaires éthiopiens (Nil Bleu et Atbara) ; modifié d'après Said, (1993).

Les maxima de crues du Nil peuvent être attribuées aux précipitations de mousson en Ethiopie et les minima de crues, la plupart du temps aux précipitations en Afrique équatoriale de l'est. Les différences en débit de ces trois tributaires sont une fonction des zones de différentes surfaces de leurs bassins de drainage respectifs et des différences de précipitation.

Les variations dans la charge solide enregistrent les fluctuations saisonnières dans les précipitations et la couverture végétale dans les divers bassins. L'Ouganda équatorial et les montagnes du sud de l'Éthiopie, avec deux saisons des pluies et des quantités moindres de précipitations probablement pendant les mois intermédiaires, favorisent un ruissellement plus régulièrement distribué que ne le font les hautes terres centrale et nord d'Éthiopie, où les précipitations estivales importantes nourrissent les crues annuelles.

2) La circulation des masses d'eau dans le bassin levantin

La Méditerranée est une mer marginale semi-fermée qui communique avec l'océan Atlantique par le détroit de Gibraltar (Fig. II-16). Les budgets négatifs en eau douce (bassin de concentration ou d'évaporation) et en chaleur du bassin produisent sa circulation thermohaline anti-estuarienne et déterminent ses caractéristiques hydrologiques.

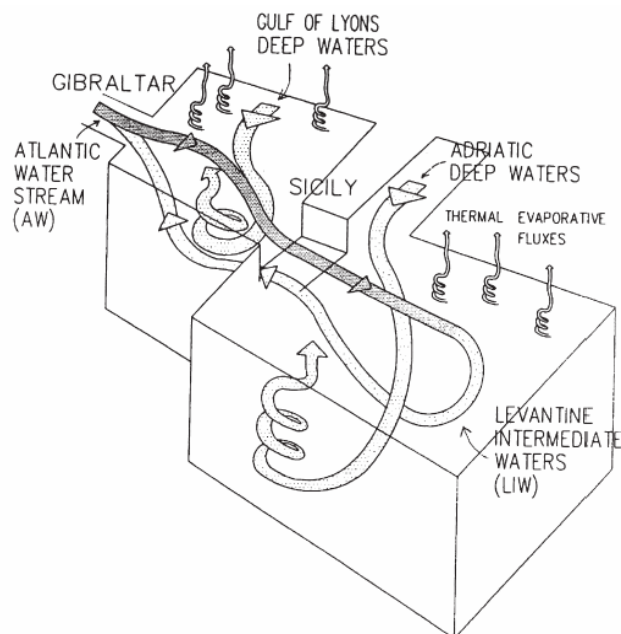


Figure II-16 : représentation schématique de la circulation thermohaline en Méditerranée (Lascaratos et al., 1999).

Les eaux atlantiques de faible salinité (AW) qui entrent dans la couche de surface du détroit de Gibraltar sont transformées en eaux salines méditerranéennes qui existent par la suite dans l'Atlantique via la couche la plus profonde. Bien que les AW de surface perdent progressivement leurs caractéristiques par le biais d'un mélange et de l'évaporation durant son trajet vers l'est (la salinité passe de 36,15 ‰ dans le détroit de Gibraltar à 38,6 ‰ dans la

partie orientale du bassin levantin) ; (Fig II-17) ; (Lascaratos et al., 1999), la transformation en eaux intermédiaires et profondes se produit dans des zones particulières dans le bassin. Dans ces zones, des conditions océaniques favorables et des processus extrêmes d'interaction air-eau conduisent au plongement des masses d'eau.

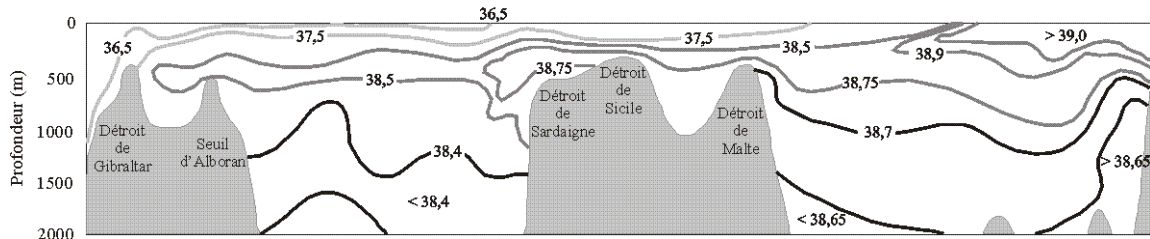


Figure II-17 : cellule thermohaline ouverte de la couche supérieure de la Méditerranée (Malanotte-Rizzoli, 2001). Gris clair : eaux atlantiques de surface (AW); gris : eaux levantines intermédiaires (LIW) et eaux levantines de surface (LSW); noir : eaux profondes méditerranéennes occidentales et orientales (WMDW et EMDW).

La circulation en Méditerranée est généralement décrite de façon schématique comme une cellule thermohaline ouverte avec deux cellules secondaires fermées, une pour chaque sous-bassin (bassin occidental, bassin oriental) (Fig. II-16 et II-17). La cellule principale décrit la transformation des eaux atlantiques de surface (AW) en eaux intermédiaires levantines (LIW), ce qui est le moteur principal de l'écoulement méditerranéen sortant dans l'Atlantique. Les deux cellules secondaires décrivent la transformation des eaux de surface et intermédiaires en eaux profondes de Méditerranée occidentale (WMDW) et en eaux profondes de Méditerranée Orientale (EMDW). L'existence d'une cellule de profondeur intermédiaire est principalement contrôlée par la présence de deux seuils relativement peu profonds (détroits de Gibraltar et de Sicile). De plus, le seuil du détroit de Sicile empêche une communication directe entre les EMDW et les WMDW mais le couplage se fait via la couche des LIW (Fig II-17).

Les couches intermédiaires du bassin (200-500 m) sont occupées par les eaux salines intermédiaires levantines (LIW). Cette masse d'eau se forme dans deux tourbillons océaniques permanents et bien définis : celui de Rhodes dans la partie NW du bassin levantin, et celui à l'ouest de Chypre (Malanotte-Rizzoli et Hecht, 1988; Lascaratos et al., 1999) ; (Fig II-18). Pendant l'été, les couches de surface de la mer Levantine sont occupées par une masse d'eau chaude et salée : les eaux de surface levantine (LSW). Le refroidissement hivernal

augmente la densité de cette eau qui plonge donc et se mélange avec les eaux sous-jacentes dans le tourbillon océanique de Rhodes pendant les mois de février et de mars. Les LIW forment la masse d'eau importante qui circule vers l'ouest à travers les bassins occidentaux et orientaux. Elles contribuent de façon prédominante au flux sortant depuis Gibraltar vers l'Atlantique, mélangées avec les EMDW et les WMDW.

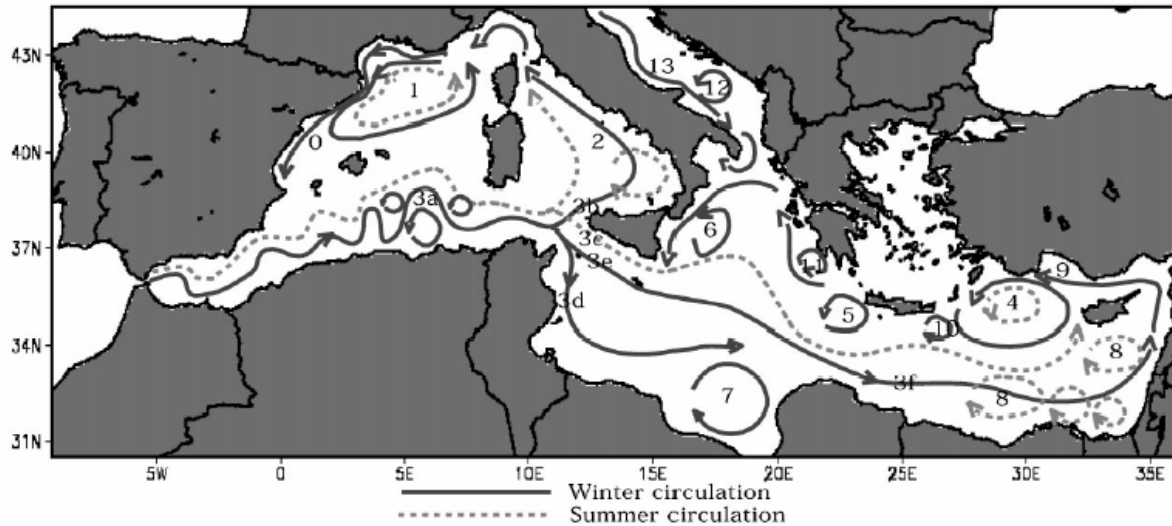


Figure II-18 : représentation schématique des courants majeurs de surface du bassin et des systèmes de tourbillons océaniques ainsi que leur variabilité saisonnière, d'après Pinardi et Masetti, (2000). **0** : Courant Liguro-Provençal ; **1** : Tourbillon cyclonique du Lion ; **2** : Circulation cyclonique en Mer Thyrrhénienne avec un affaiblissement estivale et un tourbillon anticyclonique oriental ; **3** : Courant algérien (3a) et petits tourbillons, Courant Atlantique-Ionien (3e) se séparant en Courant Atlantique-Ionien (3b, 3c, 3d) et en Courant Moyen-Méditerranéen (3f) ; **4** : Tourbillon cyclonique de Rhodes ; **5** : Tourbillon cyclonique crétois occidental ; **6** : Tourbillon cyclonique ionien occidental ; **7** : Tourbillon anticyclonique du Golfe de Syrte ; **8** : Système de tourbillons cycloniques de Shikmona et de Mersa-Matruh ; **9** : Courant cilicien et d'Asie Mineure ; **10** : Tourbillon cyclonique de Iera-Petra ; **11** : Tourbillon cyclonique de Pénélope ; **12** : Tourbillon cyclonique sud adriatique ; **13** : Courant côtier ouest adriatique.

La zone anticyclonique au sud du bassin levantin comprend également plusieurs centres, le plus puissant et le plus robuste qui est le tourbillon anticyclonique de Mersa-Matruh, est situé juste au sud du tourbillon de Rhodes. Une structure quasi-permanente, le tourbillon anticyclonique de Shikmona, est présente dans la partie la plus orientale du bassin levantin.

Cependant, un écoulement transitoire majeur a été observé en Méditerranée orientale pendant les dernières décennies (Lascaratou et al., 1999; Pinardi et Masetti, 2000; Malanotte-Rizzoli, 2001). Cela prouve l'existence de plusieurs états pour la circulation thermohaline interne en Méditerranée orientale.

3) *La formation des sapropèles*

Les sédiments pélagiques méditerranéens sont caractérisés par l'alternance de dépôts carbonatés et de dépôts noirs riches en matière organique. Depuis leur reconnaissance au cours de la Swedish Deep Sea Expedition de 1947/48 dans des carottes de Méditerranée Orientale, ces dépôts sombres appelés sapropèles ont fait l'objet de très nombreux travaux (Murat, 1991; Rohling, 1994; Béthoux et Pierre, 1999; Cramp et O'Sullivan, 1999; Jorissen, 1999; Rohling et Thunell, 1999; Kallel et al., 2000; Casford et al., 2003; Paterne, 2006), portant sur leur répartition géographique, leur âge et leur condition de formation (plusieurs expéditions DSDP/ODP).

Initialement reconnus dans le bassin oriental de la Méditerranée, ainsi qu'en mer Tyrrhénienne, les sapropèles ont été récemment observés dans sa partie occidentale, en mer d'Alboran et en mer des Baléares (Legs 160 et 161 ODP). Leur teneur en matière organique (carbone organique total ou COT) peut atteindre jusqu'à 30% (6% en moyenne) du poids total de sédiment dans le bassin oriental (Roberston et al., 1996), et jusqu'à 6,4% (1 à 3% en moyenne) en Méditerranée occidentale (Zahn et al., 1996). Ces dépôts noirs peuvent contenir, près des côtes, des débris végétaux macroscopiques d'origine continentale. Ils contiennent des foraminifères planctoniques, mais sont quasiment dépourvus de foraminifères benthiques (Jorissen, 1999; Casford et al., 2003). Cette absence d'organismes vivants sur les fonds marins et la préservation de la matière organique sont le témoignage d'une anoxie des eaux de fond, c'est-à-dire de l'absence d'oxygène dans les eaux de fond.

Dans les sédiments marins, ces événements sont enregistrés depuis 5 millions d'années environ (début Pliocène) sur l'ensemble du bassin oriental de la mer Méditerranée et depuis un peu moins de 2 millions d'années dans sa partie occidentale. Des dépôts semblables concernant les derniers 25 millions d'années ont été observés dans des falaises constituées de sédiments marins émergés par la tectonique active, en Sicile, en Italie et en Crète (Nijenhuis et al., 1996). Ces événements se produisent aussi bien en périodes interglaciaires qu'en périodes glaciaires.

La durée de tels événements est difficilement quantifiable, car, lorsque les conditions d'anoxie cessent, l'oxygène dissous dans les eaux de fond diffuse vers les sédiments plus anciens et la matière organique est oxydée. De plus, des travaux récents ont montré que l'activité bactérienne est capable de dégrader *in situ* la matière organique des sapropèles plus de 200 000 ans après leur dépôts (Coolen et al., 2002).

Deux hypothèses majeures concernent la formation des sapropèles. La première concerne une augmentation de la productivité biologique, liée à un apport accru de nutriments par les fleuves (Calvert et al., 1992). Cependant, l'observation au large des grands fleuves, comme l'Amazone, dont le débit et l'apport sédimentaire sont 100 fois plus importants que ceux du Nil, montre une productivité marine accrue au débouché même du fleuve, diminuant ainsi l'apport de nutriments et donc leur utilisation au large (Ryther et al., 1967).

La seconde hypothèse fait intervenir une stagnation des eaux méditerranéennes et l'absence de renouvellement des eaux de fond, et donc d'apport d'oxygène au fond, permettant ainsi la préservation de la matière organique (Fig II-19). Une diminution de la densité des eaux de surface dans les régions de plongement peut conduire à un arrêt de la formation de ces eaux intermédiaires et profondes, contribuant ainsi à la préservation de la matière organique dans les sapropèles. Cette diminution peut être le fait, soit d'une arrivée massive d'eau douce dans le bassin méditerranéen, soit d'une augmentation de la température, soit les deux. Le rôle de ces facteurs est corroboré par les compositions isotopiques très enrichies en oxygène 16 (1 à 3 ‰ en moyenne de plus que l'Océan Atlantique pendant les mêmes périodes de temps), mesurées à partir des foraminifères planctoniques.

Si le mécanisme de formation des sapropèles par une diminution de la densité des eaux de surface et une modification de la circulation des masses d'eau en Méditerranée recueille maintenant un large consensus, la cause de tels changements et, plus particulièrement, l'origine des eaux douces, fait encore l'objet de débats.

En 1985, Rossignol-Strick (1985) a montré que les moussons africaines étaient renforcées lorsque l'insolation pendant l'été dans l'hémisphère nord était maximale, établissant un index de mousson d'environ 23 000 ans, présentant une périodicité liée à la précession. Les sapropèles se produisent lorsque la différence d'insolation entre les tropiques et l'équateur atteint un seuil au-delà duquel de fortes pluies de mousson sont enregistrées en Afrique. Cet index de mousson peut être élevé en périodes glaciaires et interglaciaires, permettant ainsi d'expliquer la formation de tous les épisodes de sapropèles. Les sapropèles

ont été alors considérés comme une réponse immédiate aux changements de l'insolation (Rossignol-Strick, 1985). Cependant, l'existence d'exceptions ainsi que les valeurs isotopiques très légères observées, non seulement aux débouchés du Nil, mais sur l'ensemble de la Méditerranée, permettent de penser que l'augmentation de la mousson africaine et des crues majeures du Nil ne peut expliquer à elle seule la formation des sapropèles.

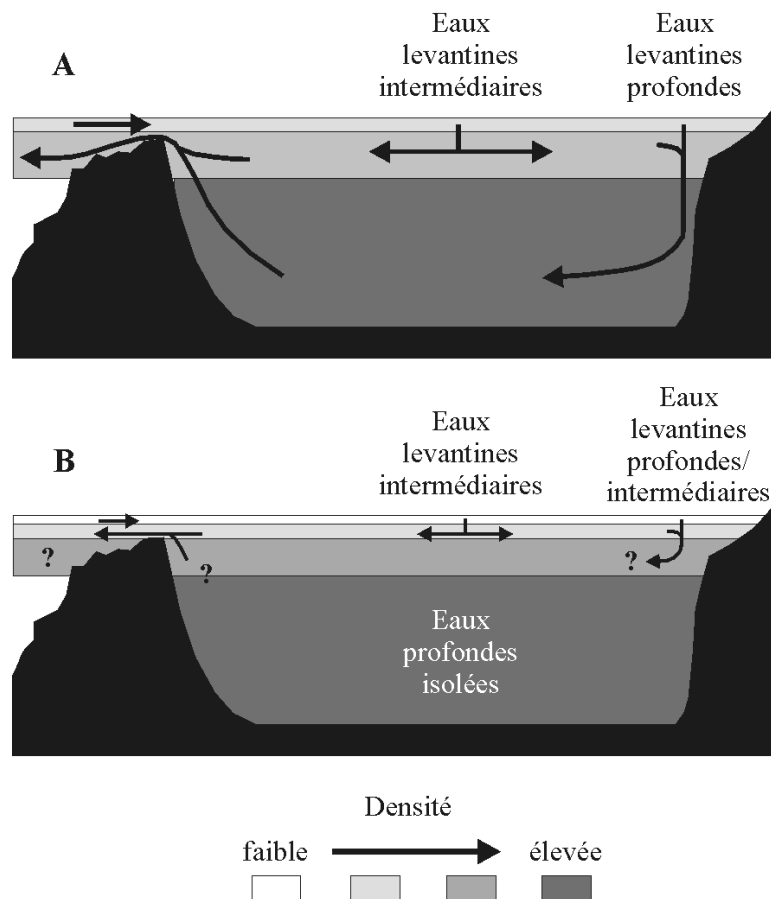


Figure II-19 : présentation schématique de la circulation verticale en Méditerranée orientale à l'actuel (A) et aux époques de formation de sapropèles (B), modifié d'après Rohling, (1994).

Si des preuves nombreuses d'une augmentation de la pluviosité existent dans les enregistrements paléoclimatiques africains (Gasse et Street, 1978; Butzer, 1980; Gasse et al., 1980; Petit-Maire, 1982; Foucault et Stanley, 1989; Talbot et Livingstone, 1989; Said, 1993; Szabo et al., 1995; Johnson, 1996; Beuning et al., 1997; Williams et al., 2000; Schuster et al., 2005), ceux de la bordure de l'Europe du sud témoignent aussi de variations d'humidité (Tzedakis et al., 2003). Des concentrations élevées de pollens arborés, témoins de climats chauds et humides, coïncident avec les épisodes de sapropèles qui se sont déposés au cours des derniers 200 000 ans.

Dans le passé, la région méditerranéenne a subi de fortes variations de la pluviosité, comme en témoignent les dépôts de sapropèles. Si le mécanisme de formation de ces épisodes est maintenant largement consensuel, l'influence respective des modifications du climat aux hautes et aux basses latitudes reste une question ouverte. La corrélation forte entre les épisodes de sapropèles et l'index des moussons semble favoriser une influence majeure des changements climatiques aux basses latitudes.

D - SYSTEME DU NIL

1) Le fleuve et son delta aérien

a) Histoire géologique du Nil

Ce sont des événements géologiques exceptionnels qui ont rendu possible le trajet du Nil au travers des étendues arides du Sahara. Les plus importants de ces événements furent ceux qui ont permis l'interconnexion des sources multiples du fleuve actuel pour donner un système unique. En effet, l'histoire de la vallée et du delta du Nil est intimement connectée à l'évolution géologique de l'Afrique du nord-est, du bassin de la Méditerranée orientale et de la Mer Rouge (Said, 1981; 1993). Les périodes de récession correspondent à des phases de soulèvement tectonique qui modifient les directions d'écoulement des eaux. Ainsi le plancher océanique de la Mer Rouge s'est ouvert de façon épisodique pendant certaines périodes du Pléistocène, ce qui a affecté les terres à l'ouest, incliné les régions adjacentes, et forcé leur drainage le long de nouvelles lignes. De la même manière, le massif nubien qui forme le seuil à travers lequel le Nil reçoit les eaux des hautes terres éthiopiennes et équatoriales témoigne de grandes perturbations tectoniques dans le passé récent. Or le moindre basculement du massif nubien rompt la connexion du Nil égyptien avec ses sources et peut causer son tarissement. La grande courbure du Nil dans le tronçon des cataractes est due au soulèvement tectonique de ce massif pendant les derniers 100 000 ans. Ce soulèvement est aussi responsable de la présence des cataractes à cause de mouvements récents. En son absence ces étendues rocheuses auraient rapidement été réduites par l'action abrasive de la charge sédimentaire du Nil.

Depuis l'incision de la vallée du Nil par un grand canyon de 2,5 km de profondeur il y a environ 6 millions d'années lors de l'évaporation partielle de la Méditerranée (Messinien), de gigantesques fleuves précurseurs du Nil sont apparus et ont disparus, comblant ce canyon.

Le Nil a connu quatre épisodes principaux depuis l'incision de la vallée à la fin du Miocène. Chacun de ces épisodes fut caractérisé par un système de fleuve principal. A la fin de chacun des trois premiers épisodes le fleuve semble avoir décliné ou cessé entièrement de s'écouler en Egypte (périodes de tarissement). Ces quatre fleuves s'appellent chronologiquement (Said, 1981; 1983; 1993): l'Eonil, le Paléonil, le Prénil et le Néonil. Les deux phases les plus récentes du développement du Nil se sont déroulées pendant le Quaternaire récent (Fig II-20).

Le **Prénil** était le plus grand et le plus puissant des précurseurs du Nil. Il s'est écoulé à partir d'environ 700 000 ans et a décliné vers 400 000 ans BP (Fig II-20) ; (Said, 1993). Ses sources s'étendaient au sud de l'Egypte et la présence en abondance de pyroxènes dans ses sédiments indique que les hautes terres éthiopiennes furent des sources de sédiments pour la première fois. Ce fleuve marque donc l'aube du système fluvial transcontinental actuel, établissant un écoulement depuis l'Ethiopie jusqu'à la Méditerranée et probablement aussi depuis le Sudd. Jusqu'à 1000 m de sédiments furent déposés dans le delta pendant cette phase. La matière en suspension annuelle transportée par ce fleuve devait être de l'ordre de 0,2 km³/an, un chiffre presque 5 fois supérieur à ce qui est transporté par le Nil moderne avant son contrôle par des barrages (Said, 1993).

Le **Néonil** est un humble successeur du Prénil. Pendant la longue période de 400 ka à l'actuel, les fluctuations climatiques importantes et l'activité tectonique du massif nubien ont affecté les sources et le cours du Néonil. La connexion de ce fleuve avec ses sources africaines était ténue et sporadique (instable). Cependant les contributions du Nil Blanc ont lentement augmenté au cours du temps, et furent probablement importantes dans le développement du Néonil. Ce dernier peut être ainsi découpé en quatre séries d'événements (Fig II-20) :

- Le **Néonil α** s'est écoulé entre les fleuves éphémères **Abbassia I** et **Abbassia II**. L'Abbassia I s'est établi pendant la période où l'Afrique du nord était bien arrosée, avec de nombreux lacs (pluvial abbassien) ;

- Puis un fleuve faible et **erratique** s'est mis en place avec une connexion africaine souvent interrompue entre 300 et ?70 ka (Said, 1993). Les oueds égyptiens étaient actifs en l'hiver pendant le pluvial saharien, cela ne venait donc pas grossir les débits pendant les crues. Ce fleuve était très différent des autres Néonils, notamment à cause des distributions des pressions atmosphériques pendant la période glaciaire et du bas niveau marin;

cours devaient être en tresse, sans jamais toutefois être complètement à sec. Ils étaient lents et stagnants et ont apporté de grandes quantités de silt qui ont été piégés le long des berges en Egypte méridionale. Il est très probable que la saison de crue était courte mais intense ;

- Le **Néonil δ** s'est mis en place pendant la période d'augmentation des précipitations au-dessus des sources du Nil (pluvial nabtien). Ce pluvial a entraîné l'augmentation du niveau des lacs équatoriaux et pour la première fois le débordement des lacs Victoria et Albert dans le bassin de drainage du Nil (Adamson et Williams, 1980) ainsi que l'intégration temporaire des bassins du Turkana et de l'Omo. Le lac Victoria n'existait pas il y a environ 12 000 ans. Avant cette période, les cours d'eau des hautes terres de l'Ouganda s'écoulaient vers l'ouest et rejoignait le bassin versant du Congo. Un soulèvement très récent a incliné la région, formé le lac et entraîné sa vidange directement vers le nord. Cette grande quantité d'eau a généré une période de crues importantes qui a duré environ 500 ans de 12 500 à 12 000 ans. Il n'y a probablement pas eu de sédimentation dans le lit du fleuve pendant cette courte période mais une érosion des obstacles. Pendant les 2000 ans qui ont suivi (12-10 ka BP) le lit du fleuve s'est creusé et approfondi, provoquant le remaniement du silt des Néonil précédents. Vers 10 ka, les précipitations ont atteint les hauts plateaux éthiopiens, le nord Soudan et le sud de l'Egypte. Le front des précipitations s'est étendu vers le nord jusqu'aux latitudes moyennes de l'Egypte pendant 6500 ans. Avec les sources éthiopiennes et celles du plateau des lacs équatoriaux, le nouveau fleuve est devenu pérenne adoptant un régime similaire à l'actuel. C'est donc pendant la phase humide nabtienne qu'est né le Nil moderne. Le régime du fleuve a été plus ou moins constant pendant les derniers 9000 ans et le Nil en Egypte semble avoir adopté son gradient de pente actuel au début de l'Holocène. Depuis 4000 ans (période aride actuelle), le fleuve ne creuse plus sa vallée mais la comble (Said, 1993).

b) Flux sédimentaires vers le delta

Le taux d'érosion a dû être fort pendant les périodes de soulèvement rapide des hauts plateaux éthiopiens, et faible pendant les périodes prolongées entre les soulèvements accélérés. Une conséquence logique de ces phases d'alternance de dénudation plus ou moins rapide en Ethiopie est que le mode de sédimentation au Soudan et en Egypte a aussi varié, avec des intervalles de sédimentation clastique grossière suivis par d'autres durant lesquels les dépôts étaient plus faibles et plus fins, à la fois au centre du Soudan et dans le delta du Nil (Fig II-20).

Dans l'actuel fleuve Nil, environ 95% des sédiments transportés sont issus des plateaux éthiopiens. Les taux de sédimentation les plus importants correspondent à des périodes avec de forts apports de sédiments issus du Nil Bleu, et des écoulements faibles du fleuve. A l'inverse, le taux de sédimentation est plus faible lorsque le débit du fleuve est plus important (Krom et al., 2002).

La production de sédiments dépend tout d'abord de facteurs tels la nature des roches, du relief, de la quantité et de la répartition saisonnière des précipitations. Mais à court terme, et pendant l'intervalle comparativement bref des derniers 30 000 ans, les changements dans le mode de sédimentation sur des périodes de 1000 à 10 000 ans, reflètent plus probablement les variations de la charge solide du fleuve et du débit associé aux fluctuations climatiques, que des changements relatifs aux oscillations de l'activité endogène (Williams et Adamson, 1980).

De façon générale, pendant les périodes arides, il y a une formation accrue de sédiments, augmentation du ruissellement, un maximum d'érosion des versants faiblement végétalisés et la formation plus fréquente de coulées de débris. Les sédiments sont plus grossiers et il y a peu d'apport de matériel fin en suspension. Pendant les périodes humides, il y a de forts débits en été apportant une charge en suspension assez importante, riche en argiles et en silts (Fig II-20).

c) Le delta

En approchant de la côte méditerranéenne, le fleuve se ramifie en un delta de 24 000 km² avec deux branches principales : Rosetta et Damietta (Fig II-21). La côte arquée du delta du Nil est longue d'environ 300 km et comprend quatre lagunes, de l'est vers l'ouest : Manzala, Burullus, Idku et Maryut.

Le delta est constitué d'une fine couche de sol alluvial (argiles + silts) qui repose sur une unité massive de sable et de gravier déposée par le Prénil au Pléistocène moyen. Pendant l'écoulement du Prénil, le delta était quatre fois plus étendu qu'à l'actuel. Pendant la phase du Néonil, il y a eu une réduction considérable du delta. Cette longue période d'érosion se termine vers 70 ka (le delta était une surface d'érosion lorsque le Néonil β a atteint l'Egypte). Cette période a abaissé la surface du delta du Prénil jusqu'à son niveau actuel. Il y a eu ensuite aggradation pendant les derniers 7 à 8 ka et remaniement des sédiments du Prénil (Said, 1993).

Stanley et Warne (1993) ont montré l'évolution récente du delta au cours du temps au travers de cartes paléogéographiques (Fig II-22). La première carte montre le réseau hydrographique dans le delta pendant la fin du Néonil β et pendant le Néonil γ . Les quatre autres cartes montrent l'évolution du delta pendant le Néonil δ qui a vu jusqu'à sept bras principaux actifs. Cinq d'entre eux ont décliné et se sont comblés au cours de l'histoire.

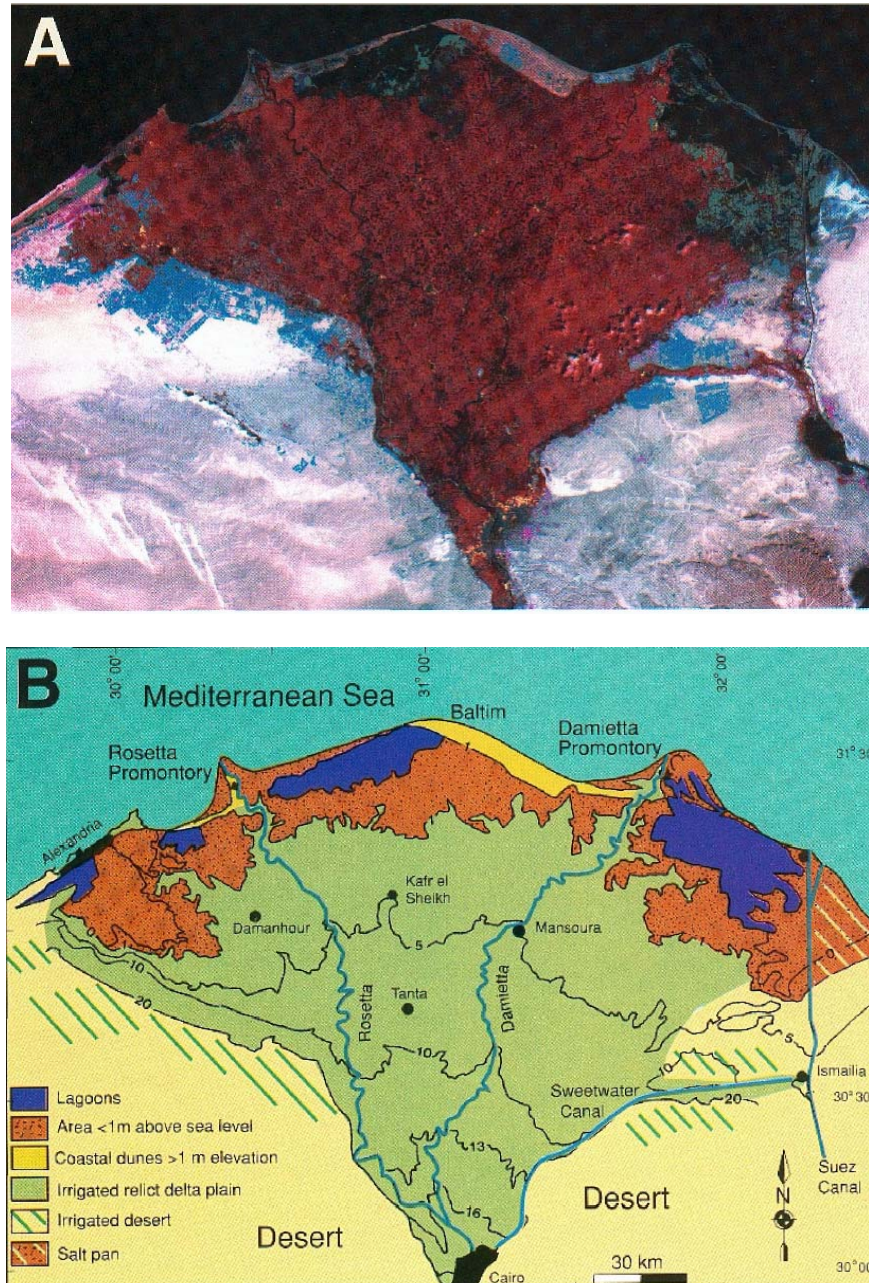


Figure II-21 : image satellite Landsat (1972-1990) (A) et carte géologique (B) centrées sur le delta aérien du Nil, région fertile entourée de zones désertiques, d'après Stanley et Warne (1998) dans Loncke (2002).

La partie supérieure de la branche de Rosetta comporte moins de méandres et a une pente plus importante que les autres branches du Nil. Elle draine donc une grande partie de l'eau passant à travers les bifurcations des branches du delta vers le nord du Caire. Cela explique le comblement progressif des autres branches du delta. La branche de Rosetta reçoit encore aujourd'hui plus de 70% de l'eau du Nil lorsqu'elle bifurque vers le delta (Said, 1981). S'il n'y avait pas un effort continu des égyptiens pour l'irrigation, la branche de Damietta se serait comblée il y a longtemps. La quantité exceptionnelle d'eau qui passe par la branche de Rosetta a converti le delta d'un delta type Niger (Wright et Coleman, 1973) en un delta type Mississippi où les promontoires sont évidents autour de ses deux tributaires survivants et tout spécialement autour de la branche de Rosetta.

Le nord-est du delta (région de la lagune de Manzala) est un bassin tectonique subsident qui a été particulièrement actif vers 7500 ans (Stanley, 1988; Stanley, 1990) et à la fin du Pléistocène. En effet, un système proéminent de failles de direction nord-est, le linéament de Péluse (Fig II-2) qui est suspecté d'avoir joué un rôle majeur dans la formation du bassin sud-est de la Méditerranée, s'étend du Levant jusqu'au Golfe de Tineh et probablement sous le delta du Nil (Neev et al., 1982). La réactivation de ces failles a pu être responsable de la baisse continue et plus rapide ainsi que des très forts taux de sédimentation enregistrés dans la partie nord-est du delta pendant des périodes récentes.

Au large des branches de Rosetta et de Damietta, le système deltaïque s'étend à travers une plate-forme continentale large et plate avec une largeur moyenne de 80 km. Cette plate-forme est caractérisée, particulièrement à son extrémité orientale, par de faibles ondulations interprétées comme des dunes hydrauliques créées par un courant *longshore* de direction générale vers l'est.

Au pied de cette large plate-forme s'étend sur près de 90 000 km² le système turbiditique profond, couvrant l'intégralité de la pente continentale et des parties de la plaine abyssale adjacente jusqu'à des profondeurs de 3500 m.

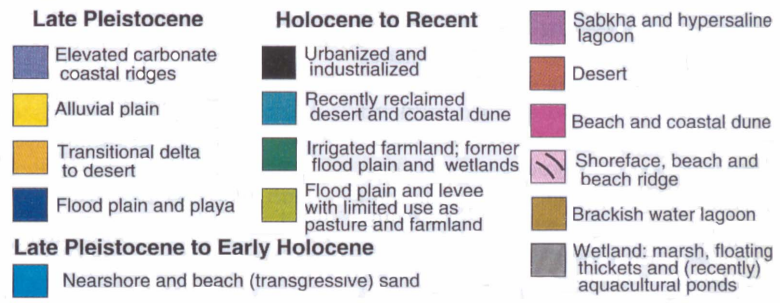
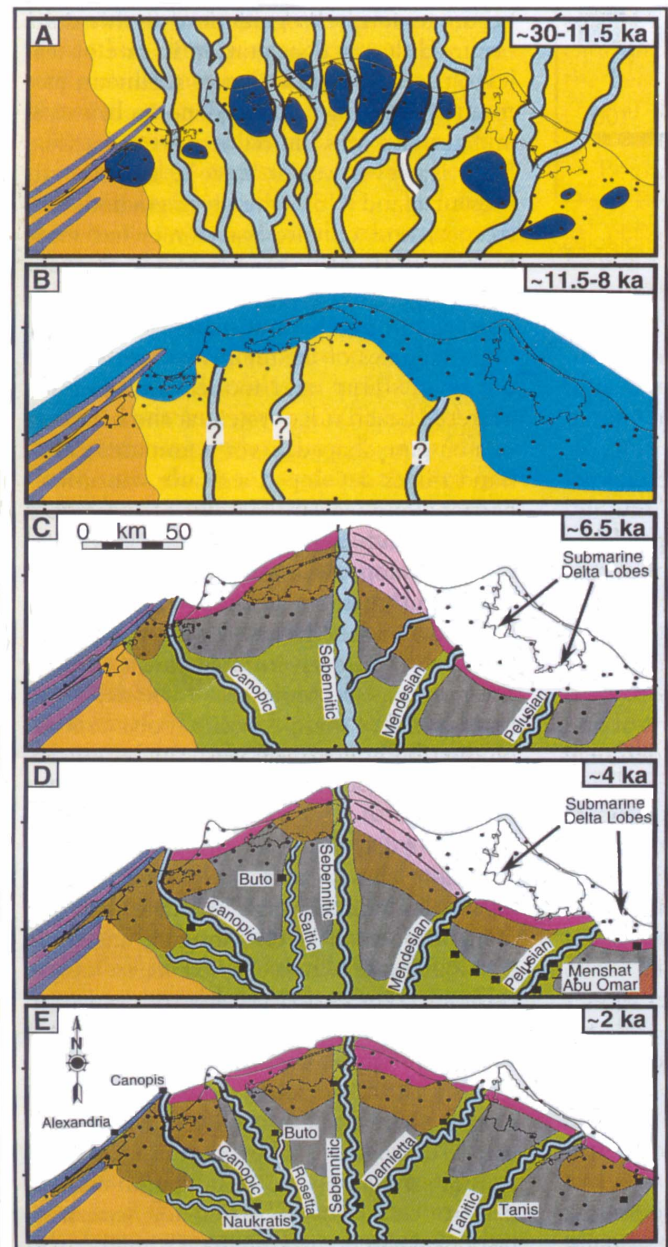


Figure II-22 : cartes paléogéographiques par tranche de temps détaillant l'évolution du nord du delta du Nil de ~30 à ~2 ka (Stanley et Warne, 1993).

2) *Le système turbiditique profond*

Le système turbiditique profond du Nil moderne est un ensemble sédimentaire relativement récent et assez épais qui résulte d'apports successifs et abondants de sédiments terrigènes délivrés, principalement depuis le Miocène terminal, par le fleuve Nil. Le cône terrigène récent drapait un segment de marge passive beaucoup plus ancienne. Son épaisseur totale semble atteindre au maximum 9-10 km (Aal et al., 2000). Jusque vers la fin des années 90, le cône du Nil était quasiment inconnu. Pendant la dernière décennie, la zone côtière ainsi que les zones plus profondes du STPN ont été intensément étudiées par des compagnies pétrolières et la marge du Nil est devenue une région importante de production d'hydrocarbures.

Pour mieux décrire la structure dans son ensemble et mieux comprendre l'évolution de ce segment de marge, le laboratoire Géosciences-Azur a successivement mené, depuis 1998, cinq campagnes géophysiques/géologiques sur le STPN. Ces missions incluent la campagne récente Nautinil (automne 2003) réalisée en coopération avec plusieurs partenaires français, néerlandais et allemands (projet Mediflux Euromargins-ESF). Parmi ces campagnes, les missions Prismed II et Fanil, ont fourni des images bathymétriques multifaisceaux et acoustiques (rétrodiffusion) du STPN, grâce aux systèmes de sondeurs multifaisceaux Simrad EM12-Dual et EM300-Dual. Ces données ont permis d'améliorer considérablement les connaissances des différents processus agissant sur la construction de ce système. L'intégration des données sismiques, bathymétriques et acoustiques a permis : (a) de mieux évaluer la morphostructure et l'évolution tectonique récente du STPN dans son ensemble (Masclé et al., 2000; Bellaïche et al., 2001; Loncke, 2002; Loncke et al., 2002). Il est tout d'abord contrôlé par la présence d'évaporites épaisses messiniennes sous-jacentes, lesquelles déclenchent l'étalement gravitaire régional et les processus de glissement ; (b) de souligner l'importance et les interconnexions des différents processus sédimentaires, agissant à différentes échelles, et particulièrement l'effet majeur des systèmes chenaux-levées, mouvements en masse et glissement sur l'évolution récente du STPN (Loncke, 2002; Loncke et al., 2002) ; et (c) d'identifier l'important volcanisme de boue et les suintements froids que l'on retrouve dans plusieurs régions de la marge nilotique et à différentes profondeurs (Loncke et al., 2004).

La figure II-23 montre que la morphologie de cette construction sédimentaire est contrôlée par les interactions combinées de différents processus, dont les effets sont fortement imprimés sur le fond. Elles incluent le fluage progressif vers le bas de pente des évaporites

messiniennes, ainsi que les différents mécanismes de dispersion sédimentaire, comprenant les courants de turbidité, les grands glissements et coulées de débris, et les remontées de fluides (Gauillier et al., 2000; Loncke et al., 2002; Loncke et al., 2004). Basé sur des arguments morphologiques, le STPN peut être subdivisé depuis l'ouest vers l'est en quatre provinces distinctes, chacune d'elles caractérisée par des processus sédimentaires différents qui contrôlent la morphologie du fond (Fig II-23).

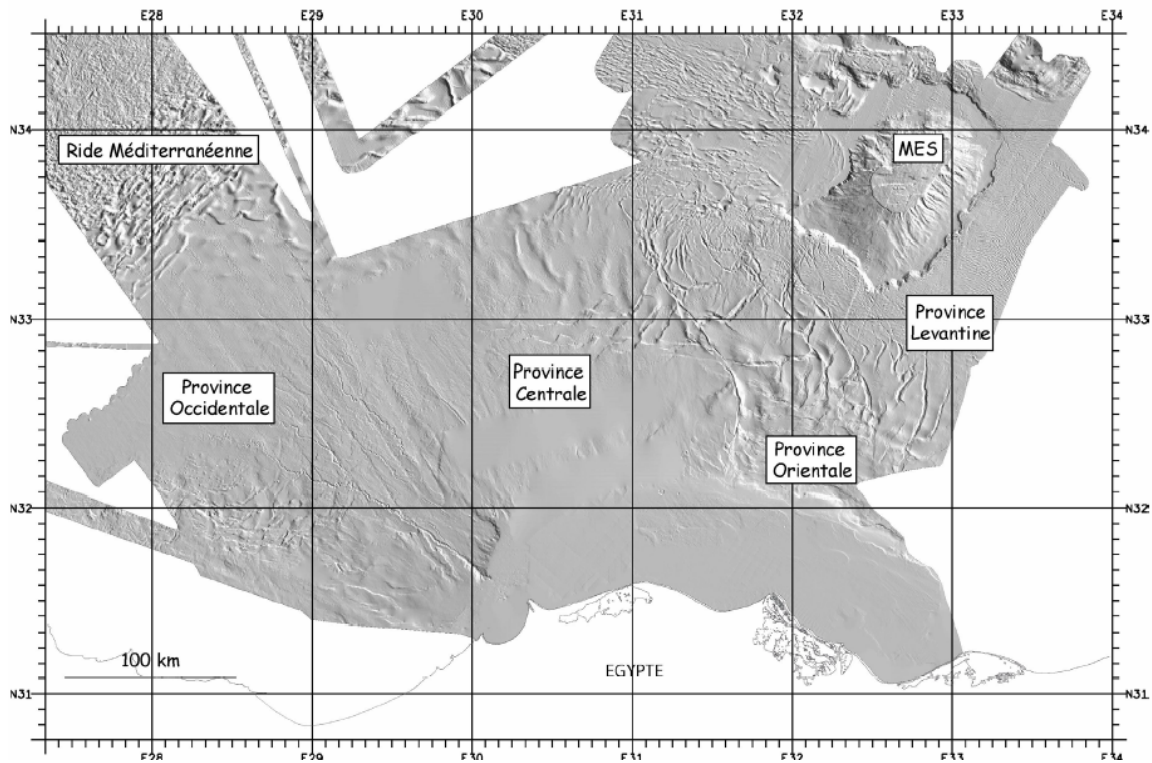


Figure II-23 : bathymétrie ombrée de l'ensemble du STPN (Sardou et Mascle, 2003). Quatre grandes provinces morpho-structurales ont été décrites par Loncke (2002).

a) La province occidentale : processus turbiditiques actifs, tectonique salifère et échappements de fluides (Fig II-24)

S'étendant tout le long de la pente, depuis la plate-forme au droit de la branche de Rosetta jusqu'à la plaine abyssale d'Hérodote et aux plis formant la ride méditerranéenne au nord, la province occidentale montre une morphologie principalement contrôlée par deux processus dominants, l'un tectonique, l'autre sédimentaire.

La pente continentale est entaillée par un réseau méandrique actif et/ou abandonné de systèmes chenaux-levées bien incisés par lesquels des sédiments ont été, et sont encore, activement transportés sur presque 300 km. Le plus récent de ces chenaux est en connexion directe avec une tête de canyon importante (canyon de Rosetta) entaillant la pente

continentale supérieure et la plate-forme jusqu'à une bathymétrie de 40-50 m ; ce système piège probablement la plupart des apports sédimentaires issus de la branche occidentale du fleuve. Dans la partie médiane des systèmes chenaux-levées, les levées sont bien développées, atteignant une élévation d'une centaine de mètres depuis le fond du chenal, et les processus d'érosion/transport sont dominants (phénomène de *by pass*). Plus en aval, les chenaux principaux se réduisent progressivement et les levées n'atteignent plus qu'une dizaine de mètres puis disparaissent. Dans la plaine abyssale adjacente, des quantités significatives de sédiments terrigènes sableux, qui ont été transportés sur la majeure partie de la pente à travers les chenaux, ont construit une série de lobes distaux qui sont particulièrement bien imagés grâce aux enregistrements acoustiques.

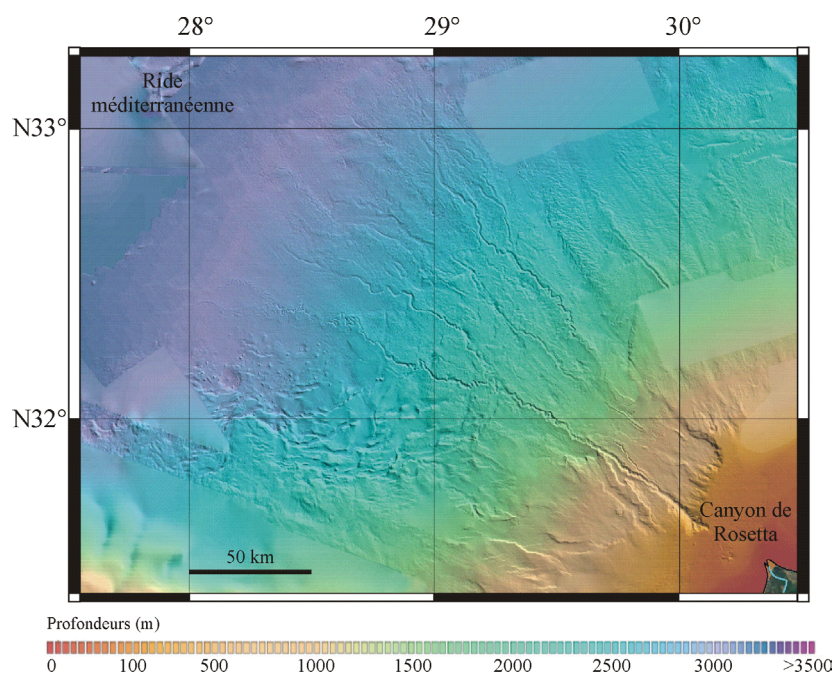


Figure II-24 : carte bathymétrique de la province occidentale (Sardou et Mascle, 2003).

Comme on peut le voir sur la carte (Fig II-24) les systèmes successifs de chenaux actifs ont fréquemment été interrompus et ont globalement migré vers l'ouest au cours du temps. Les grandes ruptures et glissements de haut de pente, bien visibles dans la morphologie du fond sous la forme de larges cicatrices d'arrachement, sont probablement responsables de ces fréquentes modifications. Ces grands glissements, résultant de dépôts d'écoulements en masse ont été détectés sur des profils de sondeur 3,5 kHz et de sismique réflexion haute résolution et peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres d'épaisseur (Loncke, 2002; Loncke et al., 2002).

Le système turbiditique de Rosetta repose sur un empilement de glissements particulièrement imposants puisqu'ils peuvent atteindre pour certains jusqu'à 500 m d'épaisseur (Fig II-25) ; (Loncke, 2002). Ces glissements en masse se sont déclenchés pour la plupart en bordure de plate-forme, comme l'attestent les cicatrices d'arrachement observées en bathymétrie et en sismique (Loncke, 2002).

Le secteur oriental de la province occidentale est celui où la sédimentation turbiditique est la plus importante à l'actuel. C'est également là que la plate-forme est la plus étroite (piégeant donc moins de sédiments). A l'échelle du Plio-Pléistocène, ce secteur apparaît paradoxalement, comme la province du STP où l'accumulation de sédiments est la plus faible (Loncke, 2002). Cette zone constitue par ailleurs la seule région où les failles de croissance n'ont pas d'expression en surface et sont occultées par des sédiments récents. Une explication serait que cette zone ait été au Messinien plus élevée que les autres, et a donc piégé moins d'évaporites (Loncke, 2002).

Dans la partie amont de cette province, la couverture sédimentaire est déformée par des failles de croissance enracinées sur le sel mobile. Ces failles de croissance s'organisent en une ceinture arquée, parallèle à la limite d'extension du sel. Elles reflètent le glissement progressif vers le bas de pente de la couverture plio-quadernaire située au-dessus des niveaux de décollement des évaporites messiniennes sous-jacentes (Loncke, 2002).

Au pied des failles de croissance, dans la partie la plus occidentale de cette province, de nombreux volcans de boue (environ 150) et dépressions circulaires ont été identifiés (Loncke, 2002; Loncke et al., 2004). Vers la ride méditerranéenne, la couche salifère s'épaissit progressivement jusqu'à atteindre 2,8 km d'épaisseur (Loncke, 2002). A la latitude N33°10' apparaissent des plis E-W à cœurs salifères (Loncke, 2002). Ces plis, de direction différente de ceux de la ride méditerranéenne (SW-NE) marquent la bordure septentrionale du STPN.

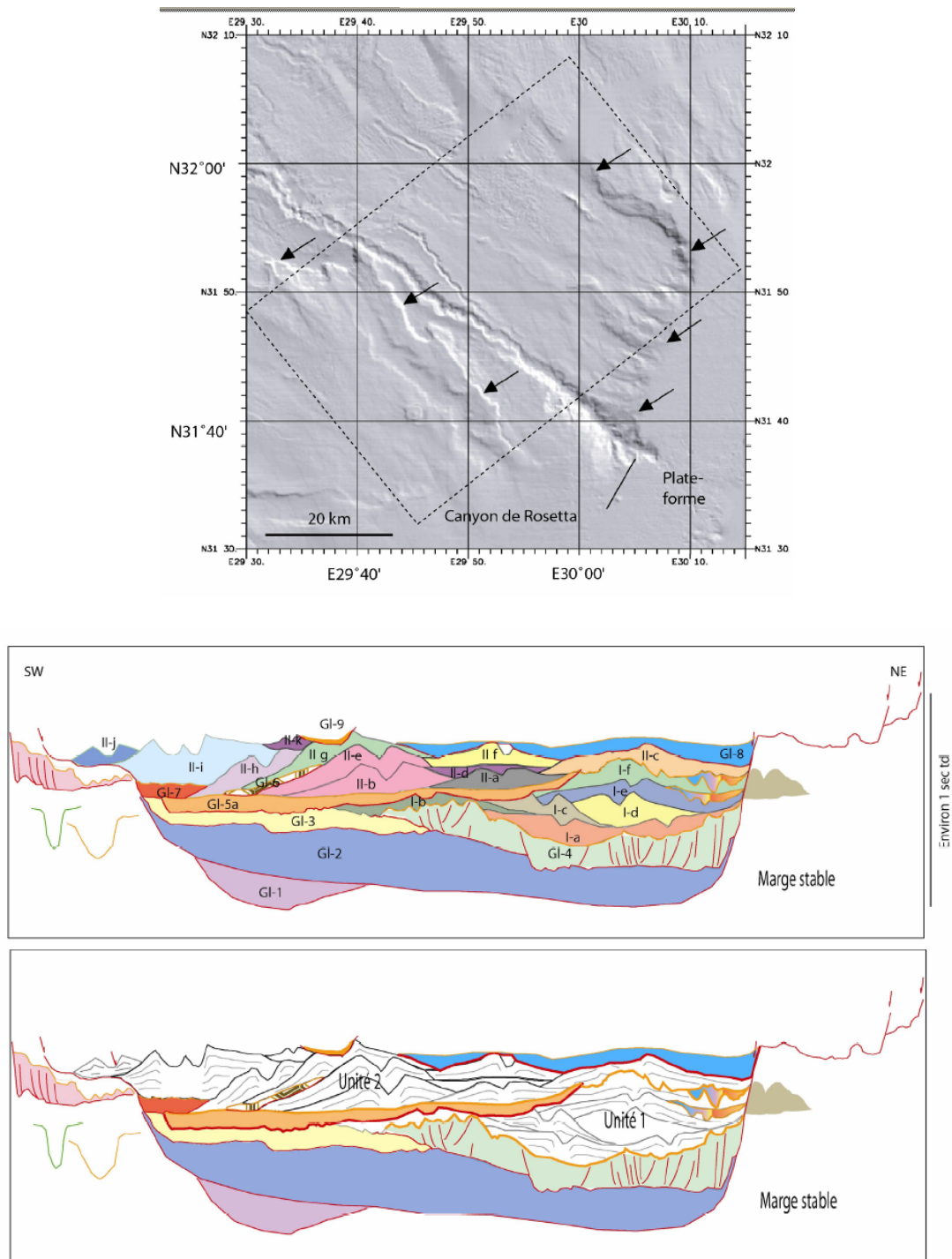


Figure II-25 : schémas simplifiés illustrant la stratigraphie sismique de l'éventail supérieur de Rosetta. En haut, bathymétrie ombrée avec un cadre représentant la zone analysée pour établir cette stratigraphie (éventail supérieur). Cet édifice est formé de deux unités de chenaux-levées séparées par des événements d'érosion et de glissement. Ces unités de chenaux-levées imbriquées reposent sur les glissements violet, bleu, jaune et vert. L'abréviation GI correspond à Glissement ; chaque système chenalisé a la nomenclature suivante : numéro d'unité + ordre de mise en place (Loncke, 2002).

b) La province centrale : zone active de déstabilisations et de processus liés aux fluides

Localisée entre les embouchures du Nil de Rosetta et de Damietta, la province centrale ne montre pas de canyon important (Fig II-26). Quelques chenaux quasi-linéaires, interrompus, actuellement probablement inactifs et associés à une surface très chaotique, sculptent le fond de cette région. Ces morphologies sont interprétés comme des instabilités sédimentaires répétées et des glissements générant des coulées de boue massives et probablement des olistolithes géants (Loncke et al., 2002). Les glissements répétés et le dépôt de coulées de débris qu'ils génèrent sont probablement à l'origine des dislocations de ces chenaux. D'après Aal et al. (2000), cette province du STPN était, jusqu'à la fin du Pliocène (1,7 Ma) une zone d'intense *by pass* de turbidites et par conséquent, caractérisée par de nombreux chenaux à présent presque effacés ou enfouis. Ils constituent des réservoirs de gaz prolifiques (Samuel et al., 2003).

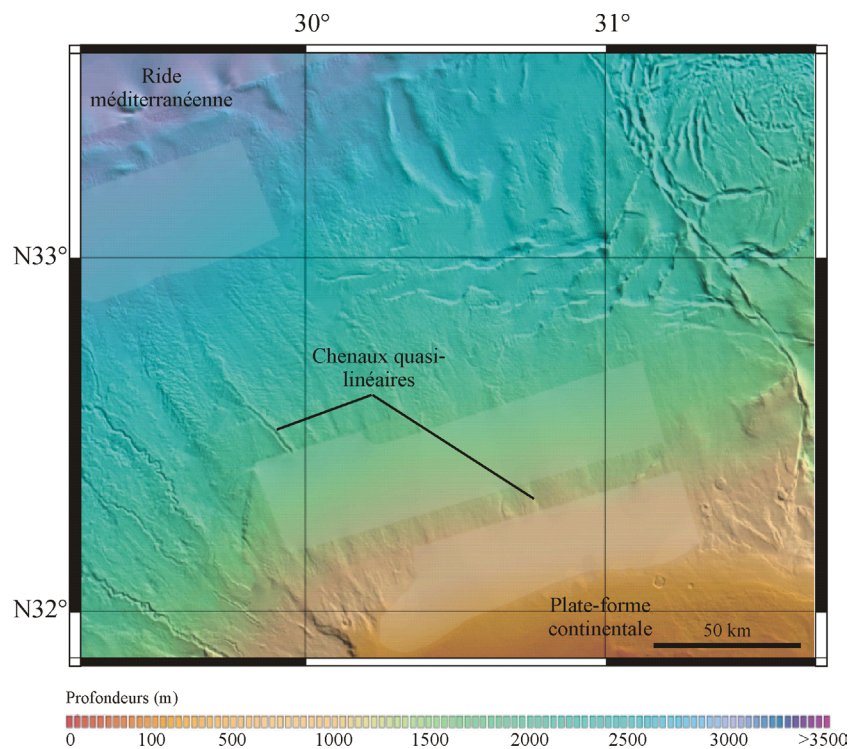


Figure II-26 : carte bathymétrique de la province centrale (Sardou et Mascle, 2003).

Dans cette province, les failles de croissance enracinées dans les évaporites et qui se corrélaient avec la limite méridionale des sédiments messiniens riches en sel, ne sont pas toutes exprimées dans la bathymétrie, car elles sont scellées par des coulées de boue massives. Vers l'est, dans des zones où la déstabilisation sédimentaire semble avoir été récemment moins

active, une ceinture de failles de croissance, longue de 150 km et de direction E-W, apparemment encore active s'étend le long de la pente continentale supérieure. A la base de la pente, des plis générés par la tectonique salifère s'expriment par une alternance d'ondulations et de dépressions peu importantes de direction NW-SE, N-S et E-W. Dans la partie distale de cette province, l'épaisseur de la couverture post-messinienne décroît progressivement alors que celle du messinien salifère s'épaissit.

Quelques cheminées de gaz, identiques à celles observées dans la province occidentale et également situées sur le haut de pente, peuvent être observées sur la bathymétrie. De nombreuses *pockmarks* et petits dômes (*mounds*) sont remarquablement exprimés sur l'imagerie acoustique sous forme de tâches de forte réflectivité. Des observations faites directement *in situ* lors de la mission Nautinil (Bayon et al., 2004) ont montré qu'ils se corrélaient plus ou moins à une série connectée de petites dépressions ou de dômes seulement de quelques dizaines de mètres de diamètre et/ou à des champs de croûtes carbonatées diagénétiques massives ou de petites cheminées carbonatées. Une relation entre ces sites d'émanation de gaz et le modèle morphologique mamelonné de ce segment de pente est suspectée (Bayon et al., soumis; Loncke, 2002; Loncke et al., 2004) car ils sont associés à une coulée de boue de grande extension (sédiments désorganisés) et à des phénomènes de fluage le long de plans de cisaillement .

c) La province orientale : un domaine de tectonique salifère intense

La province orientale offre un fort contraste avec les autres régions. Elle se caractérise par un couloir tectonique d'orientation NNW-SSE, qui s'étend sur plus de 250 km de long et presque 100 km de large, et est limité de chaque côté par des zones de failles étroites et linéaires (Fig II-27) ; (Masclé et al., 2000). Dans ce couloir tectonique, on observe en haut de pente de nombreux petits bassins polygonaux effondrés et limités par une série d'escarpements de failles linéaires de directions NW-SE et des failles secondaires E-W ou N-S. Les données sismiques indiquent que les bassins sont ancrés dans les séquences pré-messiniennes résultant du retrait massif du sel et du déplacement progressif vers le bas de pente du système sel/sédiments. Les grabens de crête et rides de sel associées, limitent les dépôts-centres non effondrés et entaillent le milieu de pente. En bas de pente, les évaporites messiniennes progressivement empilées et épaissies créées des rides de sel courbes et une zone importante de plis et de chevauchements déformant l'ensemble de la section sédimentaire plio-quadernaire (Loncke, 2002). Vers l'est, ce système compressif s'exprime par un escarpement de sel de plus de 400 m de haut, assez similaire à l'escarpement de Sigsbee

dans le Golfe du Mexique. Cet escarpement souligne la limite actuelle d'extension du sel vers le nord et fait face au Mont Eratosthène. Cette structure est probablement due à la présence du mont sous-marin agissant comme butoir passif (Loncke, 2002). La ceinture déformée de direction NW-SE semble donc résulter d'interactions complexes entre tectonique gravitaire et structures héritées, jouant selon les cas les rôles de butoirs passifs (pour les paléo-reliefs comme le Mont Eratosthène) ou de corridors gravitaires (pour les dépressions).

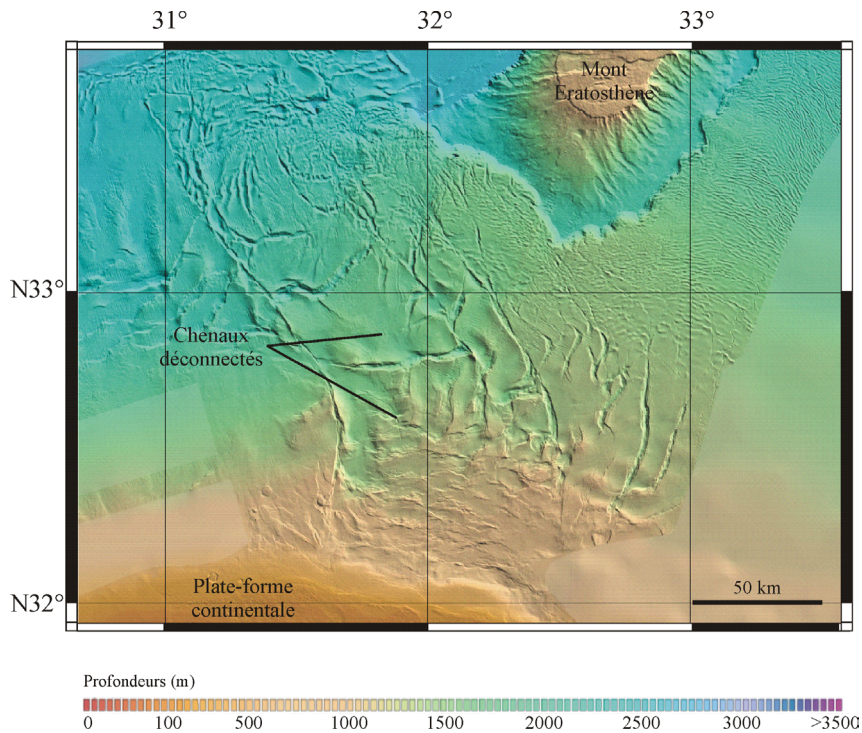


Figure II-27 : carte bathymétrique de la province orientale (Sardou et Mascle, 2003).

Le long de la pente continentale, des chenaux méandriformes déconnectés du haut de pente sont observés (Figure II-28). Ces chenaux sont inactifs, car ils ont été déconnectés en raison de l'activité tectonique intense, qui constitue le mécanisme majeur contrôlant la morphologie du fond dans cette province.

Enfin, plusieurs constructions de boue planes et subcirculaires similaires aux cheminées de gaz précédemment décrites, sont observées en haut de pente. Elles sont également étroitement liées au système de failles. Ces constructions ont emprunté le réseau de failles comme conduits pour l'expulsion de boues et de fluides en surpression vers le fond marin. De nombreuses *pockmarks* et dômes (mounds) sont aussi détectés sur l'imagerie acoustique aux alentours des cheminées de dégazage. L'ensemble cheminées gazeuses/*pockmarks* définit une vaste zone de dégazage profond (Loncke, 2002; Loncke et al., 2004).

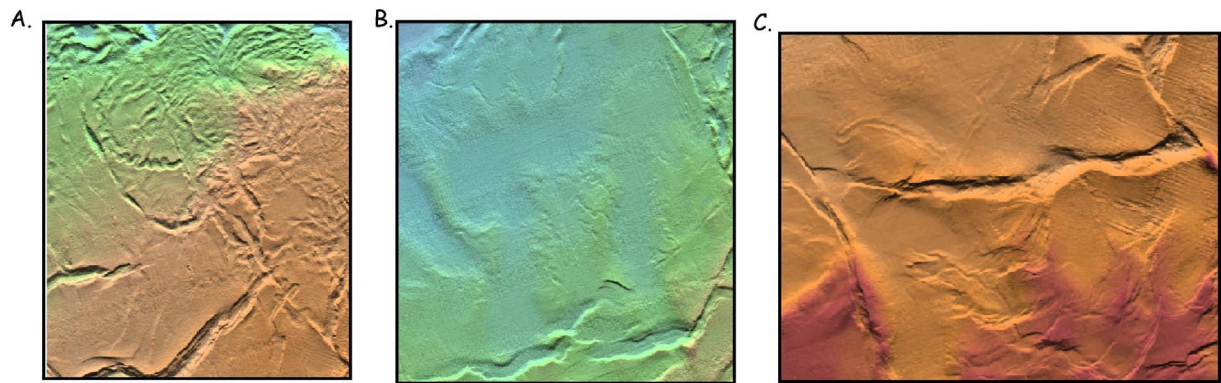


Figure II-28 : chenaux déconnectés de la province orientale (d'après Sardou et Mascle, 2003 dans Loncke, 2002).

d) La province extrême orientale : un domaine de plissement salifère

Les épaisseurs de la couverture sédimentaire y diminuent progressivement de 1700 m environ à 100 m à l'est du Mont Eratosthène (Loncke, 2002). Au sud du Mont Eratosthène, s'observe un plateau « salifère » de près de 1000 m d'épaisseur, qui se termine par l'escarpement salifère déjà évoqué précédemment (Figure II-29).

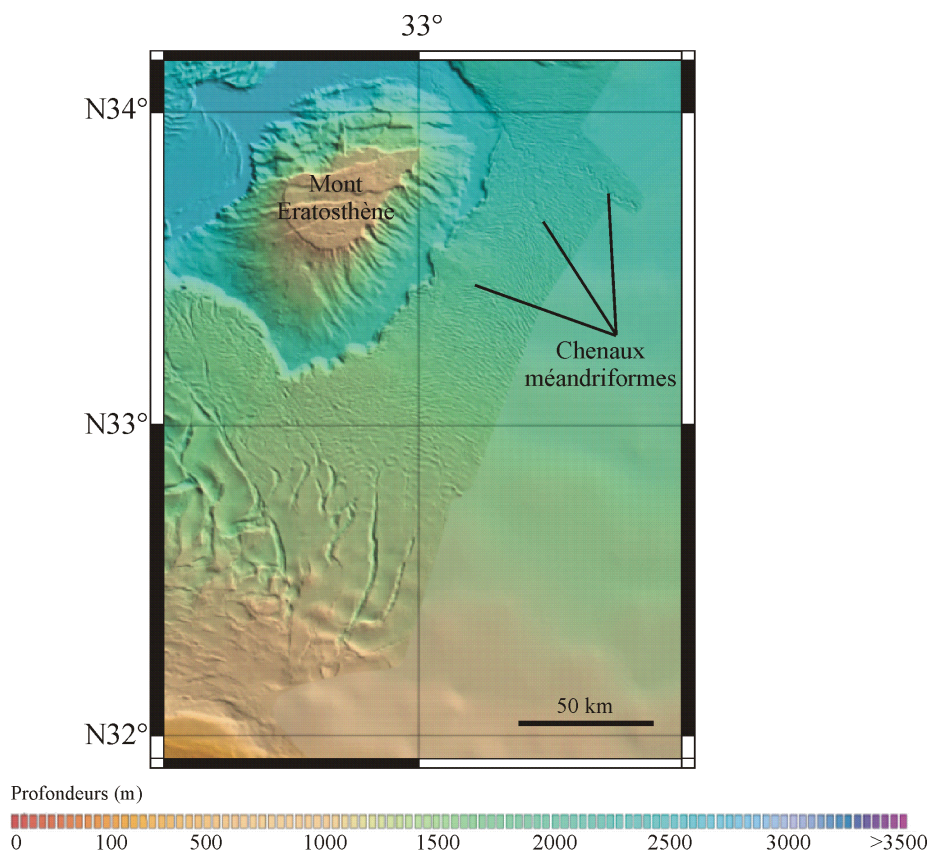


Figure II-29 : carte bathymétrique de la province extrême orientale (Sardou et Mascle, 2003).

A l'est et au sud-est du Mont Eratosthène, la province extrême orientale (ou levantine) est caractérisée par un fond océanique légèrement plissé (Figure II-29). Cette morphologie ondulée résulte de la compression progressive des sédiments sur les évaporites messiniennes mobiles. Les données sismiques (Loncke, 2002) montrent des séquences sous l'influence salifère qui sont assez fines et recouvertes seulement de quelques centaines de mètres de sédiments plio-quadernaires. Cette province montre aussi quelques chenaux, en particulier un long chenal méandrique prenant son origine dans la pente orientale du STPN. D'autres chenaux semblent être issus de la côte levantine (Bellaiche et al., 2001) et agissent comme des conduits pour les écoulements turbiditiques participant au remplissage sédimentaire de la petite plaine abyssale qui s'étend encore entre le Mont Eratosthène et la marge de Chypre.

E - CONTEXTE STRATIGRAPHIQUE EN MEDITERRANEE ORIENTALE

1) Lithostratigraphie (sapropèle)

Le système de circulation des masses d'eau a été altéré de façon répétée au cours du Quaternaire, en réponse de l'augmentation de la décharge d'eau douce et/ou de l'augmentation des précipitations, donnant lieu à une stagnation des eaux les plus profondes et le dépôt de sapropèles. La couleur sombre de ces sédiments est due aux fortes concentrations en matière organique finement disséminée et à la présence de monosulfures. Dans les sapropèles, les ptéropodes et les foraminifères planctoniques sont plus abondants et mieux préservés que dans les sédiments déposés dans des conditions aérobies, alors que les foraminifères benthiques sont absents ou rares. Comparés aux dépôts oxydés, les sapropèles contiennent 10 à 40 fois plus de carbone organique (2-8%). Les sédiments pélagiques non sapropéliques contiennent environ 0,3% de carbone organique.

En Méditerranée orientale, les sapropèles ont été corrélés dans l'ensemble du bassin et datés par la lithostratigraphie, la faune planctonique, la variation des isotopes stables de l'oxygène, le carbone organique, les pollens et les datations radiocarbone (Olausson, 1961; Venkatarathnam et Ryan, 1971; Cita et al., 1977; Cita et al., 1982; Emeis et Sakamoto, 1998) (Table II-3 et Figure II-30). L'existence du sapropèle S2 n'est pas certaine (Cita et al., 1977) car il n'est pas observé par tous les auteurs. Il n'a jamais été observé dans les carottes étudiées sur le STPN.

Sapropèle	Age (ka)		Références	stades isotopiques
	¹⁴ C	isotopique		
S1	6,3-8,3		Jorissen et al (1993), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	1
	6,4-9,2		Perissoratis et Piper (1992), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	1
	6,6-8,2		Maldonado et Stanley (1978), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	1
	8-9		Olausson (1961), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	1
	7,9-11,8		Rossignol-Strick et al. (1982), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	1
S2	23-25		Maldonado et Stanley (1978), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	3
	52		Muerdter et al. (1984), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	3
S3	38-40		Olausson (1961), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	3
		81-78	Muerdter et al. (1984), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	5a
		80	Ogioni et Zandini (1987), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	5a
		84-80	Parisi (1987), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	5a
S4		100-98	Muerdter et al. (1984), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	5c
		100	Ogioni et Zandini (1987), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	5c
S5		125	Muerdter et al. (1984), Parisi (1987), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	5e
			Ogioni et Zandini (1987), Cita et al. (1982), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	5e
S6		180	Ogioni et Zandini (1987), Cita et al. (1977), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	6
S7		195	Ogioni et Zandini (1987), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	7a
S8		217	Ogioni et Zandini (1987), Cita et al. (1977), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	7d
S9		240	Cita et al. (1977), Hilgen (1991a,b), Lourens et al. (1996)	7e

Table II-3 : synthèse des âges des sapropèles du Quaternaire récent selon les auteurs (Olausson, 1961; Cita et al., 1977; Maldonado et Stanley, 1978; Cita et al., 1982; Rossignol-Strick et al., 1982; Muerdter et al., 1984; Oggioni et Zandini, 1987; Parisi, 1987; Hilgen, 1991a; 1991b; Perissoratis et Piper, 1992; Jorissen et al., 1993; Lourens et al., 1996).

2) Biostratigraphie

a) Nannofossiles calcaires

La biostratigraphie basée sur les nannofossiles calcaires (coccolithophoridés) est construite à partir des fluctuations d'abondance des coccolithes et *d'E. huxleyi*. Pour les derniers 250 000 ans, elle montre clairement trois intervalles en Méditerranée orientale (Castradori, 1993; Di Stefano, 1998) (Figure II-30). Cependant, Giunta et al. (2003) et Sbaffi et al. (2001) ont établi des biozones plus précises en Adriatique et en Tyrrhénienne. En effet, cette biostratigraphie est essentiellement utilisée pour des intervalles de temps plus importants (millions d'années) et la résolution au Quaternaire est limitée.

b) Foraminifères planctoniques

La biostratigraphie des foraminifères planctoniques est également basée sur les abondances relatives des espèces et leurs variations dans le temps qui caractérisent le changement environnemental progressif des eaux de surface. Les foraminifères planctoniques sont donc utilisés pour leur information environnementale. Ainsi les espèces sont le plus souvent regroupées en « espèces chaudes », « espèces froides » ou « espèces productives ». Ces espèces sensibles aux températures des eaux et au niveau trophique sont définies en

utilisant les caractéristiques de l’habitat moderne discutées par Thunell (1978), Rohling et al. (1993), Pujol et Vergnaud-Grazzini (1995).

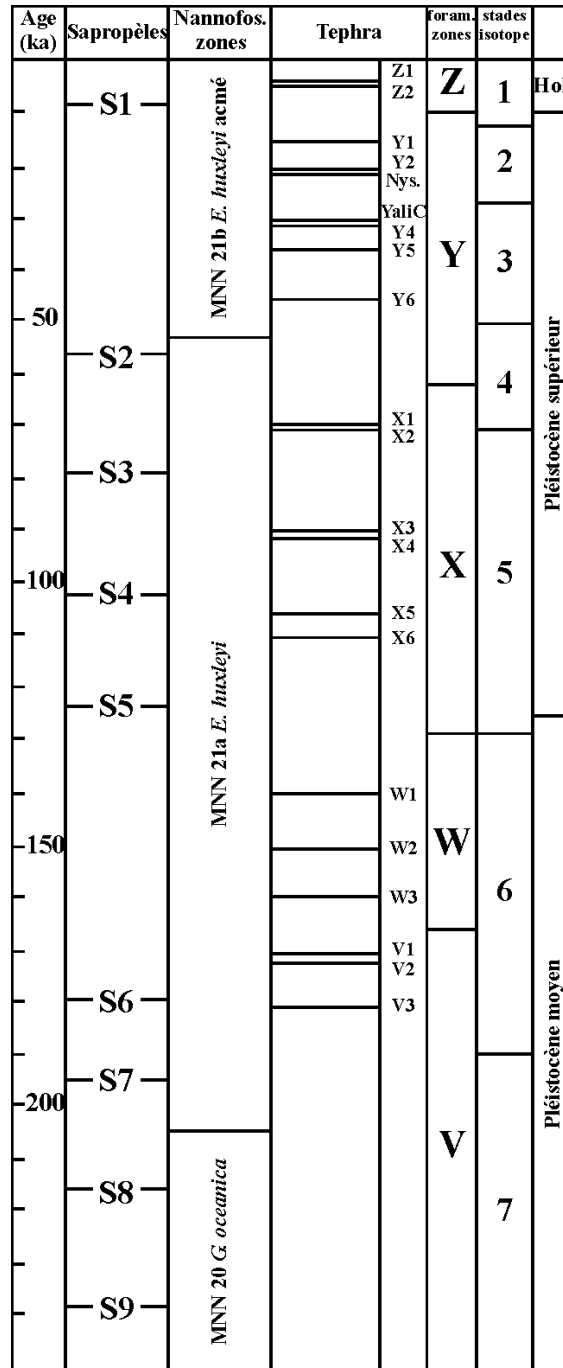


Figure II-30 : stratigraphie en Méditerranée orientale : bases des sapropèles d’après Cita et al. (1977) et Hilgen (1991), nannofossiles calcaires d’après Castradori (1993), biozones des foraminifères planctoniques d’après Ericson et Wollin (1968) et stades isotopiques d’après Shackleton et al. (1990) dans Narcisi et Vezzoli (1999).

La faune planctonique de la Méditerranée orientale est en quelque sorte indigène, probablement à cause de la barrière écologique du détroit de Gibraltar (changement de température soudain). Ainsi, des espèces présentes dans l'Atlantique sont absentes en Méditerranée (ex. *Globorotalia menardii*). Cependant, les zones écologiques froides ou chaudes définies en Méditerranée ont été comparées et associées aux zones d'Ericson et Wollin (1968). Ainsi, W et Y sont des biozones fraîches à froides alors que Z, X et V sont des biozones tièdes à chaudes (Figure II-30). La biostratigraphie des foraminifères planctoniques, comme celle des nannofossiles calcaires, s'arrête là dans le bassin oriental de la Méditerranée excepté pour la dernière déglaciation qui a été étudiée de façon très détaillée dans les bassins adriatique et tyrrhénien (Asioli, 1996; Capotondi et al., 1999) ainsi que l'Holocène au sud-ouest de la Crète (Principato et al., 2003). Murat et Glaçon (1986) ont détaillé les faunes planctoniques au cours du Quaternaire récent en comparant avec l'assemblage actuel recueilli en Méditerranée orientale, sans toutefois établir de biozones limitées dans le temps.

3) *Isotopes de l'oxygène*

La stratigraphie des isotopes de l'oxygène est reliée à l'évolution globale du climat. Les courbes du $\delta^{18}\text{O}$ obtenues en Méditerranée orientale sont quasiment similaires aux enregistrements de l'océan ouvert et en particulier à la courbe isotopique de l'Atlantique Nord-Caraïbes utilisée comme référence mondiale et calée par U/Th (Venkatarathnam et Ryan, 1971; Cita et al., 1977; Thunell et al., 1977; Vergnaud-Grazzini et al., 1977; Keller et al., 1978). En Méditerranée orientale, l'amplitude du signal isotopique est plus importante que dans l'océan ouvert. Cela est attribué en partie aux effets de dilution superficielle (Vergnaud-Grazzini et al., 1977). L'aspect général de la courbe isotopique reste le même, et l'identification des stades isotopiques ne pose pas de difficultés.

La corrélation des sapropèles basée sur cette stratigraphie confirme les corrélations lithologiques et biostratigraphiques (Kroon et al., 1998). La relation entre la stratigraphie $\delta^{18}\text{O}$ et la séquence de sapropèles est la suivante (Figure II-30): le sapropèle 1 appartient au stade isotopique 1, les sapropèles de 3 à 5 appartiennent au stade 5, le sapropèle 6 se produit pendant le stade 6, les sapropèles de 7 à 9 dans le stade 7. Ainsi, la plupart des sapropèles se sont formés pendant des périodes interglaciaires avec une valeur de $\delta^{18}\text{O}$ faible. Cependant, le

S6 apparaît dans le stade glaciaire 6 isotopiquement lourd et le S8 correspond à un épisode également isotopiquement lourd dans le stade interglaciaire 7.

4) *Tephrochronologie*

Le volcanisme explosif important autour de la Méditerranée ainsi que la composition assez variée des produits entre les différentes provinces volcaniques décrites précédemment, rendent cette mer idéale pour des études tephrochronologiques.

Les premières découvertes de niveaux de tephra dans les sédiments profonds méditerranéens remontent à la Swedish Deep-sea Expedition de 1947-1948. Depuis le début des années 1970, les programmes DSDP (Deep-Sea Drilling Projects) ont beaucoup apporté au développement de la stratigraphie marine dans la région méditerranéenne (Venkatarathnam et Ryan, 1971; Cita et al., 1977) permettant le développement de la tephrostratigraphie des derniers 200 ka (Keller et al., 1978; McCoy, 1980).

Pendant la dernière quinzaine d'années, les études ont fourni des données stratigraphiques et tephrostratigraphiques précieuses des secteurs de la Méditerranée orientale comme la Mer Egée, le bassin de Bannock et la Ride Méditerranéenne (Ferderman et Carey, 1980; Cita et al., 1981; Vinci, 1985) ainsi que des témoignages détaillés concernant des tephra individuels (Watkins et al., 1978; Vinci, 1987). L'intérêt grandissant dans l'analyse du risque volcanique a aussi stimulé des travaux détaillés sur la stratigraphie volcanique des régions sources ainsi que sur les caractéristiques éruptives, géochronologiques et de composition des principales unités pyroclastiques (Ferderman et Carey, 1980). Cela a contribué de façon significative à une interprétation fiable et complète des tephra distaux.

En Méditerranée orientale, une tephrostratigraphie détaillée et fiable a été établie pour la période débutant vers 200 ka BP (Table 4). La nomenclature de ces périodes à tephra est complexe, avec des identifiants sous forme de lettres correspondant aux biozones des foraminifères planctoniques (V étant la période la plus ancienne, Z la plus jeune) et des identifiants sous numériques (W-1 étant plus jeune que W-3, etc.) (Figure II-30). A cause des faibles taux de sédimentation abyssaux holocènes, la tephrostratigraphie marine pour l'Holocène n'est pas très détaillée.

Nom tephra	Stade isotopique	Age estimé	Géochimie	Origine	Références	aire de distribution
Z-1	1	3360± 40 ¹⁴ C BP ans	leucite/téphrite	Vézuve (éruption d'Avellino)	Keller et al. (1978)	
Z-2	1	1336 ans BC	rhyodacite	Santorin (éruption minoéenne)	Ninkovich et heezn (1967), Keller et al. (1978), Ferderman et Carey (1980), Murat (1984), Stanley et Sheng (1986)	
Y-1	2	~14 ka	basalte	Etna (Ignimbrite Biancavilla-Montalto)	Keller et al. (1978), McCoy (1980), Paterne et al. (1988), Vezzoli (1991)	
Y-2	2	~18-22 ka	rhyodacite	Santorin (Ignimbrite d'Akrotiri ou Cape Riva)	Keller et al. (1978), Ferderman et Carey (1980), Vinci (1985, 1987), Scharz (2000), Wulf et al. (2002)	
Nysiros	2	25		volcan Nysiros (Egée)	Ferderman et Carey (1980), Vinci (1985)	très localisée
Y-4	3	30	andésite/dacite	Santorin	Ferderman et Carey (1980), Vinci (1985)	très localisée
Yali-C	3	~30 ka	andésite/dacite	Ile Yali (Egée)	Ferderman et Carey (1980), Vinci (1985)	
Y-5	3	36 ± 0,4 ka BP	trachyte	Champs phlégréens (Ignimbrite Campanienne)	Ninkovich et Heezen (1967), Keller et al. (1978), Murat (1984), Vinci (1985), Vezzoli (1991), Deino et al. (1992)	très répandue
Y-6	3	~45 ka	peralcaline	Pantelleria	Paterne et al. (1988)	
X-1	4/5	~70ka (77 ka?)	andésite	Egée ou Iles Eoliennes?	Keller et al. (1978), Murat (1984), Vinci (1985), Paterne et al. (1988)	
X-2	au-dessus S3	~70 ka	trachyte	province campanienne	Keller et al. (1978), Vezzoli (1991)	très localisée
X-3	5	~90 ka	andésite	Iles Eoliennes	Keller et al. (1978)	très localisée
X-4	5	~90 ka	basalte alcalin	Etna	Keller et al. (1978)	très localisée
X-5	5	105 ka	trachyte	province campanienne	Keller et al. (1978)	très localisée
X-6	5	110 ka	trachyte	province campanienne	Keller et al. (1978)	très localisée
W-1	6	~140 ka	tephrite	province romaine	Keller et al. (1978), Vezzoli (1991)	
W-2	6	~150 ka	andésite/dacite/trachyte	Santorin (Middle Pumice Series)	Ferderman et Carey (1980), Murat (1984), Vinci (1985), Vezzoli (1991)	
W-2'	6	150-160 ka	andésite	Egée?	Murat (1984;1991)	très localisée?
W-3	6	~160 ka	rhyolite	Kos Plateau (Egée)	Ferderman et Carey (1980), Vinci (1985), Murat (1984)	
V-1	7	170 ka	rhyodacite	Santorin (Lower Pumice?)	Keller et al. (1978), Vinci (1985), Murat (1984)	
V-2	7 (S6)	~170 ka	tephrite	province romaine	Keller et al. (1978)	
V-3	7	180 ka	dacite	Santorin	Keller et al. (1978), Vinci (1985), Murat (1984)	

Table II-4 : synthèse des différents tephra observés en Méditerranée centrale et orientale (Keller et al., 1978; Ferderman et Carey, 1980; McCoy, 1980; Murat, 1984; Vinci, 1985; Stanley et Sheng, 1986; Vinci, 1987; Paterne et al., 1988; Vezzoli, 1991; Deino et al., 1992; Narcisi et Vezzoli, 1999; Wulf et al., 2002; Vespa et al., 2006). Localisation des sources sur la figure II-4.

Le cadre tephrochronologique décrit ici montre les tephra récurrents dans le bassin levantin, le bassin de Bannock et en Mer Egée. Cependant les extrêmes est et sud du bassin méditerranéen oriental (dont le STPN) sont très peu documentées. Il apparaît donc nécessaire, dans le cadre de l'étude stratigraphique du STPN, d'affiner la tephrochronologie de cette région.

CHAPITRE III : DONNEES ET METHODES

Depuis 1998, le laboratoire Géosciences-Azur a successivement, mené cinq campagnes géophysiques et géologiques sur le STPN. Ces diverses campagnes ont permis d'acquérir un grand nombre de données. Ainsi, la morphologie de l'édifice turbiditique est actuellement bien connue grâce à une large couverture bathymétrique et d'imagerie acoustique, et sa géométrie grâce aux données du sondeur de sédiments et de la sismique rapide et HR. Le travail présenté ici relève essentiellement d'une étude sédimentologique détaillée réalisée à partir des carottages. Je ne présenterai donc que brièvement les autres outils et méthodes d'analyse.

A - OUTILS

1) Positionnement

Des données de haute qualité seraient inutilisables sans un positionnement fiable. Grâce aux systèmes GPS et DGPS, le navire peut être positionné avec une marge d'erreur d'environ 2 m pour le DGPS.

Campagne	Année	Navire océanographique	Données	Outils	Traitement
Noé	1984	Marion Dufresne I (IPEV)	34 carottages	Küllenberg	
Prismed	1998	Atalante (Ifremer)	bathymétrie et réflectivité acoustique sismique 6 traces sismique THR (3,5 kHz) champs gravimétriques et magnétiques	EM12 sondeur de sédiments	Caraïbes (Ifremer) MNT O. Sardou
Fanil	2000	Le Suroît (Ifremer)	bathymétrie et réflectivité acoustique sismique 6 traces et 24 traces (HR) 7 carottages	EM300 Küllenberg	Caraïbes O. Sardou
Medisis	2002	Nadir (Ifremer)	sismique 360 traces		
Nautinil	2003	Atalante (Ifremer)	plongées submersible sismique THR (3,5 kHz) 18 carottages	Nautile sondeur de sédiments Küllenberg	
Vanil	2004	Marion Dufresne II (IPEV)	sismique THR (3,5 kHz) bathymétrie 11 carottages longs	multifaisceaux SeaFalcon Calypso	
Mimes	2004	Pelagia (NIOZ)	8 carottages	Küllenberg	

Table III-1 : synthèse des données obtenues et des outils utilisés lors des missions sur le STPN.

2) Bathymétrie multifaisceaux, imagerie

Les sondeurs multifaisceaux sont destinés à la cartographie des fonds océaniques. Ils fournissent des données bathymétriques permettant l'étude précise de la morphologie des

fonds, ainsi que des données d'imagerie acoustique qui permettent de mesurer les changements de réflectivité du fond classiquement interprétés comme des variations de la nature, de la texture et de l'état des sédiments et/ou de la morphologie. Les données bathymétriques sont basées sur le temps de propagation des ondes acoustiques. Les sondeurs multifaisceaux travaillent avec une large ouverture angulaire, ce qui leur confère une couverture spatiale très importante.

Les données utilisées dans cette étude proviennent des sondeurs multifaisceaux Simrad EM12-Dual et EM300-Dual embarqués à bord des navires océanographiques Génavir l'Atalante (Primed II, 1998) et Le Suroît (FaniL, 2000) ; (Table III-1).

Le **sondeur multifaisceaux EM12 Dual** permet la cartographie de bandes du fond marin, perpendiculaire à la route du navire, sur des largeurs équivalentes à environ 7 fois la profondeur d'eau. Le principe d'acquisition est basé sur la technique des « faisceaux croisés » où les faisceaux de réception croisent le faisceau d'émission. L'écho provenant de l'intersection entre faisceaux d'émission et de réception fournit deux types d'information :

- une valeur bathymétrique calculée à partir du temps de trajet de l'onde dans l'eau ;
- une valeur de réflectivité, dépendant de l'amplitude du signal réfléchi et donc à la fois de la topographie locale et des caractéristiques physiques des sédiments.

Le **sondeur multifaisceaux EM300 Dual** a des caractéristiques très voisines de celles de l'EM12. Le principe d'acquisition est le même. Seules diffèrent significativement les géométries des faisceaux et les fréquences d'émission. Dans le cas de l'EM300, la fréquence d'émission est de 32 kHz contre 13 kHz pour l'EM12. Ceci permet d'obtenir des données plus précises. Les données issues des systèmes EM12 et EM300, bien que de même type, présentent des résolutions très différentes. Les données EM12 permettent d'atteindre des résolutions de l'ordre de 100 à 150 m pour les données bathymétriques, et de 50 à 75 m pour l'imagerie. Les données EM300 atteignent des résolutions de 30 à 50 m en bathymétrie et 15 à 25 m en imagerie. Elles ont été traitées et combinées à Villefranche-sur-Mer par O. Sardou.

3) *Sismique HR, THR*

La sismique réflexion permet l'étude, de l'épaisseur et de l'agencement des couches sédimentaires du sous-sol, à partir d'ondes acoustiques créées artificiellement depuis la surface de l'eau. Les ondes acoustiques produites en surface sont réfléchies à l'interface de

deux milieux (par exemple l'interface eau-sédiment ou l'interface entre deux couches sédimentaires) possédant des impédances (vitesse de propagation des ondes acoustiques*densité du milieu au sein duquel elles se propagent) différentes. Les ondes réfléchies sont enregistrées en surface par l'intermédiaire de flûtes mono ou multitraces (suite d'hydrophones). Les informations sont généralement retranscrites sous la forme de coupes « temps » du sous-sol et exprimées en temps aller-retour (Two Way Travel Time, TWTT ou Temps Double, TD).

La propagation des ondes acoustiques dans le sous-sol est d'autant plus facile que la fréquence d'émission est basse et la résolution diminue avec la fréquence d'émission. On parle de sismique haute résolution (HR, définition verticale de 10-15 m) pour des fréquences allant de 50 à 400 Hz avec une pénétration de 50 à 200 m suivant la nature des sédiments. Ainsi, en fonction de la résolution que l'on souhaite obtenir, plusieurs types de sources acoustiques peuvent être utilisées, tels que les boomers (1000-5000 Hz), les sparkers (500-1000 Hz) ou les canons à air et à eau (200-500 Hz).

L'ensemble de la **sismique réflexion (6 traces)** dite « rapide » (acquise à 10 nœuds), a été utilisé en routine au cours de la campagne Prised II, parallèlement au sondeur EM12, avec un pas de tir de 50 m et une couverture multiple de 3. Les données brutes, ont ensuite été traitées à bord grâce au logiciel Claritas. Ces données sismiques permettent d'atteindre des pénétrations moyennes de 3s td, selon la présence et la profondeur de sel, qui constitue fréquemment un obstacle à la pénétration des ondes sismiques. Lors de la campagne Fanil, ont été déployées alternativement les sismiques 6 traces (en routine) et **HR 24 traces**. Cette dernière était destinée à visualiser de façon détaillée les systèmes sédimentaires récents (Table III-1).

Le **sondeur de sédiments 3,5 kHz**, placé sous la coque du navire, permet d'obtenir des enregistrements dont la pénétration maximale est de l'ordre de 100 m sous le fond sous-marin (sédiments fins et lités). Il émet des ondes acoustiques haute fréquence (2 à 5 kHz). Ces données sont transmises en temps réel sur un traceur thermique, dont les sorties constituent ici la seule donnée disponible, l'enregistrement numérique n'ayant pas été réalisé (Table III-1).

4) Carottage

Lors d'un carottage gravitaire à piston, le carottier est descendu à travers la colonne d'eau, suspendu à un câble. Au cours de la descente, il est précédé de quelques mètres par le

contrepois ou un carottier pilote (Fig III-1). Ce dernier atteint le fond en premier et, par l'intermédiaire du bras de déclenchement, il actionne le système de largage. Grâce au lest, le carottier acquiert au cours de sa chute libre de quelques mètres, l'énergie cinétique nécessaire à son enfoncement dans le sol. A l'intérieur du tube, un piston maintenu par un jeu de câble crée une dépression à la surface du sédiment et favorise l'aspiration des sédiments. Le carottier est ensuite arraché du sol par l'intermédiaire du câble. A la base du tube, un système constitué de fines lamelles souples d'acier recourbées vers le haut (la peau d'orange) retient les sédiments au cours de la remontée. Ce système n'empêche pas les sédiments non cohésifs tels que les sables d'être lessivés. Les sables sont donc souvent perdus s'ils sont proches de l'extrémité du tube.

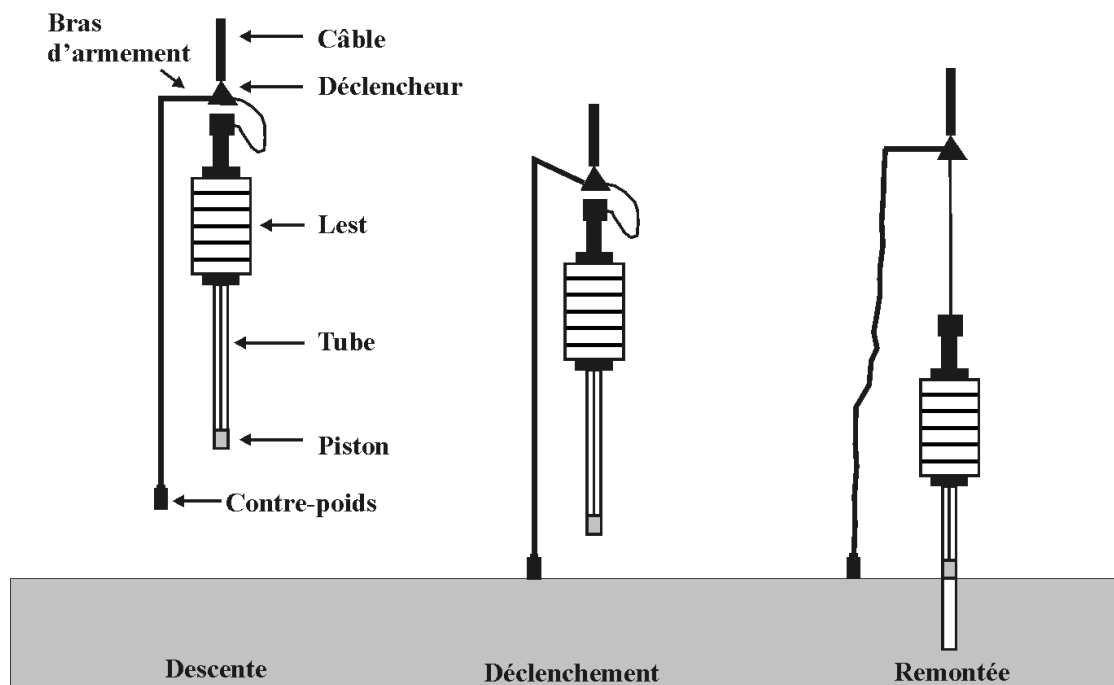


Figure III-1 : principe du carottage à l'aide d'un carottier à piston de type Küllenberg.

L'effet d'aspiration créé par un piston maintenu par un câble mal réglé engendre parfois une déformation des niveaux les plus grossiers mais parfois aussi un fluage complet de ces niveaux tout le long du tube. Les déformations ne sont pas linéaires et peuvent affecter les niveaux à différentes profondeurs tout le long de la carotte. Les déformations les plus importantes sont observées au niveau des sédiments non compactés du sommet et dans les niveaux de sable.

Depuis quelques années, un câble en aramide est utilisé pour certains carottiers Küllenberg et pour le carottier Calypso car son poids est nul dans l'eau, ce qui permet de remonter des charges plus importantes (tubes plus longs). Cependant un problème d'élasticité de ce type de câble a été mesuré (Bourillet et al., 2001; Bourillet et al., 2003). Il provoque un rebond élastique lors du carottage et donc probablement un risque de perturbation supplémentaire des sédiments prélevés.

La moitié des carottes étudiées ici ont été prélevées à l'aide d'un carottier de type Küllenberg (Table III-1). Ce modèle de carottier très répandu, équipe actuellement les navires océanographiques de l'IFREMER (Atalante, Suroît) et du NIOZ (Pelagia). L'autre moitié des carottes a été prélevée à l'aide d'un carottier long de type Calypso (Marion Dufresne I et II). Ces deux types de carottiers sont comparés sur la figure III-2.

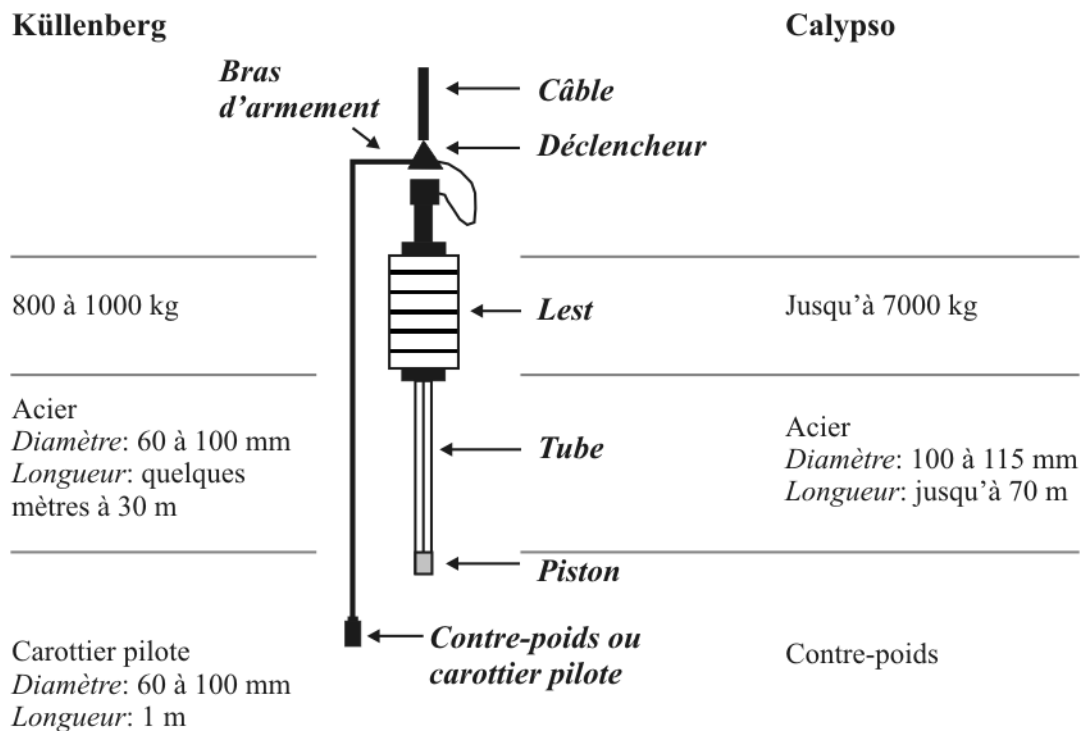


Figure III-2 : comparaison des carottiers Küllenberg/Calypso.

B - METHODES D'ANALYSE ET DONNEES

1) Bathymétrie

Les données sondeur multifaisceaux présentées dans cette thèse ont été traitées (Géosciences-Azur) sous la forme de modèles numérique de terrain (MNT) pour la bathymétrie. Le logiciel Caraïbes (Ifremer) a permis de traiter les données bathymétriques et

ainsi de réaliser l'ensemble des cartes présentées dans cette étude. Le principe de ce traitement est de positionner d'abord les données acquises sur la navigation, de les corriger (éventuels défauts du profil de célérité), et de les filtrer grossièrement pour éliminer les sondes aberrantes, puis de les mailler pour former des MNT permettant de visualiser ces données sous formes de cartes. La qualité de ces MNT est ensuite affinée par des opérations d'interpolation et de filtrage.

Les routes des différentes campagnes sont représentées sur la figure III-3 et les différents types de données obtenues sont résumés dans la table III-1.

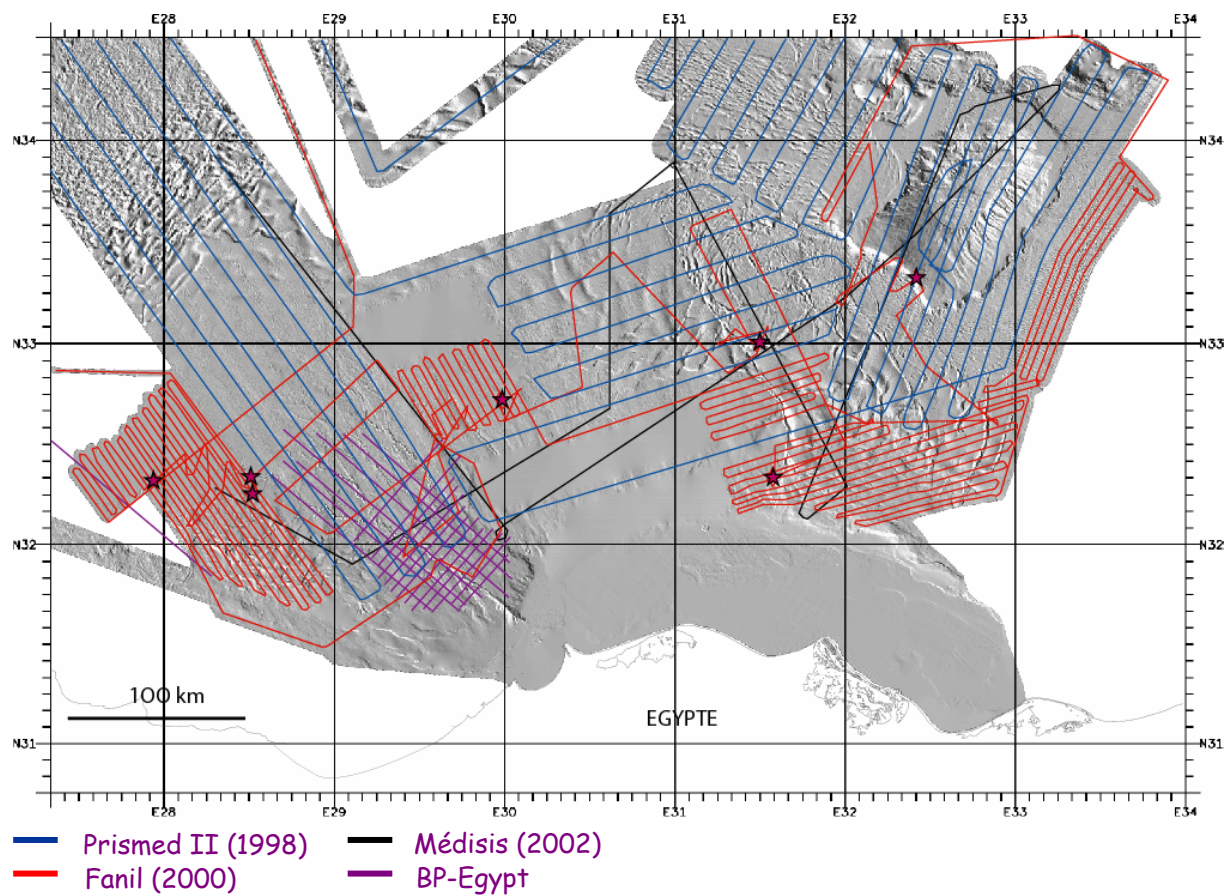


Figure III-3 : plan de positionnement des données bathymétriques, d'imagerie et sismiques. En bleu, routes de la campagne Prismed II. En rouge, routes de la campagne Fanil. En violet, position des profils BP-Egypt. En noir, les routes de la campagne Médisis. Les étoiles indiquent l'emplacement des carottes prélevées lors de la campagne Fanil (d'après Sardou et Mascle, 2003 dans Loncke, 2002).

2) *Sismique*

La majeure partie des données sismiques (rapides et HR) et du sondeur de sédiments a été traitée par Lies Loncke (2002).

Les caractéristiques du signal réfléchi pourront parfois être interprétées en terme de nature des dépôts (écho-faciès). Dans les environnements turbiditiques, un faciès acoustique de forte amplitude (typique des chenaux) peut caractériser des dépôts très grossiers. Un faciès de moyenne à faible amplitude (typique de levées sédimentaires) caractérise des dépôts plus fins. Des faciès acoustiques semi-transparents à transparents caractérisent des dépôts très fins (par exemple des vases hémipélagiques) ; (Fig III-4).

3) *Carottage : sédimentologie*

L'étude des carottes sédimentaires tient une place prépondérante dans ce travail. Cette thèse repose essentiellement sur les données de carottages effectués lors des campagnes Noé, Fanil, Nautinil, Vanil et Mimes. Un nombre important de méthodes, non destructrices ou destructrices, permet d'étudier les carottes (Bouma, 1969). Les développements techniques très récents réalisés pour quelques-unes de ces méthodes m'ont permis de décrire avec une grande précision les séquences sédimentaires de dépôt et d'y associer des mécanismes dynamiques de dépôt.

Dans cette étude, 27 carottages küllenberg et 13 calypso d'une dizaine de mètre chacun, et 11 carottes calypso longues de 20 à 40 m ont été réalisés sur la zone d'étude. Les carottes utilisées dans cette étude sont répertoriées dans la table III-2 et localisées sur la carte de la figure III-5.

a) Photographie

Il s'agit de prises de vues numériques avec un appareil photo numérique. Les reconstitutions de tronçons ont été effectuées manuellement sous le logiciel Adobe Photoshop.

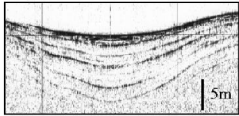
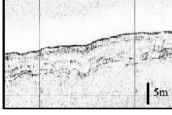
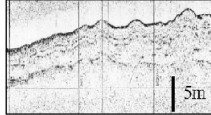
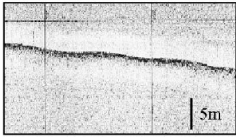
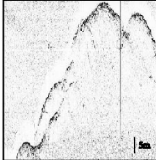
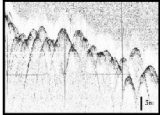
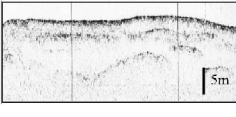
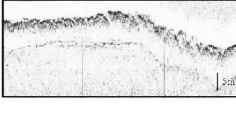
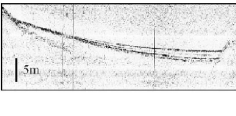

Echo-faciès	Désignation et caractéristiques	Types sédimentaires correspondants	Processus sédimentaires associés
	Lité continu, L1	Turbidites ou hémipélagites	Courants de turbidité (courant de densité) et/ou sédimentation hémipélagique
	Lité continu, L2	Turbidites de levées	Courants de turbidité (courant de densité)
	Lité continu, L3	Turbidites de levées	Courants de turbidité ou courant de contour
	Frustre, F	Sables grossiers typiques des lobes de dépôt	Courants de turbidité
	Hyperboles aiguës, H1	Zones pentées	Artéfact de pente (physiographie abrupte et tectonisée)
	Hyperboles régulières, H2	Débrites, sédiments glissés	Glissements gravitaires ou fluage
	Transparent, T1	Débrites	Glissements gravitaires
	Transparent perturbé, Tp	Débrites	Glissements gravitaires
	Transparent-lité, T-l	Succession de turbidites et débrites	Glissements gravitaires et courants de turbidité ou sédimentation hémipélagique
	Chaotique, C	Glissements, débrites	Glissements gravitaires, fluage ou glissements

Figure III-4 : synthèse des écho-faciès identifiés par Loncke (2002) et Loncke et al. (2002). Chaque écho-faciès a une ou des significations sédimentaires particulières, et ces sédiments se sont déposés selon des processus sédimentaires particuliers. L'exagération verticale des profils est de 30.

b) Radioscopie rX : Scopix

La radioscopie rX est une méthode non destructive. Elle permet de visualiser l'organisation interne des sédiments et de mettre en évidence des structures d'origine dynamique ou biologique invisibles lors de la description visuelle des carottes.

La procédure de radioscopie 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., 1999). Une source rX (160 kV, 19 mA) produit un rayonnement qui traverse l'échantillon à analyser. En sortie, ce rayonnement est amené, via un amplificateur de brillance, sur une caméra CCD connectée à un moniteur de contrôle et à un ordinateur. L'image rX est ainsi à tout moment visualisée en temps réel. L'acquisition des images se fait de façon automatique sur l'ordinateur par l'intermédiaire d'un programme informatique et selon un pas d'échantillonnage de 10 cm.

L'acquisition d'un mètre de carotte nécessite deux minutes. Afin d'obtenir des images numériques avec la meilleure résolution possible, les acquisitions ne sont pas réalisées sur les carottes non ouvertes ou les demi-carottes, mais sur des plaques de sédiment de 1 cm d'épaisseur, prélevées dans des plaquettes d'aluminium.

Les données issues de SCOPIX peuvent être visualisées et interprétées sous deux formes différentes :

- les images numériques qui permettent une reconnaissance des différents faciès lithologiques présents dans la carotte et une observation détaillée des structures dynamiques et biologiques ;

- des courbes d'intensité de niveaux de gris qui permettent de quantifier la réponse des sédiments au passage des rayons X. Cette réponse est fonction de la densité des sédiments. Ces courbes mettent parfois en évidence des séquences de dépôt ainsi que les granoclasses.

L'analyse des données de radioscopie apporte un précieux complément d'information sur la nature des environnements de dépôt et surtout sur l'agent dynamique de transport et les processus dynamiques de mise en place des sédiments.

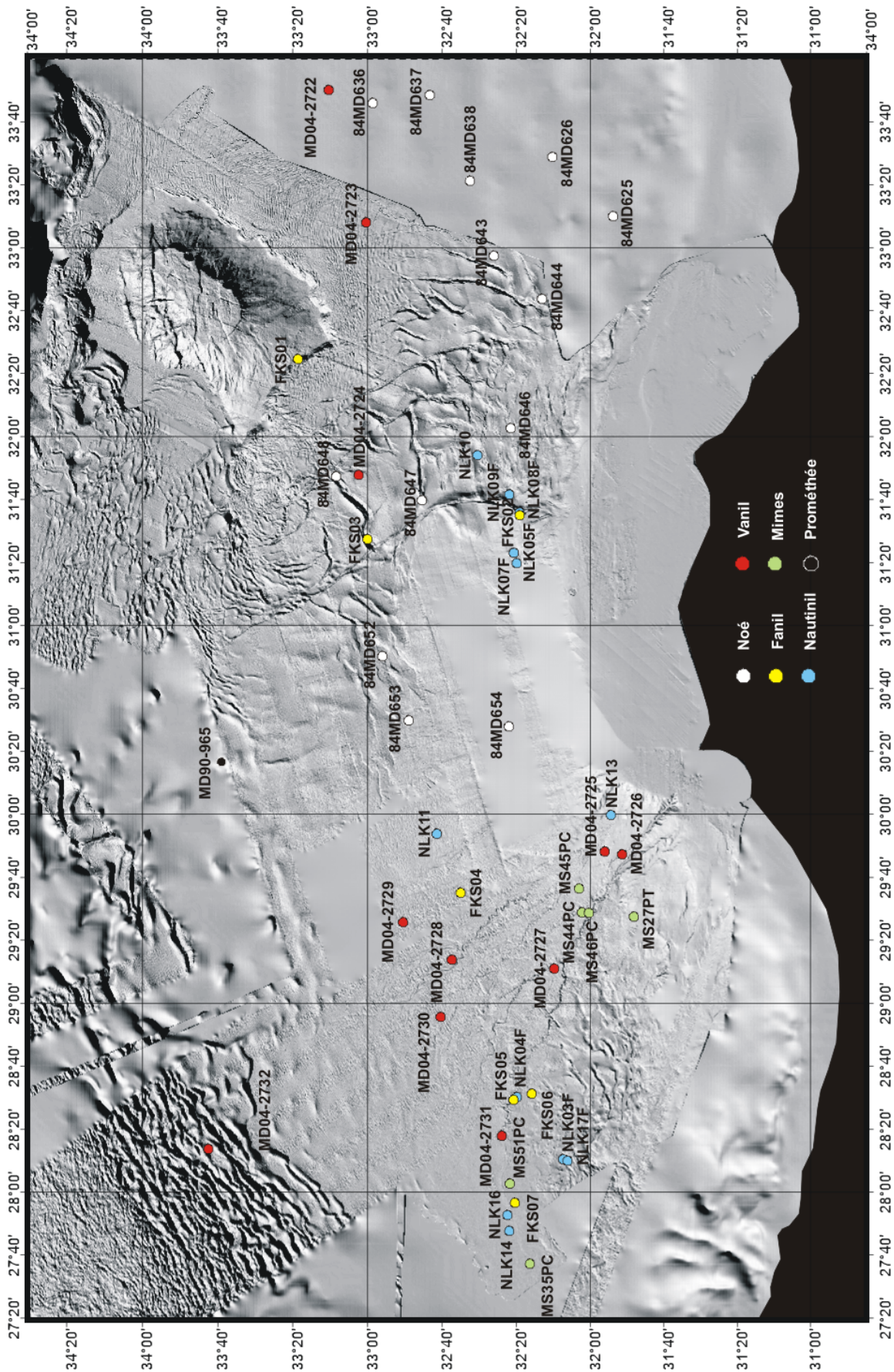


Figure III-5 : carte de localisation des carottes étudiées (d'après Sardou et Mascle, 2003).

Mission	Carotte	Latitude N	Longitude E	Profondeur (m)	Longueur (m)	Environnement
Noé	84MD625	31°53.1'	33°09.5'	495	9,4	Province extrême orientale
Noé	84MD626	32°09.9'	33°28.8'	1020	9,7	Province extrême orientale
Noé	84MD636	33°58.0'	33°45.9'	1625	11,4	Province extrême orientale
Noé	84MD637	32°42.90'	33°48.40'	1450	10,96	Province extrême orientale
Noé	84MD638	32°32.10'	33°21.10'	1220	11,49	Province extrême orientale
Noé	84MD643	32°25.60	32°57.40	1185	11,09	Province extrême orientale
Noé	84MD644	32°12.70	32°43.70	905	10,12	Province extrême orientale
Noé	84MD646	32°21.10	32°02.70	1030	9	Province orientale
Noé	84MD647	32°45.00	31°39.90	1550	8,19	Province orientale
Noé	84MD648	33°08.00'	31°47.40'	1660	8,92	Graben salifère - Province orientale
Noé	84MD652	32°55.60	30°50.40	2275	9,64	Province centrale
Noé	84MD653	32°48.50	30°30.00	2090	11,06	Province centrale
Noé	84MD654	32°21.60	30°28.00	1325	8,35	Province centrale
Pométhée	MD90-965	33°37.90	30°13.08	2855	25	zone distale de la province centrale
Fanil	FKS01	33°18.290	32°24.730	1747	5,45	Escarpeement face au Mont Eratosthène
Fanil	FKS02	32°19.500	31°35.200	746	6,09	Volcan de boue - Province orientale
Fanil	FKS03	32°59.535	31°27.426	2252	8,78	Dépression - Province orientale
Fanil	FKS04	32°34.590	29°35.270	2221	7,71	Province centrale
Fanil	FKS05	32°20.370	28°29.610	2823	6,84	Chenal aval - Province occidentale
Fanil	FKS06	32°15.440	28°31.600	2810	8,76	Volcan de boue - Province occidentale
Fanil	FKS07	32°20.010	27°57.000	2810	8,93	Lobe distal - Province occidentale
Nautinil	NLK03F	32°07.501	28°10.990	3010	9,22	Caldeira - Province occidentale
Nautinil	NLK04F	32°19.494	28°30.491	2802	7	Levée aval - Province occidentale
Nautinil	NLK05F	32°21.390	31°23.220	991	9,8	Volcan de boue - Province centrale
Nautinil	NLK07F	32°20.192	31°20.713	998	8,88	Province centrale - zone de fluage
Nautinil	NLK08F	32°19.290	31°35.7	752	6,23	Volcan de boue - Province orientale
Nautinil	NLK09F	32°22.985	31°42.390	1126	9,48	Volcan de boue - Province orientale
Nautinil	NLK10	32°30.031	31°54.052	1301	13,4	Province orientale
Nautinil	NLK11	32°40.994	29°54.000	2207	14,05	Province centrale
Nautinil	NLK13	31°53.993	30°00.009	809	8,8	Cicatrice d'arrachement - Province occidentale
Nautinil	NLK14	32°21.500	27°48.000	3112	11,15	Lobe distal - Province occidentale
Nautinil	NLK16	32°21.996	27°53.003	3066	11,62	Lobe distal - Province occidentale
Nautinil	NLK17F	32°06.507	28°10.727	2966	781	Caldeira - Province occidentale
Vanil	MD04-2722	33°09.942	33°49.996	1780	36,96	Province extrême orientale
Vanil	MD04-2723	32°59.990	33°08.010	1527	37,47	Province extrême orientale
Vanil	MD04-2724	33°01.890	31°47.910	1659	29,52	Graben salifère - Province orientale
Vanil	MD04-2725	31°55.760	29°48.360	1173	28,72	Glissement - Province occidentale
Vanil	MD04-2726	31°51.000	29°47.490	1058	26,64	Province occidentale amont
Vanil	MD04-2727	32°09.370	29°11.250	2098	41,54	Zone d'avulsion amont - Province occidentale
Vanil	MD04-2728	32°37.040	29°14.050	2477	29,63	Ancien système chenal-levée - Province occidentale
Vanil	MD04-2729	32°50.000	29°25.970	2599	29,87	Province centrale
Vanil	MD04-2730	32°40.040	28°55.970	2711	20,62	Ancien système chenal-levée - Province occidentale
Vanil	MD04-2731	32°23.570	28°18.200	2915	31,11	Zone d'avulsion aval - Province occidentale
Vanil	MD04-2732	33°41.976	28°13.994	2799	36,04	Ride méditerranéenne
Mimes	MS27PT	31°47.900	29°27.700	1389	7,34	Pente - Province occidentale
Mimes	MS35PC	32°16.000	27°37.598	3051	5,19	Lobe distal - Province occidentale
Mimes	MS43PC	32°00.100	29°28.900	1695	2,9	Chenal amont - Province occidentale
Mimes	MS44PC	32°01.890	29°29.000	1683	8,43	Levée amont - Province occidentale
Mimes	MS45PC	32°02.730	29°36.650	1606	5,29	Glissement - Province occidentale
Mimes	MS46PC	32°00.060	29°28.870	1700	7,23	Chenal amont - Province occidentale
Mimes	MS51PC	32°21.423	28°03.001	2938	0,75	Lobe distal - Province occidentale

Table III-2 : caractéristiques et coordonnées des carottes des différentes missions.

c) Teneur en carbonates

Les teneurs en carbonates (CaCO_3) ont été mesurées à l'aide d'un calcimètre Bernard automatique à l'Université Bordeaux 1. Une petite quantité de sédiment broyé est attaquée par une dose d'acide chlorhydrique. L'action de l'acide sur les carbonates provoque le

dégagement de CO₂. Le volume de gaz dégagé est mesuré grâce au déplacement d'un volume d'eau dans une colonne graduée puis ramené à une teneur en carbonates.

L'échantillonnage réalisé sur les carottes a été fait selon un pas de 10 cm pour les carottes Fanil et Noé, et de façon stratégique sur les carottes Nautinil, Vanil et Mimes.

En fonction de la teneur en carbonates nous avons distingués trois catégories de sédiments, représentés par la suite dans les logs synthétiques en blanc pour les sédiments fortement carbonatés ($\% \text{CaCO}_3 > 30\%$), en gris pour les sédiments hémipélagiques ($20\% < \% \text{CaCO}_3 < 30\%$) et en gris foncé pour les sédiments dont le pourcentage de carbonates est inférieur à 20%.

Les teneurs en carbonates peuvent fournir des indications sur les variations climatiques enregistrées au sein des carottes et permettre des corrélations entre les carottes. Par exemple, l'Holocène au-dessus du S1 (0-7 ka), en Méditerranée orientale, se caractérise par des sédiments particulièrement carbonatés.

d) Taille des grains

La mesure de la taille des grains a été effectuée à l'aide d'un granulomètre laser Malvern MASTERSIZER S (Université Bordeaux 1). Le principe de l'analyse repose sur la diffraction de faisceaux laser. Les sédiments sont transportés par un fluide jusqu'à une cellule de mesure qui est traversée par des faisceaux. En rencontrant les particules, les faisceaux sont diffractés vers des détecteurs qui permettent de calculer l'angle de diffraction. Cet angle est ensuite relié à la dimension des particules.

Pour que les résultats soient fiables, les particules doivent être séparées les unes des autres, ce qui implique de n'utiliser qu'un petit volume de sédiment et surtout de bien éliminer les agrégats (notamment pour les minéraux argileux) en utilisant un dispersant ou les ultrasons. Le Malvern mesure un large éventail de classes granulométriques de 0,1 à 900 μm .

Cependant, les granulomètres basés sur le principe de la diffraction laser surestiment la taille des argiles (McCave et al., 1986; Weber et al., 1991; Konert et Vandenberghe, 1997). Pour corriger ce problème, la limite silt-argile a été prise à 10 μm et non à 4 μm qui représente la limite théorique.

Les classes granulométriques suivantes ont été utilisées :

Argiles : 0-10 μm

Silts : 10-63 μm

Sables très fins : 63-125 μm

Sables fins : 125-250 μm

Sables moyens : 250-500 μm

Sables grossiers : 500-900 μm

Deux types d'échantillonnage ont été réalisés :

-un échantillonnage systématique avec un pas de 5 cm sur les carottes Noé et Fanil;

-un échantillonnage de détail avec un pas de 0,5 à 1 mm. 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 Noé, Fanil, Nautinil, Vanil et Mimes.

Les prélèvements systématiques permettent de suivre l'évolution de la granularité des dépôts au sein de chaque carotte puis entre les carottes, ce qui fournit des informations à grande échelle sur la dynamique des écoulements. Les prélèvements de détail permettent de caractériser, en fonction du granoclassement et/ou de la teneur en sédiments fins ou grossiers, l'agent de transport et de la dynamique de dépôt des sédiments au sein d'une séquence.

Les mesures granulométriques utilisées par la suite correspondent aux valeurs de la médiane (D50) et aux valeurs du 90 centile (D90). Le 90 centile fournit la granularité des 90% de sédiments les plus grossiers contenue dans l'échantillon. J'ai également utilisé les histogrammes de fréquences pour observer le mode de distribution des échantillons.

e) Analyse des constituants

La réalisation de frottis et de lavages (récupération des résidus de tamis 40, 63 et 150 μm) permet de caractériser les principaux constituants contenus dans les échantillons (teneur en détritiques et minéraux argileux, matière organique, faunes...etc.) ainsi que leur exoscopie qui nous renseigne sur le type de transport et son intensité (faune entière ou en fragments, minéraux anguleux ou émoussés). L'observation se fait à la loupe binoculaire pour les lavages et au microscope optique pour les frottis.

f) Lames minces sur sédiments meubles indurés

Différents prélèvements de sédiments ont été réalisés à l'aide de plaquettes en aluminium de 10 x 4 x 1 cm afin d'être indurés. 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.

Le principe de ce procédé consiste à remplacer l'eau contenue dans les sédiments par de la résine grâce à l'intermédiaire d'acétone. En effet, l'acétone étant un solvant de la résine, il est progressivement incorporé par diffusion dans les sédiments afin de ne pas endommager les structures. Pour cela, les sédiments sont immergés successivement dans des bains de teneur croissante en acétone : 25%, 50%, 75% puis 100%. Afin d'évacuer l'eau restante, le dernier bain est filtré par un tamis moléculaire. Après le séchage de la résine, les lames peuvent être montées et observées en microscopie optique. Afin d'obtenir un contraste accentué des éléments structuraux, les lames peuvent être analysées en lumière fluorescente ou polarisée sur la station du microscope numérique Leica DM 6000B. Pour cela, des pigments réagissant à la fluorescence ont été préalablement ajoutés à la résine.

4) *Stratigraphie*

La compréhension de la construction récente d'un système sédimentaire tel un STP nécessite un contrôle stratigraphique précis des dépôts. Or, à cause des apports terrigènes importants qui perturbent l'enregistrement sédimentaire, les STP sont des environnements où le contrôle stratigraphique est difficile à établir. Pour obtenir des enregistrements stratigraphiques haute résolution dans un tel environnement, il a été nécessaire d'étudier des dépôts pélagiques à hémipélagiques continus. Les carottes sélectionnées, 84MD648, 84MD637 et 84MD638, prélevées dans la partie orientale du STP montrent des enregistrements continus et quasiment non perturbés. Ces trois carottes ont été prélevées pendant la mission Noé (1984). Des processus turbiditiques dominent l'enregistrement sédimentaire avant le stade isotopique 5 (> 126 ka) dans la carotte 84MD637. Le sommet de la carotte 84MD638 a été perturbé par le carottage. Ces deux carottes sont éloignées de seulement 50 km l'une de l'autre et montrent des taux de sédimentation similaires (4-4,5 cm/ka). Ainsi un enregistrement composite a été obtenu en utilisant la partie supérieure de la carotte 84MD637 et la partie inférieure de la carotte 84MD638. Ces trois carottes vont servir de références pour l'enregistrement continu des différents marqueurs stratigraphiques. Deux

sites de référence ont été utilisés pour s'affranchir de la variabilité locale et obtenir un signal régional.

a) Analyses isotopiques et des faunes

Les premiers outils stratigraphiques utilisés dans ce travail se basent sur les faunes contenues dans les sédiments du STPN et plus précisément sur les foraminifères planctoniques. Leur étude en tant que marqueur chronologique se fait tout d'abord par les mesures du rapport isotopique de l'oxygène contenu dans leur test puis par l'étude quantitative des assemblages faunistiques.

Les mesures isotopiques de l'oxygène :

Les molécules d'eau réparties dans les grands réservoirs mondiaux (océans, glaces, eaux continentales) associent en grande majorité, un atome d'oxygène de masse atomique 16, dit léger (^{16}O) à leurs deux atomes d'hydrogène. Une faible part des molécules d'eau (0,2 % pour l'océan) porte un atome d'oxygène dit lourd, de masse atomique 18 (^{18}O). Cette inégalité de distribution entre ces deux isotopes de l'oxygène se retrouve tout au long du cycle de l'eau, avec notamment, des molécules portant un ^{16}O , plus légères et donc plus facilement mobilisables lors de l'évaporation, et, à l'inverse, des molécules avec un ^{18}O , plus lourdes et précipitant en premier.

Selon ce modèle de fractionnement, un nuage est donc naturellement enrichi en ^{16}O par rapport à l'eau de mer. Au fil de sa course et des fronts de condensation rencontrés, il perd proportionnellement plus de ^{18}O . Les précipitations neigeuses atteignant les pôles sont, suite à leur long parcours depuis les zones chaudes d'évaporation, très fortement appauvries en ^{18}O .

En période glaciaire, le stockage de l'eau sous forme de glace au niveau des calottes polaires et des glaciers continentaux est synonyme d'un stockage de l' ^{16}O , et donc d'un enrichissement des océans en ^{18}O . Ces changements sont archivés dans les sédiments par le biais de l'oxygène piégé dans les tests d'organismes marins, et leur amplitude est accessible par l'analyse par spectrométrie de masse du $\delta^{18}\text{O}$ des tests.

Le $\delta^{18}\text{O}$, mesuré par spectrométrie de masse, matérialise la teneur en isotopes lourds contenue dans les carbonates fossiles :

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = \left[\left(\frac{\{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\}_{\text{échantillon}}}{\{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\}_{\text{standard PDB}}} - 1 \right) \times 1000 \right]$$

Quand les mesures concernent des organismes planctoniques, elles donnent accès aux changements de volumes des glaces, de températures et de salinités ayant affecté les couches superficielles des océans. Elles peuvent ainsi traduire des événements localisés, comme des arrivées d'eaux douces (fontes ou crues) ou des anomalies liées à une exceptionnelle pluviosité. Quand elles concernent des organismes benthiques, sensés ne pas avoir été contraints par des changements de température superficielle, c'est un signal plus global de changement du volume des glaces, et donc du niveau marin, qui est obtenu. Dans ce travail, les analyses isotopiques ont été réalisées essentiellement sur des foraminifères planctoniques par S. Bernasconi au Geologisches Institut ETH-Zentrum de Zürich (Suisse) sur les carottes 84MD637/638 et 84MD648. Des analyses ont également porté sur des foraminifères benthiques, mais de façon incomplète en raison de leur répartition discontinue dans les carottes.

Ainsi les échantillons pour les mesures isotopiques ont été prélevés tous les 5 cm dans les carottes 84MD637 et 84MD638, et tous les 2 cm dans la carotte 84MD648. Les échantillons ont été séchés à 40°C, pesés, lavés et tamisés sur un tamis à maille de 63 µm.

J'ai effectué le piquage d'une trentaine de spécimens de l'espèce de foraminifères planctoniques *Globigerinoides ruber* var. *alba* dans la fraction > 150 µm pour chaque niveau. Cette espèce a été choisie tout d'abord pour son abondance relative dans les sédiments et pour sa présence tout au long de l'enregistrement sédimentaire (ubiquité géographique et temporelle).

Les stratigraphies isotopiques établies à partir des foraminifères planctoniques ont été faites pour les deux sites références sur le STPN. L'intervalle de temps couvert sur ces deux sites s'étend du stade isotopique marin 8 (SIM8) jusqu'à l'actuel. La résolution de l'échantillonnage est d'environ 1250 ans dans les deux carottes 84MD637 et 84MD638. Les événements isotopiques reconnus dans ce travail ont été identifiés par comparaison avec les chronologies $\delta^{18}\text{O}$ compilées de Dansgaard et al. (1993) et Martinson et al. (1987). Les courbes obtenues montrent les mêmes variations que celles obtenues dans des carottes proches de Méditerranée orientale (Herman, 1972; Ryan, 1972; Cita et al., 1977; Thunell et al., 1977; Vergnaud-Grazzini et al., 1977; Keller et al., 1978; Weldeab et al., 2002).

L'étude des assemblages de foraminifères planctoniques :

Les échantillons ont été prélevés tous les 4 cm dans les carottes de référence, tamisés à 125 µm, séparés en aliquots contenant au moins 300 foraminifères planctoniques chacun, puis les espèces ont été identifiées à l'aide d'une loupe binoculaire. J'ai réalisé les comptages semi-quantitatifs, basés sur l'utilisation d'intervalles de présence des espèces, avec les références suivantes :

D = espèce dominante (> 40%)

tA = espèce très abondante (30-40%)

A = espèce abondante (15-30%)

F = espèce fréquente (5-15%)

P = espèce présente (< 5%)

Suite à la comparaison des assemblages de carottes issues de différentes provinces, l'analyse semi-quantitative s'est révélée adaptée pour soustraire l'effet de la variabilité géographique des assemblages sur le STPN.

Les sens d'enroulement des espèces *Globorotalia truncatulinoides* et *Neogloboquadrina pachyderma* ont été comptés séparément, ainsi que les trois différents morphotypes de *Globigerinoides ruber* : *G. ruber* var. *rosea*, *G. ruber* var. *alba* et *G. gomitulus*. *G. ruber* var. *alba* est caractérisé par un test de grande taille et des ouvertures larges (**A** dans la figure III-6). *G. gomitulus* se distingue par un test massif et trapu ainsi qu'une ouverture ventrale de petite taille et ronde (**B** dans la figure III-6) ; (Emiliani, 1971; Cita et al., 1982). Pour des raisons de simplicité et parce que les caractéristiques écologiques sont similaires, certaines espèces planctoniques ou morphes ont été groupés bien qu'ils aient été comptés séparément : *Orbulina* inclus à la fois *Orbulina universa* et *Orbulina suturalis*, *G. ruber* var. *alba* inclus *G. elongatus*.

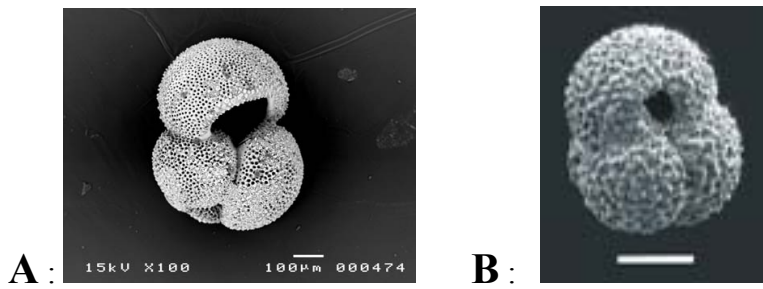


Figure III-6 : les deux morphotypes de *Globigerinoides ruber alba*. **A** : *G. ruber var. alba*. **B** : *G. gomitulus*.

L'apparition de certaines espèces de foraminifères benthiques ou de ptéropodes a également été utilisée comme repère et marqueur de certaines écozones. C'est le cas des foraminifères benthiques *Hyalinea baltica* et *Fursenkoina fusiformis* (Fig III-7) et avec les ptéropodes du genre *Limacina* (Fig III-8).

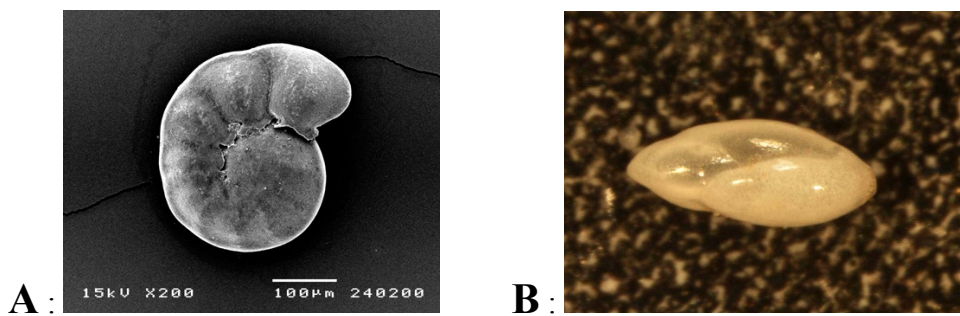


Figure III-7 : foraminifères benthiques. **A** : *Hyalinea baltica*. **B** : *Fursenkoina fusiformis*.

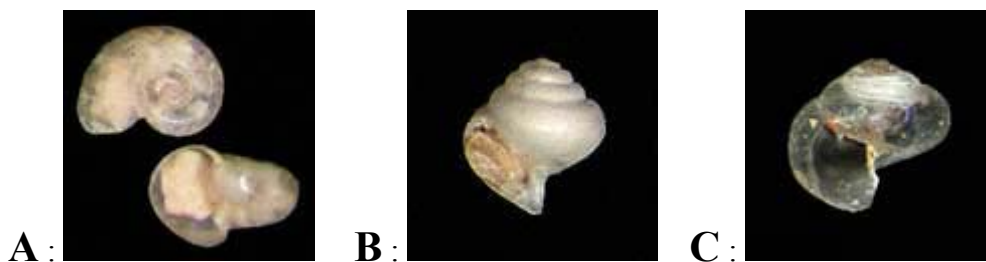


Figure III-8 : ptéropodes genre *Limacina*. **A** : *L. inflata*. **B** : *L. retroversa*. **C** : *L. lesueurii*.

La distribution semi-quantitative des foraminifères planctoniques pendant le Quaternaire récent met en évidence une succession d'assemblages microfaunistiques indiquant des changements environnementaux passés, appelés écozones (Capotondi et al.,

1999). L'écostratigraphie est donc définies sur la base des pics de fréquence, des occurrences locales ou des disparitions (temporaires) de taxons spécifiques.

Un des intérêts de l'étude des assemblages de foraminifères est l'évaluation du remaniement du niveau daté. En effet, lors de piquages monospécifiques pour les isotopes de l'oxygène ou les datations radiocarbone, cette estimation n'est pas souvent faite. La proportion de particules clastiques est un indice mais pas toujours suffisant. Ainsi, la cohérence de l'assemblage ainsi que l'état des tests sont de bons marqueurs d'un remaniement éventuel (Weaver, 1994).

b) Tephra

La profondeur et l'épaisseur des tephra dans les carottes étudiées ont tout d'abord été déterminées sur la base des descriptions lithologiques des carottes. Les échantillons prélevés dans les tephra ont été tamisés pour ne conserver que la fraction supérieure à 40 µm et le refus a été rincé avec une solution de HCl à 10% pour éliminer les débris carbonatés collés sur les particules volcaniques. Nous avons supposé que les débris volcaniques avec des tailles de grain supérieures à 40 µm sont représentatifs du matériel originel et sont directement liés à la production de magma. En effet, 40 µm représentent un seuil quant au temps de résidence des particules volcaniques dans l'atmosphère. La fraction plus fine que 40 µm ne sédimente pas de façon instantanée et ne peut donc pas former de niveau de tephra isochrone et synchrone d'une éruption (Lacasse, 2001).

Après une observation qualitative (exoscopie et morphoscopie des particules) des fragments vitreux dans la fraction > 40 µm (Ducassou, 2003; Principato et al., 2003) à l'aide d'une loupe binoculaire, les verres représentatifs ont été prélevés dans chaque niveau d'abondance de cendres et montés sur des plots recouverts d'une matière adhésive. Ces plots ont été par la suite métallisés au carbone et analysés à l'aide d'un microscope électronique à balayage (MEB) couplé à un spectromètre à dispersion d'énergie rX (EDS) à 15 kV et 0,3 nA (imagerie et mesures des concentrations en éléments majeurs, laboratoire CREMEN, Université Bordeaux 1). Ainsi 34 analyses géochimiques ont été effectuées sur trois carottes (84MD648, 84MD638 et 84MD636) avec quatre niveaux de cendres.

L'origine de ces tephra a été déterminée en comparant les compositions en éléments majeurs (analyses au MEB), l'estimation des âges et les caractéristiques morphologiques des fragments de verre avec les données bibliographiques des dépôts pyroclastiques subaériens correspondants et des tephra marins (Keller et al., 1978; McCoy, 1980; Vinci, 1985; Narcisi et

Vezzoli, 1999; Wulf et al., 2002). L'analyse chimique des verres volcaniques est l'unique méthode qui permet de comprendre la région source d'un tephra et de discriminer les différents tephra.

La présence des tephra est souvent étudiée à partir de l'enregistrement de la susceptibilité magnétique qui donne un pic remarquable, mais il faut considérer deux facteurs : il existe des tephra qui ne donnent pas de pic de susceptibilité magnétique et il faut avoir une bonne stratigraphie pour faire des corrélations entre les enregistrements de susceptibilité magnétique. Dans le cadre de cette étude, un appareil de mesure n'a été disponible qu'à la fin des travaux et n'a donc pas été utilisé pour repérer les tephra.

c) ^{14}C

Les datations absolues ont été effectuées sur les sédiments les plus récents. Cette technique est basée sur la mesure de la quantité restante de radiocarbone (^{14}C) dans du matériel organique après la mort de l'organisme, c'est-à-dire après la perte du contact avec l'atmosphère. En effet, en domaine continental, tout organisme vivant présente la même radioactivité que le gaz carbonique atmosphérique. Cette radioactivité, supposée constante sur au moins les derniers 40 000 ans, est entretenue en permanence par les bombardements cosmiques interagissant avec l'azote (formation de l'isotope radioactif ^{14}C). A la mort de l'organisme, les tissus n'incorporent plus de ^{14}C et celui-ci se désintègre alors selon une demi-vie de 5568 ± 30 ans (fixée par convention ; Stuiver et Braziunas, 1998). L'âge de l'organisme est alors obtenu directement par mesure de l'activité ^{14}C restante. Comme le temps de demi-vie est court, la limite pratique d'utilisation de cette méthode pour dater les échantillons est au plus de 40 000 ans. Il s'agit cependant de l'outil le plus précis pour une chronostratigraphie postérieure à 40 000 ans.

Dans les environnements turbiditiques, le remaniement du matériel pose le problème de la validité des datations. C'est pourquoi les échantillons sont choisis dans des niveaux hémipélagiques se trouvant juste en dessous ou au-dessus des niveaux turbiditiques à dater.

Toutes les datations ont été effectuées sur des foraminifères planctoniques de l'espèce *Globigerinoides ruber* var. *alba*. Quatre échantillons ont été préparés par C. Fontanier en 2003 et analysés par le laboratoire Beta Analytic Inc. (Miami, USA). J'ai effectué le piquage de 15 échantillons en 2006 qui ont été analysés par le LMC14 du CEA-Saclay (Gif-sur-Yvette) dans le cadre du programme national Artemis.

Toutes les dates radiocarbone ont été corrigées d'un âge réservoir marin de 400 ans (Siani et al., 2001) avec une erreur de ± 52 ans (Stuiver et al., 2005). Les âges réservoirs en Méditerranée orientale ont dû varier de façon non négligeable notamment pendant la période de dépôt du sapropèle 1, caractérisée par une stagnation des masses d'eau (Siani et al., 2001). Cependant, cette variation n'est actuellement pas quantifiée. Nous avons donc conservé la valeur de 400 ± 52 ans. Les échantillons présentant un âge conventionnel AMS ^{14}C plus jeune que 21 786 BP ont été calibré grâce au programme CALIB Rev 5.0 et aux données de calibration marine « globale » (marine 04.14c) (Stuiver et Reimer, 1993; Hughen et al., 2004; Stuiver et al., 2005). Nous avons utilisé les intervalles de confiance 95,4% (2 sigma) et les âges calibrés BP obtenus ici correspondent à la médiane de la distribution de la probabilité (Telford et al., 2004). Les âges radiométriques ^{14}C plus vieux que 21 786 ans BP ont été calibrés grâce à la relation polynomiale de Bard (1998).

PARTIE 2
LE SYSTEME TURBIDITIQUE PROFOND
DU NIL

**CHAPITRE I : STRATIGRAPHIE DU SYSTEME
TURBIDITIQUE PROFOND DU NIL**

L'ensemble de mes travaux effectués sur la stratigraphie du STPN fait l'objet d'un article accepté à *Sedimentary Geology*. Ce chapitre est donc constitué de trois parties : la première partie résume les résultats déjà publiés, la deuxième partie est constituée par l'article et la troisième partie détaille les résultats obtenus après la soumission de cet article, accompagnés de quelques perspectives d'étude.

A - RESUME DES PRINCIPAUX RESULTATS

La compréhension de l'évolution récente d'un système sédimentaire tel qu'un STP nécessite un contrôle stratigraphique précis des dépôts. Les STP sont des environnements où le contrôle stratigraphique est difficile à établir en raison des apports terrigènes importants qui perturbent l'enregistrement sédimentaire. Dans la plupart des cas, les outils stratigraphiques traditionnels ne sont pas assez précis. Cela a conduit à un nombre assez limité d'études concernant la stratigraphie dans les STP.

Dans cette étude, nous avons examiné plusieurs carottes longues et hémipélagiques acquises sur le STPN dans le but de comprendre la construction récente de ce système sédimentaire complexe et de fournir un cadre biostratigraphique détaillée basée sur la distribution des foraminifères planctoniques, l'enregistrement des isotopes stables de l'oxygène et la lithostratigraphie (sapropèles et tephra) de trois carottes dans lesquelles la sédimentation est moins perturbée. Nous avons identifié 29 écozones basées sur les foraminifères planctoniques au cours des derniers 250 000 ans BP dont 8 caractérisent des sapropèles, avec une résolution temporelle approximative de 2000 ans. La durée de chaque écozone a été également contrainte par la courbe des isotopes de l'oxygène, la tephrochronologie et la chronologie des sapropèles.

Les subdivisions temporelles basées sur l'écostratigraphie à haute résolution ont été appliquées aux séquences hémipélagiques discontinues de l'enregistrement sédimentaire d'une carotte prélevée sur une levée. Cet exemple montre combien cet outil est utile pour la reconstruction stratigraphique des périodes d'activité et de construction d'un STP.

Cette méthode stratigraphique permet également de corréler facilement les carottes entre elles, même si cela requiert une connaissance détaillée de la distribution temporelle de la microfaune planctonique de la zone. Elle permet finalement de dater les événements gravitaires.

B - ARTICLE “Multiproxy Late Quaternary stratigraphy of the Nile deep-sea turbidite system – Towards a chronology of deep-sea terrigenous systems”

Ducassou E. ⁽¹⁾, Capotondi L. ⁽²⁾, Murat A. ⁽³⁾, Bernasconi S. ⁽⁴⁾, Mulder T. ⁽¹⁾, Gonthier E. ⁽¹⁾, Migeon S. ⁽⁵⁾, Duprat J. ⁽¹⁾, Giraudeau J. ⁽¹⁾, Mascle J. ⁽⁵⁾

(1) Université Bordeaux 1 ; CNRS ; UMR 5805-EPOC, avenue des facultés Talence,
F-33405 France

(2) ISMAR – Marine Geology Section CNR, via Gobetti 101, 40129 Bologna, Italy

(3) Cnam-Intechmer, BP324, 50103 Cherbourg, France

(4) ETH Zurich, Geologisches Institut, 8092 Zuerich, Switzerland

(5) Géosciences-Azur, BP48, 06235 Villefranche-sur-Mer, France

**Multiproxy Late Quaternary stratigraphy of the Nile deep-sea turbidite system -
Towards a chronology of deep-sea terrigenous systems**

Abstract

Understanding the recent formation of a sedimentary system such as a deep-sea turbidite system (DSTS) requires an accurate stratigraphic control on deposits. Due to the important terrigenous input which disrupts the sedimentary record, DSTS are environments where stratigraphic control is difficult to assess. Most of the time, traditional stratigraphic tools are not accurate enough. This has led to a rather limited number of studies concerning stratigraphy in DSTS.

In this study, we examine several hemipelagic long piston cores acquired on the Nile DSTS (eastern Mediterranean), in order to understand the recent evolution of the complex sedimentary system in this area.

The first aim of this study is to provide a detailed biostratigraphical scheme based on planktonic foraminiferal distribution, oxygen isotope records and lithostratigraphy (sapropels and tephra) of three cores where the sedimentation is least disturbed. We have identified 29 foraminiferal ecozones during the last 250,000 years BP, with an approximately 2000-year time resolution. The time span of each ecozone was constrained by the oxygen isotope record, tephrochronology and the sapropel chronology.

These high-resolution eco-stratigraphical time subdivisions have been applied in discontinuous hemipelagic sequences of a levée record. This example shows how useful this proxy is for reconstructing the stratigraphy and activity periods of the complex sedimentary architecture in this region.

Keywords: deep-sea turbidite system, Late Quaternary stratigraphy, planktonic foraminifers, ecozones, Nile area, eastern Mediterranean

Introduction

The construction of deep-sea turbidite systems (DSTS) is the result of interacting sedimentary processes such as turbidity currents, sediment flows, submarine landslides or contour currents. Understanding the various roles of these processes is often hampered by a lack of efficient and accurate stratigraphical tools in such complex series. Typical

stratigraphical methods in DSTS may have a global significance, such as those based on oxygen isotopes, calcareous nannofossils and ^{14}C datings or a regional significance, such as tephras, specific sediment layers (e.g. sapropels in Mediterranean) and planktonic foraminifer assemblages in an ecozonal method.

Standard calcareous nannofossil and planktonic foraminifer stratigraphies have been used in disrupted sediment columns from DSTS such as in the Amazon DSTS (Maslin and Mikkelsen, 1997; Mikkelsen et al., 1997) where they successfully date large-scale events and deposits. However, the resolution is insufficient to address changes at the frequency of Pleistocene glacial-interglacial cycles and related turbidite activity.

We chose to combine different stratigraphic methods including lithology, faunal assemblages and stable isotopes in order to build an accurate age model for the late Pleistocene part of the Nile deep-sea turbidite system (NDSTS) (Fig. 1). The NDSTS is the most important sedimentary accumulation of the eastern Mediterranean. In particular, the eastern part is characterized by continuous, undisturbed sedimentation with low terrigenous supply.

The aim of this work is to set up a high resolution multiproxy stratigraphic scheme for the NDSTS from a series of undisturbed hemipelagic deposits in the eastern part of the turbidite system. This scheme is then applied to a turbidite-rich core from a sedimentary levee of the western province in order to extract a reliable stratigraphic framework for that series. While a follow-up paper will specifically address the mechanisms of construction of the NDSTS throughout the last 250,000 years, the present study suggests that planktonic foraminiferal ecostratigraphy is particularly suited to high resolution stratigraphic investigations of discontinuous hemipelagic sequences in the NDSTS, and, by extension, holds great promise for applications to other major turbidite systems.

Study area

Geological and sedimentary framework

The NDSTS began to form in the late Miocene through terrigenous sediment deliveries by the Nile River. The geodynamic setting of the area results from various plate and microplate interactions initiated by (1) the very slow rifting within the Suez Rift area (Masclé et al., 2000), (2) the active transcurrent relative motion between the Arabian plate and Africa (Le Pichon et al., 1995; McClusky et al., 2000) and (3) the subduction/collision of Africa

beneath Aegea-Anatolia, along the eastern Hellenic and Cyprus arcs. Superimposed on this complex structural framework are the geological consequences of the Messinian (latest Miocene) crisis, which led to deposition in most of the area now occupied by the NDSTS of large quantities of mobile evaporites. The Messinian topography closely controls the gravity spreading of the Messinian evaporites and the Plio-Pleistocene sedimentary cover (Mascle et al., 2006). This sedimentary cover shows four types of sedimentary dispersal processes and deposition mechanisms from West to East (Fig. 1): (1) typical turbidite channel-levee complexes in the western province, (2) giant destabilizations and associated mass-wasting deposits in the central province, (3) a complex deformed corridor linked to the salt tectonics in the eastern province and (4) wavy plains also linked to salt tectonics and cut by superficial long channels in the far eastern province (Bellaiche et al., 2001; Mascle et al., 2006).

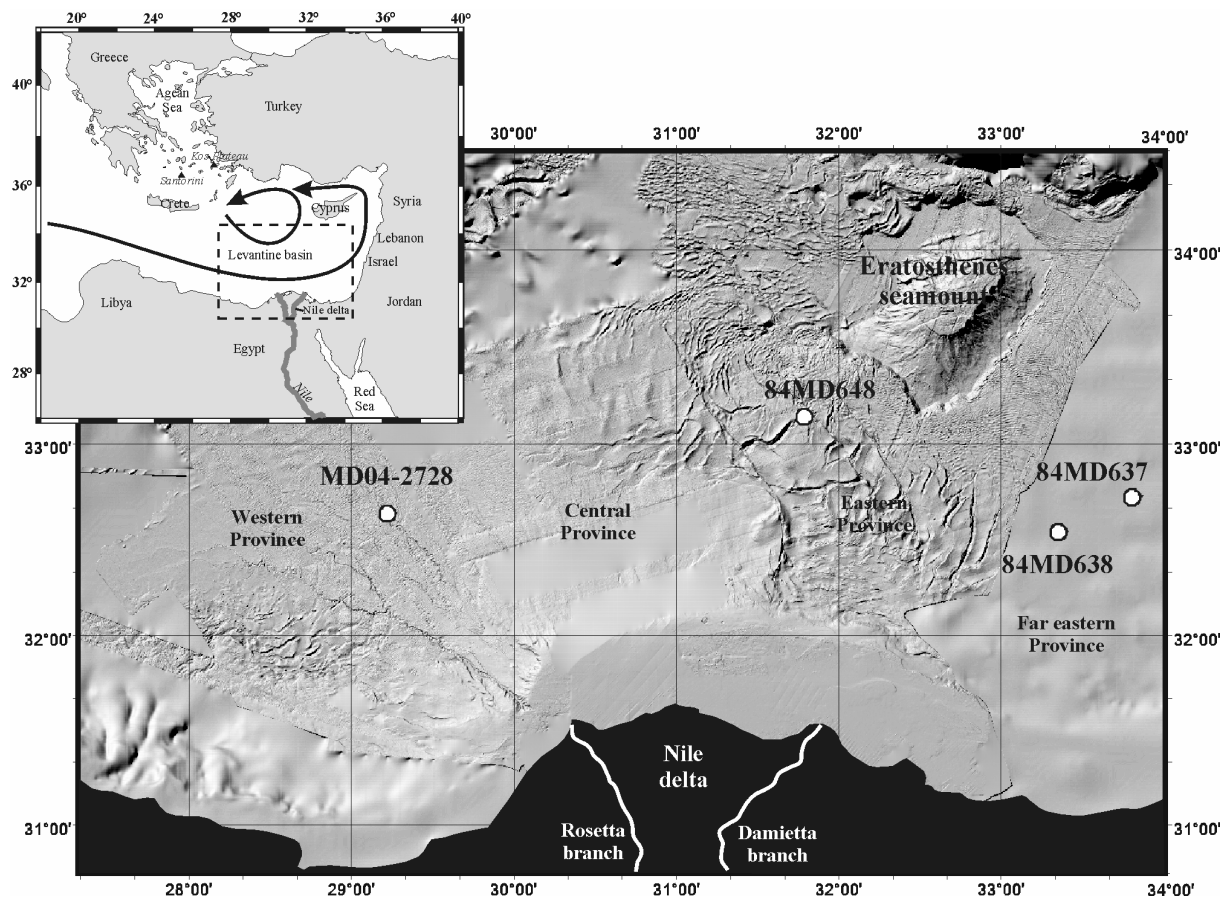


Figure 1 : Detailed bathymetry and physiographic features of the NDSTS (modified from Sardou and Mascle, 2003). White dots are locations of cores 84MD648, 637, 638 and MD04-2728 used in our data base. In the upper left corner: general map of the Eastern Mediterranean and Aegean Seas showing the studied area (dashed rectangle) off the coast of the Nile delta. Black arrows show counter-clockwise surface circulation and black triangles the main active volcanoes during the Late Quaternary.

Hydrological and palaeoclimatic framework

The eastern Mediterranean is a semi-enclosed sea which is characterized by a counter-clockwise surface circulation that transports Nile-derived water along the coast to the east (Fig. 1). Deep water formation occurs to the SW of Cyprus and to the south of Rhodes (Malanotte-Rizzoli and Hecht, 1988; Pinardi and Masetti, 2000).

The NDSTS has been built by sediment supplied by the Nile River, one of the longest rivers in the world with a summer flood regime. Several high magnitude flood periods occurred during the Quaternary which have been correlated with the periodic intensification of monsoonal activity over the Nile headwaters (Hassan, 1981; Rossignol-Strick, 1985; Emeis and Sakamoto, 1998; Kallel et al., 2000; Schilman et al., 2001). Nile floods and/or enhanced rainfall over the basin represent significant potential sources of fresh water for the Levantine basin. This fresh water increases the density stratification of the water column and organic matter preservation, while nutrients brought in by the runoff enhance productivity. These conditions can trigger sapropel deposition (Olausson, 1961; Rohling, 1994; Béthoux and Pierre, 1999; Cramp and O'Sullivan, 1999; Jorissen, 1999; Casford et al., 2003; Paterné, 2006). Sapropels are episodic organic-rich layers that characterize the Neogene sedimentary sequences of the Mediterranean Sea and a few other closed and organic-rich basins in the world. They provide reliable lithostratigraphic controls over most of the eastern Mediterranean Basin (Kroon et al., 1998; Kallel et al., 2000).

Material

Cores 84MD648, 637 and 638, collected during the Noé cruise of Marion Dufresne I (1984), are located on the eastern part of the Egyptian continental margin (Fig. 1). Based on previous analyses, such as grain-size measurements, carbonate contents and X-ray radiography, these three cores are known to contain a continuous and undisturbed late Pleistocene sedimentary record, and have therefore been chosen as key sections for the development of a standard chronostratigraphic framework for the NDSTS.

Cores 84MD637 (32° 42.90'N - 33° 48.40'E, 1450 m. water-depth, 11.79 m. long) and 84MD638 (32° 32.10'N - 33° 21.10'E, 1220 m. water-depth, 10.96 m long) were collected in the bathyal plain of the far eastern province. A composite record, later on referred to as 638/637, was made using the top and bottom halves of 84MD637 and 84MD638, respectively, based on visual and lithological evidences for sediment reworking and coring

disturbance. The close vicinity of both cores (50 km apart) as well as a common lithology further support the construction of this composite record.

Core 84MD648 (33° 08.00'N - 31° 47.40'E, 1660 m. water-depth, 8.92 m. long) was recovered from a salt graben of the eastern province.

Finally, core MD04-2728 (32° 37.040'N - 29° 14.050'E, 2477 m. water depth, 29.63 m long), was collected during the Vanil cruise of Marion Dufresne II in a channel-levee system of the western province (Fig. 1). Previous analyses (lithology, X-ray radiography, grain-size, magnetic susceptibility) and the THR seismic profile crossing the core location indicate that this core is settled in a levee deposit made of base cut-out turbidites intercalated between a slump deposit toward the base and pelagic deposits at the top of the section.

Methods

Sapropels

The classic lithostratigraphy of the eastern Mediterranean is based on isochronous sapropel deposits, synchronous throughout the deep-water basins, whose ages are now well known (Kroon et al., 1998; Kallel et al., 2000). Sapropelic layers were identified in the studied cores based on visual examination. They appear as dark greenish and oily layers, laminated or bioturbated depending on their thickness and sedimentation rate; homogeneous (S1), color banded (S3, S5, S7 and S9) or composite (S4, S6 and S8).

Isotopes and faunal analyses

Stable isotope measurements and planktonic foraminiferal census counts were carried out every 5 cm in cores 637/638, and every 2 cm in core 648 to obtain a similar time resolution. Samples were dried at 40°C, weighed, washed and sieved with a mesh width of 63 µm.

Isotope measurements were made on the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* var. *alba* (20 specimens per sample) which were hand picked from the > 150 µm size fraction. All analyses were carried out at Geologisches Institut ETH-Zentrum (Zuerich, Switzerland) by S. Bernasconi. This species was chosen primarily for its continuous high relative abundance in the NDSTS sediment records.

Isotopic events and stages were identified by comparison to the $\delta^{18}\text{O}$ stacked chronologies of Martinson et al. (1987).

For ecostratigraphical purposes, planktonic foraminifera were dry sieved at 125 μm , split into aliquots containing at least 300 specimens and identified under a binocular microscope. Species abundance was assessed using the following convention: D = dominant (> 40%), vA = very abundant (30-40%), A = abundant (15-30%), F = frequent (5-15%), P = present (> 0-5%).

Right and left coiling *Globorotalia truncatulinoides* and *Neogloboquadrina pachyderma* were counted separately, as well as the three different morphotypes of *G. ruber* (*G. ruber* var. *rosea*, *G. ruber* var. *alba* and *G. gomitulus*). *G. ruber* var. *alba* is characterized by a large size and large apertures. *G. gomitulus* is characterized a small and round ventral aperture (Emiliani, 1971). For simplicity and because the ecological characteristics are similar, some planktonic species or morphs were grouped together according to the following scheme: *Orbulina* includes both *Orbulina universa* and *Orbulina suturalis*, *Globigerinoides ruber* var. *alba* includes *Globigerinoides elongatus*.

Tephrochronology

The presence and thickness of tephra layers in the studied cores were determined on the basis of sedimentological description. Tephra abundance peaks were firstly identified from X-radiographs then from semi-quantitative counting on microscope slides. Tephra samples were sieved to remove material finer than 40 μm in diameter and light fractions rinsed with a 10% HCl solution to remove carbonate. We supposed that volcanic debris with a grain size above 40 μm are representative of the primary material and are directly related to the magma production. Indeed, 40 μm represents the threshold for the long residence time of volcanic particles in the atmosphere, and the subsequent formation of an isochronous tephra layer synchronous with an eruption (Lacasse, 2001). After qualitative observation (particle exoscopy and morphoscopy) of glass fragments in the > 40 μm fraction (Principato et al., 2003; Ducassou et al., 2004) using a binocular microscope, some representative glass fragments were hand picked in each abundance peak of the ash layers and mounted on blocks. These blocks were carbon-metallized and analyzed with a scanning electron microscope (SEM) coupled with an X-ray energy dispersion spectrometer (EDS) at 15 kV and 0.3 nA. Imagery and major element concentrations were undertaken at the CREMEN laboratory,

University Bordeaux 1, France. A total of 34 geochemical analyses representing four ash layers were performed on cores 648 and 637/638. The origin of the tephra layers was determined by comparing major element compositions (EDS analyses), age assessments and morphological characteristics of glass fragments with data from the literature of corresponding subaerial pyroclastic deposits and marine tephra (Keller et al., 1978; Ferderman and Carey, 1980; McCoy, 1980; Vinci, 1985; Narcisi and Vezzoli, 1999; Wulf et al., 2002).

Chronological framework of the eastern NSDTS reference cores over the last 250,000 yrs

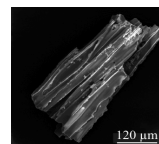
The chronological framework proposed here is primarily based on the oxygen isotope records of the undisturbed, continuous reference-sections 648 and 638/637 in the eastern and far eastern provinces of the NDSTS, respectively. $\delta^{18}\text{O}$ curves (Fig. 3) indicate that the recovered sediment interval extends from marine isotopic stage 8 (MIS 8) to the present. They show a pattern similar to those observed in nearby deep-sea cores in eastern Mediterranean (Herman, 1971; Ryan, 1971). Sedimentation rates inferred from the stable isotope curves range from ca. 4 cm/ka in cores 638/637 to ca. 2 cm/ka in core 648, in good agreement with the 2 cm/ka mean sedimentation rate in the eastern Mediterranean basin (Cita et al., 1973; Maldonado and Stanley, 1979).

Both sections contain eight sapropels. According to the oxygen isotope curves and basal-ages of late Pleistocene sapropels (Kroon et al., 1998; Kallel et al. 2000), these sapropels correspond to S1 through S9 (Cita et al., 1977), with the exception of S2 which was never recognized in the studied Nile cores and in the one hundred cores studied by our team all over the eastern Mediterranean basin. The sapropel S2 described by Cita et al. (1977) was probably an artifact.

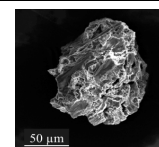
Three tephra layers were identified in core 648. An additional volcanoclastic layer at the base of reference core 638-637 originates from the same eruption as the deepest tephra identified in 648, as suggested by their synchronous isotope-based stratigraphic position and their close chemical composition (Table 1).

Radiometric dating and geologic setting allowed us to establish that several volcanic provinces and individual volcanoes in the Mediterranean were active during this period (Keller et al., 1978; Vinci, 1985). The thickest tephra from the NDSTS originate from volcanoes located in the Aegean Sea (Fig. 1). The significant distance between NDSTS and this volcanoclastic source suggests that tephra are true primary tephra, and do not result from re-sedimentation of volcanoclastic products (Ducassou et al., 2004).

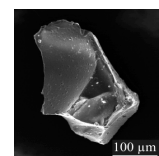
Y2 (18 - 22,000 yr BP; Santorini)												
	shard	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
84MD648 25 cm	1	74.79	0.51	14.3	1.18	0.13	0.33	1.44	4.57	2.35	0.39	99.99
	2	74.06	0.42	13.68	1.3	0.43	0.43	1.78	4.28	3.44	0.18	100
	3	72.89	0.3	13.21	3.16	0	0.25	1.64	4.61	3.57	0.36	99.99
	4	73.28	0.1	12.76	3.64	0	0.21	1.63	4.84	3.37	0.15	99.98
	5	72.84	0.54	13.7	2.62	0.37	0.28	1.78	4.72	3.04	0.11	100
	6	73.57	0.13	13.43	2.59	0.32	0.27	2.01	5.04	2.53	0.11	100
	7	71.99	0.65	13.04	3.39	0.04	0.3	2.34	4.73	3.39	0.15	100.02
Wulf et al. (2002)		71.48	0.5	14.75	3.05	0.13	0.42	1.8	4.95	2.82	0.1	100
W2 (150,000 yr BP; Santorini)												
	shard	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
84MD648 209 cm	1	55.4	0.38	21.85	4.55	0	0.9	11.66	4.44	0.83	0	100.01
	2	61.45	1.19	16.23	5.44	0	1.25	7.24	4.9	1.64	0.66	100
	3	61.44	1.21	17.48	4.57	0.14	0.71	6.63	5.86	1.92	0.03	99.99
	4	64.79	0.93	16.81	2.94	0.01	0.99	5.17	5.33	2.22	0.81	100
	5	62.59	1.63	16.76	4.08	0.08	1.23	5.47	5.71	2.05	0.39	99.99
	6	61.23	0.33	20.63	2.57	0.51	0.47	7.96	5.36	0.89	0.05	100
Ferderman and Carey (1980)		63.6	1.1	15.5	5.7		1.4	4	4.5	2.4		98.2
W3 (160,000 yr BP; Kos Plateau)												
	shard	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total
84MD648 231 cm	1	78.2	0.08	11.56	0.42	0.29	0.01	0.61	2.68	5.98	0.16	99.99
	2	76.79	0	11.32	1.24	0.02	0	1.86	2.23	6.22	0.32	100
	3	77.68	0	11.58	0.9	0.36	0	0.98	2.61	5.62	0.26	99.99
	4	79.1	0.03	11.52	0.08	0	0	0.54	3.26	5.46	0	99.99
	5	78.24	0.01	11.99	0.27	0	0.07	0.85	3.15	5.34	0.08	100
84MD638 478 cm	1	78.56	0.2	11.77	0.71	0.02	0.31	0.66	3.66	4.04	0.07	100
	2	78.61	0.04	11.64	0.31	0.33	0	0.66	3.2	4.69	0.52	100
	3	79.19	0.21	12.25	0	0	0	0.61	3.21	4.42	0.11	100
Vinci (1985)		77.34	0.1	12.95	0.53	0.08	0.04	0.58	3.85	4.53		100



stretched colourless shards and pumices



light brown to brown dense lithic fragments



blocky colourless hydroclasts

Table 1 : Tephrostratigraphy of the NDSTS sediments: SEM chemical analyses and images of marine tephra from Noé cores (Y2, W2 and W3) and type of glass. Tephra names and origin after Keller et al. (1978), Ferderman and Carey (1980), McCoy (1980), Vinci (1985), estimated ages of the tephra after Narcisi and Vezzoli (1999), Wulf et al. (2002).

All tephra identified in the studied NDSTS sediment cores have rhyolitic and trachydacitic compositions (Table 1), and have been named according to petrographic and chemical characteristics, inferred source area, and position relative to the isotope- and sapropel-based stratigraphy.

The base layer found in the MIS6 interval of both eastern and far eastern NDSTS provinces refers to tephra W3 with an extrapolated age of 160 kyr (Ferderman and Carey, 1980; Vinci, 1985) which derives from the Kos Plateau Pumice eruption (Fig. 1). Layer W2 - estimated age of 150 kyr - (Ferderman and Carey, 1980; Vinci, 1985), observed in both the central and eastern provinces, is attributed to the Santorini Middle Pumice Series (Fig. 1).

Layer Y2, the youngest tephra layer identified in the studied section, is attributed to Santorini and in particular to the Akrotiri ignimbrite emplaced during the last glaciation – ca. 18-20 kyr (Keller et al., 1978; Ferderman and Carey, 1980; Vinci, 1985; Narcisi and Vezzoli, 1999).

Ecostratigraphy of the Nile deep-sea area

The relative frequency of the stratigraphically significant planktonic foraminiferal species in cores 638/637 is shown in Figure 2. Although not shown here, the same distributional pattern characterizes the faunal assemblage in core 648. Abundance patterns of *Globigerinita glutinata*, *Turborotalia quinqueloba*, *Globigerinella digitata* and *Globoturborotalia rubescens*, which do not show significant variations throughout the last 250,000 years, are not reported in this plot.

The semi-quantitative distribution of planktonic foraminifera displays a succession of microfaunal assemblages, later-on referred to as ecozones, which relate to specific environmental settings (Capotondi et al., 1999). Ecozones are defined on the basis of the frequency peaks and/or local occurrences or (temporary) disappearances of specific taxa. The coiling direction of *G. truncatulinoides* has also been taken into account. On the basis of this concept we defined 21 ecozones for the last 250 kyr of the NDSTS, as described and summarised in figures 2 and 3.

All sapropel deposits display a distinctive common assemblage - named SE assemblage in the text - characterized by the co-occurrence of right-coiling *N. pachyderma*, *G. bulloides*,

G. ruber var. *alba*, *O. universa*, *G. ruber* var. *rosea* and *N. dutertrei*. The subsequent 8 sapropel ecozones representative of the NSDTS sapropel layers described earlier in this paper can be further distinguished from each other on the basis of subtle changes in planktonic foraminiferal relative abundances as given in Table 2.

Sapropels	Planktonic assemblages	Ecozones	Remarks
S1	S _{assemblage} except <i>N. pachyderma</i> right-coiling + <i>G. sacculifer</i> and <i>trilobus</i> + <i>G. aequilateralis</i>	SE1	Presence of Pteropods <i>Limacina lesueurii</i> and <i>L. inflata</i>
S3	S _{assemblage} + majority of <i>G. gomitulus</i>	SE3	Presence of the benthic foraminifer <i>Hyalinea baltica</i> . <i>G. truncatulinoides</i> left-coiling below and above the sapropel deposit
S4	S _{assemblage} + equal quantity of <i>G. ruber alba</i> and <i>G. gomitulus</i> (upper part)+ <i>G. ruber rosea</i> (upper part) + <i>G. truncatulinoides</i> left-coiling + peak of <i>N. dutertrei</i>	SE4	Presence of the benthic foraminifer <i>Hyalinea baltica</i> . S4 often appears in two parts in the Nile area.
S5	S1 assemblage but less rich in organisms and less diversified	SE5	No or scarce Pteropods.
S6	S _{assemblage} except <i>G. ruber alba</i> , <i>rosea</i> , <i>G. gomitulus</i> and <i>G. inflata</i> , dominated by <i>N. dutertrei</i>	SE6	Cold assemblage. Previous ecozone (29) enriched in <i>G. truncatulinoides</i> left-coiling whereas following ecozone (27) contains <i>G. truncatulinoides</i> right-coiling.
S7	S _{assemblage} + <i>G. truncatulinoides</i> left-coiling + <i>G. trilobus</i> and <i>sacculifer</i>	SE7	
S8	Upper part: S _{assemblage} dominated by <i>G. ruber alba</i> , <i>G. trilobus</i> and <i>sacculifer</i> , and <i>G. inflata</i> + <i>G. truncatulinoides</i> . Lower part: S _{assemblage} dominated by <i>N. dutertrei</i> , <i>G. bulloides</i> and <i>Orbulina</i> .	SE8 - 18	S8 often appears in two parts in Eastern Mediterranean.
S9	S _{assemblage} largely dominated by <i>G. ruber alba</i> + <i>G. truncatulinoides</i> + <i>G. aequilateralis</i>	SE9	

Table 2 : Foraminiferal assemblages during sapropel deposition and corresponding ecozones.

The stratigraphic interest of this method is strengthened by the occasional and brief presence of certain species or morphotypes (size range). *Globigerinoides conglobatus* (size above 500 µm), for instance, is only present in the stratigraphic succession during two short intervals (ecozone 7 and 13). Also, the presence of large specimens only of *G. scitula* (ecozone 5, 6 and 13) and *G. inflata* (ecozone 5 and 6) are used as additional key markers of specific time-intervals. These particular levels have been observed in many other cores in the NDSTS and in the eastern Mediterranean (Murat and Glaçon, 1986; Capotondi, pers. comm.). In some ecozones we underline the occurrences of certain benthic foraminifers as well, such as *Hyalinea baltica* in ecozones SE3 (S3), 10 and SE4 (S4), and *Fursenkoina fusiformis* in ecozone 13.

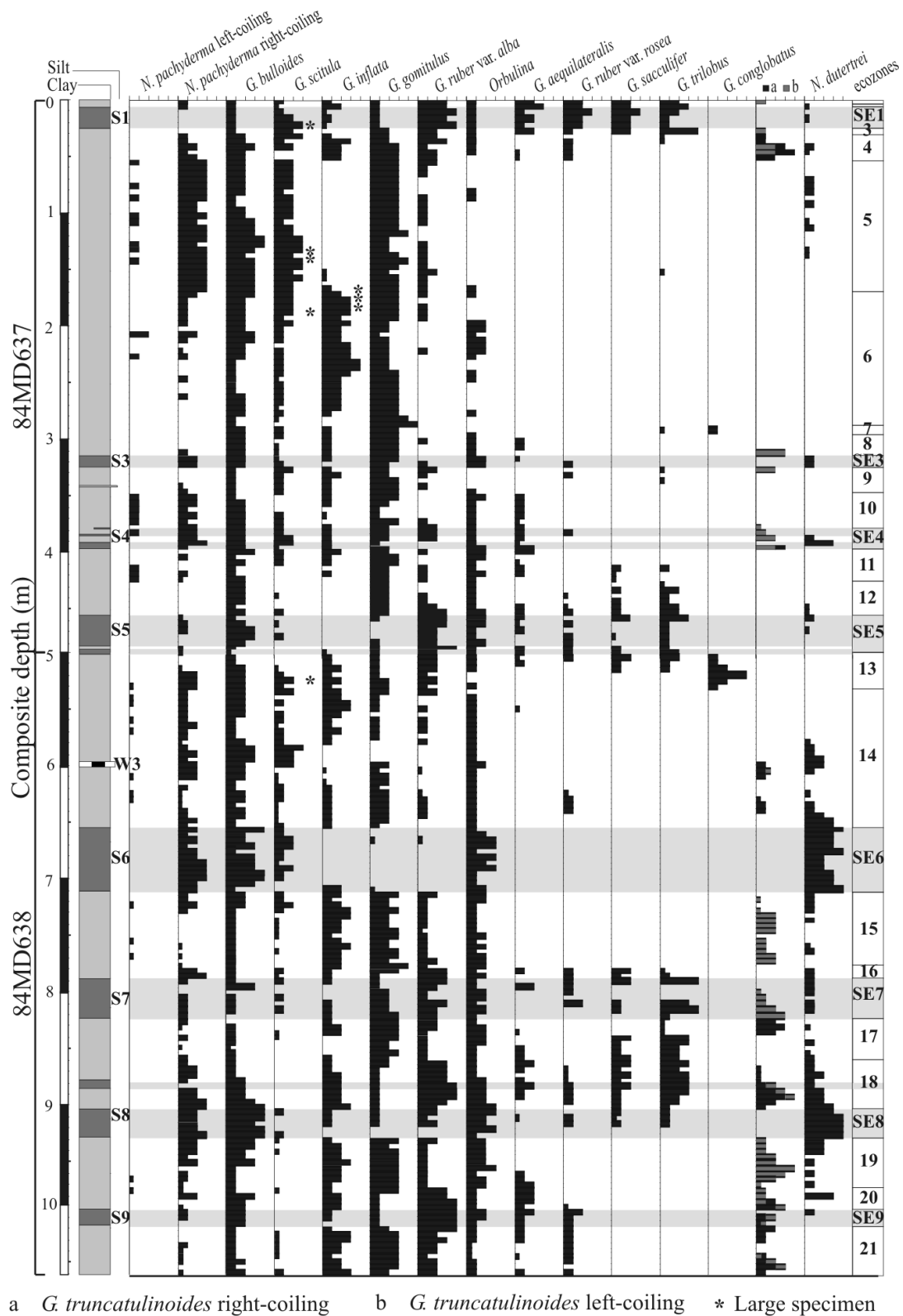


Figure 2: Planktonic foraminifer frequency vs depth (composite depth) in cores 84MD637/638. Sapropel layers (S1 to S9) are shown in dark grey in the core log. Tephra W3 is figured in black and white vertical stripes. Recognized ecozones are indicated to the right of the diagram.

In this age model, tephra layer Y2 occurs at the top of ecozone 5, while W2 and W3 occur in ecozone 14.

The proposed ecostratigraphic scheme for the NDSTS not only provides high-resolution characterisation of MIS 1, 5 and 7, but can be used to differentiate efficiently between glacial and interglacial intervals, as a preliminary stratigraphic tool in the absence of oxygen isotopes measurements. The typical assemblage for interglacial periods is composed of *G. ruber* var. *alba*, *O. universa*, *Globigerinella aequilateralis* and *G. ruber* var. *rosea*. The warmest intervals during these interglacial periods are characterized by the occurrence of *Globigerinoides trilobus* and *Globigerinoides sacculifer*. The typical assemblage for glacial periods contains *Globigerina bulloides*, *N. pachyderma* right-coiling and occasionally left-coiling, *T. quinqueloba*, *Globorotalia scitula* and *G. gomitulus*.

The planktonic foraminiferal ecozones can also be used in order to discriminate some Terminations and isotopic substage boundaries.

The MIS1/MIS2 transition (Termination 1), located between ecozones 4 and 5, is characterized by the disappearance of *N. pachyderma*, *G. scitula*, *G. gomitulus*, the reappearance of *G. inflata* and *G. truncatulinoides*, and an increasing proportion of *G. ruber* var. *alba*. The MIS3/MIS4 transition is characterized by a decreasing proportion of *G. bulloides* and increased abundances of *G. inflata* (ecozone 6). The MIS4/MIS5 transition is marked by a brief occurrence of *Globigerinoides conglobatus* (see ecozone 7). The succession of ecozones 8 to SE5 is indicative of the various MIS5 substages (and transitions). Termination 2 (MIS5/MIS6 transition), corresponding to ecozone 13, is straightforwardly characterized by the co-occurrence of both *G. conglobatus* and large specimens of *G. scitula*, as well as the appearance of *G. trilobus*, *G. sacculifer* and *G. ruber* var. *rosea*. The assemblage shows also the pteropod *Limacina retroversa* and the benthic foraminifer *Fursenkoina fusiformis*. The MIS6/MIS7 transition, located between ecozones 15 and 16, is identifiable by the disappearance of *G. trilobus*, *G. sacculifer* and *G. ruber* var. *rosea*, the appearance of left-coiling *G. truncatulinoides*, increasing abundances of *G. gomitulus* and decreasing occurrences of *G. ruber* var. *alba*. The MIS7/MIS8 termination within ecozone 21 is marked by higher abundances of *G. ruber* var. *alba* and the appearance of *G. aequilateralis*.

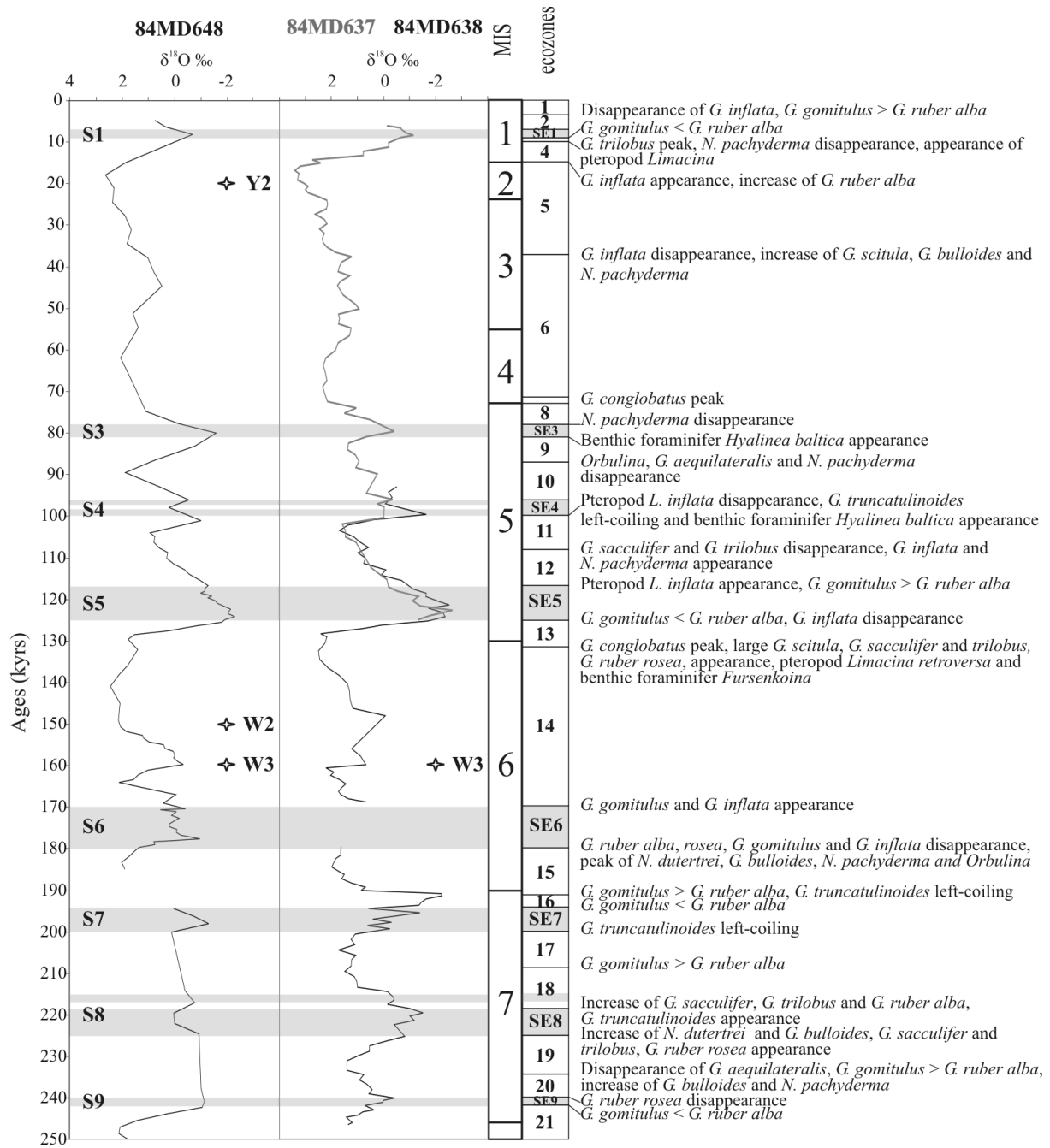


Figure 3 : Oxygen isotope curves, MIS and ecozones vs ages. Measurements are made on *G. ruber* var. *alba* in cores 84MD648, 84MD637/638. On the right panel, the grey curve corresponds to core 84MD637 record and the black curve to the core 84MD638 record. Gaps in curves are due to a lack of *G. ruber* var. *alba*. Sapropel layers (S1 to S9) are shown in light grey. Tephra Y2, W2 and W3 are shown with stars.

The available stratigraphical framework constructed from the stable isotope, tephra, and sapropels records in cores 648 and 638/637 is used to infer a chronological dataset of

boundary-ages for the 29 planktonic foraminiferal ecozones over the last 250 kyrs (Fig. 4). An uncertainty of ca. ± 2000 years in the reported ages must be considered in view of the sampling resolution and associated errors in core-depth locations of ecozone boundaries.

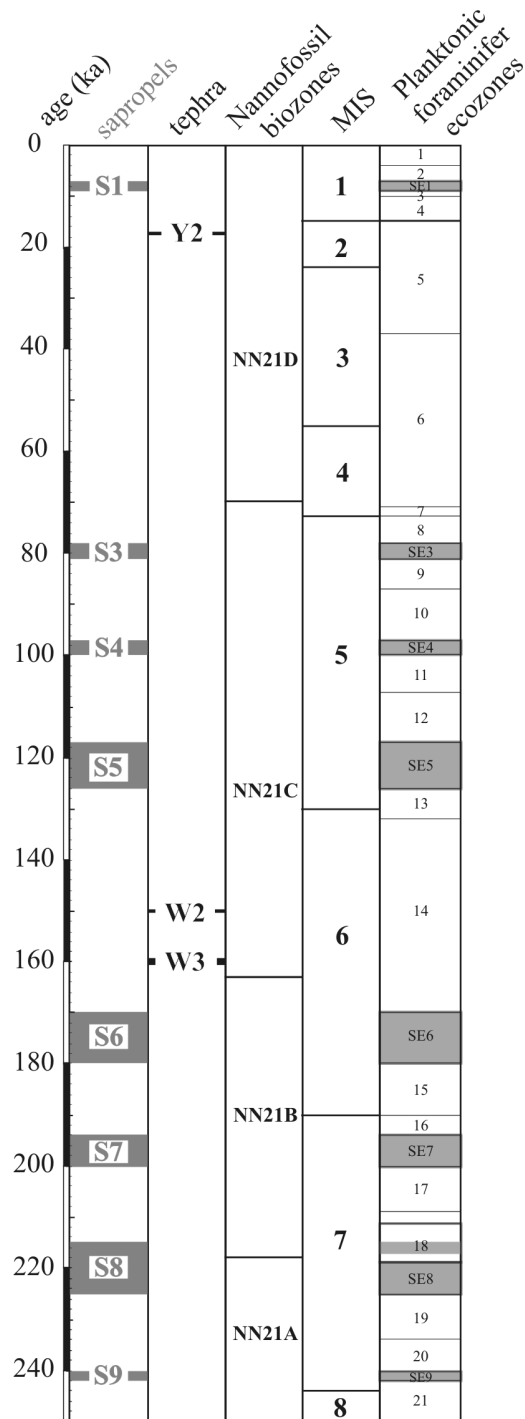


Figure 4 : Synthetic stratigraphic framework of the NDSTS. Ages of sapropels after Rossignol-Strick (1985), Kroon et al. (1998), Kallel et al. (2000), Lourens (2004), ages of tephra after Keller et al. (1978), Ferderman and Carey (1980), Vinci (1985), Narcisi and Vezzoli (1999), Wulf et al. (2002), calcareous nannofossil biozones after de Kaenel et al.

(1999), ages of MIS transitions after Dansgaard et al. (1993) and Martinson et al. (1987) and ages of ecozones estimated after the oxygen isotope records.

Application of the methodology to a discontinuous terrigenous series

We applied this chronologically-constrained ecozonation to a disrupted sedimentary core from the NDSTS where standard stratigraphical techniques are barely efficient. The objective is to infer a chronological framework for clastic sedimentation, using the composition of planktonic foraminiferal assemblages in scattered pelagic/hemipelagic layers distributed within deposits from various gravity processes.

Core MD04-2728 (2728) is located in a levée located in the western province of the NDSTS close to an ancient channel clearly visible on a bathymetric map (Fig. 1). Sedimentological description of this core (Fig. 5) shows at its base a slump deposit of nearly five meters overlain by twenty centimetres of pelagic deposits including a sapropel layer. This sapropel is overlain by 17 m of fine base cut-out turbidites diminishing upwards, with two pelagic carbonate-rich mud layers. The top of the core is made of pelagites with a sapropel deposit.

Eight pelagic samples were selected and studied for their planktonic foraminiferal content (Table 3). The lower and upper sapropels were thereafter identified as sapropel 4 (base at 100 ka) and as sapropel 1 (base around 9 ka) respectively. The carbonate mud samples from the turbidite sequence correspond to ecozone 10, i.e. marine isotopic stage 5b (85-97 ka). The top of the turbidite sequence belongs to the top part of ecozone 6 and to ecozone 5, *i.e.* during the MIS 3.

A preliminary but robust assessment of the chronology of the levee system functioning can be achieved from these few control points when combined with sedimentological description of core 2728. The slumping event occurred prior to 100 ka and was followed shortly afterward by the setting up, at ca. 98 ka, of the levée whose construction took place over a period of only 10 kyrs. The turbidity activity was subsequently reduced until 30-25 ka and definitively stopped at the beginning of Holocene when pelagic sedimentation dominates.

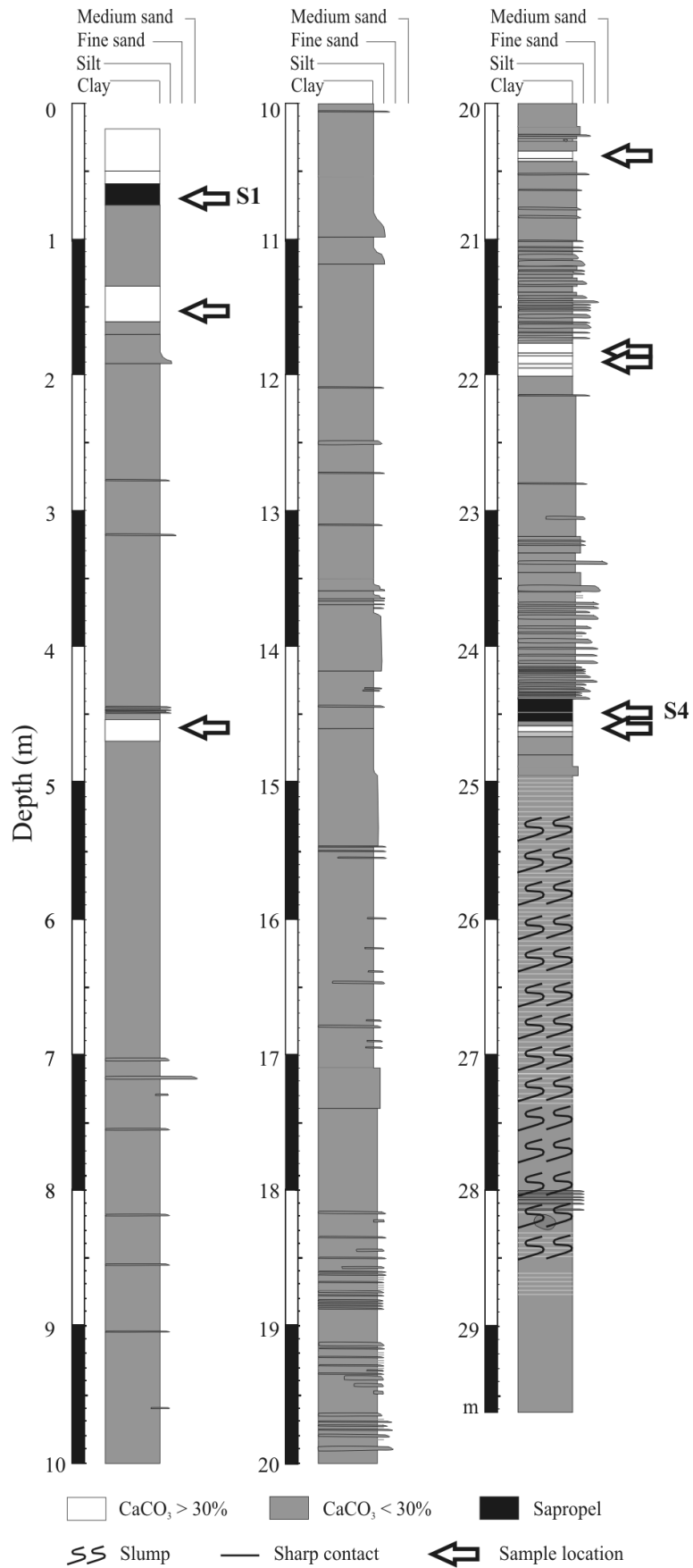


Figure 5 : MD04-2728 core log and sample location for ecozonal method.

MD04-2728 sample depth (cm)	<i>N. pachyderma</i> left-coiling	<i>N. pachyderma</i> right-coiling	<i>G. bulloides</i>	<i>G. scitula</i>	<i>G. inflata</i>	<i>G. gomitulus</i>	<i>G. ruber</i> var. <i>alba</i>	<i>Orbulina</i>	<i>G. aequilateralis</i>	<i>G. ruber</i> var. <i>rosea</i>	<i>G. sacculifer</i>	<i>G. trilobus</i>	<i>G. conglobatus</i>	<i>G. truncatulinoides</i> right-coiling	<i>G. truncatulinoides</i> left-coiling	<i>N. duterrei</i>	Remarks	Ecozones
70-71			P	P	P	P	A	P	P	F	F	P					Presence of Pteropods <i>Limacina</i>	SE1
152-153	A	F	A		A	P											Large <i>G. scitula</i>	5
459-460	P	P	P	A	A	P	P										Large <i>G. inflata</i>	6 (end)
2037-2039	F	F		P	F	P	P	P										10
2182-2183	P	P		F	A		P	P										10
2190-2191	P	P	P		A		P	F										10
2449-2450	F	P			P		F	P						A	A		Presence of <i>Hyalinea baltica</i>	SE4 (lower part)
2460-2461	P	F	P	P	A		P	P						F	P	P	very close to SE4	11

Table 3 : Planktonic foraminifer frequency (A = abundant; F = frequent; P = present) in pelagic samples from core MD04-2728 and corresponding ecozones.

Conclusions

Micropaleontological investigations performed on the three stratigraphic reference cores provide an accurate stratigraphic method available for NDSTS sediment sequences over the last 250,000 yrs. Relative abundance patterns of planktonic assemblages allowed us to identify a sequence of 21 ecozones and 8 sapropel ecozones. The time span of each ecozone was constrained by the oxygen isotope record, tephrochronology and the sapropel chronology. The stratigraphic succession is based on the study of three cores where the sedimentation is least disturbed. This method has been established in the eastern province of the NDSTS but it is applicable to the whole NDSTS. The successful extension of the studied zone to the whole DSTS highlights the validity of this method. Pelagic layers of a turbiditic core have been compared to the reference succession in order to date the different sedimentary processes.

This study suggests the following considerations:

- 1) The eco-stratigraphical scheme provides a succession of different intervals with a time resolution reaching 2000 years for some ecozones. This time resolution could be improved by reducing the sampling interval, depending on the accuracy required.

Ecostratigraphy is as accurate as the isotope stratigraphy but it does not need a continuous record to be used and it complements the palaeoclimatic information of the isotope record (Fig. 6);

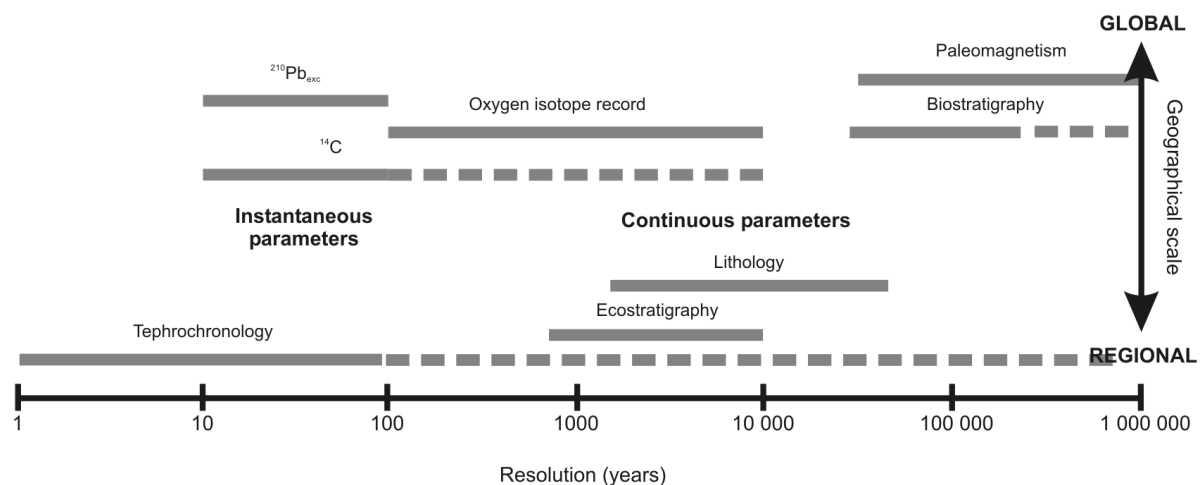


Figure 6 : Synthesis of stratigraphic parameters usable in Quaternary marine sediments: a comparison of geographical and mean temporal resolution of stratigraphic tools. Tephrochronology resolution is optimal during historical times but diminishing further in times.

2) Ecostratigraphy represents an interesting method for the correlation of sediment cores. Of course, a detailed knowledge of planktonic microfauna distribution in time from this area is required. However, ecostratigraphy can be used in all pelagic/hemipelagic sediments of the region, even where the sedimentary sequence is not continuous and/or disrupted by gravity processes. Consequently, it can be considered a reliable and useful proxy to date gravity events intercalated in hemipelagic sediments.

The method presented in this paper will be applied in a follow-up study investigating a series of gravity sequences with the aim of reconstructing the global history of clastic sedimentation in the NDSTS.

Acknowledgements

The authors are grateful to TAAF and the crew of the R/V Marion Dufresne I and IPEV and the crew of the R/V Marion Dufresne II for their technical assistance during the Noé and Vanil cruises. We wish to thank Y. Balut for his assistance at sea, LSCE (CFR in 1984) and

J.C. Duplessy, and J. St-Paul, D. Poirier, B. Martin and G. Chabaud for their laboratory assistance. We acknowledge financial support the French Programs "Groupe de Recherche (GDR) Marges" and PNEDC. This is an UMR / CNRS EPOC 5805 contribution number 1595.

References

Bellaiche, G., Loncke, L., Gaullier, V., Mascle, J., Courp, T., Moreau, A., Radan, S. and Sardou, O., 2001. Le cône sous-marin du Nil et son réseau de chenaux profonds : nouveaux résultats (campagne Fanil). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences – Paris – Earth and Planetary Sciences*, 333 : 399-404.

Béthoux, J.P. and Pierre, C., 1999. Mediterranean functioning and sapropel formation: respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean. *Marine Geology*, 153: 29-39.

Capotondi, L., Borsetti, A.M. and Morigi, C., 1999. Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea. *Marine Geology*, 153(1-4): 253-274.

Casford, J.S.L., Rohling, E.J., Abu-Zied, R.H., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Leng, M.J., Schmiedl, G. and Thomson, J., 2003. A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190: 103-119.

Cita, M.B., Chierici, M.A., Ciampo, G., Moncharmon-Zei, M., d'Onofrio, S., Ryan, W.B.F. and Scorziello, R., 1973. The Quaternary record in the Tyrrhenian and Ionian basins of the Mediterranean. *Init. Rep. Deep Sea Drilling Program*, 13(2): 1263-1339.

Cita, M.B., Vergnaud Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N. and d'Onofrio, S., 1977. Paleoclimatic record of a long deep-sea core from the eastern Mediterranean. *Quaternary Research*, 8: 205-235.

Cramp, A. and O'Sullivan, G., 1999. Neogene sapropels in the Mediterranean: a review. *Marine Geology*, 153: 11-28.

Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gunderstrup, N.S., Hammer, C.V., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. and Bard, G., 1993.

Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature*, 364: 218-220.

de Kaenel, E., Siesser, W.G. and Murat, A., 1999. Pleistocene calcareous nannofossil biostratigraphy and the western Mediterranean sapropels, sites 974 to 977 and 979. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Leg 161*: 159-181.

Ducassou, E., Mulder, T., Schneider, J.-L., Giraudeau, J., 2004. Exceptional Holocene sedimentation rates on the northern Icelandic margin: interaction between volcanoclastic sedimentation and oceanic circulation. *Proceedings 32nd International Geological Congress, Italy*.

Emeis, K.C. and Sakamoto, T., 1998. The sapropel theme of Leg 160. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Leg 160*: 29-36.

Emiliani, C., 1971. Isotopic palaeotemperatures and shell morphology of *Globigerinoides ruber* in the type section of the Pliocene-Pleistocene boundary. *Micropaleontology*, 17(2): 233-238.

Ferderman, A.N. and Carey, S.N., 1980. Electron microprobe correlation of tephra layers from Eastern Mediterranean abyssal sediments and the Island of Santorini. *Quaternary Research*, 13: 160-171.

Hassan, F.A., 1981. Historical Nile floods and their implications for climatic change. *Science*, 212(5): 1142-1144.

Herman, Y., 1971. Quaternary Eastern Mediterranean sediments: micropaleontology and climatic record. In: D.J. Stanley (Editor), *The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory*, pp. 129-147.

Jorissen, F.J., 1999. Benthic foraminiferal successions across Late Quaternary Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 153: 91-101.

Kallel, N., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M. and Montacer, M., 2000. Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 157(1-2): 45-58.

Keller, J., Ryan, W.B.F., Ninkovich, D. and Altherr, R., 1978. Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 591-604.

- Kroon, D., Alexander, I., Little, M., Lourens, L.J., Matthewson, A., Roberston, A.H.F. and Sakamoto, T., 1998. Oxygen isotope and sapropel stratigraphy in the eastern Mediterranean during the last 3.2 million years. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Leg 160*: 181-189.
- Lacasse, C., 2001. Influence of climate variability on the atmospheric transport of Icelandic tephra in the subpolar North Atlantic. *Global and Planetary Change*, 29(1-2): 31-55.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N. and Lallemand, S., 1995. Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics. *Journal of Geophysical Research*, 100: 12675-12690.
- Loncke, L., 2002. Le delta profond du Nil: structure et évolution depuis le Messinien (Miocène Terminal), Thèse de doctorat, université P. et M. Curie (Paris 6), 183 pp.
- Lourens, L.J., 2004. Revised tuning of Ocean Drilling Program Site 964 and KC01B (Mediterranean) and implications for the ^{18}O , tephra, calcareous nannofossil, and geomagnetic reversal chronologies of the past 1.1 Myr. *Paleoceanography*, 19: PA3010.
- Malanotte-Rizzoli, P. and Hecht, A., 1988. Large-scale properties of the eastern Mediterranean: a review. *Oceanologica Acta*, 11(4): 323-335.
- Maldonado, A. and Stanley, D.J., 1979. Depositional patterns and Late Quaternary evolution of two Mediterranean submarine fans: A comparison. *Marine Geology*, 31: 215-250.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. and Shackleton, N.J., 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27: 1-29.
- Masclé, J., Benkhelil, J., Bellaïche, G., Zitter, T., Woodside, J. and Loncke, L., 2000. Marine geologic evidence for a Levantine-Sinai plate, a missing piece of the Mediterranean puzzle. *Geology*, 228: 779-782.
- Masclé, J., Sardou, O., Loncke, L., Migeon, S., Caméra, L. and Gaullier, V., 2006. Morphostructure of the Egyptian continental margin: Insights from swath bathymetry survey. *Marine Geophysical Researches*, 27: 49-59.
- Maslin, M. and Mikkelsen, N., 1997. Amazon Fan mass-transport deposits and underlying interglacial deposits: age estimates and fan dynamics. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Leg 155*: 353-366.

McClusky, S., Balassanian, A., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. and Veis, G., 2000. GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Causasus. *Journal of Geophysical Research*, 105: 5695-5719.

McCoy, F.W., 1980. The upper Thera (Minoan) ash in deep-sea sediments: distribution and comparison with other ash layers. In: C. Dumas (Editor), *Proceedings 2° International Scientific Congress on the Volcano of Thera, Greece*.

Mikkelsen, N., Maslin, M., Giraudeau, J. and Showers, W.J., 1997. Biostratigraphy and sedimentation rates of the Amazon fan. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Leg 155: 577-594*.

Murat, A. and Glaçon, G., 1986. Méthode rapide de corrélation des dépôts quaternaires de la marge hellénique (Méditerranée orientale). *Bull. Soc. Géol. France*, 8: 447-456.

Narcisi, B. and Vezzoli, L., 1999. Quaternary stratigraphy of distal tephra layers in the Mediterranean - an overview. *Global and Planetary Change*, 21: 31-50.

Olausson, E., 1961. Studies of deep-sea cores. *Rep. Swed. Deep-Sea Exped. 1947-1948*, 8(4): 323-438.

Paterne, M., 2006. Les variations climatiques au Pleistocene en region mediterraneenne. *Comptes Rendus Palevol*, In Press, Corrected Proof.

Pinardi, N. and Masetti, E., 2000. Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3-4): 153-173.

Principato, M.S., Giunta, S., Corselli, C. and Negri, A., 2003. Late Pleistocene-Holocene planktonic assemblages in three box-cores from the Mediterranean Ridge area (west-southwest of Crete): palaeoecological and palaeoceanographic reconstruction of sapropel S1 interval. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 190: 61-77.

Rohling, E.J., 1994. Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology*, 122: 1-128.

Rossignol-Strick, M., 1985. Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 49(3-4): 237-263.

Ryan, W.B.F., 1971. Stratigraphy of Late Quaternary sediments in the Eastern Mediterranean. In: D.J. Stanley (Editor), *The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory*, pp. 149-169.

Sardou, O. and Mascle, J., 2003. Cartographie par sondeur multifaisceaux du delta sous-marin profond du Nil et ses domaines voisins. Deux cartes (morphobathymétrie et mosaïques d'images acoustiques), special publication CIESM.

Schilman, B., Almogi-Labin, A., Bar-Matthews, M., Labeyrie, L., Peterne, M. and Luz, B., 2001. Long- and short-term carbon fluctuations in the Eastern Mediterranean during the late Holocene. *Geology*, 29(12): 1099-1102.

Vinci, A., 1985. Distribution and chemical composition of tephra layers from Eastern Mediterranean abyssal sediments. *Marine Geology*, 64: 143-155.

Wulf, S., Kraml, M., Kuhn, T., Schwarz, M., Inthorn, M., Keller, J., Kuscu, I. and Halbach, P., 2002. Marine tephra from the Cape Riva eruption (22 ka) of Santorini in the Sea of Marmara. *Marine Geology*, 183(1-4): 131-141.

C - NOUVEAUX RESULTATS

La stratigraphie présentée dans l'article a pu être confirmée et renforcée grâce à l'obtention de nouvelles données, notamment pour la période récente. Ainsi, la distribution des foraminifères planctoniques au cours de l'Holocène post-S1 a été étudiée avec plus de détails et des datations radiocarbone ont permis d'affiner les âges des écozones plus jeunes que 40 ka BP.

1) Ecostratigraphie de l'Holocène terminal

Les sommets des carottes du STPN sont le plus souvent perturbés ou manquants et les dépôts holocènes post-S1 sont difficilement étudiables. Seul le sommet de la carotte MS27PT présente des taux de sédimentation plus importants pour l'Holocène, et principalement pour la

période suivant le dépôt du sapropèle 1. Elle a donc été naturellement choisie pour être étudiée d'un point de vue micropaléontologique. Les résultats de ces comptages sont présentés sur la figure I-1. Deux écozones ont été déterminées entre le sommet du sapropèle 1 et le sommet de la carotte. En effet, le sommet de cette carotte est bioturbé ce qui produit un mélange. Seuls les grands changements sont donc à prendre en compte. Ici le passage de l'écozone 2 à l'écozone 1 se matérialise par la disparition des *G. inflata* et la diminution des *G. ruber alba* (notamment les spécimens à larges ouvertures) au profit des *G. gomitulus*. Ce changement a été observé dans la majorité des carottes du STPN. Seule une dizaine de carottes ne montrent pas l'assemblage de l'écozone 1.

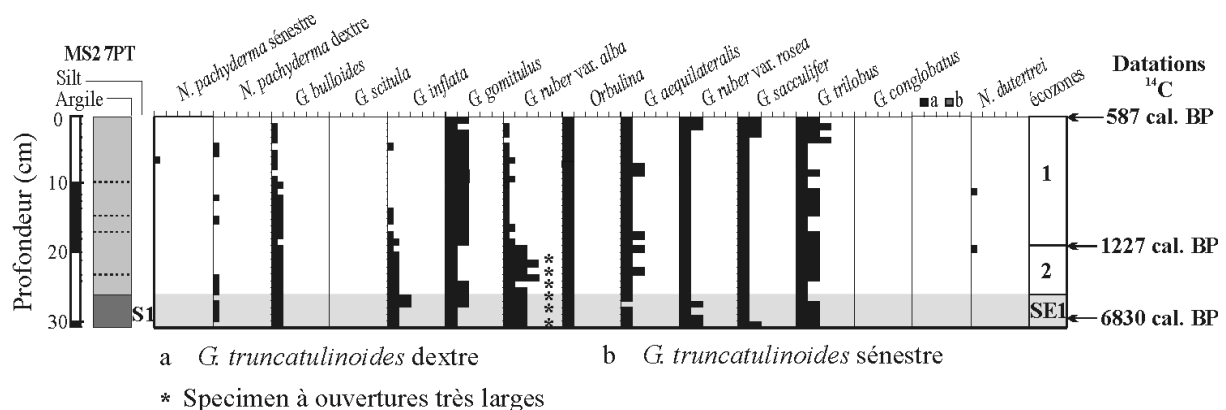


Figure I- 1 : fréquence des foraminifères planctoniques en fonction de la profondeur dans le sommet de la carotte MS27PT. Sur le log synthétique, le sommet du sapropèle S1 est représenté en gris foncé, les contacts progressifs de couleur sont illustrés en pointillés. Les écozones identifiées sont indiquées à droite du diagramme ainsi que les datations radiocarbone de leurs limites.

Cette écostratigraphie holocène est en accord avec la biostratigraphie haute résolution holocène établie au sud-ouest de la Crète par Principato et al. (2003).

2) Datations ^{14}C

Vingt niveaux ont été datés par radiocarbone AMS sur *Globigerinoides ruber* var. *alba* à Beta Analytic Inc (Beta) et au Laboratoire de Mesure du Carbone 14-Saclay (LMC) (Table 1).

Lab.	Carotte	côtes (cm)	espèce	âge ¹⁴ C AMS conv. BP	âge ¹⁴ C AMS conv. BP (- 400 ans)	erreur	Intervalle d'âge 95,4% (2 sigma) cal BP	âge calibré BP (Calib 5.0) probabilité de la médiane	âge calibré BP (Bard, 1998)
LMC	84MD637	10-11	<i>G. ruber</i>	6795	6395	± 35	7178-7367	7272	
LMC	84MD637	20-21	<i>G. ruber</i>	8400	8000	± 30	8788-9013	8940	
LMC	84MD637	25-26	<i>G. ruber</i>	9200	8800	± 35	9771-10109	9940	
LMC	84MD637	50-51	<i>G. ruber</i>	13070	12670	± 50	14588-15158	14866	
LMC	84MD637	135,5	<i>G. ruber</i>	27460	27060	± 170			31686
LMC	84MD637	166,5	<i>G. ruber</i>	31120	30720	± 320			35768
LMC	MS27PT	0-1	<i>G. ruber</i>	1060	660	± 35	525-649	587	
LMC	MS27PT	19-20	<i>G. ruber</i>	1720	1320	± 40	1134-1302	1227	
LMC	MS27PT	29-30	<i>G. ruber</i>	6415	6015	± 50	6698-6967	6830	
LMC	MS46PC	5-6	<i>G. ruber</i>	5235	4835	± 50	5438-5647	5540	
LMC	MS46PC	188-189	<i>G. ruber</i>	4885	4485	± 45	4976-5273	5132	
LMC	MS46PC	641-642	<i>G. ruber</i>	6430	6030	± 50	6715-6985	6848	
LMC	MS46PC	656-657	<i>G. ruber</i>	6225	5825	± 50	6475-6735	6608	
Beta	FKS04	5	<i>G. ruber</i>	5870	5470	± 40	6155-6332	6237	
Beta	FKS04	25	<i>G. ruber</i>	7930	7530	± 40	8235-8425	8345	
Beta	FKS04	115	<i>G. ruber</i>	19270	18870	± 40	22233-22471	22351	
LMC	FKS05	0-2	<i>G. ruber</i>	4785	4385	± 45	4834-5136	4967	
LMC	FKS06	480	<i>G. ruber</i>	13395	12995	± 45	15025-15566	15273	
Beta	FKS06 pilote	48	<i>G. ruber</i>	8100	7700	± 40	8401-8593	8500	
Beta	FKS07	45	<i>G. ruber</i>	8070	7670	± 40	8385-8567	8471	

Table I- 1 : âges radiocarbone sur sept carottes du STPN.

Pour des raisons de lisibilité, tous les âges discutés dans ce mémoire sont en âge calendaire BP.

Ces datations radiocarbone nous ont permis de confirmer les âges des écozones plus jeunes que 40 ka, notamment celles effectuées sur les carottes de référence 84MD637 et MS27PT pour l'Holocène (Fig. I-1 et I-2). On constate que le sommet de la 84MD637 est trop ancien pour y étudier l'Holocène. Sur la carotte MS27PT, l'âge de la limite entre les écozones 1 et 2 est plus jeune que ce qui avait été présumé. Cela reste à confirmer avec une autre carotte et d'autres datations. Le sapropèle 1 s'est mis en place entre 8940 et < 6830 cal. BP, ce qui est cohérent avec les données bibliographiques. L'écozone 3 correspond bien à l'Holocène avant S1 et l'écozone 4 est bien caractéristique de la terminaison 1.

On observe cependant des inversions d'âges dans la carotte MS46PC. Les niveaux datés comportent certainement des faunes remaniées.

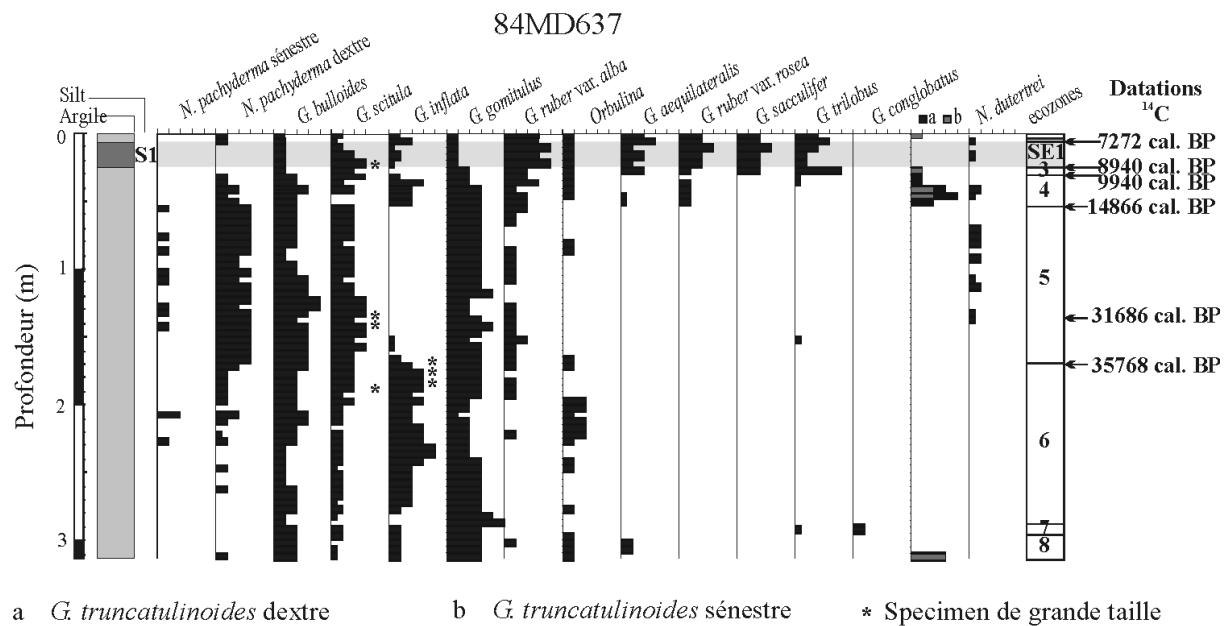


Figure I- 2 : écozones identifiées d’après la fréquence des foraminifères planctoniques, en fonction de la profondeur, dans le sommet de la carotte 84MD637 et datations radiocarbone des limites des cinq premières écozones.

Ces données stratigraphiques synthétiques nous ont permis d’établir le tableau I-2. Les dates mentionnées dans ce tableau sont celles qui ont été utilisées dans la suite de ce mémoire pour dater les différentes carottes et les événements gravitaires qui s’y trouvent.

Cette méthode stratigraphique a été utilisée de façon plus large que cette étude focalisée sur l’évolution des processus sédimentaires au sein du STPN. Ainsi, plusieurs thèmes du Chantier Nil (GDR Marges) ont pu en bénéficier comme les thèmes « instabilités » ou « fluides ». Ces applications ont été valorisées par la publication d’articles (Bayon et al., soumis; Loncke et al., soumis; Garziglia et al., soumis). Cette méthode stratigraphique a notamment permis de dater des glissements d’ampleurs variées.

La documentation détaillée, et réalisée au cours de cette étude, des tephra observés dans les sédiments du STPN se trouve en annexe.

Ecozones	Age (ka cal. BP)	Outils / Références	Evénements
E1/E2	1,227	^{14}C	
E2/SE1	< 6,830	^{14}C	Fin S1
SE1/E3	8,94	^{14}C	Début S1
E3/E4	9,940-10	^{14}C , $\delta^{18}\text{O}$	Limite Holocène-Pléistocène, fin Terminaison 1
E4/E5	14,866-15,273	^{14}C	Limite MIS 1/2, début Terminaison 1
E5	18-20	a, b, c	Tephra Y2
E5	24-25	$\delta^{18}\text{O}$	Limite MIS 2/3
E5	31,686	^{14}C	Gros specimen de <i>G. scitula</i>
E5/E6	35,768	^{14}C	Gros specimen de <i>G. inflata</i>
E6	~55	$\delta^{18}\text{O}$	Limite MIS 3/4
E6/E7	~70-71	$\delta^{18}\text{O}$	Fin pluvial saharien
E7/E8	73	$\delta^{18}\text{O}$	Limite MIS 4/5
E8/SE3	78	$\delta^{18}\text{O}$, d, e, f	Fin S3
SE3/E9	81	$\delta^{18}\text{O}$, d, e, f	Début S3
E9/E10	~87	$\delta^{18}\text{O}$	
E10/SE4	97	$\delta^{18}\text{O}$, d, e, f	Fin S4
SE4/E11	100	$\delta^{18}\text{O}$, d, e, f	Début S4
E11/E12	~108	$\delta^{18}\text{O}$	
E12/SE5	117	$\delta^{18}\text{O}$, d, e, f, g, h, i	Fin S5
SE5/E13	125	$\delta^{18}\text{O}$, d, e, f, g, h, i	Début S5
E13/E14	~132	$\delta^{18}\text{O}$	Limite MIS 5/6, début Terminaison 2
E14	150	a, b	Tephra W2
E14	~160	a, b	Tephra W3
E14/SE6	170	$\delta^{18}\text{O}$, e, f, h, j	Fin S6
SE6/E15	180	$\delta^{18}\text{O}$, e, f, h, j	Début S6
E15/E16	~191	$\delta^{18}\text{O}$	
E16/SE7	194	$\delta^{18}\text{O}$, e, f, h	Fin S7
SE7/E17	200	$\delta^{18}\text{O}$, e, f, h	Début S7
E17/E18	~209	$\delta^{18}\text{O}$	
E18/SE8	215	$\delta^{18}\text{O}$, e, f, h, j	Fin S8
SE8/E19	225	$\delta^{18}\text{O}$, e, f, h, j	Début S8
E19/E20	~234	$\delta^{18}\text{O}$	
E20/SE9	240	$\delta^{18}\text{O}$, e, f, j	Fin S9
SE9/E21	242	$\delta^{18}\text{O}$, e, f, j	Début S9

Table I-2 : synthèse des âges limites des écozones, outils et/ou références de datation et correspondance avec les événements climatiques ou volcaniques. a : Ferderman et Carey (1980) ; b : Vinci (1985) ; c : Narcisi et Vezzoli (1999) ; d : Muerdter et al. (1984) ; e : Hilgen (1991; Hilgen) ; f : Lourens et al. (1996) ; g : Parisi (1987) ; h : Oggioni et Zandini (1987) ; i : Cita et al. (1982) ; j : Cita et al. (1977).

**CHAPITRE II : PROCESSUS SEDIMENTAIRES
RECENTS**

Afin de comprendre les processus hydrodynamiques liés aux écoulements gravitaires qui assurent la répartition des particules, 51 carottes ont été prélevées sur la totalité du STPN (Table III-2 de la Partie 1). J'ai réalisé une analyse sédimentologique sur ces différentes carottes. Elle inclut pour chaque carotte la description lithologique, l'analyse des images rX et des lames minces de sédiments indurés, de la granulométrie laser, des teneurs en carbonates et l'analyse des constituants pour la majorité des carottes.

Ces carottes et leurs faciès ont été calibrés avec la cartographie des écho-faciès (Fig. II-1 et Fig. III-3 de la Partie 1) réalisée par Lies Loncke (2002; Loncke et al., 2002). La concordance et les limites de cette calibration seront discutées pour chaque processus et faciès associés.

Pour mieux comprendre les mécanismes à l'origine de la construction et de l'évolution du STPN au cours du Quaternaire récent, les faciès - lithologiques et sismiques – ont été divisés en trois grandes familles de processus de transport et de dépôt : la sédimentation pélagique et hémipélagique, les glissements et les écoulements gravitaires.

A - LA SEDIMENTATION PELAGIQUE ET HEMIPELAGIQUE

1) Caractérisation

La sédimentation ubiquiste sur le STPN se décline en trois faciès impliquant des processus et des environnements de dépôts différents : les boues carbonatées ou pélagiques, les vases hémipélagique et les sapropèles (Fig. II-2).

En principe, cette sédimentation ubiquiste est uniquement influencée par des modifications en apports terrigènes (en provenance des marges) et biogènes (liés à la productivité biologique de surface). Ces deux types d'apports étant fortement liés aux conditions environnementales, la sédimentation hémipélagique et pélagique sont, logiquement, influencées par les cycles climatiques du Quaternaire terminal. C'est pour cela que ces faciès, quelque soit leur épaisseur, ont été recherchés en priorité dans chacune des carottes de manière à apporter des éléments de datation (méthode écostratigraphique développée dans le chapitre précédent).

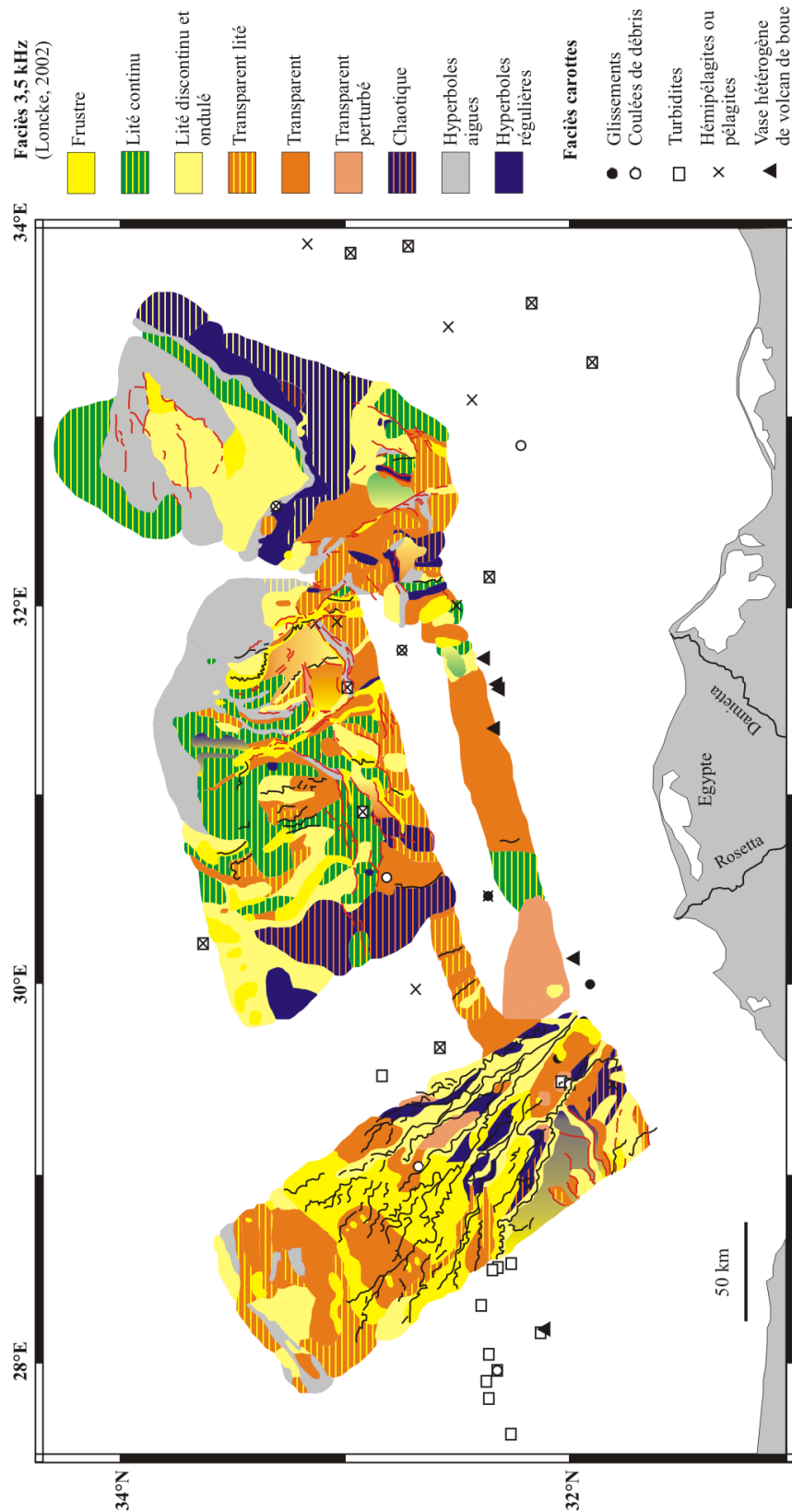


Figure II-1 : carte de répartition des écho-faciès 3,5 kHz, superposée à un schéma morphostructural simplifié où sont représentés chenaux et failles observés en surfaces (Loncke et al., 2002), et corrélés avec les carottes étudiées.

a) Boues carbonatées ou pélagiques

Les boues pélagiques sont constituées de plus de 75% de matériel biogène. Ce sont des vases homogènes et fortement bioturbées (Fig. II-2). Les teneurs en carbonates sont fortes (supérieures à 45%) et la médiane granulométrique est inférieure à 15 μm , avec une fraction supérieure à 63 μm comprise entre 6 et 8 %.

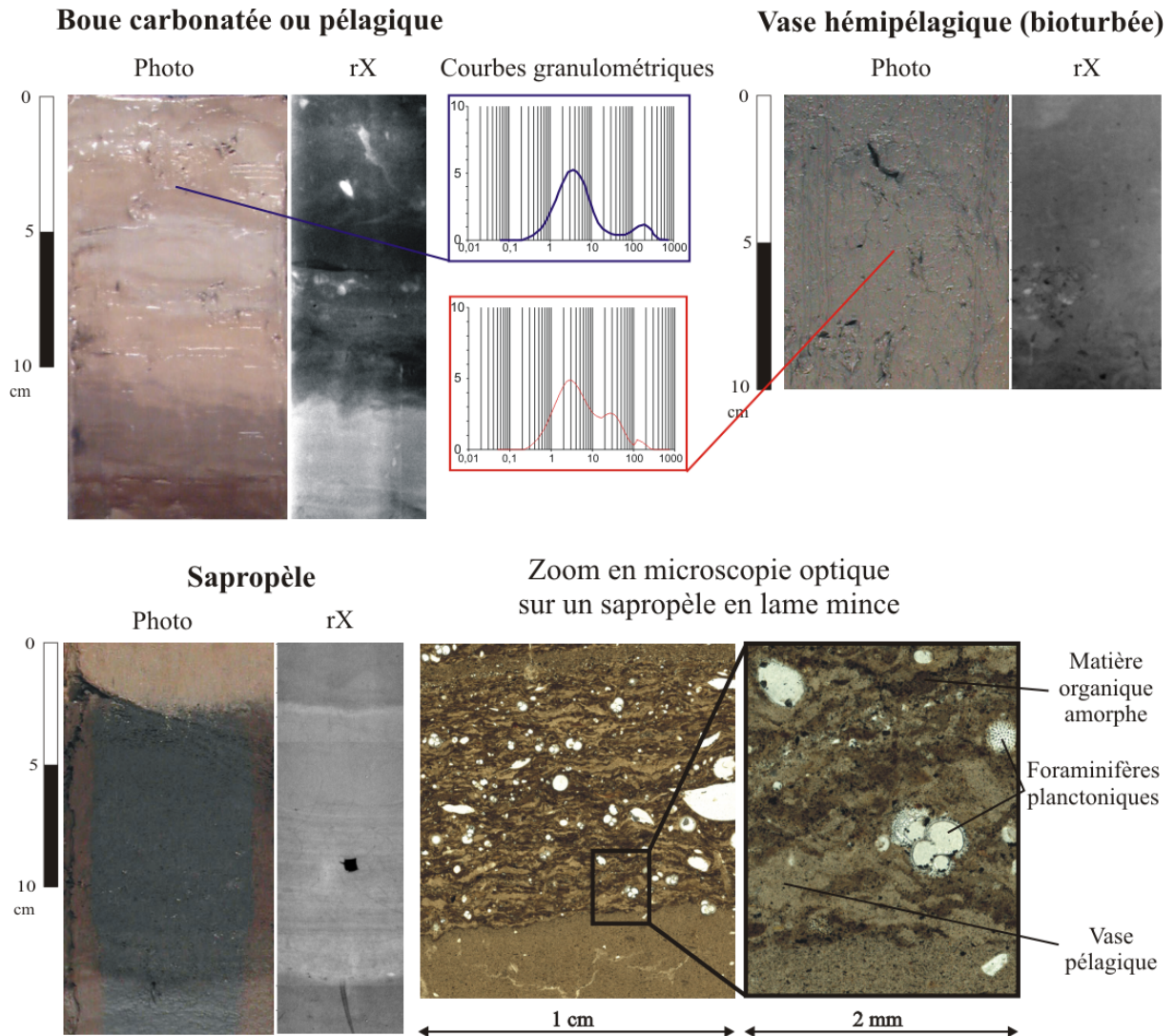


Figure II-2 : photographies, images rX et microscopie des différents faciès illustrant la sédimentation ubiquiste dans l'ensemble des carottes du STPN. Carotte 84MD643, section 1, 0-16 cm ; section 1, 60-70 cm ; carotte 84MD636, section 3, 256-272 cm (sapropèle 3).

Les histogrammes granulométriques montrent des dépôts avec un pic principal correspondant à la fraction argileuse et un pic plus faible vers 200 μm caractérisant la

présence de foraminifères planctoniques. Ces boues constituent le sommet des carottes du STPN et se présentent sous forme de lits pluricentimétriques dans 31 carottes, la majorité d'entre elles étant localisées dans les provinces centrale, orientale et extrême orientale.

Les foraminifères planctoniques, les ptéropodes, les hétéropodes et les coccolithophoridés construisent des squelettes de calcite et d'aragonite et sont quantitativement les principaux contributeurs des boues carbonatées. Les foraminifères benthiques constituent généralement 0,5-5% de la faune dans la fraction grossière. Dans les sédiments holocènes, les ptéropodes et les foraminifères constituent 90 à 95% de la faune planctonique dans la fraction grossière, le reste étant composé d'hétéropodes. Dans les sédiments de la dernière période glaciaire puis interglaciaire, les foraminifères planctoniques représentent près de 80 % des restes faunistiques.

b) Vases hémipélagiques

Ces vases sont sombres, de couleur gris-olive, homogènes et fortement bioturbées (essentiellement terriers de *chondrites*) (Fig. II-2). Dans des carottes, elles présentent des teneurs très fortes en monosulfures et présentent alors une teinte gris-olive foncée. Les sédiments clastiques terrigènes sont des lutites silteuses de couleur gris sombre. Cette couleur sombre est principalement due aux forts pourcentages en débris organiques disséminés. Les histogrammes granulométriques (Fig. II-2) montrent un large pic dans la fraction argileuse, un deuxième plus faible dans les silts puis un dernier pic dans la fraction $> 100 \mu\text{m}$ et correspondant aux faunes planctoniques. La fraction biogène représente entre 25 et 75% du dépôt, ce qui donne lieu à une grande variabilité des teneurs en carbonates. L'observation microscopique des échantillons lavés indique que la majorité des fractions silteuses et sableuses sont composées de quartz, de biotites, de feldspaths ou plagioclases, de pyroxènes, d'amphiboles et de pyrite.

Ce faciès se présente soit seul sous la forme de niveaux décimétriques à métriques soit sous la forme de niveaux centimétriques associés à d'autres faciès. Dans le deuxième cas, il constitue alors le terme supérieur des niveaux (séquences-types décrites ci-dessous).

Ce faciès peut également présenter une plus forte teneur en silt. Il se présente alors dans les carottes sous la forme de niveaux centimétriques à métriques, isolés ou associés à un autre faciès. Il est alors généralement bioturbé et peu carbonatées (autour de 15%).

c) Sapropèle

Les sapropèles sont des dépôts hémipélagiques riches en matière organique, et typiques de la Méditerranée occidentale et orientale. En observation macroscopique, ils sont sombres, de teinte vert foncé, à l'aspect huileux et légèrement mousseux, parfois finement laminés (Fig. II-2). Leur sommet peut être bioturbé et réoxydé. En imagerie rX, ces dépôts apparaissent très clairs et sont souvent très finement laminés (structures souvent invisibles à l'œil nu). En lame mince, leur organisation interne est plus nette. Elle montre des lamines discontinues de matière organique amorphe intercalées avec des lamines discontinues d'origine pélagique (Fig. II-2). Ils contiennent également des particules organiques continentales de couleur marron à noire (fragments ligneux). Les courbes granulométriques montrent des dépôts avec un pic d'abondance des argiles ou des silts et un pic plus faible vers 200 μm correspondant à la faune planctonique. Cependant, ces dépôts ne reflètent pas un processus de sédimentation mais un environnement de dépôt ce qui explique leur grande variabilité granulométrique. La teneur totale en carbonates est généralement supérieure à 30%.

Dans les carottes, ce faciès apparaît de façon cyclique dans les dépôts hémipélagiques et pélagiques (huit périodes de dépôt de sapropèle au cours des derniers 250 000 ans).

2) Répartition et variabilité spatiale

De manière générale, on observe un **drapage pélagique holocène** sur la quasi-totalité du STPN. On retrouve également un drapage argileux dans certaines zones du STPN comme les pentes ne présentant pas de systèmes chenalisés, les zones distales des provinces centrale et extrême orientale (où il n'y a pas de chenaux récents) et dans la province orientale. En effet, cette dernière est découpée par de nombreuses failles issues de la tectonique salifère (répertoriées sur la figure II-1). Or, ces grabens salifères n'enregistrent que peu de déstabilisations et sont dominés par la sédimentation hémipélagique (Loncke et al., soumis). De façon générale, **la sédimentation hémipélagique domine dans les provinces centrale, orientale et levantine**. Les dépôts pélagiques sont rares sur le STPN. Ils sont les plus fréquemment observés dans les provinces orientale et levantine.

3) *Calibration écho-faciès/carottes*

En observant la répartition des dépôts hémipélagiques du STPN sur la carte des écho-faciès (Fig. II-1), on constate d'une part que la cartographie du 3,5 kHz est en accord avec les faciès des carottes en tenant compte de la nature ambiguë de l'interprétation des dépôts lités. En effet, la limite du sondeur de sédiments se situe dans la distinction des faciès hémipélagiques et des successions de turbidites qui peuvent être tous deux lités continus. Les faciès pélagiques et hémipélagiques sont cependant toujours associés à des drapages continus. D'autre part, la limite de l'étude des carottes concerne les faciès des carottes prélevées dans les glissements comme on peut le voir dans la province centrale (Fig. II-1). En effet, dans le cas d'un glissement, les déformations s'observent à grande échelle mais pas forcément à l'échelle de la carotte. Ainsi, une carotte en apparence constituée d'hémipélagites peut en fait être prélevée dans un glissement de grande ampleur impliquant des hémipélagites.

B - GLISSEMENTS

1) *Caractérisation*

Les faciès correspondant aux glissements sont caractérisés uniquement par leur structure interne. La stratification d'origine des sédiments est préservée mais présente des déformations qui vont de la simple inclinaison des strates (jusqu'à 40-45°) jusqu'à des faciès fortement déstructurés (Fig. II-3). On considère que l'inclinaison n'est pas due à des problèmes de carottage lorsque les niveaux situés au-dessus et au-dessous du tronçon n'apparaissent pas forcément aussi déformés et inclinés. Le plus souvent, ce sont des vases déformées incluant des strates plongeantes, discordantes, plissées, déformées, faillées et tronquées. Dans certains cas, on observe d'importantes déformations de la structure interne de la séquence avec des micro-plissements, des micro-failles, du boudinage ou des discontinuités de lamines (Fig II-3).

Ces dépôts résultent de la rupture de sédiments non consolidés, de déformations liées à la remobilisation puis au dépôt, comme on peut l'observer par les changements abrupts de la lithologie et des couleurs.

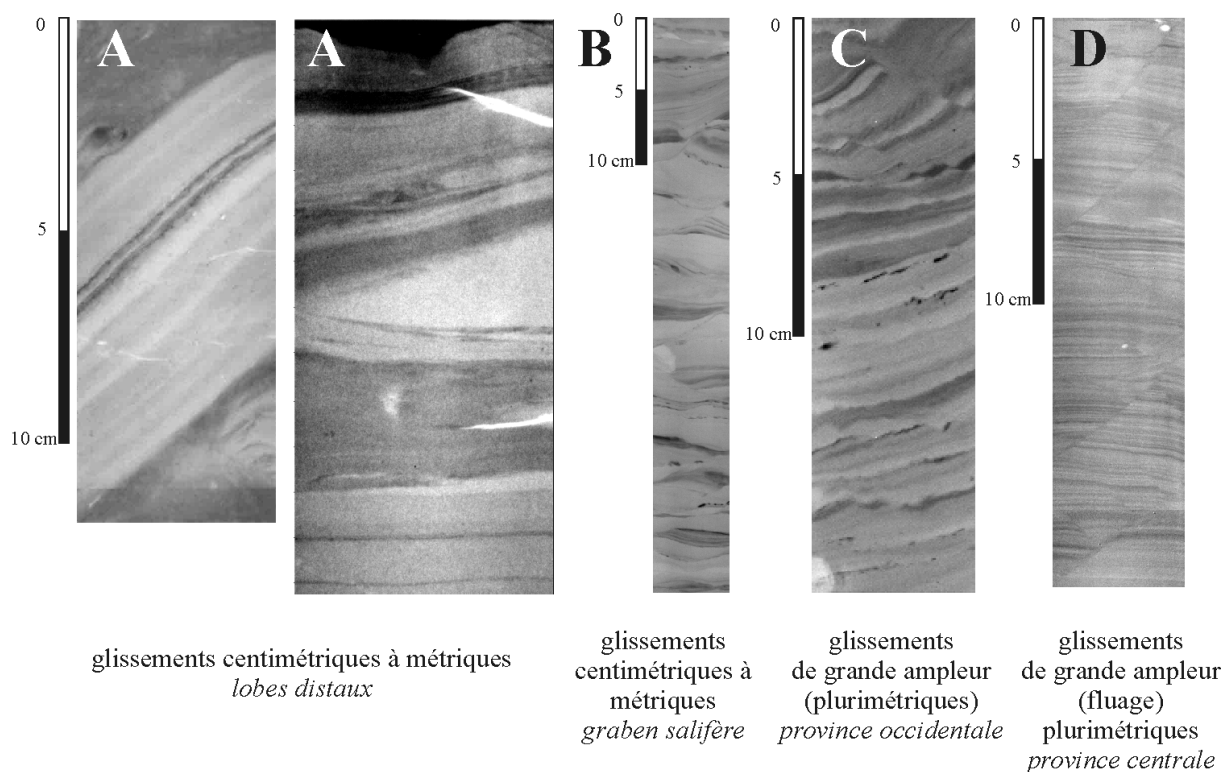


Figure II-3 : images rX des différents faciès illustrant les glissements dans l'ensemble des carottes du STPN. Carottes FKS07, section 5, 472-487 cm (A); section 8, 696-711 cm (A); 84MD647, section 2, 226-265 cm (B), NLK13, section 5, 397-416 cm (C) et 84MD654, section 4, 450-470 cm (D).

2) Répartition et variabilité spatiale

Les faciès de glissements illustrés dans la figure II-3 ont été observés dans quatre environnements du STPN et à des échelles différentes.

Tout d'abord, des faciès caractérisés uniquement par des plissements ont été observés dans les **lobes** les plus **distaux** de la province occidentale. Ils ne sont pas repérables sur les données bathymétriques et les profils sismiques même THR car ils se rencontrent uniquement en niveaux centimétriques à métriques. Les couches de vases ou les séquences turbiditiques déformées sont reconnaissables car la stratification est conservée et seulement plissée (faciès A sur la figure II-3). La nature et la granularité des sédiments sont très variables depuis des niveaux entièrement argileux jusqu'à des faciès à dominance sableuse. Les lobes distaux sont donc le siège de glissements d'unités de dépôts stratifiés de faible volume qui se matérialisent par des déformations et de la déstructuration. Les glissements dans les lobes ont un caractère très local, résultant probablement de la déstabilisation des flancs de petits chenaux.

A la même échelle, c'est-à-dire centimétrique à métrique, des faciès comportant des microfailles, des discontinuités de lamines et du boudinage sont observés ponctuellement aux **abords des failles délimitant les grabens salifères** de la province orientale (faciès B sur la figure II-3).

Ces micro-déformations ont également été observées dans des corps sédimentaires glissés de grande ampleur. Ainsi le faciès C sur la figure II-3, caractérisé par des microfailles et des couches plissées, se retrouve dans des niveaux plurimétriques correspondant à des **glissements de bord de plate-forme** (province occidentale, Fig. II-1) ainsi qu'à un grand glissement sous-jacent d'un système chenal-levées (province occidentale). Ces faciès sont facilement identifiables sur les profils sismiques par leur faciès chaotique ou transparent (Garziglia et al., soumis).

Enfin, le faciès microfaillé D (Fig. II-3) se retrouve en niveaux pluri-métriques dans des zones du STPN caractérisées par un **fluage de la couverture sédimentaire** (province centrale, Fig. II-1). Ce faciès est également facilement identifiable sur les profils sismiques et 3,5 kHz par son aspect mamelonné ou en hyperboles.

3) Calibration écho-faciès/carottes

La comparaison des données observées dans les carottes et la cartographie des faciès acoustiques montre un bon accord (Fig. II-1). Les glissements acoustiquement observables sont localisés en bord de plate-forme dans toutes les provinces et le long des systèmes chenal-levées. La province centrale est plutôt caractérisée par un phénomène de fluage (*creeping*).

On peut cependant faire la même remarque que dans le paragraphe précédent concernant la limite d'étude des carottes. Pour l'identification des glissements de grande ampleur, et notamment du fluage, les carottes ne présentent pas toujours des faciès caractéristiques de ce phénomène. Elles sont parfois faillées ou avec des conduits verticaux d'échappement de fluide pouvant être alors le témoin du glissement de la couverture hémipélagique sur un dépôt sur-compactée qui a relargué des fluides (Loncke et al., soumis; Bayon et al., soumis).

L'étude lithologique des carottes apporte cependant plus d'informations sur la nature des glissements que les écho-faciès. En effet, on peut aisément différencier les glissements

des coulées de débris qui ont parfois les mêmes caractéristiques acoustiques (écho-faciès chaotique et en hyperboles) et on peut identifier les glissements de taille réduite.

C - ECOULEMENTS

Les dépôts issus d'écoulements laminaires et turbulents sont caractérisés essentiellement par leur granularité et leurs structures sédimentaires. Ainsi, trois grandes familles de faciès/séquences vont être décrites ici : les débrites, les séquences turbiditiques massives et organisées et les vases clastiques azoïques. Ce dernier faciès fera l'objet d'une discussion particulière à cause de son caractère inhabituel dans les sédiments marins profonds et de sa récurrence pendant certaines périodes stratigraphiques.

L'étude de séquences en lame mince a permis d'observer des microstructures, non observables à l'œil nu ou aux rX, mais surtout d'identifier la minéralogie des particules clastiques – ce qui nous renseigne sur les sources – et la nature de la matière organique lorsqu'elle est présente. De façon générale, les dépôts clastiques observés dans le STPN sont composés essentiellement de quartz, de mica, de feldspaths/plagioclases, de pyroxènes et d'amphiboles. On rencontre également souvent des agrégats de pyrite et du gypse néoformé (étuve, assèchement des carottes). La teneur totale en carbonates de ces dépôts n'excède pas 10% et ils contiennent le plus souvent des fragments ligneux (matière organique continentale). Les exceptions à ces généralités seront mentionnées, détaillées et discutées.

1) *Coulées de débris*

a) Caractérisation

Ces faciès se caractérisent par de nombreux galets, le plus souvent argileux et plus ou moins indurés, de taille, de formes, de texture, de composition et de couleur très diverses, pris dans une matrice argileuse à silto-argileuse (Fig. II-4). Certains intervalles sont constitués de clastes avec peu de matrice apparente alors que d'autres intervalles contiennent des clastes isolés supportés par une matrice argileuse. Les clastes peuvent être des sédiments lithifiés.

Dans le STPN, il ne faut pas confondre le faciès de débrite avec le faciès de vase hétérogène typique des volcans de boue. Ces structures sont présentes en bordure de plate-

forme des provinces occidentale, centrale et orientale (Fig. II-1) et peuvent émettre des coulées sur des distances relativement grandes.

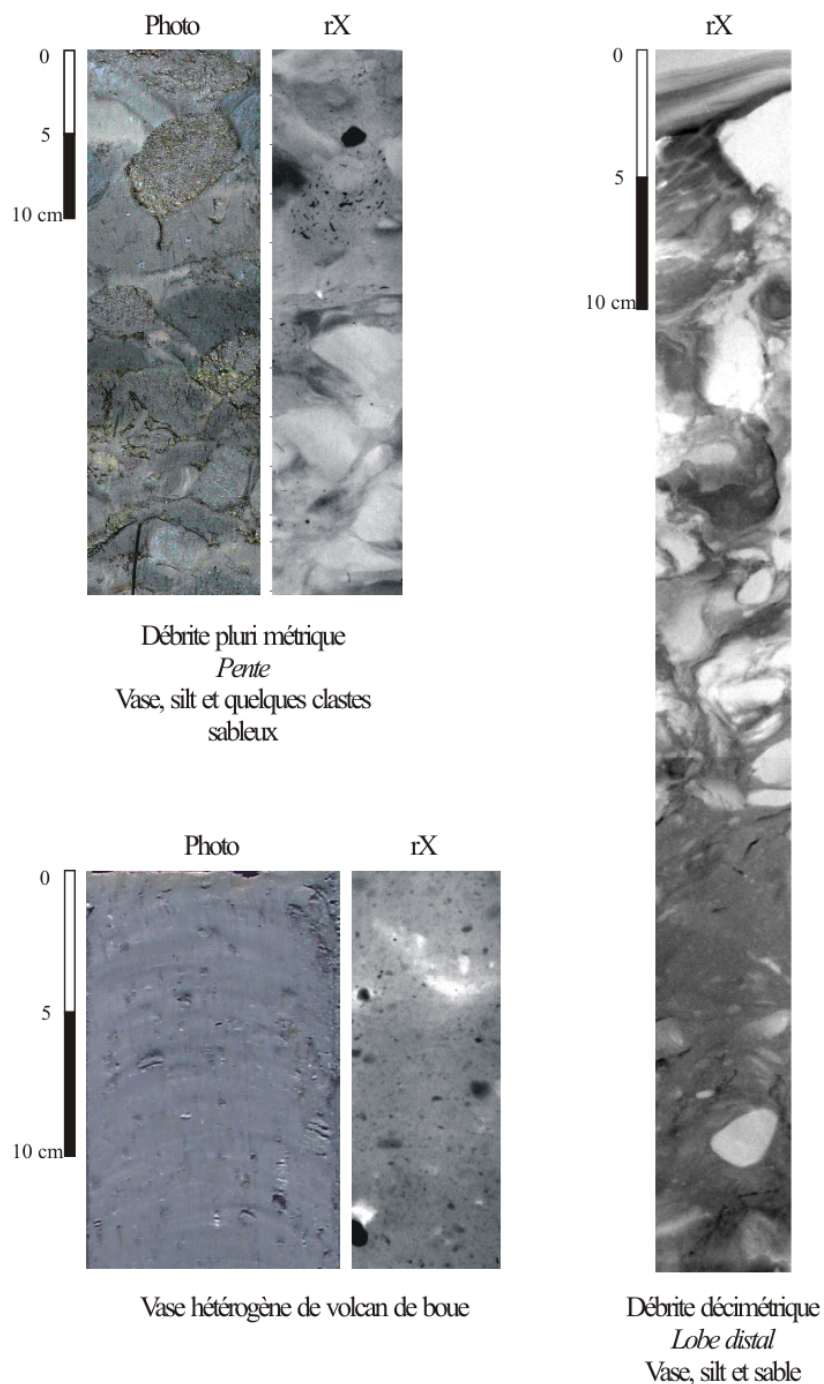


Figure II-4 : photographies et images rX des faciès illustrant les processus de coulées de débris et de coulées de volcan de boue. Carottes 84MD644, section 3, 338-360 cm ; MS35PC, section 5, 372-419 cm et FKS06, section 9, 820-835 cm.

Le faciès typique de ces coulées se présente sous la forme d'une vase fine (médiane $< 20 \mu\text{m}$) et sombre, gazeuse, peu carbonatée ($< 20\%$), désorganisée et contenant de nombreux clastes indurés de tailles variables (Fig. II-4). La fraction supérieure à $63 \mu\text{m}$ est variable mais reste autour de 15%. On y trouve généralement environ 5% de fraction biogène, essentiellement des foraminifères planctoniques. La fraction minérale hors clastes est constituée de quartz subanguleux, de biotite et de pyrite.

b) Répartition et variabilité spatiale

Les débrites sont essentiellement observées dans le STPN dans les lobes distaux (province occidentale), dans les chenaux et sur la pente des provinces centrale, orientale et levantine (Fig. II-1 et II-4).

On rencontre de nombreuses séquences de coulées de débris pluricentimétriques à métriques (petits événements) dans les **lobes les plus distaux** et dans les **chenaux**. Dans ces environnements, les clastes et la matrice sont toujours très argileux et plus rarement argilo-silteux. On observe parfois des galets mous de boue carbonatée ou de sapropèle, indiquant le remaniement et l'incorporation de dépôts pélagiques et hémipélagiques précédemment déposés par au moins 500 m de profondeur d'eau. Ces dépôts ont donc pour origine des écoulements qui se sont directement initiés sur la pente.

Les débrites observées sur les **pentés des provinces centrale, orientale et levantine** ont plus fréquemment une matrice argilo-silteuse et comporte souvent des clastes sableux dont l'origine est très probablement la plate-forme. Elles contiennent également des clastes d'argiles typiques des dépôts de pente. Ces débrites résultent donc d'écoulements déclenchés en bordure de plate-forme et sont caractéristiques de la sédimentation gravitaire non chenalisée.

c) Calibration écho-faciès/carottes

En observant la carte des faciès acoustiques et des faciès sédimentologiques (Fig. II-1), on peut conclure à une bonne adéquation du repérage des débrites avec le sondeur de sédiments et de la calibration avec les carottes.

Le faciès acoustique le plus courant pour les débrites est le faciès transparent à transparent perturbé. Les coulées de débris de faible volume, rencontrées le plus souvent dans les lobes distaux, se repèrent sur les profils sismiques grâce à l'alternance de faciès transparents et lités. Il faut cependant l'aide des carottes pour distinguer la proportion de

turbidites et de débris. Les débris de fort volume, quant à elles, sont souvent associées en amont à des glissements en masse et se repèrent en faciès acoustique par des hyperboles ou un aspect chaotique. Si on peut différencier ces deux processus avec certaines classifications de faciès acoustiques, les carottes sont souvent nécessaires dans la détermination.

2) *Ecoulements turbulents*

a) Caractérisation

Les dépôts turbiditiques sont essentiellement caractérisés par leur granularité et leurs structures sédimentaires. Ainsi, trois grandes familles de faciès/séquences vont être décrites ici : les séquences argilo-silteuses/silto-argileuses, les séquences sablo-silteuses/silto-sableuses massives et les séquences sablo-silteuses/silto-sableuses organisées.

Séquences argilo-silteuses et silto-argileuses

Les silts associés aux argiles se rencontrent le plus souvent sous forme d'alternance de lamines, les silts étant concentrés dans les lamines sombres en rX (Fig. II-5). En général, ces lamines de vase et de silt sont très fines (millimétriques à centimétriques). Elles peuvent être planes ou plus rarement obliques. Les lamines silto-argileuses sont fréquemment discontinues et forment alors des lentilles. On peut également observer assez régulièrement des convolutes en base de niveau (Fig. II-5). Ces séquences argilo-silteuses présentent systématiquement de fortes teneurs en débris organiques et végétaux.

La séquence la plus fréquemment observée (*séquence 1* dans la figure II-5) est composée de deux termes distincts : un terme argilo-silteux basal (de couleur assez sombre) présentant des lamines horizontales millimétriques généralement strato-décroissante, surmonté par un terme argileux faiblement silteux, sans structure apparente et de couleur parfois plus claire. La transition entre les deux termes est progressive et marquée avec un granoclassement normal. L'épaisseur de ces séquences varie de plusieurs centimètres à quelques décimètres. On peut les assimiler aux termes Td (laminations argilo-silteuses) et Te de la séquence de Bouma. Cette séquence résulte typiquement du débordement de la partie sommitale d'un écoulement chenalisé. La succession de lamines, et donc de ces séquences traduit le passage de plusieurs bouffées turbides générées successivement.

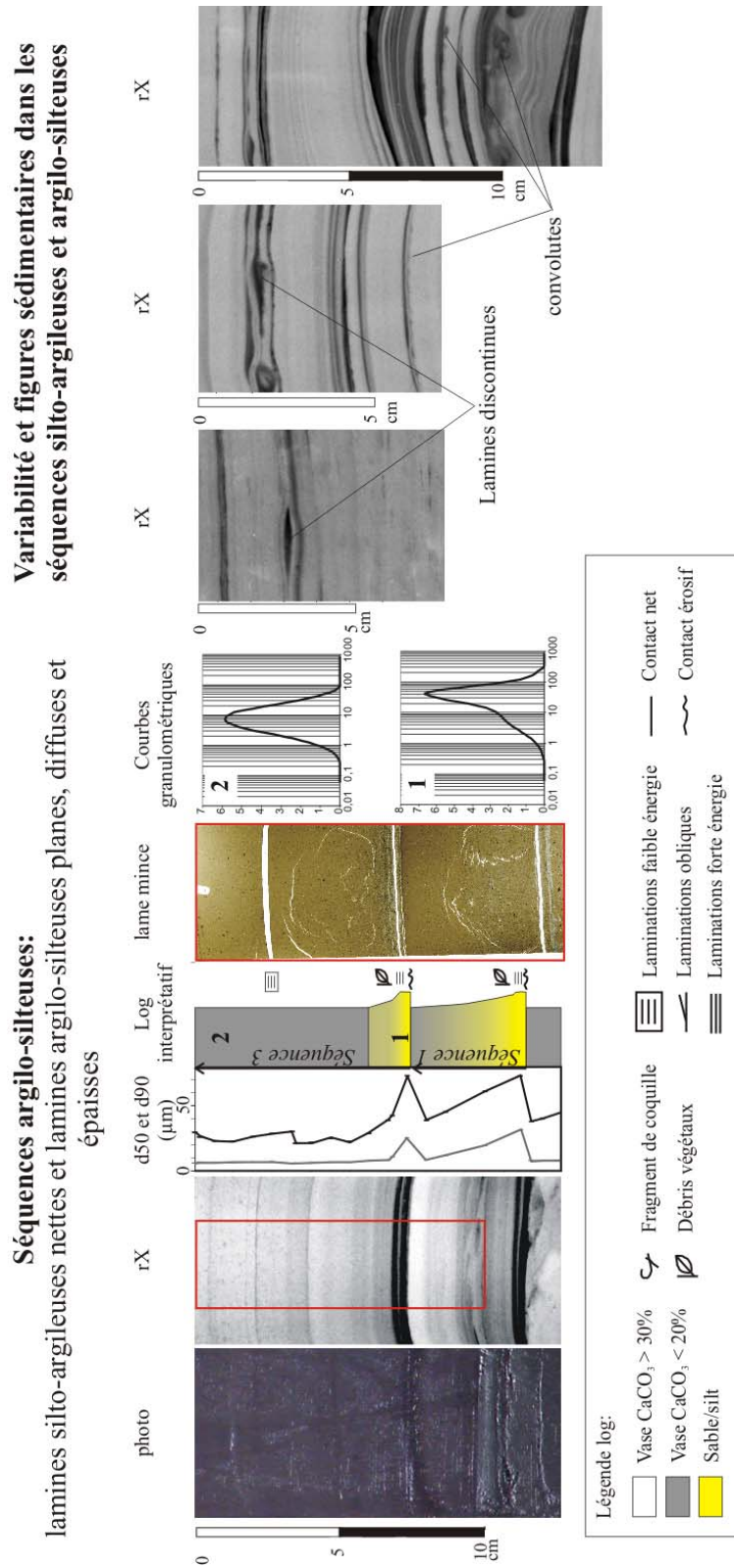


Figure II-5 : photographie, images rX, lame mince et granulométrie illustrant les séquences argilo-silteuses et leur variabilité. Carottes FKS07, section 2, 148-163 cm, NLK04F, section 1, 53-61 cm; NLK16, section 4, 303-309 cm et 314-327 cm.

Plus rarement, on observe deux autres types de séquences. La première (*séquence 2*) est caractérisée par trois termes : un niveau basal silto-sableux (sable très fin à fin) centimétriques, un terme médian argilo-silteux à lamines horizontales millimétriques, surmonté par le terme supérieur argileux, plus clair, parfois bioturbé et sans structure. Le contact basal de la séquence est bien marqué (parfois clairement érosif), et les transitions entre les différents termes d'une même séquence sont plutôt graduelles suivant un granoclassement normal. Le terme basal est généralement bien classé. Il est de couleur claire (sable ou silt propre), et présente parfois des structures dynamiques de type rides ou lamines. On pourrait ainsi l'assimiler au terme Tb ou Tc de la séquence type de Bouma. L'épaisseur moyenne de ces séquences est comprise entre 10 et 30 cm. Cette séquence a la même origine que la précédente, avec un premier débordement de plus forte densité qui provoque la sédimentation du premier terme. Enfin, la dernière séquence observée (*séquence 3* sur la figure II-5) est constituée d'un niveau silteux centimétrique surmonté par un terme sommital argileux à lamines planes épaisses et diffuses (rX). Le niveau silteux est souvent assez massif et bien classé (dépourvu d'argile). Il est sans structure ou présente des lamines ou des rides. La séquence présente un granoclassement normal, un contact basal franc, parfois clairement érosif et une épaisseur totale de l'ordre de 5 à 10 cm. La transition entre les deux termes est graduelle mais relativement rapide (sur 1 ou 2 cm). Suivant sa structure interne, il pourrait s'agir d'un équivalent des termes Ta, Tb ou Tc de la séquence de Bouma. Ces trois séquences sont analogues à des séquences décrites sur le Zaïre par Migeon (2000). Cependant la bioturbation dans le terme argileux sommital des séquences est rare dans le STPN, ce qui pourrait prouver que la fréquence des apports est particulièrement élevée.

Dans les lamines silto-argileuses (base des *séquences 1* et *3*), on observe généralement 25% d'argile, 60% de silt et 15% de sable. Dans les lamines argilo-silteuses (sommet des *séquences 1*, *2* et *3*), on observe entre 75 et 65% d'argile, 25 à 35% de silt et parfois jusqu'à 1% de sable.

Séquences sablo-silteuses/silto-sableuses organisées

Ces séquences présentent toujours au moins 50% de sable à leur base, un granoclassement normal, des stratifications horizontales et/ou obliques (Fig. II-6). Elles passent, dans leur partie supérieure, à des silts sableux, silts et argiles. Le contact à la base est net ou érosif et peut parfois contenir des clastes argileux plus ou moins indurés (marqueur

d'une érosion pré-dépôt). Les contacts supérieurs sont graduels. Les lamines sablo-silteuses sont souvent déformées par le carottage et il est donc parfois difficile de savoir si elles sont planes horizontales ou obliques. Ces séquences organisées sont le plus souvent d'épaisseur décimétrique. Elles sont généralement riches en débris végétaux continentaux. Ces dépôts résultent du passage de courants de turbidité ou de bouffées turbides.

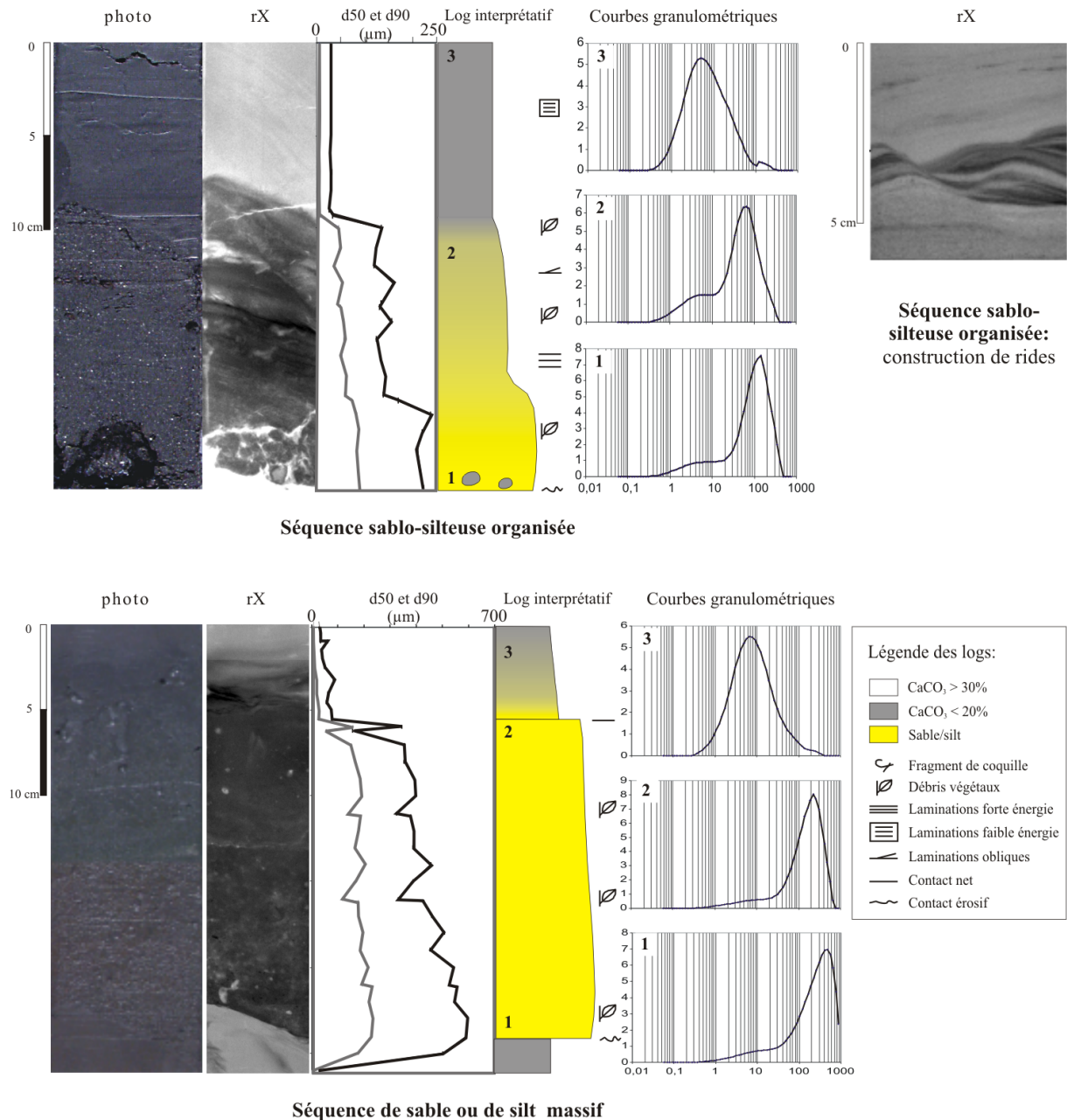


Figure II-6 : photographie, images rX et granulométrie illustrant les séquences sableuses et sablo-silteuses. Carotte FKS05, section 7, 657-680 cm ; 84MD652, section 5, 586-592 cm et FKS07, section 7, 655-679 cm.

Séquences sablo-silteuses/silto-sableuses massives

On rencontre des faciès sableux et silteux en lit centimétriques à décimétriques (Fig. II-6). Ils peuvent être massifs ou déstructurés avec des clastes. Ils correspondent presque tous aux lits les plus grossiers rencontrés dans les carottes. En général, la granularité de ces niveaux sableux va des sables fins à moyens (Fig. II-6) et ils sont assez bien classés. On y observe parfois des galets mous dispersés (*rip-up clasts* traduisant l'érosion des écoulements) et des débris végétaux. Ces dépôts peuvent résulter d'un écoulement laminaire (coulée granulaire) ou d'un écoulement turbulent (dépôt de la base) sans la fraction silteuse. Cependant, l'absence de structure peut être également liée à une homogénéisation des sédiments pendant le carottage par des phénomènes de fluage et de pistonage classiques dans les sables.

Les faciès sableux, massifs ou organisés, contiennent entre 73 et 85% de sable, 10 à 17% de silt et 1 à 10% d'argile.

Un faciès turbiditique sableux est discuté ici à part. En effet, si les trois types de séquences décrites précédemment sont constitués de sédiments dont l'origine du Nil est attestée par la présence du cortège minéralogique caractéristique, l'origine du faciès suivant est plus discutable.

Séquence sableuse bioclastique

La figure II-7 illustre un dépôt constitué de plusieurs termes grossiers empilés d'épaisseur décimétrique et d'un terme fin très épais (pluri-métrique). Les teneurs en carbonates sont supérieures à 50% dans la totalité du dépôt. Le terme fin est constitué d'une boue carbonatée sans organisme > 63 µm. Par contre, les termes grossiers de la base sont composés de 15% de grains de calcite non spécifiés et 75% de matériel biogène. Les organismes rencontrés dans les niveaux les plus grossiers sont : des grands foraminifères benthiques récifaux (*Soritidae*, Amphistégines, *Miliolidae* récifales), des bryozoaires, des débris de coraux, des fragments d'oursins réguliers, des ostracodes péri-récifales (*Bairdiidae*, *Bairdia*, *Anchistocheles*, *Puriana*), des ostracodes du milieu côtier marin (*Aurila*, *Urocythereis*), des foraminifères planctoniques et benthiques (*Uvigerina*) et quelques

Ptéroportes (Carbonel, comm. pers.). Cette association est caractéristique d'une plate-forme interne chaude, carbonatée et sténohaline.

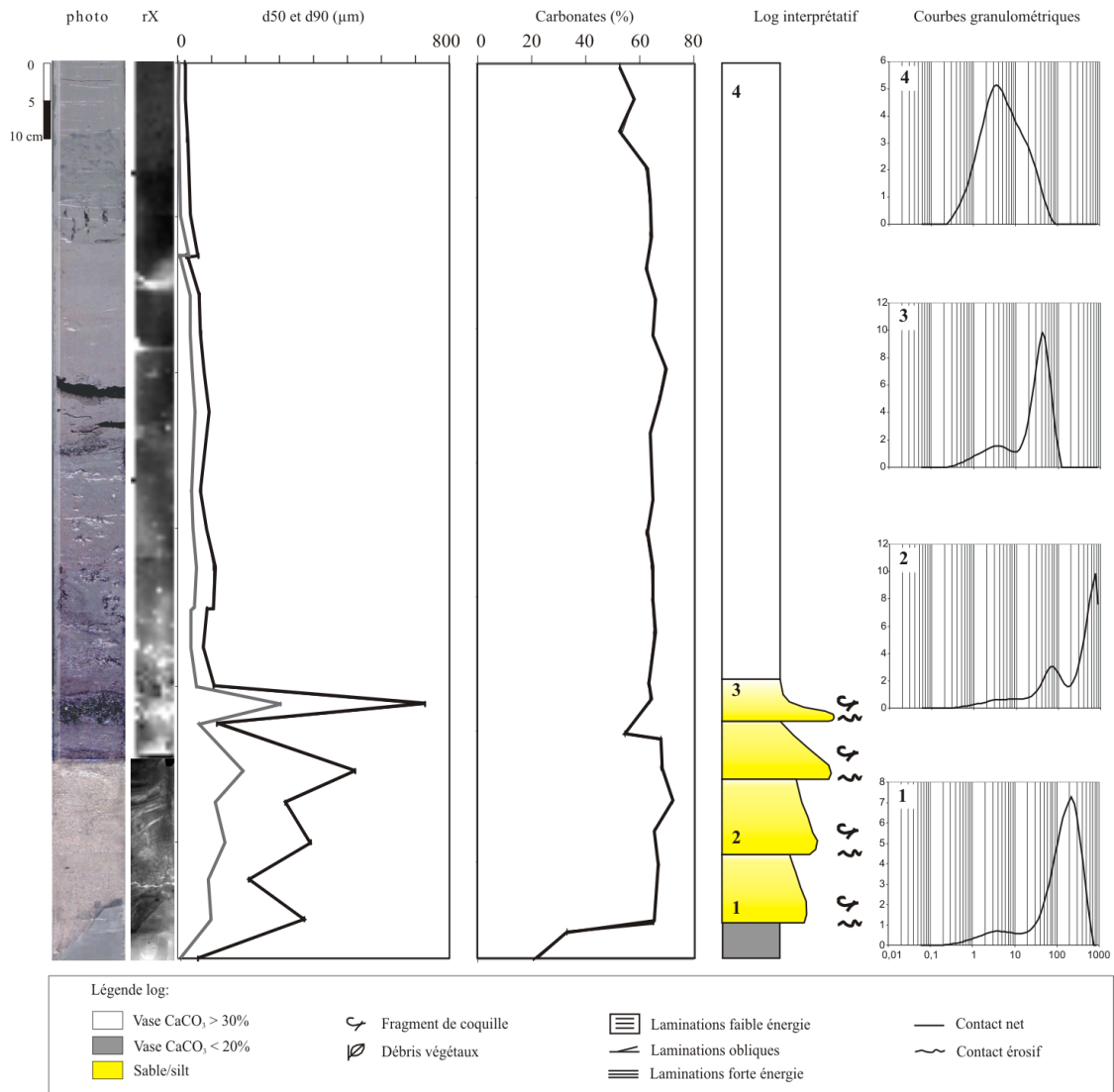


Figure II-7 : photographie, images rX, granulométrie et teneurs en carbonates de la séquence turbiditique sableuse bioclastique. Carotte FKS06, sections 7 et 8, 610-725 cm.

b) Répartition et variabilité spatiale

Les **séquences argilo-silteuses** et **silto-argileuses** sont typiques de dépôts de débordements. On les trouve dans les environnements de **levées sédimentaires** (essentiellement provinces occidentale et levantine, mais aussi centrale et orientale). L'ensemble des carottes des levées est généralement très perturbé par l'expulsion de gaz

(méthane) présent dans le sédiment. Lors de la remontée du carottier dans la colonne d'eau, la décompression du gaz provoque une importante fracturation des sédiments (vides centimétriques et décimétriques) assez fréquents. Ces séquences sont également courantes dans les **lobes distaux** (province occidentale). Elles y sont assez proches de celles décrites sur les levées. Elles sont également observées dans les **zones les plus distales des provinces centrale et orientale**, sans qu'on ait pu identifier leur association à des corps sédimentaires particuliers.

Les **séquences sableuses et silteuses organisées** sont caractéristiques des dépôts de remplissage de **chenal** (HAR) et de **lobes** (HARP) (essentiellement province occidentale mais aussi provinces centrale et orientale). On observe cependant parfois ces séquences les plus fines dans des **levées** (provinces occidentale et levantine).

Les **faciès sableux et silteux massifs** sont courants dans l'axe du **chenal actuel** (HAR). Ils sont assez similaires à ceux décrits dans les carottes du complexe de **lobes terminaux** (province occidentale). On les retrouve plus rarement dans la province centrale. Il peut alors s'agir du dépôt de la partie basale d'une turbidite (Ta de Bouma), ce qui correspond au dépôt d'un écoulement concentré ou hyperconcentré (Mulder et Alexander, 2001).

Le **faciès de turbidite carbonatée** n'est présent que dans une seule carotte (FKS06) mais a été observé par plusieurs autres auteurs dans la plaine abyssale d'Hérodote (Cita et al., 1984; Reeder et al., 1998; Reeder et al., 2000; Rothwell et al., 2000). Son âge potentiel (voir chapitre suivant) nous donne à penser que ce dépôt pourrait se trouver également dans la zone des lobes distaux et du chenal récent aval mais les carottes que nous avons n'atteignent pas cet âge. Cependant, le faciès acoustique transparent décrit par ces auteurs comme celui d'une mégaturbidite carbonatée n'est pas observé sur les profils dont nous disposons dans les lobes. Ce faciès sédimentaire nous permet d'affirmer qu'il s'agit d'une autre source d'alimentation pour le STP que le Nil. En effet, les organismes constituant ce dépôt témoignent d'un mélange entre des faunes benthiques infralittorales et profondes, et planctoniques. Ces faunes benthiques infralittorales sont typiques d'un milieu péri-récifal (entre 30 et 80 m de profondeur d'eau) et ne supportent ni la dessalure ni la turbidité. Elles ne peuvent donc provenir de la marge nilotique mais plus probablement de la marge ouest égyptienne ou libyenne. Cette faune péri-récifale a dû atteindre la plaine d'Hérodote sous forme d'un écoulement de turbidité intercalé dans la sédimentation terrigène nilotique au niveau des lobes et de la partie avale du chenal.

On se rend compte ici que les dépôts liés aux écoulements turbiditiques sont quasiment toujours reliés à un système chenalisé comme celui de la province occidentale. On peut donc discuter de la variabilité de ces faciès à l'échelle des différentes unités de dépôts de ces complexes chenal-levées-lobes.

Il est difficile de comparer la variabilité des faciès dans les carottes prélevées dans le **chenal actuel** (l'une en amont, l'autre en aval, figure II-8) pour deux raisons principales. La première est que la carotte du chenal aval est caractérisée par des faciès sableux perturbés qui peuvent être liés au carottage plutôt qu'au processus de dépôt (Fig. II-9). La carotte aval contient plus de sable (30% de séquences sablo-silteuses) que la carotte amont (5% de séquences silto-sableuses) mais avec des processus difficiles à identifier et donc à comparer. La deuxième raison est que nous manquons de précision quant à l'endroit exact de prélèvement dans le chenal, ce qui biaise les corrélations.

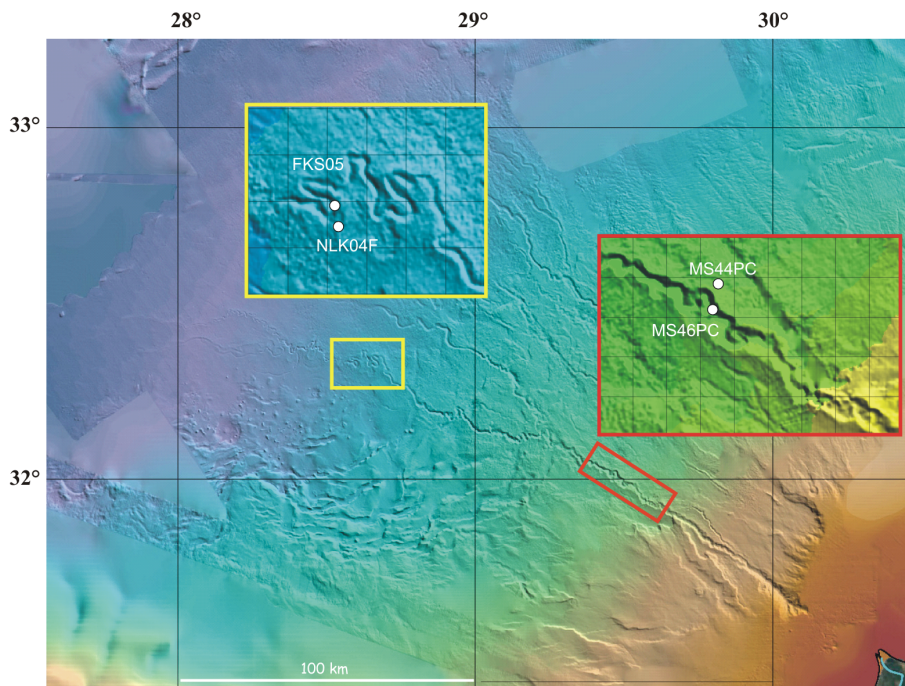


Figure II-8 : localisation des carottes du chenal (MS46PC) et de la levée (MS44PC) amont (cadre rouge) et des carottes du chenal (FKS05) et de la levée (NLK04F) aval (cadre jaune) du système chenal-levées le plus récent sur la carte bathymétrique (d'après Sardou et Mascle, 2003).

Par contre, la variabilité des faciès entre les carottes d'une **levée** amont et d'une levée aval est nette (Fig. II-8). Les faciès de la carotte de la levée située en amont sont plus riches en argile (40%), avec des séquences sablo-argileuses et silto-argileuses (60%) alors que la

levée aval contient moins de niveaux argileux (7%) mais plus de silt (87% de séquences silto-argileuses et 6% de séquence argilo-sableuses) (Fig. II-10). Ceci reflète la diminution de la hauteur des levées vers l'aval et dans le même temps l'augmentation de la charge en sable des écoulements par l'érosion du chenal et la perte des argiles par dépôt sur les levées. Cela permet de déposer de plus grandes quantités de sables sur les levées.

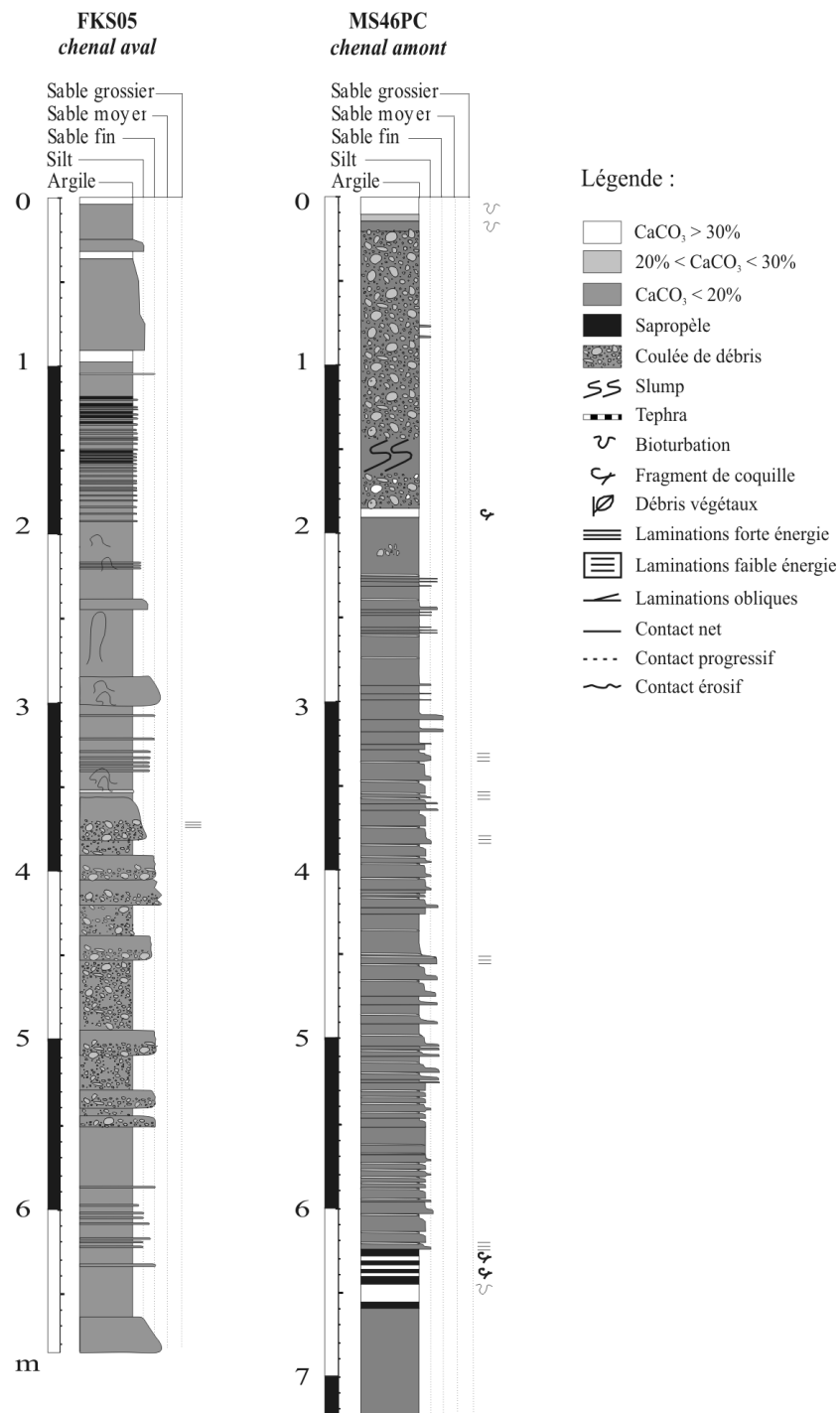


Figure II-9 : comparaison des logs des carottes amont et aval du chenal principal du système le plus récent.

Les deux carottes des **lobes** les plus distaux (MS35PC et FKS07 sur la figure II-11) sont assez similaires : elles sont constituées de séquences sableuses massives et organisées, des coulées de débris et des réajustements locaux (glissements) (Fig. II-12). Ces deux carottes pourraient représenter des faciès caractéristiques des chenaux distributaires (superficiels) des lobes avec notamment des faciès grossiers et de déstabilisations. Par contre, les deux carottes des lobes les plus récents (mais aussi plus proximaux, NLK14 et NLK16 sur la figure II-11) se ressemblent entre elles mais sont différentes des carottes plus distales. Elles sont constituées d'une succession de plus de 10 m, dans les deux cas, de séquences silto-argileuses, silto-sableuses et sablo-silteuses organisées (Fig. II-12). Ces dépôts s'apparentent donc plus à des débordements d'écoulements turbulents. Ces deux carottes représentent donc plutôt des lobes chenalisés avec un environnement de dépôt en bordure des chenaux distributaires. Les deux carottes sont prélevées dans une zone au débouché du chenal le plus récent qui présente une rétrodiffusion faible (forme allongée très claire sur l'imagerie, Fig. II-11). Il doit s'agir d'un véritable petit lobe alimenté en sable directement par les écoulements restant canalisés dans le chenal.

c) Calibration écho-faciès/carottes

Sur la carte des écho-faciès (Fig. II-1), on a une très bonne correspondance des faciès acoustiques et des carottes. En effet, les dépôts turbiditiques sont relativement faciles à repérer en sismique THR malgré la grande variété de faciès existants car ils sont fréquemment associés à d'autres faciès. Ainsi, dans les zones distales des provinces qui ne sont pas caractérisées par des corps sédimentaires particuliers (chenal, lobe ou levée) on observe l'écho-faciès lité continu qui peut représenter des successions turbiditiques (assez fines) et/ou des hémipélagites. Dans les zones de remplissage ces deux faciès sont fréquemment associés.

Les écho-faciès lités discontinus et ondulés se corrélient bien avec les séquences argilo-silteuses typiques des levées. L'écho-faciès frustré s'observe essentiellement dans les lobes terminaux où les sables les plus grossiers et les plus massifs sont fréquents mais aussi dans les chenaux. Enfin, l'écho-faciès transparent lité s'observe dans les lobes, les chenaux ou des zones de remplissage où il est également courant d'enregistrer des courants de turbidité associés à des coulées de débris.

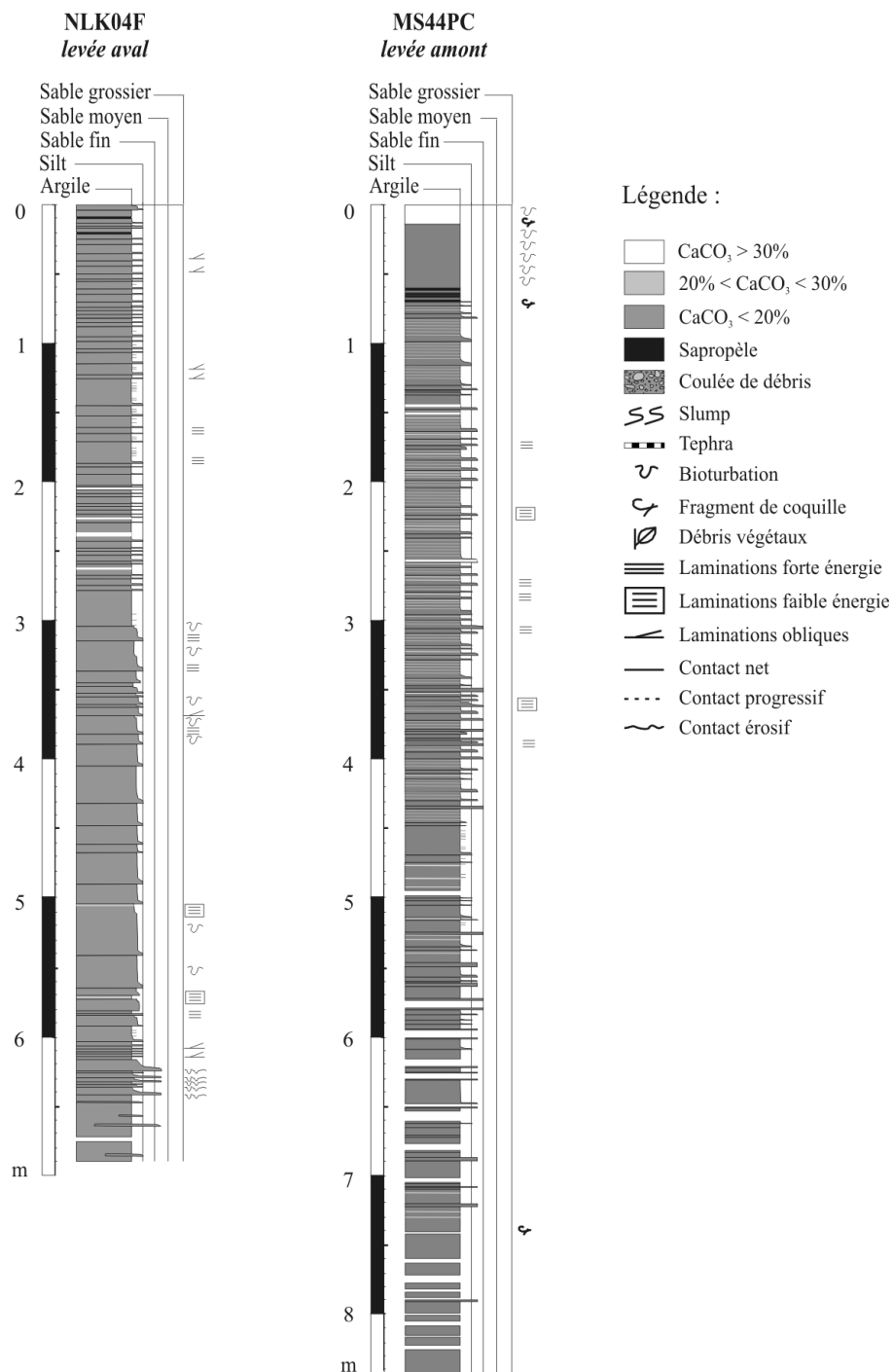


Figure II-10 : comparaison des logs des carottes amont et aval des levées du système le plus récent.

On peut cependant remarquer que la partie distale du système chenal-levées-lobes le plus récent n'est pas cartographiée dans la province occidentale. Cette absence de profils sismiques THR dans cette zone de la province occidentale ne nous permet pas de cartographier cette unité.

Sur la plate-forme levantine, un autre système turbiditique est détecté par les enregistrements sédimentaires des carottes (dépôts de levées) mais n'a pas été cartographié par le sondeur de sédiments. On observe également des apports turbiditiques sporadiques dans toute la zone distale des provinces centrale et orientale.

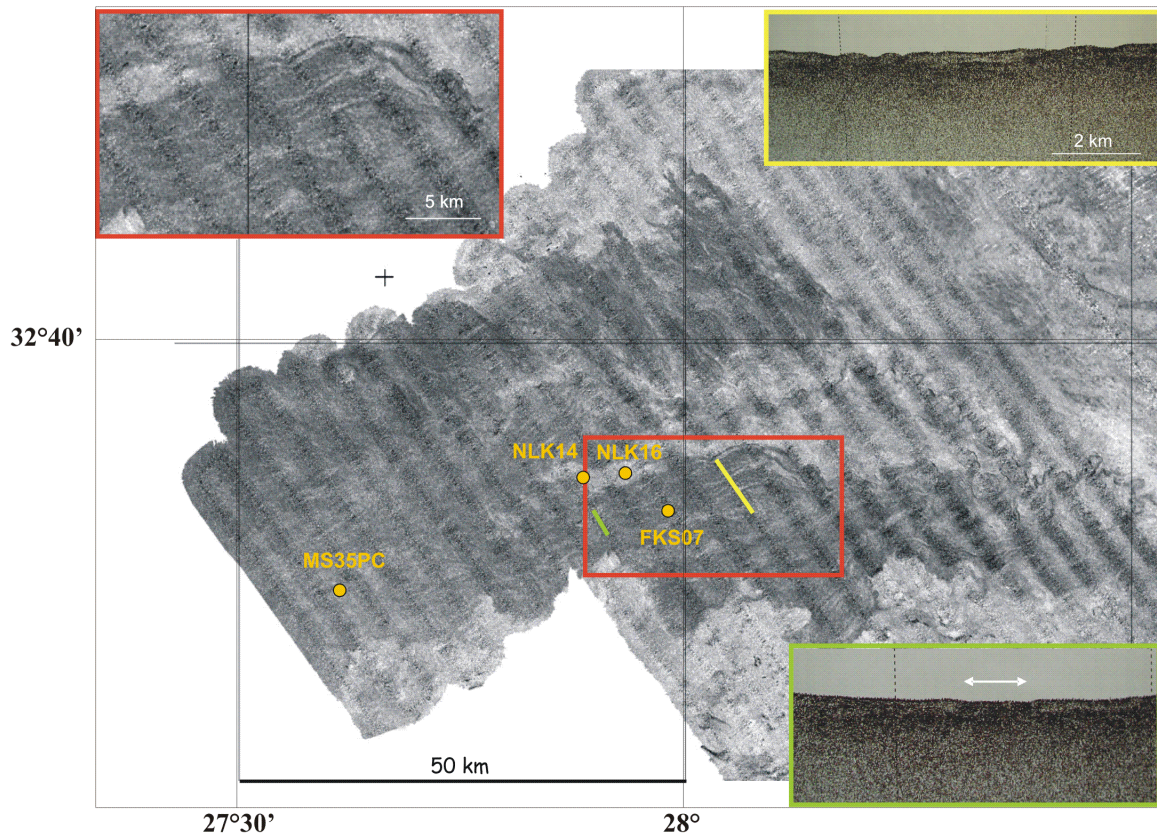


Figure II-11 : localisation des carottes des lobes sur l'imagerie acoustique (réflectivité) du système chenal-levées le plus récent (Sardou et Mascle, 2003).

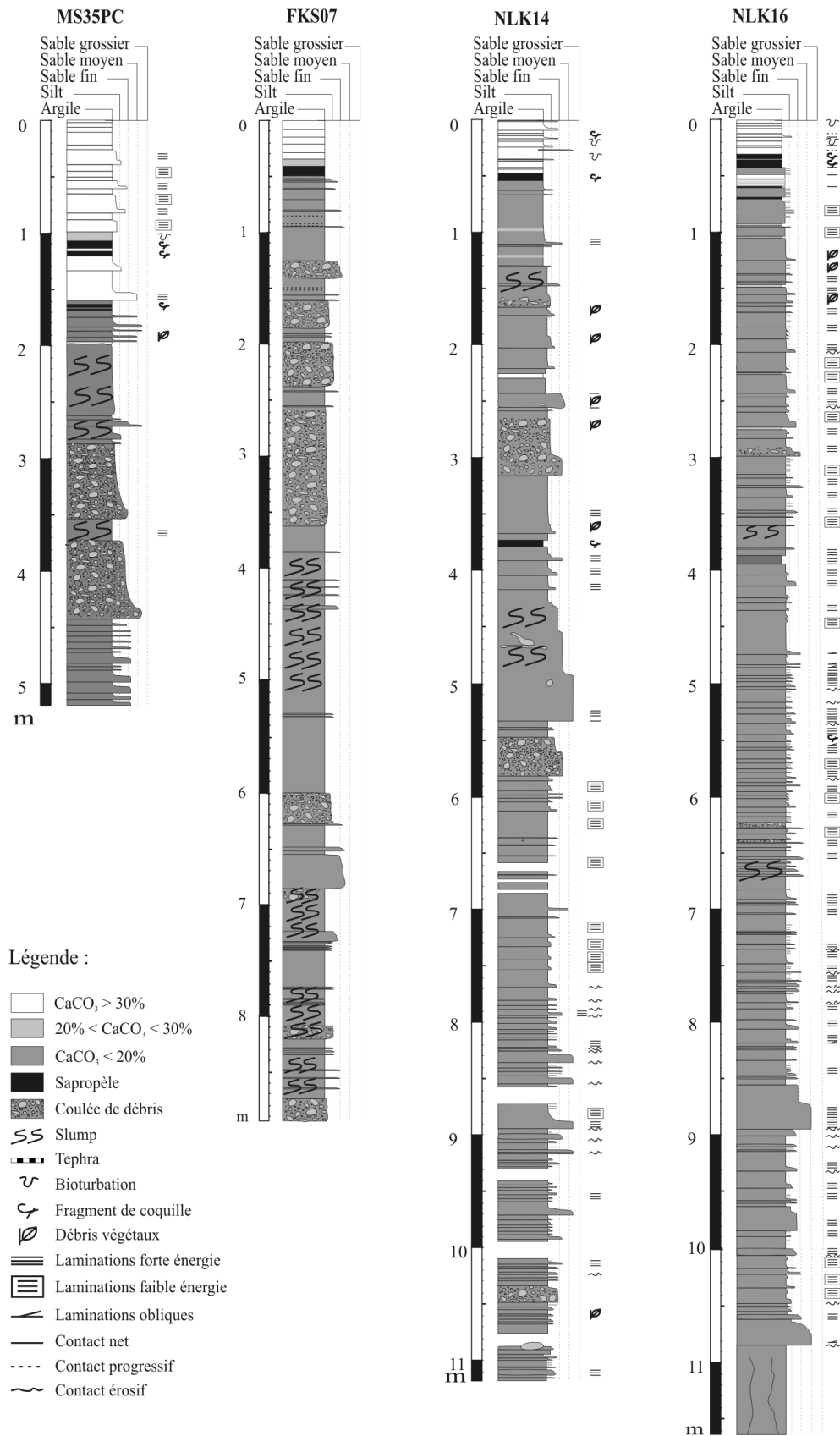


Figure II-12 : comparaison des logs des carottes des lobes terminaux du système le plus récent. MS35PC et FKS07 appartiennent aux lobes de forte réflectivité, NLK14 et NLK16 appartiennent au lobe de faible réflectivité.

3) *Écoulements liés aux crues : article « Nile floods recorded in deep Mediterranean sediments »*

Le faciès particulier des vases clastiques azoïques fait l'objet d'un article soumis le 3/11/2006 à *Quaternary Research*.

Des dépôts de vases clastiques azoïques riches en matière organique continentale sont observés de façon récurrente dans le STPN. Ils se forment pendant des périodes de crues du fleuve similaires à celles qui induisent la formation des sapropèles. Ces dépôts très fins de crue - ou vases clastiques - sont intercalés entre des sédiments pélagiques classiques, des sapropèles ou des turbidites de type Bouma. Ces dépôts résultent de reconcentrations successives à partir de panaches de surface (hypopycnaux) par le processus de sédimentation convective, qui génère alors un écoulement hyperpycnal de faible énergie sur le fond et transportant du matériel fin. Ces dépôts représentent un grand potentiel quant à l'interprétation des enregistrements paléoclimatiques marins profonds obtenus près des marges continentales car ils relient les dépôts sédimentaires marins aux changements climatiques continentaux en enregistrant la fréquence et la magnitude des crues. Ils suggèrent que le climat pourrait être le paramètre forçant majeur contrôlant la sédimentation dans les STP.

Nile floods recorded in deep Mediterranean sediments

E. Ducassou⁽¹⁾, **T. Mulder**⁽¹⁾, **S. Migeon**⁽²⁾, **E. Gonthier**⁽¹⁾, **A. Murat**⁽³⁾, **L. Capotondi**⁽⁴⁾, **S. Bernasconi**⁽⁵⁾ and **J. Mascle**⁽²⁾

(1) Université Bordeaux 1, UMR EPOC, avenue des facultés, 33405 Talence, France

(2) Géosciences-Azur, BP48, 06235 Villefranche-sur-Mer, France

(3) Cnam-Intechmer, BP324, 50103 Cherbourg, France

(4) ISMAR – Marine Geology Section CNR, via Gobetti 101, 40129 Bologna, Italy

(5) ETH Zurich, Geologisches Institut, 8092 Zuerich, Switzerland

Abstract

Clastic mud deposits rich in continental organic matter are observed recurrently in the Nile deep-sea turbidite system. They formed during flooding periods of the river similar to those that induce sapropel formation. The very fine-grained flood deposits or clastic muds are intercalated between normal pelagic sediments, sapropels and Bouma-type turbidites. These flood deposits form by the successive reconcentrations of surface (hypopycnal) plumes by convective sedimentation, which in turn generate a fine-grained low-energy hyperpycnal flow. Consequently, these muddy clastic beds provide a direct link between deep-marine sedimentary records and continental climatic change through flood frequency and magnitude.

Keywords: eastern Mediterranean, flood-related deposits, convective sedimentation, pluvial periods, sapropels, Nile floods

Introduction

Turbidity currents are gravitational sedimentary processes in which particles are mainly supported by turbulence (Middleton and Hampton, 1973). Turbidity currents include two end-members defined according to flow duration or permanence of sediment supply: turbulent surge and underflow (Lüthi, 1980). Turbidites (deposits resulting from turbidity currents) also show great variability between the classical fining-up Bouma sequence corresponding to the deposition of a waning depletive flow (Kneller and Branney, 1995) and the coarsening-up and then fining-up hyperpycnites (Mulder et al., 2002), corresponding to the deposition of a waxing and then waning depletive flow. Turbulent surges usually result from the transformation and differentiation of a sediment failure or of a debris flow. Hyperpycnal flows are generated by flooding rivers. 71% of the world's rivers are a potential source of hyperpycnal flows (Mulder and Syvitski, 1995). Most of them are small dirty rivers with a mountainous source according to Milliman and Syvitski classification (1992) such as the Var River (France) (Mulder et al., 2001). Parsons et al. (2001) showed that this percentage can be increased to 84% by taking into account reconcentration processes such as convective sedimentation. In this latter case, hyperpycnal flows result from the reconcentration of a surface (hypopycnal) plume.

The Nile deep-sea turbidite system (NDSTS) is the most important sedimentary accumulation of the eastern Mediterranean. It results from the stacking of terrigenous sediment of the Nile River over Messinian evaporites. Its present-day morphology and geometry is controlled by the gravity-spreading of the salt/sediment package, which controls deep-sea sediment dispersal by gravity processes. The NDSTS can be subdivided from west to east into four provinces (Fig. 1): (1) the western province, characterized by active turbidite deposition, (2) the central province, characterized by failure scars and fluid-related structures, (3) the eastern province, with intense salt-related tectonics, and (4) the far eastern province, with important salt-related folding (Loncke, 2002; Mascle et al., 2006).

The eastern Mediterranean water column is composed of three superposed water masses: the Levantine Surface Water (LSW, salinity $> 39\text{‰}$; 0-200 m), the Levantine Intermediate Water ($39 > \text{LIW} > 38.7\text{‰}$; 200-500 m) and the Eastern Mediterranean Deep Water (EMDW $< 38.65\text{‰}$) (Malanotte-Rizzoli, 2001).

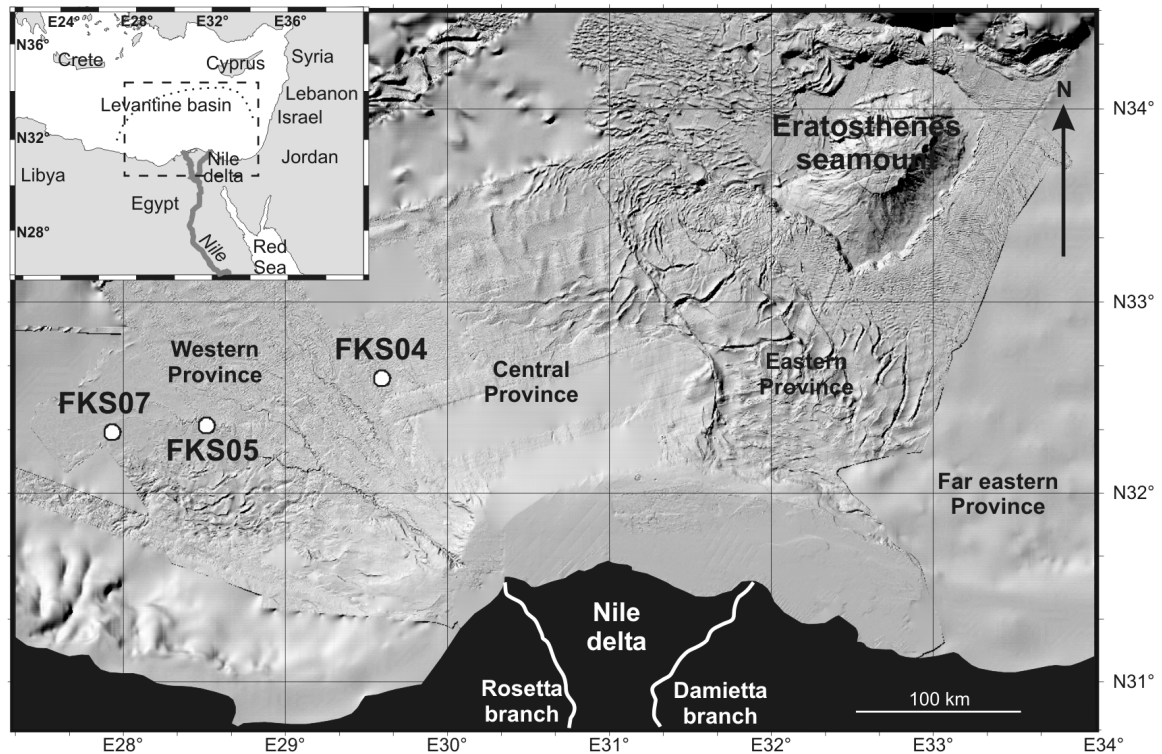


Figure 1 : Bathymetric map of the Nile margin with location of cores (white dots) used in this paper (Sardou and Mascle, 2003). Upper left corner: general map of the eastern Mediterranean showing the studied area (dashed rectangle) off the coast of the Nile delta and the NDSTS limits (dotted line).

The Nile River has a unimodal discharge curve over a year, with summer floods linked to the monsoonal circulation over the Ethiopian highland sources. During summer, the migration of InterTropical Convergence Zone (ITCZ) northward to Equator causes heavy rainfall over the headwaters, and especially over the Ethiopian highlands (Gasse, 2000). Several high-magnitude and frequent flood periods occurred during the Quaternary and have been correlated with the periodic monsoon intensification called pluvial periods (Gasse, 2006; Said, 1993; Szabo et al., 1995) especially thanks to NE Africa palaeo-lake levels (Szabo et al., 1995; Williams et al., 2000). The last wet period, called Nabtian Pluvial (Said, 1993), spread between 10/12 to 4/6 kyrs BP, depending on latitude. Said (1993) estimated discharges of the Nile river three to two time largest than modern discharges between 12,5 and 8 ka BP. The Nile inflow reduces the salinity of the coastal waters particularly during floods (Rohling, 1994; Skliris and Lascaratos, 2004) and increases the density stratification of the water column. The presence of low-density water at the surface (from river discharge and/or abundant rainfall) reduces water overturning and generates water-column stagnation.

Enhanced runoff brings more nutrients to the surface and increases productivity leading to anoxia in the bottom water and increased accumulation of organic matter in the sediments. This environment favours the episodic formation of organic-rich layers present since the Neogene and called sapropels (Béthoux and Pierre, 1999; Casford et al., 2003; Cramp and O'Sullivan, 1999; Jorissen, 1999; Kallel et al., 2000; Olausson, 1961; Paterne, 2006; Rohling, 1994).

In the Nile margin, sedimentation rates are higher during interglacial periods (Marine Isotope Stages 7, 5, 3 and 1), than during glacial periods (MIS 2, 4, 6 and 8) (Ducassou et al., 2006). The highest sedimentation rates are measured during sapropel deposition periods (S1 - Holocene to S9 - Late Pleistocene) and especially during S7, S5 and S1. These high accumulation rates are associated with the abundant occurrence of muddy beds. In this paper, we focus on specific depositional processes occurring during floods (during periods of enhanced precipitations witnessed in African palaeoclimatic records: S1/Nabtan Pluvial and beginning of MIS 3 (Bar-Matthews et al., 2000; Gasse, 2000; Gasse et Street, 1978; Gaven et al., 1981; Johnson, 1996; Rossignol-Strick, 1985, 1999; Said, 1993; Servant et Servant-Vildary, 1980; Szabo et al., 1995; Williams et al., 2000)), and their relationship with high accumulation rates and these muddy beds. Finally we propose a genetic model for their formation.

Materials and methods

Three cores collected in the western province are used in the present study (Fig. 1). Cores FKS07 (N32°20.01/E27°57.00, 2810 m water depth), FKS05 (N32°20.37/E28°29.61, 2823 m water depth) and FKS04 (N32°34.59/E29°35.27, 2221 m water depth) were collected in a distal lobe, in a channel axis and along the continental slope, respectively.

Thin sections were made after induration for sediment observation. 30 µm-thick sediment thin sections result in fresh core samples dehydrated with a graded series of acetone-water solutions, then with impregnating solution and desiccated. Image acquisition was made using a digital microscope.

Grain-size analyses were done using a Malvern laser granulometer; d90 is 90th percentile diameter on cumulative weight curve.

The stratigraphic framework was determined using the foraminiferal ecostratigraphy of the NDSTS (Ducassou et al., submitted) constrained in time using the oxygen isotope curve

and radiocarbon datings (Fig. 2). The upper part of this stratigraphic scheme is in agreement with the high resolution Holocene biostratigraphy performed on the eastern Mediterranean sea (west-southwest of Crete) (Principato et al., 2003). The studied section of core FKS05 was deposited during the most recent, Holocene, sapropel S1 (between 9 and 6.3 ¹⁴C kyr, Hilgen, 1991; Jorissen et al., 1993; Olausson, 1961; Rohling et al., 1997; and this study) (Table 1). The studied section of core FKS07 also corresponds to sapropel S1 period (Table 1) and the studied sediment interval of core FKS04 was deposited during a period of floods (around 50-60 ka; Rossignol-Strick, 1985) and may correspond to sapropel S2 observed in the eastern basin (Cita et al., 1977; Hilgen, 1991; Kroon et al., 1998; Lourens et al., 1996; Muerdter et al., 1984) at the beginning of MIS3 (Table 1). For cores FKS05 and FKS07, respectively collected in a channel and in a distal lobe, sapropel S1 period is characterized by no bypassing processes, in particular because of the high sea-level stand.

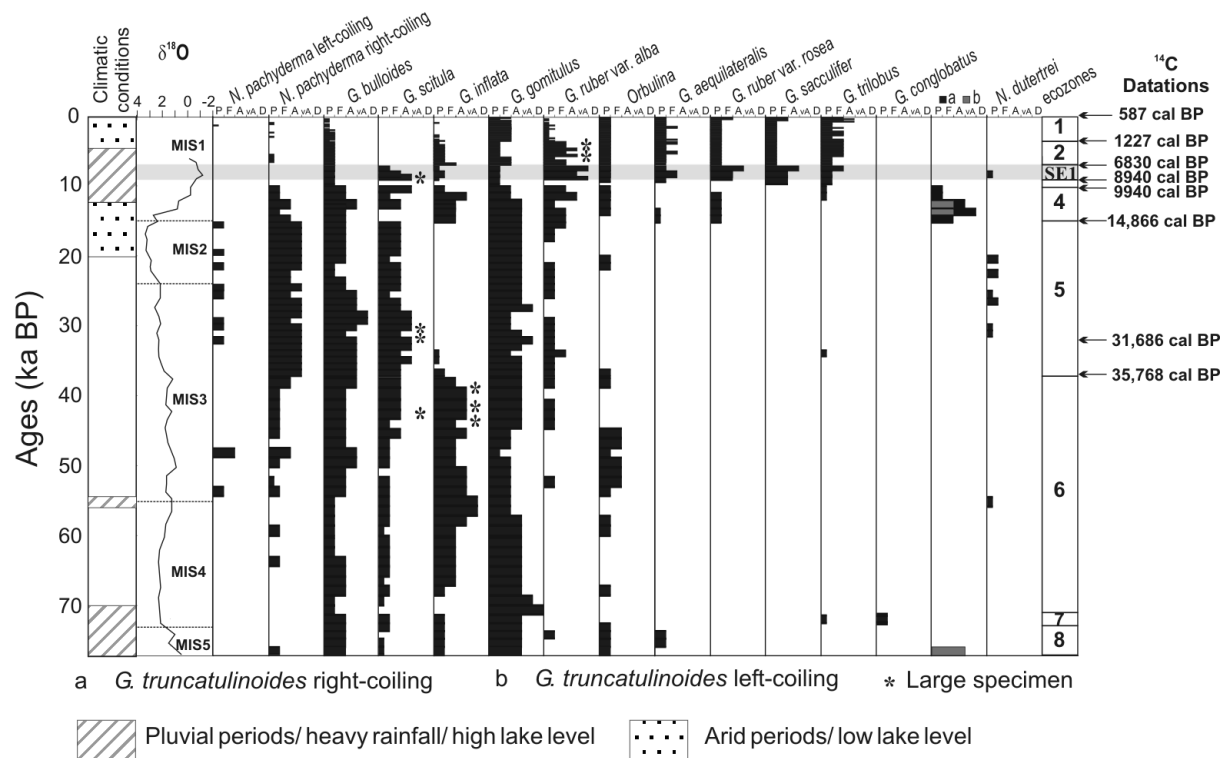


Figure 2 : Late Pleistocene-Holocene planktonic foraminiferal ecotratigraphy of the NDSTS area (more details in Ducassou et al., subm.). Ecozone boundaries have been calibrated by ¹⁴C AMS radiometric dates and by the stable oxygen isotope record performed on *Globigerinoides ruber* var. *alba* (second column). All radiocarbon dates were corrected for marine age reservoir difference (400 years) (Siani et al., 2001). The samples presenting conventional AMS ¹⁴C younger than 21,786 BP were calibrated by using CALIB Rev 5.0 program and “global” marine calibration data set (marine 04.14c) (Hughen et al., 2004;

Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver et al., 2005). Ages indicated there correspond to the median probability of the probability distribution (Telford et al., 2004). ^{14}C radiometric ages older than 21,786 years BP were calibrated thanks to the polynomial relation of Bard (1998). The first column corresponds to the climate conditions over the Nile drainage basin after literature (see text).

Core sample	<i>N. pachyderma</i> left-coiling	<i>N. pachyderma</i> right-coiling	<i>G. bulloides</i>	<i>G. scitula</i>	<i>G. inflata</i>	<i>G. gomitulus</i>	<i>G. ruber</i> var. <i>alba</i>	<i>Orbulina</i>	<i>G. aequilateralis</i>	<i>G. ruber</i> var. <i>rosea</i>	<i>G. sacculifer</i>	<i>G. trilobus</i>	<i>G. conglobatus</i>	<i>G. truncatulinoides</i> right-coiling	<i>G. truncatulinoides</i> left-coiling	<i>N. dutertrei</i>	Remarks	Ecozones
FKS05 a			P	P	P	P	A	P	P	F	A	F				P	Presence of Pteropods <i>Limacina</i>	SE1
FKS05 b			P	P	P	P	A	P	P	F	F	P				P	Presence of Pteropods <i>Limacina</i>	SE1
FKS05 c			P	F	P	P	A	P	F	F	F	F				P	Presence of Pteropods <i>Limacina</i>	SE1
FKS07 d			P	P	P	P	A	P	P	F	F	P				P	Presence of Pteropods <i>Limacina</i>	SE1
FKS07 e			P	P	P	P	A	P	P	F	F	P				P	Presence of Pteropods <i>Limacina</i>	SE1
FKS04 f			F	F	vA	A										P		6
FKS04 g			F	F	vA	A										P		6

Table 1 : Planktonic foraminifer frequency (D = dominant (> 40%); vA = very abundant (30-40%); A = abundant (15-30%); F = frequent (5-15%); P = present (< 5%)) in pelagic samples from cores FKS05, FKS07 and FKS04, and corresponding ecozones from Ducassou et al. (submitted). The different core levels studied for ecostratigraphy are indicated by a letter along the X-ray profiles presented in figure 3.

The fine-grained beds

The fine-grained beds are made of structureless, slightly graded clastic muds dominated by terrigenous particles (Fig. 3, facies 4). They consist of clay and fine silt (grain size does not exceed 40 μm), dark olive grey to dark grey (*i.e.* Munsell soil color 5Y 3/2 to 5Y 4/1), containing ligneous fragments and patches of amorphous organic matter. They are almost azoic and without bioturbation. The total carbonate content, mostly composed of reworked

nannofossils (Giraudeau, pers. comm.), is less than 1%. The silt fraction includes quartz, biotite, pyroxenes and amphiboles, constituting the typical mineral assemblage from the Nile tributaries (Foucault and Stanley, 1989). These fine-grained beds are unusual because they do neither correspond to Bouma sequences (Bouma, 1962) (turbiditic processes) nor hemipelagites (azoic beds).

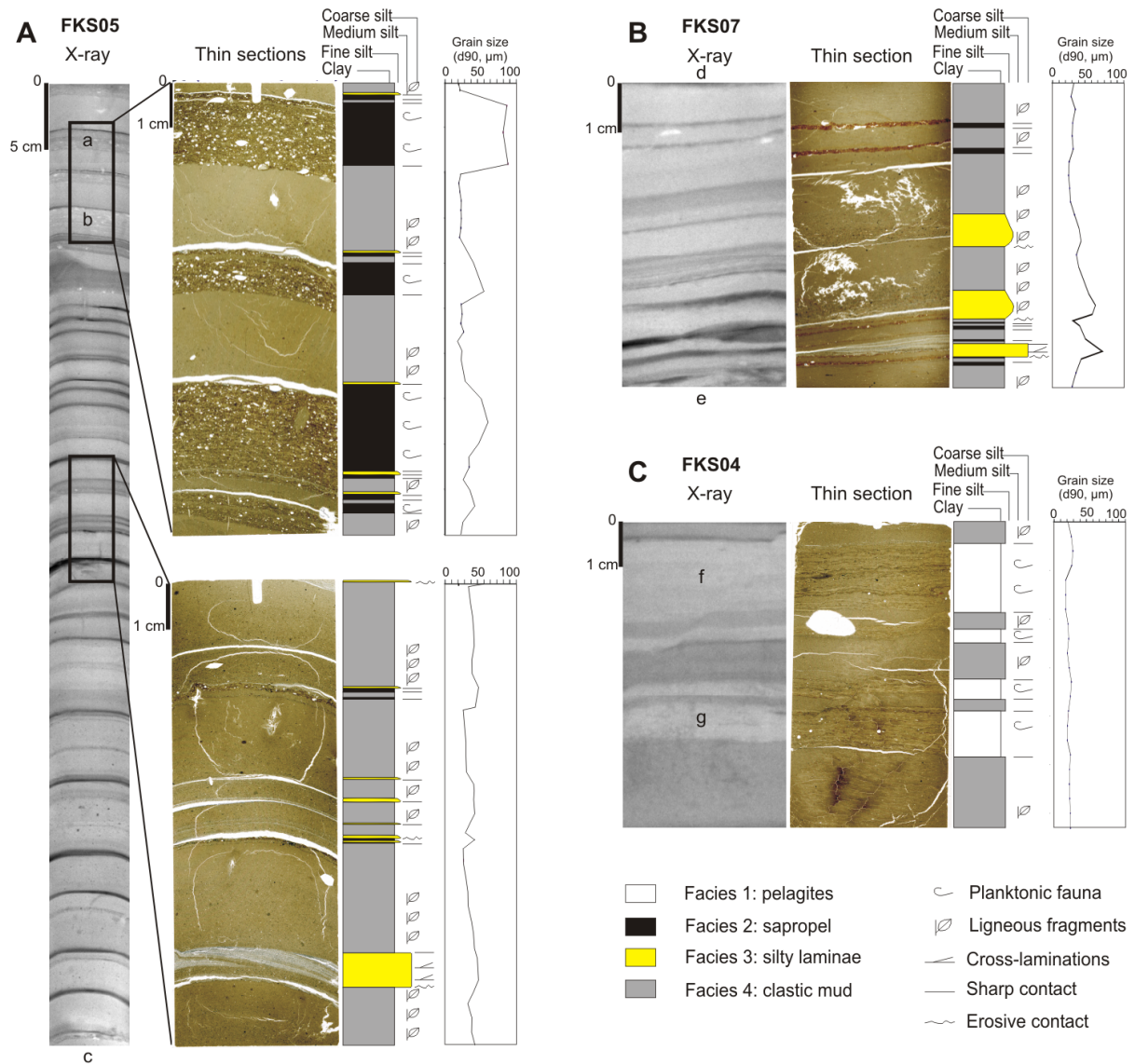


Figure 3 : X-ray images on cores FKS05 (A), FKS07 (B) and FKS04 (C), sediment thin sections, grain-size and sequence interpretation. Small letters on X-ray images correspond to studied samples for ecostratigraphical datings which results are shown in the Table 1. (A) and (B): sapropel S1 period, (C): period of floods at the beginning of MIS 3.

In some cases, the clastic mud beds are associated with silty laminated beds (Fig. 3, facies 3) showing commonly planar, horizontal or cross stratifications. Their mineralogy is similar to the one from muddy beds. They are mostly fine silts (~20-30 μm) with 2 to 30% of clays. Their total carbonate content never exceeds 10%. They also contain large woody fragments and show fining-upward trends, suggesting that they correspond to fine-grained, base-cut-out Bouma sequences.

These clastic beds are interbedded with two types of pelagic deposits: sapropels (Fig. 3, facies 2) and classical pelagites (Fig. 3, facies 1). The contact between the clastic mud layers and the other deposits is always sharp suggesting bypass or that little erosion occurred. Sapropels are enriched in red-brown amorphous organic matter, organized in discontinuous laminae intercalated with pelagic discontinuous laminae. They also contain brown to black continental organic particles (woody fragments) and can be bioturbated at the top. Grain-size distribution shows a bimodal distribution with the largest abundance in the clay size and a smaller abundance around 200 μm corresponding to planktonic fauna. Their carbonate content is up to 30%. Pelagites are made of beige clay laminae without continental organic matter or ligneous fragments. These nanno and foraminifera oozes or marls with sporadic Pteropods are bioturbated. Grain-size histograms show deposits with a large peak in the clay fraction and a small peak around 200 μm corresponding to the planktonic fauna. Their total carbonate content is up to 45%.

These foraminiferal-rich pelagic layers interrupted by the unusual mud beds are also characterized by an increase in abundance (more than 10%) of the low-salinity species *Neogloboquadrina dutertrei*. This taxon is used as a salinity index in the Mediterranean (Cita et al., 1982; Cita et al., 1977; Ryan, 1972; Thunell et al., 1977; Vergnaud-Grazzini et al., 1977) and indicates low salinity surface water in the NDSTS during periods of clastic mud deposition.

A genetic model for the unusual clastic mud layers

The periods of deposition of the clastic muds are synchronous with periods of increased Nile floods. The clastic muds are interbedded either with sapropels that mostly form during flooding periods of the Nile, or with pelagic layers showing evidence of a rapid and large fresh-water input without formation of sapropels. These frequent and high-magnitude floods occurred during pluvial periods. These periods are characterized by a longer duration of the

rainfall season and the development of a denser vegetal cover in the Nile source area (Adamson et al., 1980; Gasse and Van Campo, 1994; Williams and Adamson, 1980). Consequently, both mechanical erosion rate in the drainage basin and coarse-particle supply at the river mouth decrease (Krom et al., 2002; Williams and Adamson, 1980; Woodward et al., 2001). This suggests an inverse relationship between water and sediment discharge. However, a part of the decrease of coarse clastic-particle supply during pluvial periods is replaced by the increase of both fine-grained particles and organic matter at the river mouth (Krom et al., 2002; Williams and Adamson, 1980). During these periods, the strong Mediterranean water stratification and high densities of surface waters ($> 1,028$) prevents the direct formation of hypopycnal plumes at the Nile River mouth. Consequently, during the monsoon-related pluvial periods, high suspended-sediment concentrations generate the formation of large hypopycnal plumes.

The unusual clastic mud beds are enriched in ligneous fragment suggesting a continental source and a direct input from the Nile River. The organic fragments are observed up to 300 km from the river mouth. This, associated with the good preservation of organic matter and the ligneous texture, suggests that the transport process is fast. The rapid sedimentation is also attested by the lack of planktonic fauna and the absence of bioturbation. The frequency of these beds is consistent with a rapid deposition: in core FKS05, more than 40 events are observed during the ~ 2500 yrs of sapropel S1 duration.

The absence of sedimentary structure in the unusual clastic mud beds could be related to the absence of traction at the bed but also to the fact that they are too fine-grained to allow formation of dynamic sedimentary structures. The sharp contact between the clastic beds and the interbedded pelagic deposits is a more convincing evidence for a short transport along the seafloor. The grading of the beds suggests that deposition from suspension is the most important process in the formation of these beds.

The convective sedimentation concept developed by Parsons et al. (2001) is realistic to explain the fast transfer toward the seafloor of the fine-grained sediment supplied by the Nile hypopycnal plumes. This model shows major floods which generate the discharge of a warm, fresh and particle-laden fluid over relatively dense, cold and salty water. In the eastern basin, marine waters are as warm as river waters but Hoyal et al. (1999a) showed that finally

temperature gradient between the riverine outflow and the ambient has a minor effect on the flux. The surface plumes are subject to a convective instability driven by the combination of fresh sediment-laden plume with internal particle settling. The experiments of Parsons et al. (2001) and Hoyal et al. (1999b) show that convection occurs at sediment concentrations as low as 1 kg/m^3 . It takes the form of millimetre-scale, sediment-laden fingers descending from the base of the surface plume (Fig. 4). Before the Aswan High Dam construction, the solid discharge during summer flood was 1.6 kg/m^3 for current flood discharge of $9000 \text{ m}^3/\text{s}$ (Said, 1993). This author has evaluated the discharge during the Nabtian pluvial period about two to three times the modern value. Thus, even if it will remain difficult to definitely quantify the solid discharge in ante-historic times, it can be estimate between 3 and 5 kg/m^3 during major floods using the linear relation between discharge and solid load defined in rivers by Coleman and Wright (1975), Emery and Milliman (1978) and Allen et al. (1979). These estimations are largely above the threshold value of Parsons et al. (2001) and Hoyal et al. (1999b).

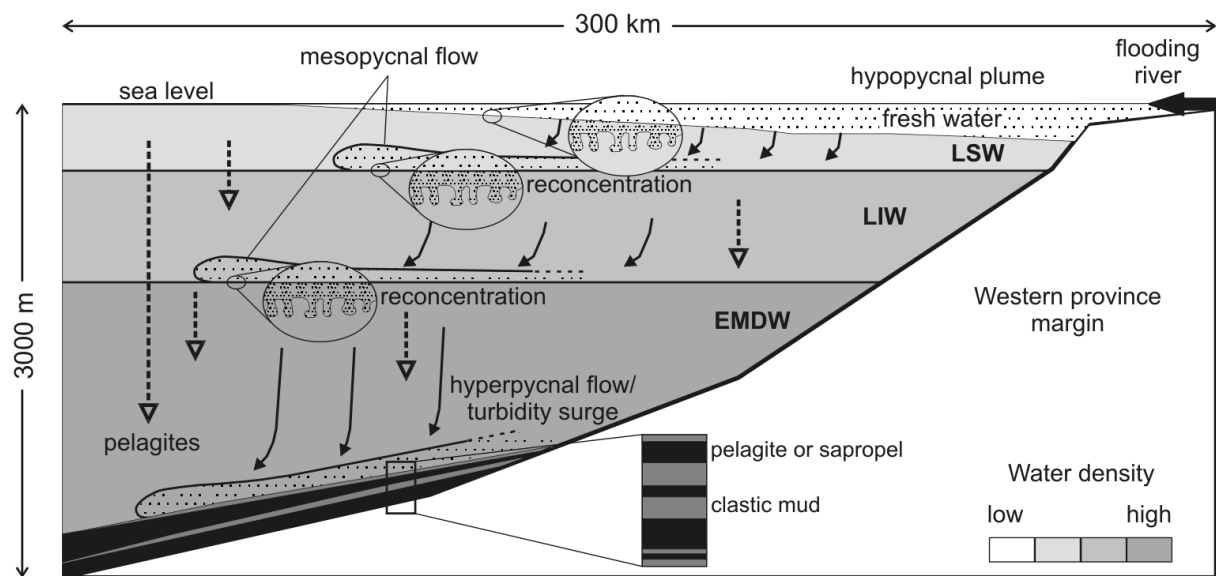


Figure 4 : Sedimentation processes occurring seaward of the Nile river mouth during floods. Because of the low particle load of the river, only a hypopycnal plume exists. Convective sedimentation generates mesopycnal plumes moving along the superposed pycnoclines and finally a fine-grained hyperpycnal flow. LSW: Levantine Surface Water; LIW: Levantine Intermediate Water; EMDW: Eastern Mediterranean Deep Water.

If we apply their model to the Nile system, the freshwater hypopycnal plume reconcentrates and forms a mesopycnal flow moving along the LSW/LIW pycnocline. This

first mesopycnal flow itself reconcentrates and plunges forming a second mesopycnal flow at the LIW/EMDW pycnocline (Fig. 4). The density stratification of the basin is directly responsible for the spreading and the speed of mesopycnal flows through the water column (Rimoldi et al., 1996). The last convective sedimentation forms a flow that reaches the seafloor (hyperpycnal flow). This is a very low energy flow, unable to erode the seafloor and rapidly depositing the observed muddy beds that disrupts the pelagic sedimentation or sapropel formation. When sediment input is higher, the convective sedimentation is more intense, reconcentration velocities higher, generating a turbidity surge and the muddy beds are replaced by fine base cut-out turbidites.

In the NDSTS, convective sedimentation and muddy clastic bed deposition are limited to intensified periods of Nile floods and enhanced water stratification with or without sapropel formation. These deposits have a great potential for the interpretation of deep-marine palaeoclimate records obtained near continental margins as they link deep-marine sedimentary records to continental climatic change by recording flood frequency and magnitude. This millennial-scale clastic deposit fluctuation has been recorded in response to rapid climatic changes. These unusual muddy beds, in the NDSTS, are witnesses of Nile palaeofloods.

Moreover, convective sedimentation can transport large amount of terrestrial organic carbon efficiently to the DSTS. Flood/pluvial periods would thus provide implications for assessment of past climate changes and also for prediction of hydrocarbon reservoir/source potential.

Acknowledgements

The authors are grateful to IFREMER and the crew of the R/V Le Suroît for their technical assistance during the Fanil cruise. We wish to thank G. Chabaud, B. Martin, D. Poirier and J. St Paul for their laboratory assistance. We also thank T. Corrège, F.E. Grousset and M. Revel-Rolland for their constructive reviews and comments. We acknowledge financial support by the French Programme "GDR Marges". This is an UMR-CNRS EPOC 5805 contribution number 1606.

References

- Adamson, D. A., Gasse, F., Street, F. A., and Williams, M. A. J. (1980). Late Quaternary history of the Nile. *Nature* **288**, 50-55.
- Allen, G. P., Laurier, D., and Thouvenin, J. (1979). Etude sédimentologique du delta de la Mahakam. In "Notes et Mémoires." (Total, Ed.), pp. 58-63. Compagnie Française des Pétroles, Paris.
- Bard, E. (1998). Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **62**, 2025-2038.
- Bard-Matthews, M., Ayalon, A., and Kaufman, A. (2000). Timing and hydrological conditions of Sapropel events in the Eastern Mediterranean, as evident from speleothems, Soreq cave, Israel. *Chemical Geology* **169**, 145-156.
- Béthoux, J.-P., and Pierre, C. (1999). Mediterranean functioning and sapropel formation: respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean. *Marine Geology* **153**, 29-39.
- Bouma, A. H. (1962). Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. *Elsevier*, 168.
- Casford, J. S. L., Rohling, E. J., Abu-Zied, R. H., Fontanier, C., Jorissen, F. J., Leng, M. J., Schmiedl, G., and Thomson, J. (2003). A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **190**, 103-119.
- Cita, M. B., Broglia, C., Malinverno, A., Spezzibottiani, G., Tomadin, L., and Violanti, D. (1982). Late Quaternary pelagic sedimentation on the southern calabrian ridge and western Mediterranean ridge, eastern Mediterranean. *Marine Micropaleontology* **7**, 135-162.
- Cita, M. B., Vergnaud Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N., and d'Onofrio, S. (1977). Paleoclimatic record of a long deep-sea core from the eastern Mediterranean. *Quaternary Research* **8**, 205-235.
- Coleman, J. M., and Wright, L. D. (1975). Modern River Deltas: variability of processes and sand bodies. In "Deltas." (M. L. Broussard, Ed.), pp. 99-149. Houston Geological Society.

Cramp, A., and O'Sullivan, G. (1999). Neogene sapropels in the Mediterranean: a review. *Marine Geology* **153**, 11-28.

Emery, K. O., and Milliman, J. D. (1978). Suspended matter in surface waters: influence of river discharge and of upwelling. *Sedimentology* **25**, 125-140.

Ducassou, E., Capotondi, L., Murat, A., Bernasconi, S., Mulder, T., Gonthier, E., Migeon, S., Duprat, J., Giraudeau, J., and Mascle, J. (submitted). Multiproxy Late Quaternary stratigraphy of the Nile deep-sea turbidite system – Towards a chronology of deep-sea terrigenous systems. *Sedimentary Geology*.

Ducassou, E., Migeon, S., Mulder, T., Gonthier, E., Murat, A., Bernasconi, S., Duprat, J., Capotondi, L., and Mascle, J. (2006). The Nile deep-sea turbidite system: characterization and evolution of sedimentary processes during Late Quaternary. In “Geological Society of London/SEPM Conference – External controls on deep-water depositional systems: climate, sea-level and sediment flux”. London.

Foucault, A., and Stanley, D. J. (1989). Late Quaternary palaeoclimatic oscillations in East Africa recorded by heavy minerals in the Nile delta. *Nature* **339**, 44-46.

Gasse, F. (2000). Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* **19**, 189-211.

Gasse, F. (2006). Climate and hydrological changes in tropical Africa during the past million years. *Comptes Rendus Palevol* **In Press, Corrected Proof**.

Gasse, F. and Street, F. A. (1978). Late Quaternary lake-level fluctuations and environments of the northern rift valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **25**, 145-150.

Gasse, F., and Van Campo, E. (1994). Abrupt post-glacial climate events in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth and Planetary Science Letters* **126**, 435-456.

Gaven C., Hillaire-Marcel, C., Petit-Maire, N. (1981). A Pleistocene lacustrine episode in southeastern Lybia. *Nature* **290**, 131-133.

Hilgen, F. J. (1991). Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale. *Earth and Planetary Science Letters* **104**, 226-244.

Hoyal, D. C. J. D., Bursik, M. I., and Atkinson, J. F. (1999a). The influence of diffusive convection on sedimentation from buoyant plumes. *Marine Geology* **159**, 205-220.

Hoyal, D. C. J. D., Bursik, M. I., and Atkinson, J. F. (1999b). Settling-driven convection: a mechanism of sedimentation from stratified fluids. *Journal of Geophysical Research* **104**, 7953-7966.

Hughen, K. A., Baillie, M. G. L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Bertrand, C., Blackwell, P. G., Buck, C. E., Burr, G., Cutler, K. B., Damon, P. E., Edwards, R. L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T. P., Kromer, B., McCormac, F. G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P. J., Reimer, R. W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F. W., van der Plicht, J., and Weyhenmeyer, C. E. (2004). Marine 04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* **46**, 1059-1086.

Johnson, T. C. (1996). Sedimentary processes and signals of past climate change in the large lakes of East African Rift Valley. In "The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the Eastern African Lakes" (Johnson, T.C. and Odada, E.O., Eds). pp.367-412. Gordon and Breach, Amsterdam.

Jorissen, F. J. (1999). Benthic foraminiferal successions across Late Quaternary Mediterranean sapropels. *Marine Geology* **153**, 91-101.

Jorissen, F. J., Asioli, A., Borsetti, A. M., Capotondi, L., de Visser, J. P., Hilgen, F. J., Rohling, E. J., Van der Borg, K., Vergnaud-Grazzini, C., Zachariasse, W. J. (1993). Late Quaternary Central Mediterranean biochronology. *Marine Micropaleontology* **21** (1-3), 169-189.

Kallel, N., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M., and Montacer, M. (2000). Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **157**, 45-58.

Kneller, B. C., and Branney, M. J. (1995). Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive beds. *Sedimentology* **42**, 607-616.

Krom, M. D., Stanley, D. J., Cliff, R. A., and Woodward, J. C. (2002). Nile River sediment fluctuations over the past 7000 yr and their key role in sapropel development. *Geology* **30**, 71-74.

Kroon, D., Alexander, I., Little, M., Lourens, L. J., Matthewson, A., Roberston, A. H. F., and Sakamoto, T. (1998). Oxygen isotope and sapropel stratigraphy in the eastern

Mediterranean during the last 3.2 million years. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* **Leg 160**, 181-189.

Loncke, L. (2002). "Le delta profond du Nil: structure et évolution depuis le Messinien (Miocène Terminal)." Unpublished PhD thesis, université P. et M. Curie (Paris 6).

Lourens, L. J., Antonarakou, F. J., Hilgen, F. J., Van Hoof, A. A. M., Vergnaud Grazzini, C., and Zachariasse, W. J. (1996). Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography* **11**, 391-431.

Lüthi, S. (1980). Some new aspects of two-dimensional turbidity currents. *Sedimentology* **28**, 97-105.

Malanotte-Rizzoli, P. (2001). Currents Systems In The Mediterranean Sea. In "Encyclopedia of Ocean Sciences." (J. H. Steele, Ed.), pp. 605-612. Academic Press, Oxford.

Mascle, J., Sardou, O., Loncke, L., Migeon, S., Caméra, L., and Gaullier, V. (2006). Morphostructure of the Egyptian continental margin: Insights from swath bathymetry survey. *Marine Geophysical Researches* **27**, 49-59.

Middleton, G. V., and Hampton, M. A. (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In "Turbidity and Deep Water Sedimentation." (G. V. Middleton, and A. H. Bouma, Eds.), pp. 1-38. SEPM.

Milliman, J.D., and Syvitski, J.P.M. (1992). Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *Journal of Geology* **100**, 525-544.

Muerdter, D. R., Kennett, J. P., and Thunell, R. C. (1984). Late Quaternary sapropel sediments in the eastern Mediterranean Sea: faunal variations and chronology. *Quaternary Research* **21**, 385-403.

Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., and Faugères, J.-C. (2002). Inversely-graded turbidite sequences in the deep Mediterranean. A record of deposits by flood-generated turbidity currents? *Reply. Geo-Marine Letters* **22**, 112-120.

Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., and Jouanneau, J. M. (2001). Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *Geology* **29**, 1011-1014.

Mulder, T., and Syvitski, J. P. M. (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* **103**, 285-299.

Olausson, E. (1961). *Studies of deep-sea cores. Rep. Swed. Deep-Sea Exped. 1947-1948* **8(4)**, 323-438.

Parsons, J. D., Bush, J. W. M., and Syvitski, J. P. M. (2001). Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations. *Sedimentology* **48**, 465-478.

Paterne, M. (2006). Les variations climatiques au Pléistocène en région méditerranéenne. *Comptes Rendus Palevol* **In Press, Corrected Proof**.

Principato, M.S., Giunta, S., Corselli, C., and Negri, A. (2003). Late Pleistocene-Holocene planktonic assemblages in three box-cores from the Mediterranean Ridge area (west-southwest of Crete): palaeoecological and palaeoceanographic reconstruction of sapropel S1 interval. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **190**, 61-77.

Rimoldi, B., Alexander, J., and Morris, S. (1996). Experimental turbidity currents entering density-stratified water: analogues for turbidites in Mediterranean hypersaline basins. *Sedimentology* **43**, 527-540.

Rohling, E. J. (1994). Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology* **122**, 1-28.

Rohling, E. J., Jorissen, F. J. and De Stigter, H. C. (1997). 200 year interruption of Holocene sapropel formation in the Adriatic Sea. *Journal of Micropaleontology* **16(2)**, 97-108.

Rosignol-Strick, M. (1985). Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **49 (3-4)**, 237-263.

Rosignol-Strick, M. (1999). The Holocene climatic optimum and pollen records of sapropel 1 in the eastern Mediterranean, 9000-6000 BP. *Quaternary Science Reviews* **18 (4-5)**, 515-530.

Ryan, W. B. F. (1972). Stratigraphy of Late Quaternary sediments in the Eastern Mediterranean. In "The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory." (D. J. Stanley, Ed.), pp. 149-169.

Said, R. (1993). "The River Nile. Geology, Hydrology and Utilization." Pergamon, Oxford, England.

Sardou, O. and Mascle, J. (2003). Cartographie par sondeur multifaisceaux du delta sous-marin profond du Nil et ses domaines voisins. Deux cartes (morphobathymétrie et mosaïques d'images acoustiques), special publication CIESM.

Servant, M. and Servant-Vildary, S. (1980). L'environnement quaternaire du bassin du Tchad. In « The Sahara and the Nile: Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa » (Williams, M.A.J. and Faure, H., Eds). pp. 133-162. A.A. Balkema, Rotterdam.

Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M., and Haddad, G. (2001). Mediterranean sea-surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum. *Science* **294**, 1917-1920.

Skliris, N., and Lascaratos, A. (2004). Impacts of the Nile River damming on the thermohaline circulation and water mass characteristics of the Mediterranean Sea. *Journal of Marine Systems* **52**, 121-143.

Stuiver, M., and Reimer, P. J. (1993). Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* **35**, 215-230.

Stuiver, M., Reimer, P. J., and Reimer, R. W. (2005). CALIB 5.0. In "(WWW program and documentation)."

Szabo, B. J., Haynes, J., C. V., and Maxwell, T. A. (1995). Ages of Quaternary pluvial episodes determined by uranium-series and radiocarbon dating of lacustrine deposits of Eastern Sahara. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **113**, 227-242.

Telford, R. J., Heegaard, E., and Birks, H. J. B. (2004). The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age. *Holocene* **14**, 296-298.

Thunell, R. C., Williams, D. F., and Kennett, J. P. (1977). Late Quaternary paleoclimatology, stratigraphy and sapropel history in Eastern Mediterranean deep-sea sediments. *Marine Micropaleontology* **2**, 371-388.

Vergnaud-Grazzini, C., Ryan, W. B. F., and Cita, M. B. (1977). Stable isotopic fractionation, climate change and episodic stagnation in the Eastern Mediterranean during the Late Quaternary. *Marine Micropaleontology* **2**, 353-370.

Williams, M. A. J., Adamson, D., Cock, B., and McEvedy, R. (2000). Late Quaternary environments in the White Nile region, Sudan. *Global and Planetary Change* **26**, 305-316.

Williams, M. A. J., and Adamson, D. A. (1980). Late Quaternary depositional history of the Blue and White Nile rivers in central Sudan. *In* "The Sahara and the Nile." (M. A. J. a. F. Williams, H., Ed.), pp. 281-304. Balkema, A.A., Rotterdam.

Woodward, J. C., Macklin, M. G., and Welsby, D. (2001). The Holocene fluvial sedimentary record and alluvial geoarchaeology in the Nile Valley of northern Sudan. *In* "River basin sediment systems: Archives of environmental change." (D. Maddy, and e. al., Eds.), pp. 327-355, Rotterdam.

**CHAPITRE III : SYNTHÈSE : EVOLUTION DU
SYSTEME A DIFFERENTES ECHELLES**

Ce chapitre propose une synthèse et une discussion des informations obtenues dans les deux chapitres précédents, afin de conjuguer la nature des processus sédimentaires et leur variabilité dans l'espace et dans le temps. Cette étude est faite délibérément à différentes échelles spatiales et temporelles pour montrer la large gamme d'informations collectées. Cette démonstration commence par une évolution paléogéographique générale de l'ensemble du STPN, puis elle se focalise sur une étude plus précise à l'échelle des provinces. Les provinces fonctionnant alternativement, cette focalisation géographique permet de mener une étude temporelle de plus en plus précise.

Les résultats tirés de cette étude spatio-temporelle multi-échelles alimenteront une discussion sur les différents facteurs contrôlant la sédimentation sur le STPN.

A - EVOLUTION GENERALE

Cette première partie présente une synthèse sur les processus sédimentaires identifiés par grandes périodes de temps à l'échelle de l'ensemble du STPN afin de donner une vue générale de leur variabilité spatio-temporelle. La période de temps étudiée ici correspond au Quaternaire récent. Elle s'étend de 250 ka à l'actuel et a été découpée en neuf époques, distinguées par des conditions climatiques et eustatiques caractéristiques. Ces deux facteurs sont ceux qui forcent la sédimentation au Quaternaire récent. Les variations climatiques ont été aisément identifiées grâce aux écozones (Chapitre I, Partie 2). Les oscillations du niveau marin relatif sont le principal facteur forçant sur la sédimentation des STP (Shanmugam et al., 1985; Posamentier et Vail, 1988; Posamentier et al., 1991). Elles sont cependant les plus difficiles à quantifier. En effet, elles sont affectées de grandes incertitudes liées aux estimations sur les courbes isotopiques, aux problèmes de corrélation et de datations des affleurements côtiers, et à la rareté de ces derniers. Des modèles prédictifs sont également utilisés pour interpoler les changements du niveau marin et la migration des traits de côte entre les données observées limitées spatialement et temporellement (Lambeck et Purcell, 2005). Les informations concernant les variations du niveau marin relatif utilisées dans les paragraphes qui suivent ont été obtenues grâce aux données bibliographiques les plus précises et les plus proches géographiquement.

Les époques de chaque reconstruction paléogéographique sont présentées ici dans l'ordre chronologique : **l'interglaciaire du stade isotopique 7** (haut niveau marin relatif), le

stade glaciaire 6 (bas niveau marin relatif), la **terminaison II** (remontée du niveau marin), le **dernier interglaciaire SIM 5** (haut niveau marin relatif / période pluviale), les **stades isotopiques 3 et 4** (bas niveau marin relatif), le **dernier maximum glaciaire SIM 2** (bas niveau marin relatif / période aride), la **terminaison I** (remontée du niveau marin / période pluviale), l'**Optimum Climatique de l'Holocène** (haut niveau marin relatif / période pluviale) et enfin la **période aride de l'Holocène** (haut niveau marin / période aride). Ce découpage vise à mieux comprendre le rôle du glacio-eustatisme et du climat qui se traduit sous la forme de débits accrus ou diminués, respectivement pendant les périodes pluviales et arides. Les périodes de baisse du niveau marin relatif (entrée en période glaciaire) n'ont pu être étudiées en détail car les dépôts de ces époques sont quasi inexistantes ou trop condensés sur l'ensemble du STPN.

1) *SIM 7*

Cette période a été identifiée dans les carottes grâce aux écozones 16 à 21, dont les écozones des sapropèles 7, 8 et 9 (Chapitre I, Partie 2). Cependant, peu de carottes atteignent cette période et les données restent donc fragmentaires. L'époque concernée ici s'étend de 250 à 190 ka.

a) Niveau marin

La période interglaciaire définie par le SIM 7 est assez semblable au dernier interglaciaire (SIM 5), c'est-à-dire globalement avec un haut niveau marin relatif et des phases de fluctuations. Ainsi, trois périodes de haut niveau marin relatif ont été observées : 7a, 7c et 7e (Zazo, 1999; Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004). D'après Antonioli et al. (2004), en mer Tyrrhénienne, le 7a aurait atteint 21 m au-dessous du niveau actuel. Le 7c a été la période du plus haut niveau marin relatif de ce stade sans toutefois dépasser le niveau marin actuel (-18 m). Les périodes de bas niveau marin ont été très courtes (moins de 10 ka) mais ont pu atteindre 80 m en dessous du niveau actuel (Waelbroeck et al., 2002). Le trait de côte sur la figure III-1 a été tracé suivant l'isobathe -20 m sur la carte bathymétrique actuelle. La morphologie côtière devait donc être très différente, notamment au niveau du delta où les variations dans les apports sédimentaires modifient fortement la topographie des embouchures.

b) Climat

Cette époque a été décrite comme une période pluviale dans des lacs d’Egypte et du Soudan et dans le désert du Sinaï par seulement deux auteurs (Klein et al., 1990; Szabo et al., 1995). Cependant, un consensus existe sur le fait que cette période a été ponctuée par **trois périodes** de précipitations et donc **de fortes crues**. Ces périodes se sont traduites dans le bassin profond par le dépôt de sapropèles. Elles ont duré respectivement 6 ka (200-194 ka), 10 ka (225-215 ka) et 2 ka (242-240 ka).

c) Régime du fleuve

Le fleuve était dans sa phase faible et erratique (Said, 1993), caractérisée par de faibles débits, sauf pendant les trois périodes évoquées dans le paragraphe précédent.

d) Processus sédimentaires

Sur la figure III-1, on remarque que peu de carottes témoignent des processus sédimentaires de cette époque : il est donc difficile d’en déduire le fonctionnement du STPN. La majorité des carottes présente des dépôts hémipélagiques dans les provinces extrême orientale et orientale. La carotte (84MD647) située aux abords de failles d’origine salifère dans la province orientale a enregistré une coulée de débris. La carotte (MD90-965) la plus distale de la province centrale reçoit des apports turbiditiques. D’après ces données, il est impossible de conclure quant à l’existence d’un ou de plusieurs éventails turbiditiques dans le STPN à cette époque.

2) *SIM 6*

Cette période, qui s’étend de 190 ka à 135 ka, se repère dans les carottes grâce aux écozones 14 et 15 ainsi que l’écozone caractéristique du sapropèle 6. Les deux tephra W2 et W3 permettent également de la dater et de préciser l’âge dans l’écozone 14 (Chapitre I, Partie 2).

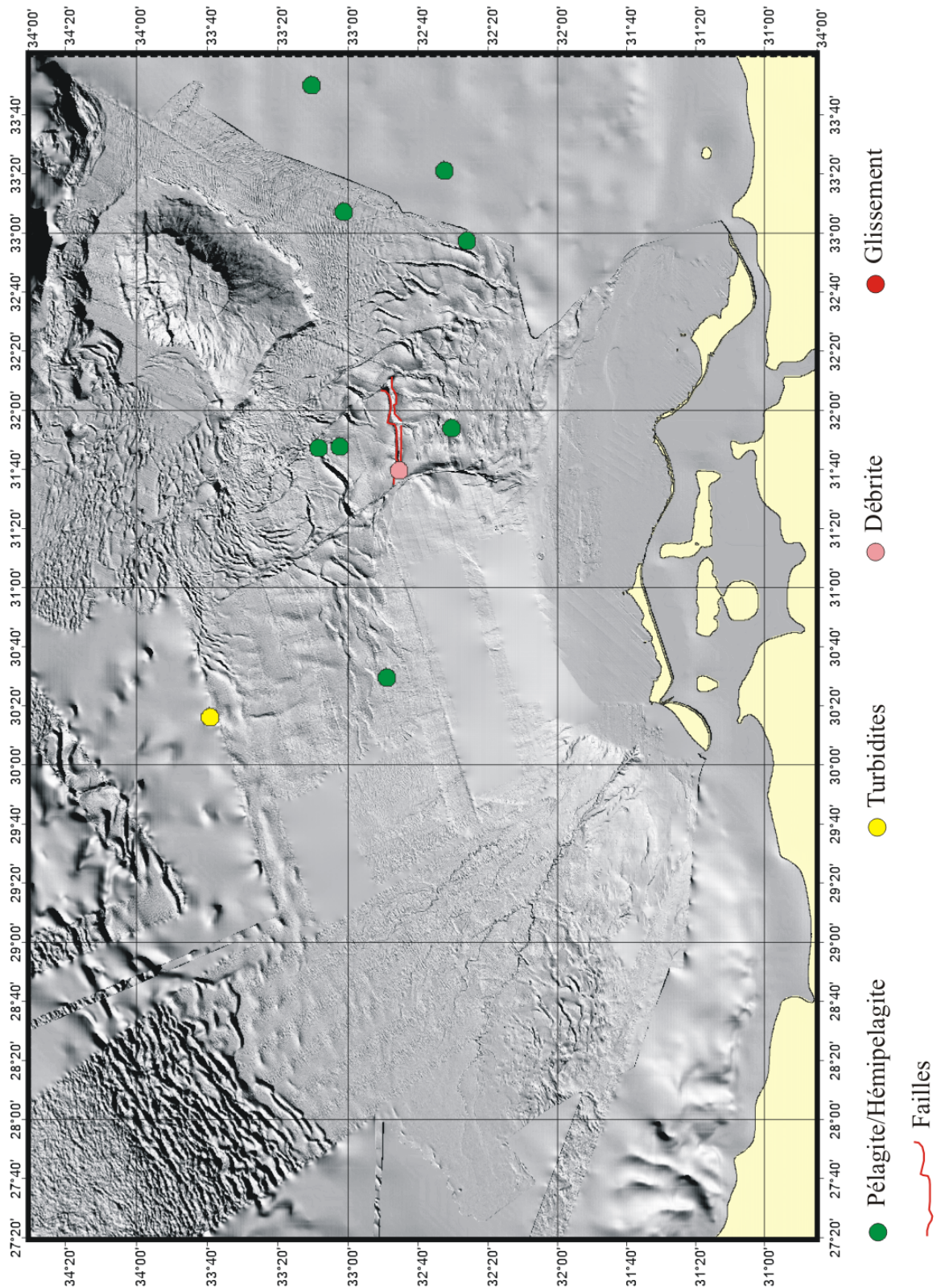


Figure III-1 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période de haut niveau marin relatif du stade isotopique 7 (190 – 242 ka).

a) Niveau marin

Le stade isotopique 6 se caractérise par un **niveau marin relatif bas**, jusqu'à 125 m au-dessous du niveau actuel (6a) (Bard et al., 2002; Waelbroeck et al., 2002). La période de plus haut niveau marin relatif du SIM 6 correspond au 6e avec un niveau marin en dessous de -54 m par rapport au niveau actuel (Antonioli et al., 2004). Le trait de côte de la figure III-2 correspond à l'isobathe -125 m (niveau marin minimal) de la carte bathymétrique actuelle. Le réseau hydrographique du delta de l'époque débouchait donc en bordure de plate-forme.

b) Climat

Si le niveau marin relatif bas traduit une période glaciaire particulièrement marquée dans les hautes latitudes, le bassin versant du Nil est soumis à une période pluviale (**Pluvial saharien**) qui débute vers 190 ka et se termine vers 70 ka (Said, 1993). La migration de la zone de convergence inter-tropicale (ZCIT) et du front polaire vers le sud pendant cette période a eu pour conséquence de fortes précipitations pendant l'hiver ce qui devait diminuer le phénomène de crue estivale et favoriser un **débit annuel élevé mais plus constant**. En hiver, ce sont les oueds de la partie septentrionale du bassin versant du Nil qui alimentaient le fleuve (Said, 1993). Cette période pluvieuse a dû être particulièrement intense entre 180 et 170 ka car elle a conduit, dans le bassin profond, à la formation du sapropèle 6. Cependant, les périodes s'étendant entre 170 et 160 ka, et entre ~155 et 125 ka sont plus polémiques. Certains auteurs documentent même cette dernière période comme un épisode aride (Weldeab et al., 2002).

c) Régime du fleuve

Le fleuve était toujours dans sa phase faible et erratique même si les débits devaient être supérieurs à ceux de la période précédente (Said, 1993).

d) Processus sédimentaires

Sur la figure III-2, on remarque que la carotte (MD90-965) la plus distale de la province centrale ne reçoit plus d'apports turbiditiques, alors qu'au cours de la même période, les carottes plus proximales (84MD653 et NLK11) enregistrent le passage d'écoulements laminaires et turbulents. La carotte (84MD653) située dans la zone des failles de croissance salifère montre la présence de turbidites fines recouvertes par un dépôt de coulée de débris. Cette zone correspond donc à un lieu de transit ou de déstabilisations actif pendant ce bas niveau marin.

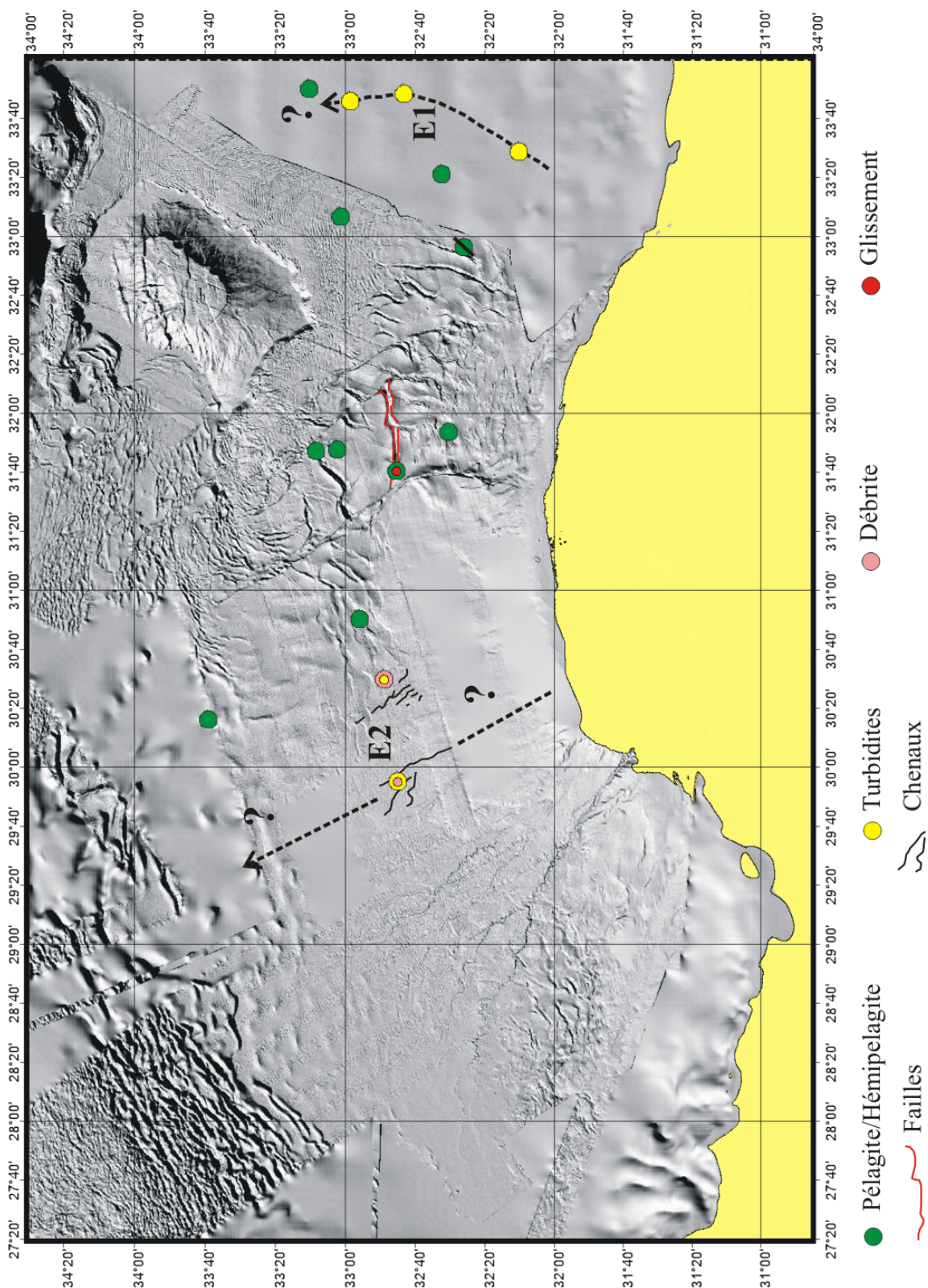


Figure III-2 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période pluviale saharienne pendant le bas niveau marin relatif du stade isotopique 6 (135 – 190 ka).

La carotte la plus occidentale (NLK11, province centrale) montre quant à elle des apports turbiditiques plus nombreux, typiques de construction de levées, ponctués par deux niveaux de débrites. Il s'agit probablement de l'enregistrement de l'activité de chenaux quasi enfouis, observés de façon partielle sur la carte bathymétrique actuelle. Une des embouchures du Nil devait se situer au droit de ce chenal qui alimentait très probablement un éventail (E2).

La carotte (84MD647, **province orientale**), aux abords des failles d'origine salifère, enregistre un glissement pendant cette période. Les **déstabilisations** étaient donc fréquentes dans cette province extrêmement faillée.

Dans la province extrême orientale, trois carottes (84MD626, 84MD637 et 84MD636) forment un transect au sein de dépôts turbiditiques typiques de levées. Le cortège minéralogique typique du Nil Blanc et du Nil Bleu ainsi que la matière organique continentale présents dans ces dépôts turbiditiques nous permettent d'affirmer que ces dépôts proviennent directement du Nil et non de la côte levantine. Il y avait très certainement une embouchure du Nil au droit de cet éventail (E1).

Cette période pluviale, caractérisée par un débit du Nil pérenne au cours de l'année, et associée au bas niveau marin (et ses fluctuations) a permis le développement d'au moins **deux éventails turbiditiques** au sein du STPN, l'un dans la **province extrême orientale (E1)** et l'autre à l'**ouest de la province centrale (E2)**. Ces éventails ne peuvent être cartographiés dans le cadre de cette étude en raison du manque d'enregistrements de sondeur de sédiments dans ces deux zones.

3) Terminaison II

La terminaison II correspond à la transition brutale entre la période glaciaire du stade 6 et les conditions interglaciaires du stade 5. Elle se caractérise par deux événements transgressifs rapides et marqués, liés à la déglaciation des hautes latitudes. Cette transition est très bien identifiée par les assemblages de foraminifères planctoniques et correspond à l'écozone 13 (Chapitre I, Partie 2).

a) Niveau marin

La période de **135 à 130 ka** (souvent comprise dans le SIM 6) est marquée par une **remontée rapide du niveau marin**, de -125 à -20 m, suivie d'une **chute rapide du niveau marin**, à environ -100 m sous le niveau actuel. Cet événement a été mis en évidence par

plusieurs auteurs (Zhu et al., 1993; Szabo et al., 1994; Eisenhauer et al., 1996; Esat et al., 1999; Gallup et al., 2002), notamment en Méditerranée (Hillaire-Marcel et al., 1996; Antonioli et al., 2004). La période de **130 à 127 ka** se caractérise ensuite par la **remontée du niveau marin vers le haut niveau marin relatif du SIM 5**, de -100 m à l'altitude +6 m par rapport à l'actuel (Chappell et Shackleton, 1986; Bard et al., 1990; Bard et al., 1993; Zazo, 1999). Les deux traits de côte représentés sur la carte de la figure III-3 correspondent aux deux isobathes extrêmes (-125 et +6 m), montrant ainsi la surface recouverte par les eaux.

b) Climat

Le climat de cette période n'est pas clairement défini. En effet, une majorité d'auteurs décrivent cette période comme la période pluviale saharienne avec des précipitations essentiellement hivernales, alimentant les oueds septentrionaux du bassin versant du Nil donc sans crues estivales marquées (Gaven et al., 1981; Petit-Maire, 1982; Said, 1983; 1993; Szabo et al., 1995). Cependant, certains auteurs la décrivent comme un épisode aride (Weldeab et al., 2002).

c) Régime du fleuve

Le fleuve était toujours dans sa phase erratique et faible (Said, 1993). Au terme de cette transgression, le delta a dû être ennoyé pour ressembler à une ria. L'alimentation du bassin profond n'était donc plus ponctuelle mais plus diffuse avec certainement un fort remaniement des sédiments par les courants côtiers.

d) Processus sédimentaires

Sur la figure III-3 qui montre une cartographie des processus sédimentaires dans le bassin profond pendant la terminaison II, la grande majorité des dépôts est de nature hémipélagique et pélagique. En effet, il s'agit de l'une des seules périodes des derniers 250 ka avec une sédimentation à **dominance pélagique** sur le STPN. Les apports du Nil étaient donc probablement quasi inexistantes vers le bassin profond ou alors très canalisés. Cependant, l'éventail (E1) de la province extrême orientale, actif pendant la période précédente (SIM 6), semble perdurer et être toujours actif pendant cette terminaison.

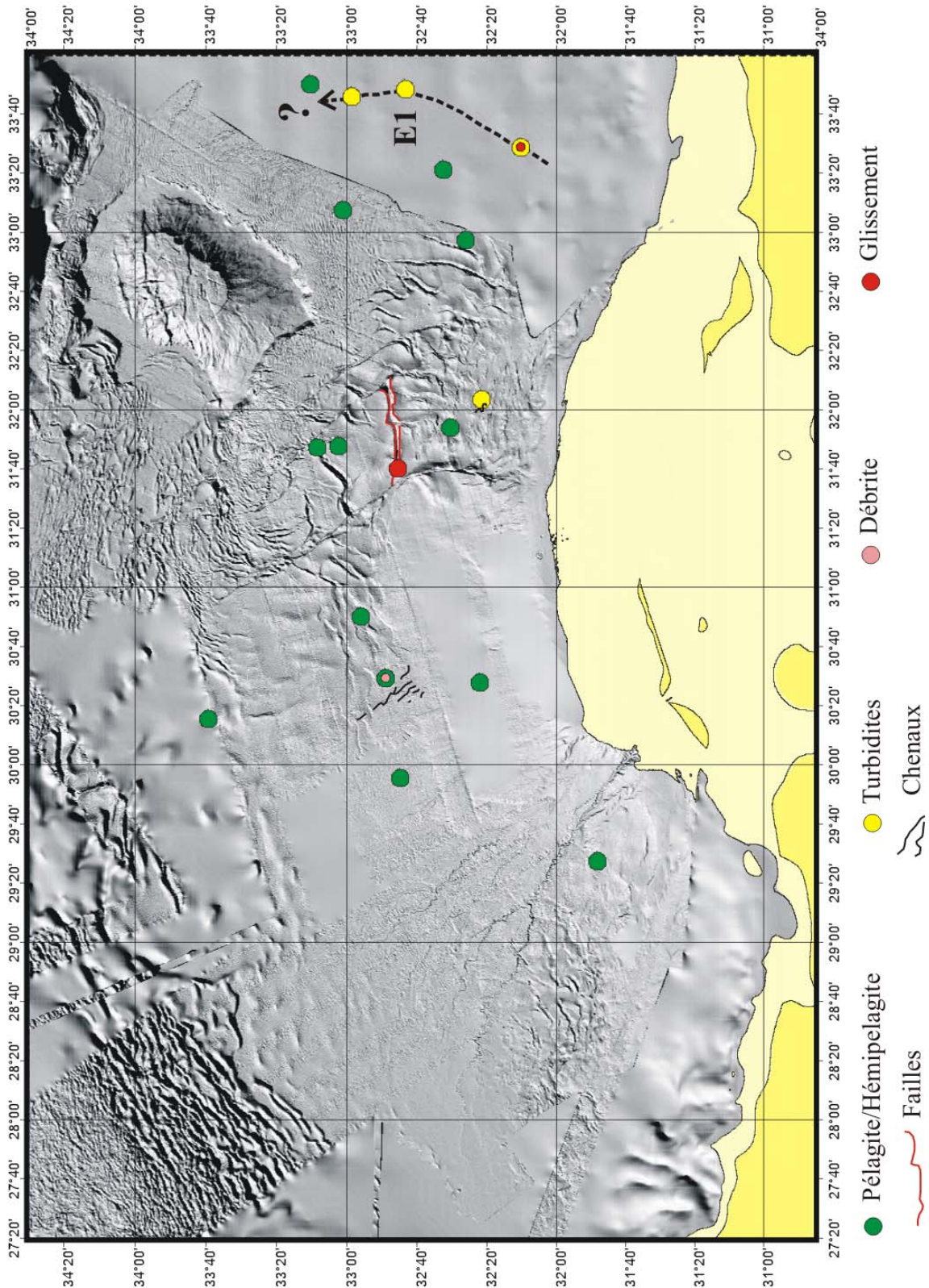


Figure III-3 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période pluviale saharienne pendant la terminaison II (127 – 135 ka) et les transgressions marines.

La carotte la plus proximale (84MD646) de la province orientale montre aussi des dépôts turbiditiques fins (de type levée) pendant cette période. Or elle est proche d'un segment de chenal toujours visible sur le fond marin. Cette carotte a donc, très probablement, enregistré l'activité de ce chenal qui n'a cependant dû être actif qu'une courte période de temps. En effet, les chenaux de cette province sont tous tronqués par des instabilités ou des failles de croissance du sel.

L'éventail (E2) de la province centrale voit son activité s'arrêter car les dépôts sont caractérisés par une sédimentation hémipélagique.

Cette période de transition climatique et eustatique a donc vu **l'éventail extrême oriental (E1) perdurer**, le **comblement de l'éventail de la province centrale (E2)** et **l'apparition de petits systèmes éphémères** comme celui de la province orientale, probablement à la faveur des variations rapides du niveau marin relatif. La province orientale enregistre également pendant cette période un glissement aux abords d'une grande faille salifère. Ce site de prélèvement est donc le siège de remaniement fréquent ainsi que la zone de failles de la province centrale (débruite).

4) SIM 5

Le dernier interglaciaire (SIM 5), qui s'étend de 127 à 73 ka, a été identifié dans les carottes grâce aux écozones 8 à 12, ainsi que les écozones spécifiques des sapropèles 3, 4 et 5 (Chapitre I, Partie 2). Nous utiliserons également l'écozone 7 (70-73 ka) car celle-ci est incluse dans la période pluviale saharienne (190-70 ka).

a) Niveau marin

Le stade 5 se caractérise par **trois périodes de haut niveau marin relatif** (5e, 5c et 5a) (Zazo, 1999; Antonioli et al., 2004). Le haut niveau marin relatif du 5e, de 127 à 117 ka, a atteint l'altitude +6 m au dessus du niveau marin actuel (Chappell et Shackleton, 1986; Bard et al., 1990; Bard et al., 1993; Zazo, 1999; Antonioli et al., 2004). Les deux hauts niveaux marins relatifs des 5c et 5a, respectivement vers 95 ka et 80 ka, ont atteint un niveau supérieur à -22 m par rapport au niveau actuel (Zazo, 1999; Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004). Plus généralement, entre 110 et 70 ka, le niveau marin relatif était supérieur à -22 m sauf pendant de courtes périodes, 5b et 5d (Antonioli et al., 2004), où le niveau marin relatif a

pu atteindre -45 à -50 m (Waelbroeck et al., 2002). Les deux traits de côte représentés sur la carte de la figure III-4 correspondent aux deux isobathes extrêmes +6 m et -50 m. Les sédiments formant le delta ont dû être remaniés plusieurs fois lors de ces fluctuations glacio-eustatiques. Les périodes des plus hauts niveaux marins correspondent aux époques de dépôts des sapropèles.

b) Climat

Cet interglaciaire est marqué au basses latitudes par la **période pluviale saharienne, entrecoupée de périodes arides plus ou moins longues** (5d ou Dandara: 105-117 ka, 5b : 96-98 ka et la période de 75 à 77 ka) (Gaven et al., 1981; Petit-Maire, 1982; Said, 1983; 1993; Weldeab et al., 2002). Les pics de pluviosité se matérialisent par le dépôt de sapropèles dans le bassin (5a/S3, 5c/S4 et 5e/S5).

c) Régime du fleuve

Le fleuve est toujours dans sa phase erratique mais avec des débits relativement élevés liés à la forte pluviosité (Said, 1983; 1993). Le delta a dû se modifier fréquemment et notablement compte tenu des variations glacio-eustatiques et du débit du fleuve (variation de la pluviosité).

d) Processus sédimentaires

Sur la carte de la figure III-4, les processus sédimentaires ont changé de secteurs géographiques par rapport à la période précédente. En effet, l'éventail turbiditique (E1) pérenne au cours du stade 6 et de la terminaison II dans la province extrême orientale ne fonctionne plus dès 125 ka. Cela laisse supposer qu'il se comble pendant l'interglaciaire du stade 5. Le petit système turbiditique de la pente supérieure de la province orientale se comble également.

On remarque cependant que la partie distale de la province centrale enregistre des turbidites témoins des apports du Nil jusque dans des zones distales (MD90-965). Des dépôts typiques d'un éventail caractérisent également la partie la plus occidentale de la province centrale (E4) : la carotte (FKS04) en amont a enregistré des dépôts turbiditiques fins et fréquents typiques de levées et la carotte (MD04-2729) plus en aval d'un même transect a enregistré une débrite de plusieurs mètres d'épaisseur. Ce système se situe directement à l'ouest de l'éventail (E2) qui a fonctionné au cours du SIM6. Il n'a pu être cartographié car il n'a pas été couvert par les enregistrements de sondeur de sédiment.

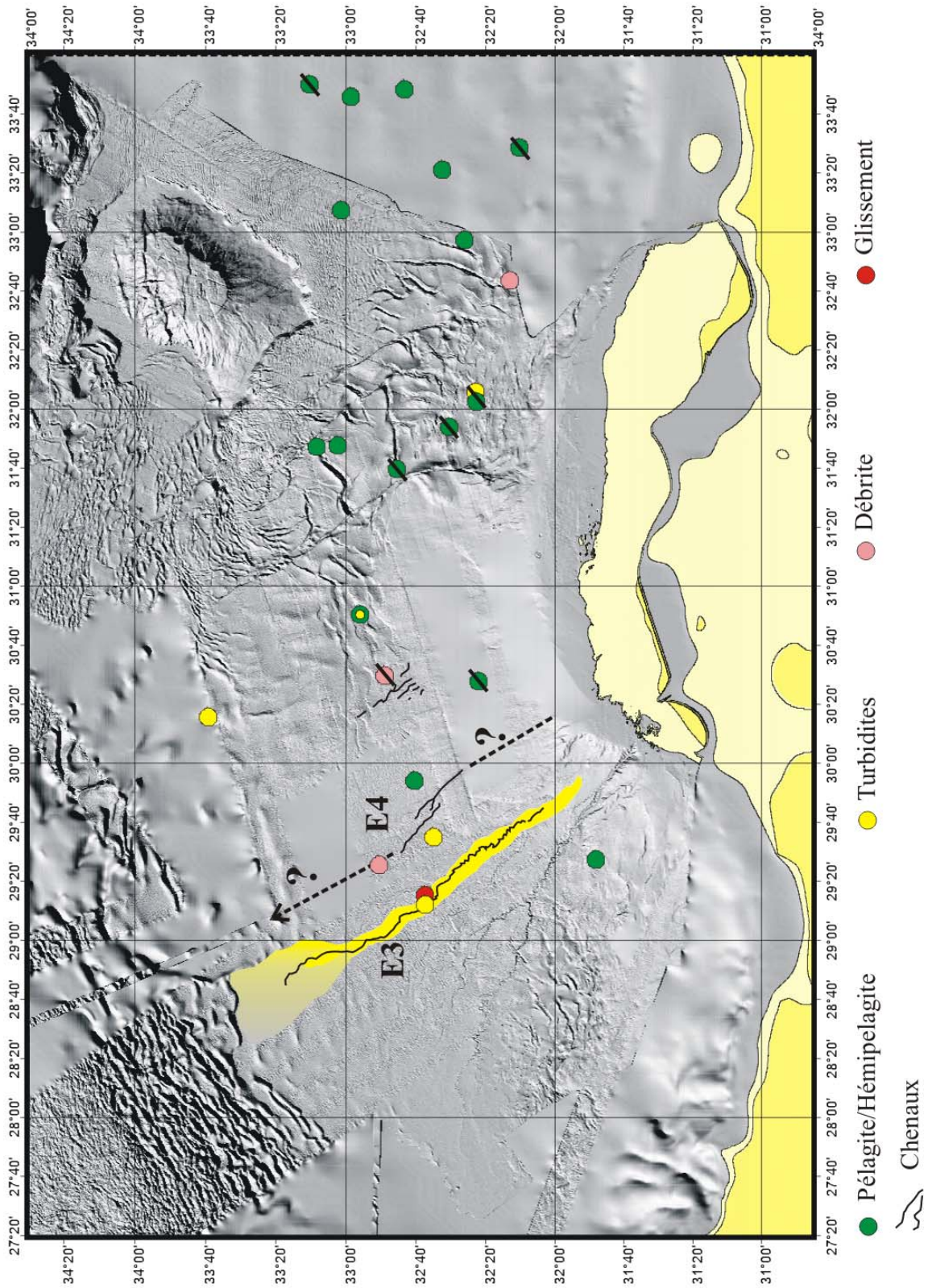


Figure III-4 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période pluviale saharienne pendant les hauts niveaux marins relatifs du stade

isotopique 5 (70 – 127 ka). Les barres obliques noires sur les symboles des carottes indiquent des anomalies dans la sédimentation.

Cependant, plusieurs segments de chenaux sont toujours visibles sur le fond marin. Ils ont été tronqués dans leur partie aval, probablement par des glissements et des déstabilisations, ce qui nous empêche de cartographier l'éventail dans son ensemble.

Un deuxième éventail s'est également formé pendant cette période au nord-est de la province occidentale (E3). La carotte MD04-2728 prélevée dans sa levée a enregistré la base de l'éventail qui s'installe sur un glissement de grande ampleur, puis la construction de la levée adjacente au chenal principal bien visible sur le fond marin. L'éventail E3 a été cartographié grâce aux données couplées bathymétriques et du sondeur de sédiments. Les lobes distaux de ce système semblent atteindre les contreforts de la Ride Méditerranéenne.

Cette période de haut niveau marin relatif est donc caractérisée par la **construction et le fonctionnement de deux éventails** plus ou moins contemporains et très proches l'un de l'autre **à la limite des provinces centrale et occidentale**. Une ou deux embouchures majeures devaient donc alimenter ces deux systèmes.

Des écoulements cohésifs indépendants de systèmes chenalés sont également observés pendant cette période, notamment dans le champ de failles salifères de la province centrale ainsi qu'en bas de pente à la limite des provinces orientale et extrême orientale. Dans le deuxième cas, cet écoulement peut avoir pour origine la bordure de la plate-forme.

Il est également important de noter, même si cela sera traité plus en détails ultérieurement, que **la sédimentation hémipélagique au cours de cette période présente de nombreuses anomalies sur l'ensemble du STPN** (matérialisées par une barre oblique noire sur les symboles des carottes sur la carte de la figure III-4). La sédimentation est souvent discontinue (en particulier entre S5 et S4, c'est-à-dire pendant l'épisode aride du Dandara très marqué sur le continent), présentant des débris centimétriques, des absences de dépôts ou encore des figures d'érosion. Ceci est particulièrement visible dans les carottes des provinces centrale, orientale et extrême orientale où les sédiments sont à dominance hémipélagique pendant cet interglaciaire.

5) *SIM 4 et 3*

Ces deux stades s'étendent de 73 à 55 ka et de 55 à 25 ka respectivement. Cependant, il est difficile de les dissocier à la fois d'un point de vue stratigraphique (écozone 6 et moitié de l'écozone 5) mais aussi sédimentaire car on trouve peu de niveaux hémipélagiques pendant ces stades dans les carottes à dominance gravitaire et, dans les carottes hémipélagiques, ces niveaux sont condensés. Ces deux stades ont donc été associés pour cette reconstitution paléogéographique.

a) Niveau marin

Le **niveau marin relatif** de ces deux stades est **globalement bas**. Le stade 4 se démarque par un niveau très bas d'environ -80 m sous le niveau actuel (Waelbroeck et al., 2002). Le **stade 3** est caractérisé par une **variabilité rapide du niveau marin**, oscillant entre -50 et -70 m (Bard et al., 2002; Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004). Les deux traits de côte représentés sur la carte de la figure III-5 correspondent aux isobathes -80 m et -50 m sur la carte bathymétrique actuelle.

b) Climat

Les conditions climatiques de ces deux stades sont particulièrement peu documentées. Ces périodes semblent cependant se caractériser aux basses latitudes par un **climat plus sec sans fortes précipitations**, excepté vers 55 ka (Rossignol-Strick, 1985) et peut être également entre 40 et 20 ka BP (Gasse et al., 1980; Servant et Servant-Vildary, 1980; Johnson, 1996; Gasse, 2000; Schuster et al., 2005).

c) Réseau hydrographique aérien et régime du fleuve

Le réseau hydrographique présenté sur la carte de la figure III-5 n'est valable que pour les derniers 5 ka du stade 3 d'après Said (1981), Stanley et Warne (1993) et Goiran (2001).

La période comprise entre les stades 3 et 4 constituent une seule et même unité par rapport aux apports et la position du fleuve. En effet, entre 70 et 25 ka, un nouveau fleuve est apparu en Egypte : le **Néonil β** (Said, 1993). Il était caractérisé par un réseau en tresses, un débit faible et un régime saisonnier avec des crues estivales et un quasi assèchement en hiver. Pendant cet épisode, le Néonil β a déposé de grandes quantités de silt dans son cours (Said, 1993), caractérisant une faible efficacité de transport des particules jusqu'à ses embouchures. Le bassin profond ne devait donc recevoir qu'une faible quantité relative de particules.

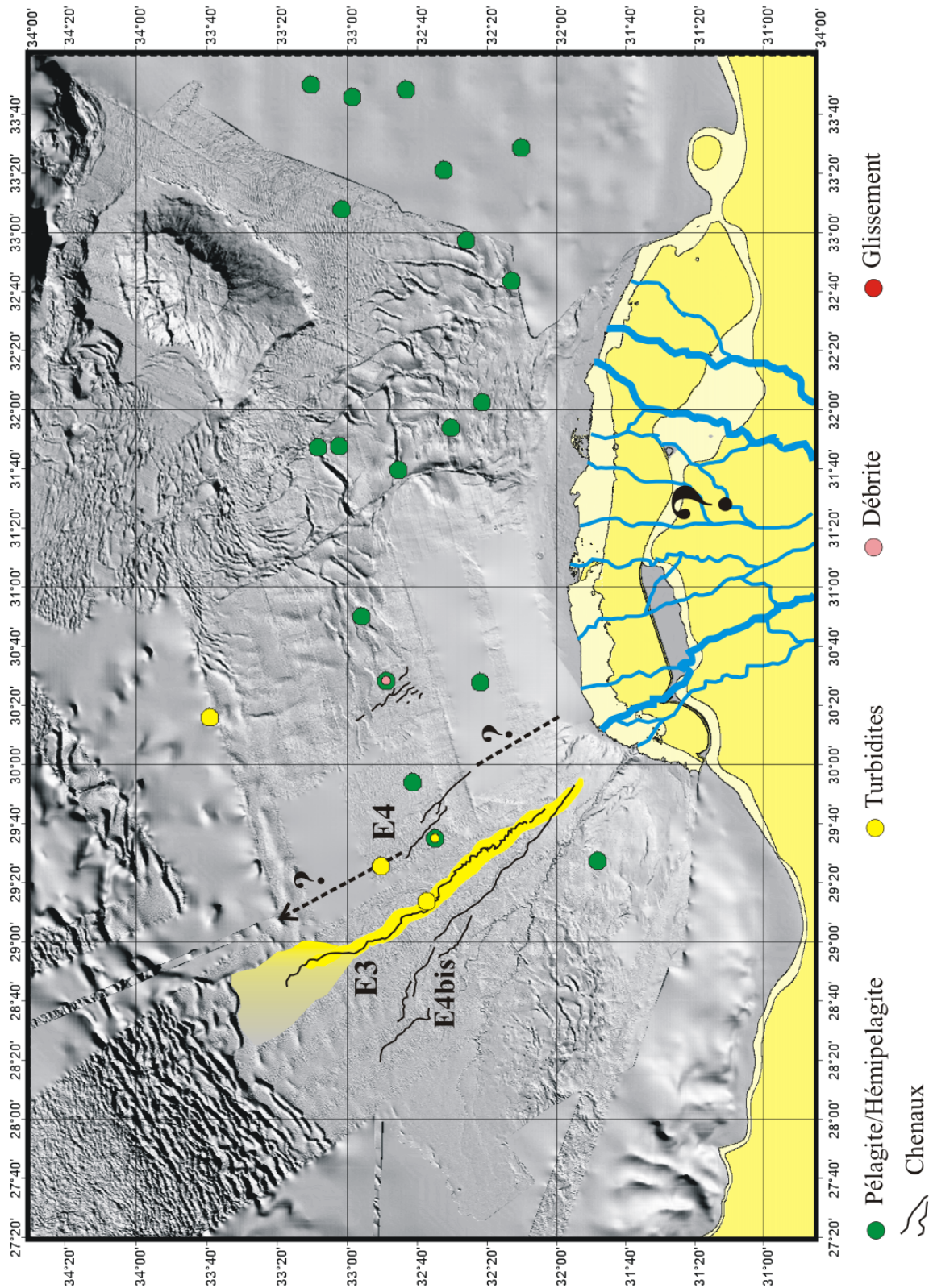


Figure III-5 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période de bas niveaux marins relatifs des stades isotopiques 3 et 4 (25 – 70 ka).

d) Processus sédimentaires

Sur la carte de la figure III-5, les apports turbiditiques sont désormais absents dans les provinces orientale et extrême orientale.

La carotte MD90-965 (la plus distale de la province centrale) a enregistré des apports turbiditiques tandis que, dans la même province, la carotte 84MD653 (zone des failles salifères) a enregistré des niveaux d'érosion. Les **deux éventails** proches (**E3 et E4**), **à la limite entre la province occidentale et la province centrale, fonctionnent pendant cette période** avec des dépôts de débordement de type levée (carottes FKS04, MD04-2729 et MD04-2728). L'éventail E3 voit son activité décliner alors que celui de la province centrale (E4) se construit et devient mature. Un autre éventail (E4bis) fonctionne à cette époque bien qu'aucune carotte n'ait été prélevée dans cet édifice. Sa position stratigraphique sera discutée ultérieurement

Comme précédemment, le delta devait comporter au moins deux embouchures à son extrémité nord-ouest, la plus occidentale diminuant, distribuant les particules du Nil dans ses provinces grâce à un réseau de chenaux sous-marins.

6) *SIM 2*

Le dernier maximum glaciaire des hautes latitudes (25-15 ka) est caractérisé par une période particulièrement aride aux basses latitudes (25-12,5 ka). Cette période est identifiée grâce aux faunes au sommet de l'écozone 5 (Chapitre I, Partie 2). Nous prendrons ici comme limite supérieure de cette période la date de 12,5 ka et la limite avec l'écozone 4 en raison de la transition climatique brutale aride/pluvial.

a) Niveau marin

Le dernier maximum glaciaire est également marqué par le **dernier minimum du niveau marin, vers -120 m par rapport au niveau actuel** (Bard et al., 2002; Waelbroeck et al., 2002). La limite supérieure à 12,5 ka correspond à la première partie de la remontée du niveau marin jusque vers -55 m par rapport au niveau actuel (Lambeck et Purcell, 2005). Le trait de côte représenté sur la carte de la figure III-6 correspond à l'isobathe -120 m sur la carte bathymétrique actuelle. Ceci suppose un delta très avancé, avec des embouchures au niveau de la partie supérieure de la pente continentale.

b) Climat

Le stade 2 est décrit comme une **période particulièrement aride** aux basses latitudes associée à **des débits particulièrement faibles du fleuve** (Servant et Servant-Vildary, 1980; Said, 1983; Talbot et Livingstone, 1989; Said, 1993; Beuning et al., 1997; Gasse, 2000; Williams et al., 2000; Schuster et al., 2005).

c) Réseau hydrographique aérien et régime du fleuve

Le réseau hydrographique du delta tracé sur la carte de la figure III-6 a été établi d'après les données de Said (1981), Stanley et Warne (1993) et Goiran (2001). Ce réseau était dense avec trois branches plus développées, deux alimentant les provinces profondes orientale et extrême orientale et une, la province occidentale. La région s'apparente à un vaste paysage de plaine alluviale, parcourue par un réseau dense de cours d'eau en tresses, à forte compétence. Cette période de bas niveau marin permet une progradation rapide d'un front deltaïque de l'ordre de 50 km plus au nord de l'actuel rivage. Dans la stratigraphie tardi-Pléistocène du delta, cet épisode correspond au prisme de bas niveau (séquence alluviale sableuse et vaseuse antérieure à 12 ka ; Said, 1993). Cette période de temps correspond également à l'établissement et au fonctionnement du **Néonil γ** , successeur du Néonil β . Ce fleuve avait les mêmes caractéristiques que son prédécesseur avec un réseau en tresses, un régime saisonnier de crues estivales et de quasi assèchement l'hiver, et un faible débit. Il a également déposé de grandes quantités de silt dans son lit (Said, 1993). Les apports sédimentaires au bassin profond devaient donc être encore assez limités.

d) Processus sédimentaires

Sur la carte de la figure III-6, on peut noter **l'arrêt du fonctionnement de l'éventail nord de la province occidentale (E3)** alors que **l'éventail (E4) fonctionne toujours**. Au niveau du delta, l'alimentation en particules devait donc être stable pour ce dernier système alors qu'il a changé pour l'éventail E3. Il peut s'agir d'un changement au niveau de l'embouchure et donc des branches subaériennes du delta ou au niveau de la pente sous-marine sous forme d'une déstabilisation du haut de pente, près de la zone d'alimentation.

Les apports turbiditiques perdurent dans la zone la plus distale de la province centrale. A cette époque, les dépôts de la zone plus proximale de cette même province montrent une coulée de débris associée à un glissement, témoignant de déstabilisations dans cette région.

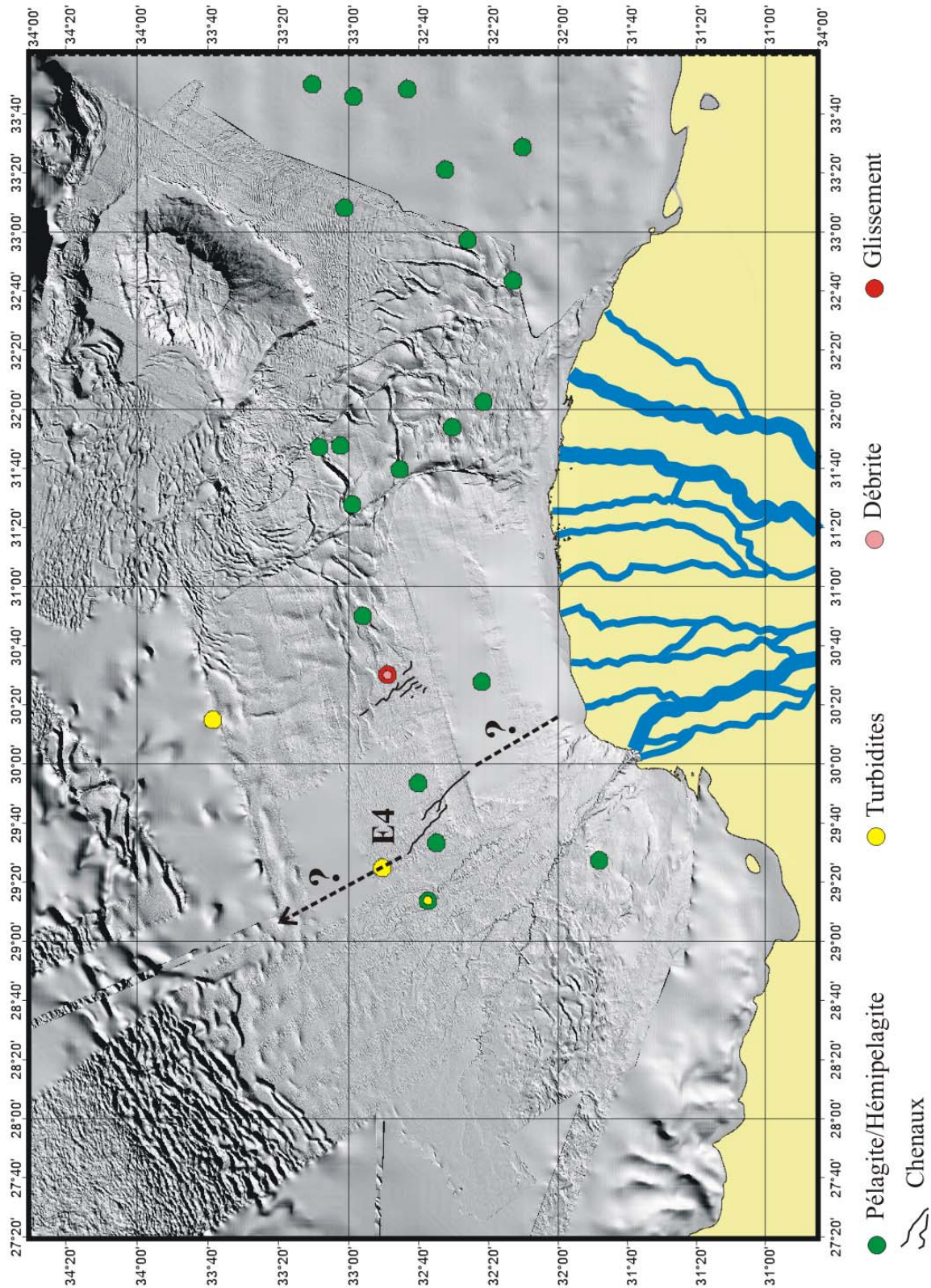


Figure III-6 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période aride du stade isotopique 2 / dernier maximum glaciaire (12,5 – 25 ka) et du bas niveau marin relatif.

Les provinces orientale et extrême orientale semblent dépourvues de systèmes turbiditiques chenalisés.

7) *Terminaison I*

La terminaison I correspond à la transition entre le dernier maximum glaciaire et la mise en place de l'interglaciaire actuel. Elle est associée à une remontée relativement rapide du niveau marin mondial. Aux hautes latitudes, cette remontée concerne la période couvrant 15 à 10 ka. Dans cette étude, l'essentiel de cette période entre 12,5 et 10 ka correspond à la mise en place d'une période pluviale très marquée sur le bassin versant du Nil (Nabtien), associée à la remontée du niveau marin en Méditerranée. Elle est identifiable dans les carottes grâce à l'écozone 4 (Chapitre I, Partie 2).

a) Niveau marin

Cette deuxième partie de la **transgression marine** a une amplitude d'environ 40 m en 2,5 ka (Bard et al., 2002; Waelbroeck et al., 2002). En effet, le niveau marin relatif vers 12 ka BP était de $-54 \text{ m} \pm 3,5 \text{ m}$ (Lambeck et Purcell, 2005) et d'environ -15 m à 10 ka (Antonioli et al., 2004). Les deux traits de côte représentés sur la carte de la figure III-7 matérialisent ces deux isobathes extrêmes (Stanley et Warne, 1993).

b) Climat

Cette période témoigne de l'**entrée dans une période pluviale particulièrement marquée : le pluvial nabtien**. Les précipitations sont devenues plus fortes sur les lacs équatoriaux (Adamson et al., 1980; Johnson, 1996). Vers 12,5 ka, le lac Victoria se déverse pour la première fois dans le réseau hydrographique du Nil Blanc et provoque, pendant environ **500 ans, de très fortes crues** (Adamson et Williams, 1980). Puis l'ITCZ a poursuivi sa migration vers le Nord et les pluies abondantes ont affecté les plateaux éthiopiens, poursuivant et accentuant les crues estivales du fleuve (Gasse et al., 1980; Servant et Servant-Vildary, 1980; Gaven et al., 1981; Petit-Maire, 1982; Said, 1983; 1993; Szabo et al., 1995; Gasse, 2000; Williams et al., 2000; Schuster et al., 2005).

c) Réseau hydrographique aérien et régime du fleuve

A cette époque, le réseau hydrographique du delta du Nil est mal documenté (Said, 1981; Stanley et Warne, 1993; Goiran, 2001). La montée rapide du niveau marin, entre 15 et 8

ka, entraîne une transgression généralisée à l'échelle du delta et une fossilisation de la plaine alluviale par des faciès marins. Dans la stratigraphie tardi-Pléistocène et Holocène du delta, cela correspond, après un hiatus, à une séquence de sables marins transgressifs qui se dépose entre 12 et 8 ka (Said, 1993). On sait cependant que la décharge du lac Victoria dans le réseau hydrographique du Nil Blanc a provoqué une purge du lit du fleuve pendant les premiers 500 ans de crues issues du Nil Blanc. Ce Nil Blanc fort, associé au Nil Bleu plus saisonnier, a engendré la mise en place d'un **nouveau fleuve, pérenne, le Néonil δ** qui correspond au Nil actuel. Les débits estimés étaient de l'ordre de 10 000 m³/s (Said, 1993).

d) Processus sédimentaires

Sur la carte de la figure III-7, les apports turbiditiques perdurent dans la partie la plus distale de la province centrale ainsi que dans l'éventail (E4). Le reste de la province centrale ainsi que les **provinces orientale et levantine** sont à **dominance hémipélagique**. Aucun éventail n'y a donc existé à cette époque.

Dans la **province occidentale**, l'éventail le plus visible sur le fond marin - et donc estimé comme le plus récent - **fonctionne (E5)**, cependant les carottes n'atteignent pas l'époque de sa mise en place. Les enregistrements sédimentaires témoignent du fonctionnement de levées dans les parties amont et aval du système, ainsi que du chenal et des lobes les plus distaux qui atteignent vers l'ouest les contreforts de la Ride Méditerranéenne. La cartographie des dépôts de cet éventail a été possible avec les enregistrements croisés du sondeur de sédiments pour la partie amont de l'éventail et avec l'imagerie acoustique pour la partie aval du chenal et la zone des lobes distaux.

Si le réseau hydrographique sur le delta est incertain, il semble qu'au moins une branche, d'assez grande taille, ait eu son embouchure au droit de la tête du canyon de Rosetta, et alimentait cet éventail.

Toujours dans la **province occidentale**, on remarque l'enregistrement d'un **glissement en bord de plate-forme**, au nord du canyon de Rosetta. Cette période de crues intenses, entraînant un phénomène de purge des sédiments du système fluvial et deltaïque du Nil, semble avoir favorisée le transfert sédimentaire vers le bassin à la fois par un système chenalisé et non chenalisé. En bas de pente, à proximité de l'éventail de Rosetta, on observe également le dépôt de **turbidites carbonatées originaires de la côte ouest égyptienne** (voir paragraphe « écoulements turbiditiques » du chapitre précédent et Fig. II-7).

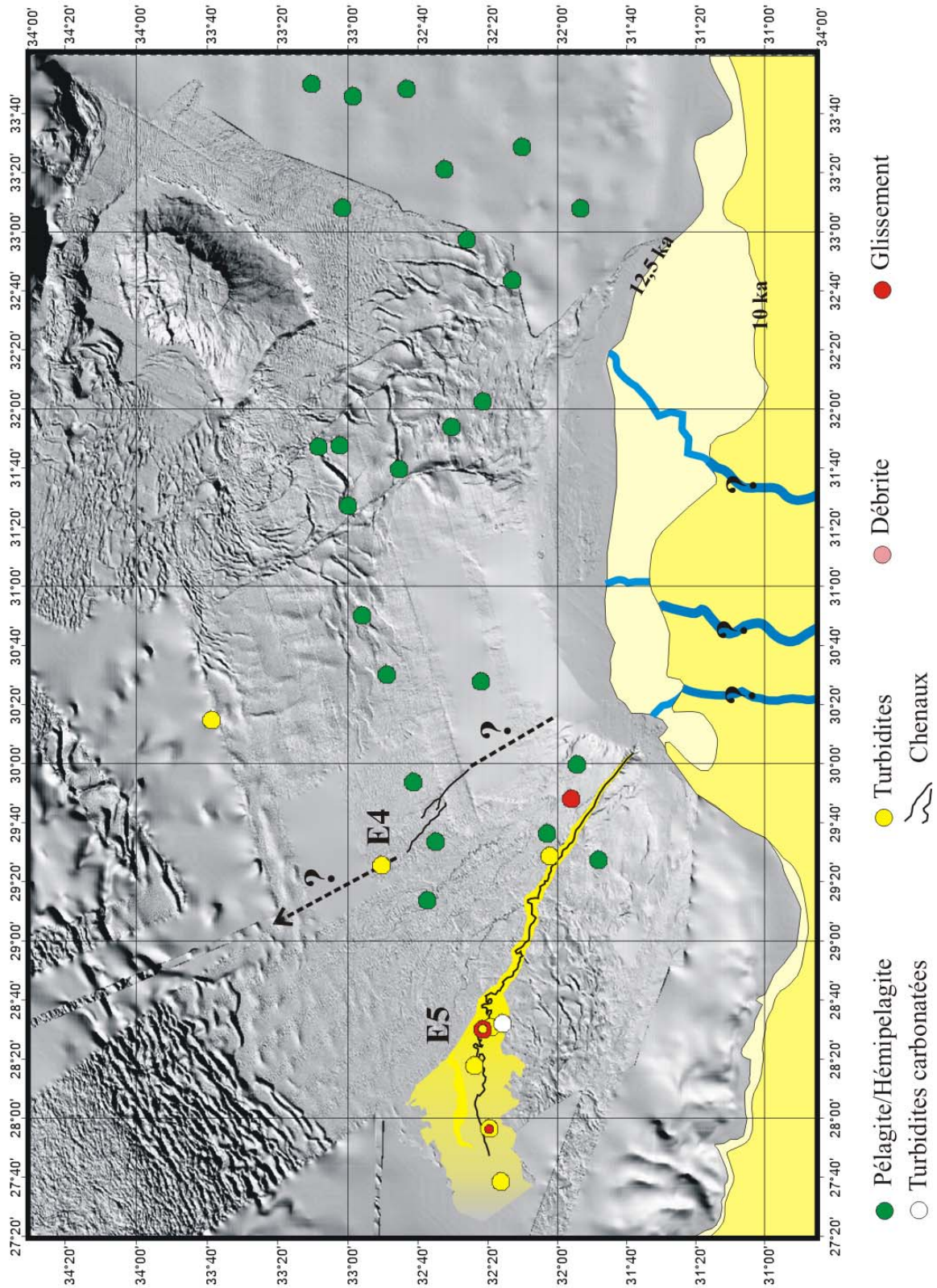


Figure III-7 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours du début de la période pluviale naptienne / deuxième partie de la transgression marine (10 – 12,5 ka).

8) *Holocène: Optimum Climatique*

La première partie de l'Holocène, entre 10 et environ 5 ka, se repère dans les carottes grâce à l'écozones 3, l'écozone spécifique du sapropèle 1 (SE1) et la première partie de l'écozone 2 (Chapitre I, Partie 2).

a) Niveau marin

Il s'agit d'une période de **haut niveau marin relatif avec une légère transgression** d'environ 15 m, jusqu'à atteindre le niveau marin actuel vers 6 ka (Galili et al., 1988; Bard et al., 2002; Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004; Lambeck et Purcell, 2005). Les deux traits de côte représentés sur la carte de la figure III-8 matérialisent cette variation (Stanley et Warne, 1993).

b) Climat

Le climat qui correspond à l'Optimum Climatique des hautes latitudes (Berger et Loutre, 1991) est la continuité et la fin du **pluvial nabtien** commencé vers 12,5 ka. Les précipitations sont particulièrement fortes au-dessus des hautes terres éthiopiennes, donnant lieu à des **crues estivales excessivement marquées** (Said, 1993). La période entre 9 et 6,3 ka se caractérise par le dépôt du sapropèle 1. Entre 11 et 8/7 ka, le climat est marqué par le maximum d'extension du front pluvieux holocène vers le nord. A partir de 6,5 ka, le front pluvieux commence son retrait vers le sud (Gasse et al., 1980; Servant et Servant-Vildary, 1980; Gaven et al., 1981; Petit-Maire, 1982; Said, 1993; Szabo et al., 1995; Gasse, 2000; Williams et al., 2000). Cette période pluviale nabtienne est interrompue au cours de la première partie de l'Holocène par trois épisodes courts de sécheresse (Said, 1993).

c) Réseau hydrographique aérien et régime du fleuve

Le réseau hydrographique du delta et sa variabilité ont été tracés d'après les données publiées par Said (1981), Stanley et Warne (1993) et Goiran (2001). Le réseau, mal connu au début de l'Holocène, laisse place à un réseau dominé par une branche centrale majeure, la branche Sébénitique. C'est autour de cette branche et de son embouchure que s'est construit un promontoire centrale vers 6,5 ka. Trois autres branches alimentaient les parties orientale et occidentale du delta. Le trait de côte montre le recul maximal du rivage vers le sud, dont l'invagination était beaucoup plus prononcée à l'est qu'au centre, en raison de la subsidence déjà amorcée du delta (Stanley, 1990; Stanley et Warne, 1993). En revanche, à l'ouest, la région d'Alexandrie présente une position du trait de côte sensiblement identique à l'actuel en

raison de l'obstacle orographique des rides côtières (Stanley et Warne, 1993). Entre 9 et 6,5 ka, la branche Sébénitique fournissait au delta son principal stock de sables grossiers (Stanley et Warne, 1993). Dans la stratigraphie holocène du delta, cela correspond à la mise en place de la séquence sommitale sablo-vaseuse fluviale à partir de 7,5 ka (prisme de haut niveau). Le delta holocène du Nil a connu un développement rapide à partir du moment où l'augmentation du niveau de la mer a commencé à décélérer, il y a environ 7,5 ka. A partir de 6,5 ka, quatre branches apparaissent : la branche Canopique, la branche Mendésienne, la branche Pélusienne, et au centre, la branche Sébénitique qui était la plus active. A cette époque, sur la franche littorale et à l'arrière du cordon dunaire, une série de lagunes commence à apparaître. Il faut attendre 6 ka BP pour que l'organisation et le régime du transport sédimentaire côtier soient comparables à l'actuel (Stanley et Wingerath, 1996).

Le **fleuve pérenne** qui s'est établi au début de cette période pluviale nabtienne (vers 12,5 ka), le **Néonil δ** , a continué de s'écouler et de renforcer son **régime saisonnier**, avec des crues nettement plus fortes que celles observées actuellement. Les débits estimés (Said, 1993) sont passés de 10 000 à 6500 m³/s vers 8 ka.

d) Processus sédimentaires

La carte de la figure III-8 met en évidence la pérennité des apports turbiditiques vers la partie la plus distale de la province centrale. Par contre, dans les provinces centrale, orientale, extrême orientale et nord occidentale, il n'a été observé aucune évidence de fonctionnement d'éventails à cette époque.

Pendant cette période, on observe également une coulée de débris au niveau de l'escarpement salifère situé face au Mont Eratosthène toujours dans la province orientale. Cette zone est particulièrement instable.

La **province occidentale** est le siège du maximum de transferts sédimentaires. En effet, **l'éventail (E5) qui fonctionnait pendant le début de la période pluviale nabtienne présente toujours des indices de transport des particules vers les lobes et de dépôt de turbidites fines sur les levées**. Des lobes se forment plus en amont du système et sont toujours, dans leur partie distale, le lieu de dépôt et particulièrement de débris. C'est probablement la branche Canopique du delta qui alimentait alors cet éventail.

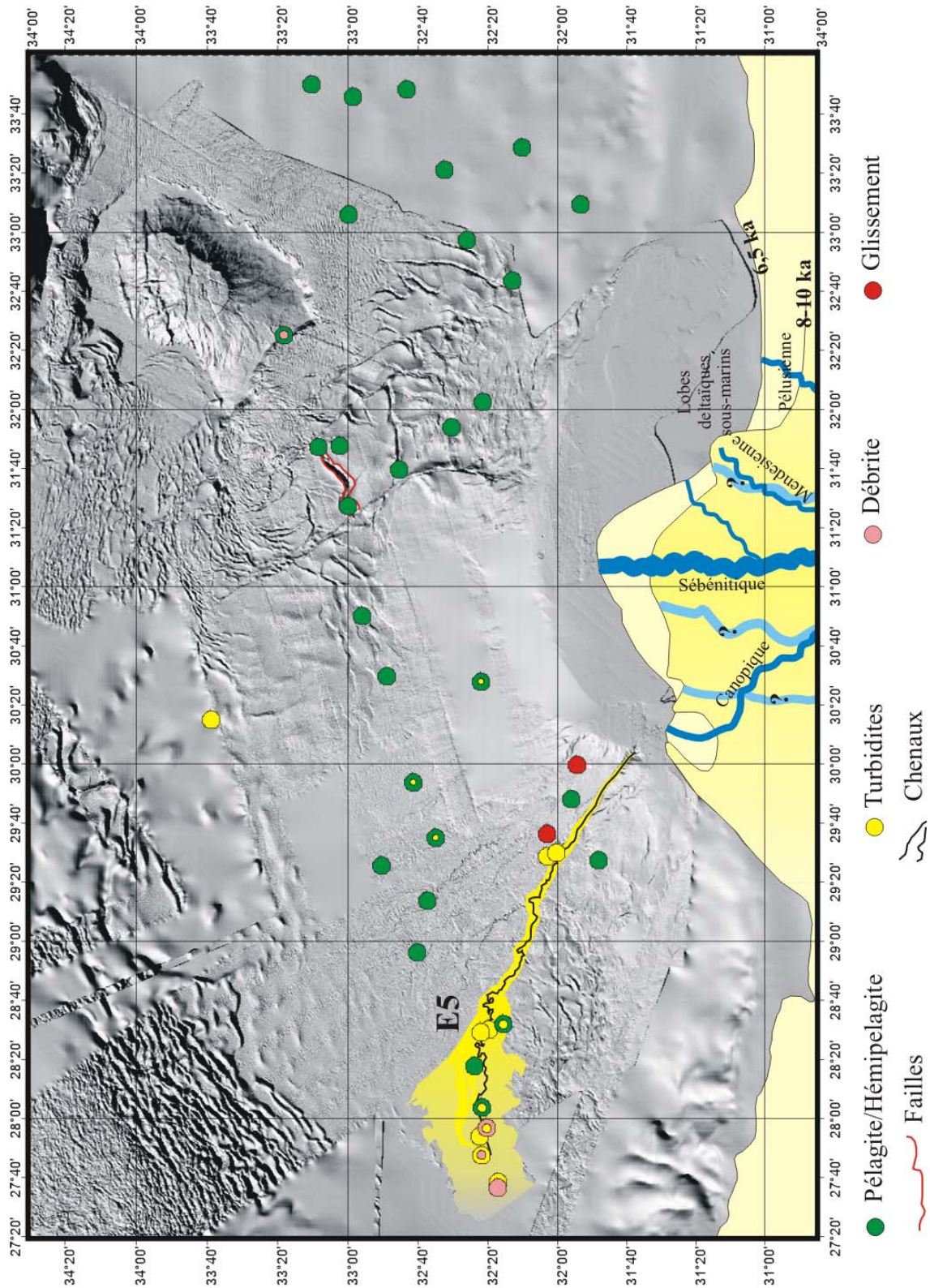


Figure III-8 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période pluviale nabtienne de l'Optimum Climatique holocène (5 – 10 ka).

Ce système a pu être cartographié comme précédemment avec les données du sondeur de sédiments et de l'imagerie acoustique au niveau des lobes.

Cette même province est également le lieu de **déstabilisations en haut de pente**, sous forme de glissements au nord du canyon et du chenal amont de Rosetta, au tout début de la période, vers 9-10 ka.

9) *Holocène: post Optimum Climatique*

La deuxième partie de l'Holocène, connue sous le nom de Néoglaciation aux hautes latitudes (Berger et Loutre, 1991), se traduit aux basses latitudes par une période aride. Elle est identifiée dans les carottes par la fin de l'écozone 2 et l'écozone 1 (Chapitre I, Partie 2). Cependant, les dépôts de cette époque sont difficiles à caractériser avec précision car une partie du sommet des carottes a été systématiquement détruite lors du carottage.

a) Niveau marin

Le **haut niveau marin relatif** est resté stable et similaire au niveau actuel (Zazo, 1999; Bard et al., 2002; Waelbroeck et al., 2002; Lambeck et Purcell, 2005). Cependant, le trait de côte s'est modifié au cours du temps, notamment à cause de l'engraissement des côtes orientales du delta (formation de l'actuelle lagune de Manzala). Les deux traits de côte représentés sur la carte de la figure III-9 illustrent ce changement dans la morphologie du delta (Stanley et Warne, 1993).

b) Climat

Il régnait alors des **conditions arides** sur le bassin versant du Nil (Servant et Servant-Vildary, 1980; Said, 1983; 1993; Williams et al., 2000; Schuster et al., 2005). Cela se traduit par des **débites du fleuve plus faibles** et des crues estivales nettement moins abondantes (Said, 1993).

c) Réseau hydrographique aérien et régime du fleuve

Le réseau hydrographique ainsi que le trait de côte ont été construits d'après les données de Said (1981), Stanley et Warne (1993) et Goiran (2001). Les lagunes plus ou moins permanentes depuis cette époque ont également été représentées.

Vers 4 ka, le delta se compose de plusieurs branches principales, également réparties. Il s'agit des branches Canopique, Sébénitique, Pélusienne et Mendésienne, la branche Sébénitique ayant perdu de son importance. L'aridification du climat entraîne une réduction des flux solides et liquides. Les crues diminuent en importance. C'est au cours de cette période que s'effectue la transition entre un delta incurvé dominé par le fleuve vers un delta dominé par la houle. Mais, tandis que la zone centrale du delta continue sa progradation, sa marge orientale progresse plus lentement.

Vers 2 ka, le niveau marin, à seulement 2 m sous le niveau actuel, donne au delta une allure proche de celle d'aujourd'hui. Au minimum, cinq branches étaient en fonction : la Canopique, la Bolbitine (l'actuelle branche de Rosetta), la Sébénitique, la Bucolique (l'actuelle branche de Damietta) et la Tanitique. Pendant le dernier millénaire, la majorité des branches ont périclité et ont laissé place à de larges lagunes côtières. Seules les branches de Rosetta et de Damietta se maintiennent, artificiellement pour la seconde.

L'évolution du trait de côte jusqu'à l'actuel s'est matérialisée par le développement de promontoires autour des deux dernières branches drainant le delta (Rosetta et Damietta). Depuis la construction des barrages dont celui d'Assouan (1964-1970), le delta est soumis à une érosion côtière très forte de l'ordre de plusieurs mètres par an.

Le fleuve qui alimente ce delta est toujours le même, le **Néonil δ** , mais depuis 6 ka, il comble sa vallée. Il a les mêmes caractéristiques que pendant la période pluviale précédente mais avec un débit diminué (de 6500 à 2800 milliards de m³/an ; Said, 1993) et surtout des crues beaucoup moins fortes qui ne peuvent purger son lit des sédiments accumulés.

d) Processus sédimentaires

Sur la carte de la figure III-9, **l'ensemble du STP est alors dominé par une sédimentation hémipélagique et même pélagique.**

Le **dernier éventail (E5)** ayant fonctionné pendant la période précédente, au sud-ouest de la province occidentale, ne montre plus d'indices de transport de particules vers les lobes et de dépôt de turbidites sur les levées. Seul le chenal reçoit des dépôts turbiditiques et des coulées de débris qui s'y déposent (**remplissage du chenal**).

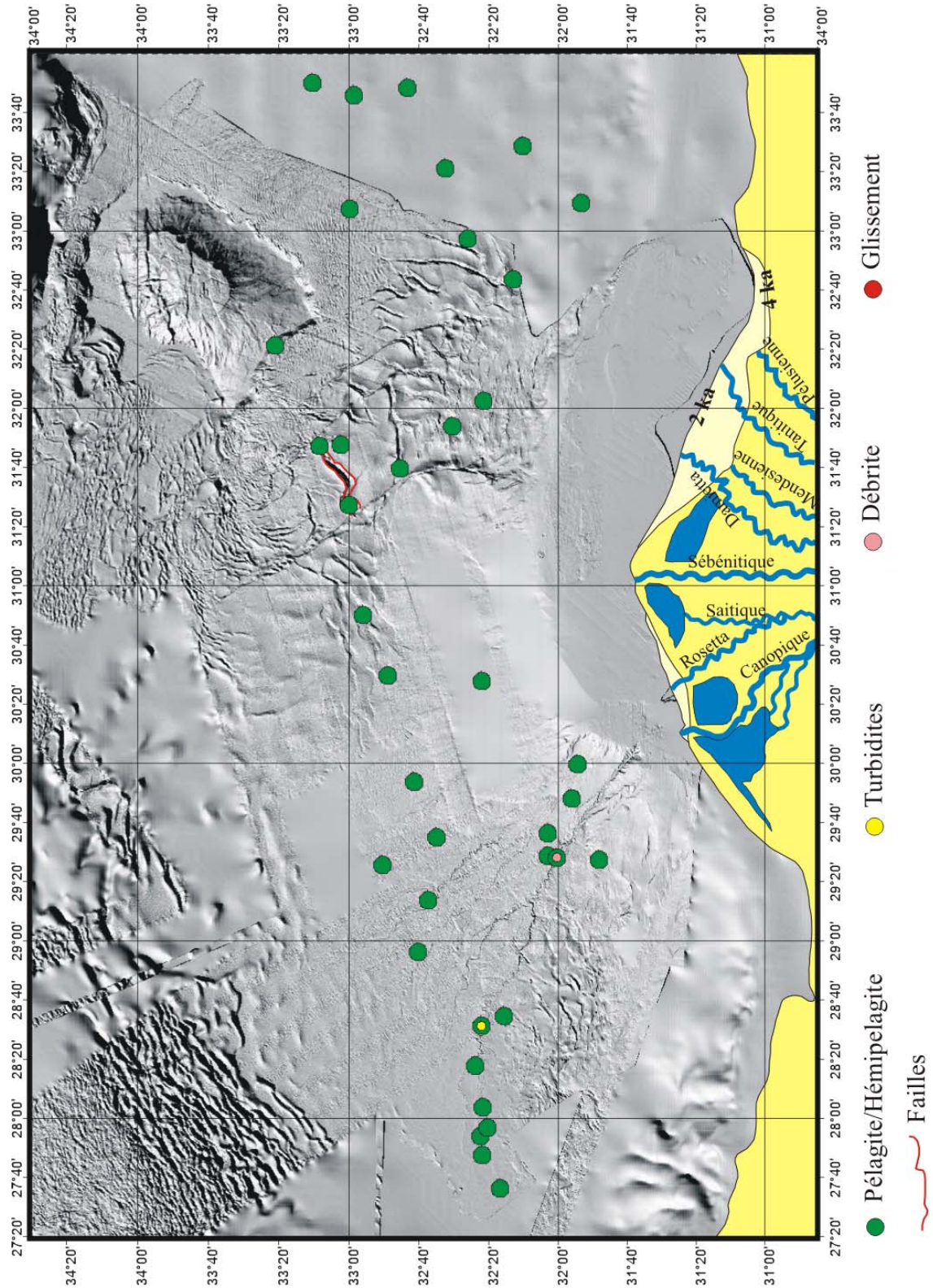


Figure III-9 : reconstitution paléogéographique des processus sédimentaires du STPN au cours de la période aride holocène post Optimum Climatique (5 ka – Actuel).

10) Conclusion : évolution spatiale du système à grande échelle

Les reconstitutions paléogéographiques réalisées à l'échelle du STP mettent en évidence plusieurs points fondamentaux permettant de mieux appréhender le fonctionnement de l'ensemble de ce système :

- la province orientale et le champ de failles salifères de la province centrale sont le siège de multiples déstabilisations (glissements et coulées de débris) de faible ampleur (au maximum quelques mètres d'épaisseur) et d'écoulements non chenalés. On peut donc conclure que ces zones sont instables et que la **tectonique salifère** est responsable de nombreux réajustements qui se matérialisent par des **déstabilisations locales** indépendantes des contraintes eustatiques ou climatiques ;

- la période considérée (250 ka – actuel) a vu l'établissement et le fonctionnement d'**au moins six éventails turbiditiques** et de plusieurs autres petits systèmes chenalés éphémères. Chaque éventail a fonctionné entre 100 et 6 ka, cette durée de leur fonctionnement étant certainement liée à la stabilité de l'embouchure au niveau du delta et à la constance des apports sédimentaires.

- à partir du haut niveau marin du SIM 5, il n'y a plus d'apports turbiditiques vers les provinces orientale et extrême orientale. Or, le delta du Nil a toujours comporté des branches et des embouchures vers ces provinces du bassin profond. Les particules arrivant dans la partie centrale et orientale du delta devaient donc être soit déviées et disséminées par les courants de surface soit piégées de façon massive sur le delta. Ceci expliquerait l'absence d'éventails dans le bassin profond au droit de ces secteurs du delta. Stanley (1988; 1990) a montré l'importance de la subsidence dans la partie orientale du delta, liée notamment à un jeu de failles, au cours de l'Holocène et à la fin du Pléistocène. Il est probable que cette subsidence se soit manifestée dès les stades 3 et 4, empêchant la création de canyons et d'éventails turbiditiques associés vers ces provinces profondes.

- l'abondance des éventails dans la province occidentale et à l'ouest de la province centrale peut également s'expliquer par un gradient de pente plus fort dans cette zone qui a pu favoriser le transit sédimentaire et la formation de systèmes chenalés.

- L'analyse des cartes paléogéographiques met également en évidence que si la mise en place et le fonctionnement des éventails sont favorisés en bas niveau marin, ceci n'est pas la règle qui prévôt strictement. **Au moins un éventail se met en place en période haut niveau marin relatif et deux éventails fonctionnent en haut niveau marin relatif.** Cela

signifie que **ces éventails peuvent s'initier et être alimentés alors que leur canyon d'alimentation est déconnecté de toute source particulière continentale.**

- A propos des conditions climatiques régnant au-dessus du bassin versant du Nil et conditionnant directement le débit du fleuve, **la mise en place de tous les éventails se fait en période pluviale.** Les forts débits (et crues) sont donc également responsables de l'initiation de ces corps sédimentaires sous-marins. Leur fonctionnement se fait également préférentiellement en périodes pluviales. Seuls les éventails E4 et E3 ont fonctionné pendant la période des SIM 4 et 3 (peu documentée d'un point de vue climatique ou peut être ni aride, ni pluviale) et E4 a aussi fonctionné pendant l'épisode aride du SIM2.

Les principales périodes de transferts et de construction sédimentaires dans le STPN semblent donc être fortement liées à l'eustatisme et au climat. Les époques les plus propices étaient les périodes de bas niveaux marins relatifs et surtout pluviales. Les périodes arides sur le bassin versant du Nil n'ont favorisé aucun transfert sédimentaire vers le bassin profond.

- Les périodes au cours desquelles se sont produites les **grandes déstabilisations de bord de plate-forme** correspondent systématiquement aux **périodes pluviales** et aux **remontées du niveau marin**. On peut donc émettre l'hypothèse que ces déstabilisations sont le résultat d'une purge des sédiments accumulés rapidement sur la plate-forme et faiblement consolidés.

Ces premières conclusions ont permis de comprendre le fonctionnement du STPN à grande échelle, à la fois géographique et temporelle, et d'émettre des hypothèses quant aux différents forçages qui ont agi sur cette construction. Cependant, l'étude à une aussi grande échelle n'apporte pas assez de détails. Or, ces détails peuvent apporter plus d'informations pour discuter des différents facteurs de contrôle de la sédimentation. Cette étude de détails – possible avec les carottes – va maintenant permettre d'améliorer la résolution spatiale et temporelle d'observation. Elle se fera à l'échelle de chacune des provinces.

B - EVOLUTION A L'ECHELLE DES PROVINCES

Afin d'améliorer la compréhension de mise en place du STPN, chaque province sera étudiée du point de vue des taux de sédimentation et leur évolution dans le temps, puis du point de vue des processus sédimentaires.

1) Province occidentale

La province occidentale est la plus complexe à présenter et à étudier au cours du Quaternaire récent car elle présente le plus grand nombre d'éventails actifs synchrones. Aussi il a été choisi de découper cette province pour la présenter plus simplement. Chaque paragraphe présentera donc les trois éventails E3, E4 et E4bis du nord de la province en même temps, puis l'éventail le plus récent E5 et enfin les divers enregistrements caractérisant la pente.

a) Évolution des taux de sédimentation au cours du temps

Les figures III-10 à 12 présentent les variations du taux de sédimentation dans les carottes de la province occidentale.

Les éventails du nord de la province :

La figure III-10 présente les taux de sédimentation obtenus des carottes des éventails E3, E4 et E4bis de la partie nord-est de la province occidentale. Ces carottes sont également localisées sur cette figure. Les carottes FKS04 et MD04-2729 ont été collectées dans l'éventail E4 qui n'est plus que partiellement apparent sur le fond marin. La carotte MD04-2728 a enregistré l'activité des transferts sur la levée du chenal principal de E3 et la carotte MD04-2730 a été prélevée près du chenal de l'éventail E4bis situé directement au sud de E3.

L'éventail E3, daté grâce à la carotte MD04-2728, présente des taux de sédimentation maxima (> 55 cm/ka) pendant la baisse du niveau marin relatif du Dandara (105-117 ka) puis minima (1 cm/ka) pendant les 10 ka qui suivent (Sd et S4). Les taux de sédimentation augmentent progressivement pendant la fin de la période pluviale saharienne et le bas niveau marin relatif suivant jusque vers 40 ka (35 cm/ka), puis ils diminuent jusqu'à l'actuel. Cependant, il est difficile d'estimer les taux de sédimentation sur les premiers mètres de la carotte en raison de l'étirement systématique du sommet des carottes prélevées avec le carottier Calypso.

L'éventail E4 présente sensiblement les mêmes tendances mais décalées dans le temps. Les taux de sédimentation sont maxima pendant la fin de la période pluviale saharienne, qui correspond également à la régression marine entre les SIM 5 et 4. Ces taux de sédimentation diminuent ensuite à 10-15 cm/ka pour FKS04 et à 25 cm/ka pour MD04-2729. Ces valeurs augmentent à nouveau pendant la période pluviale nabtienne puis diminuent pendant la

période aride holocène. Cependant, ces valeurs sont probablement fortement augmentées à cause du prélèvement (carottier Calypso).

La carotte MD04-2730 (éventail E4bis) présente peu de points de datation. Il est donc difficile d'analyser les taux de sédimentation dans cet éventail.

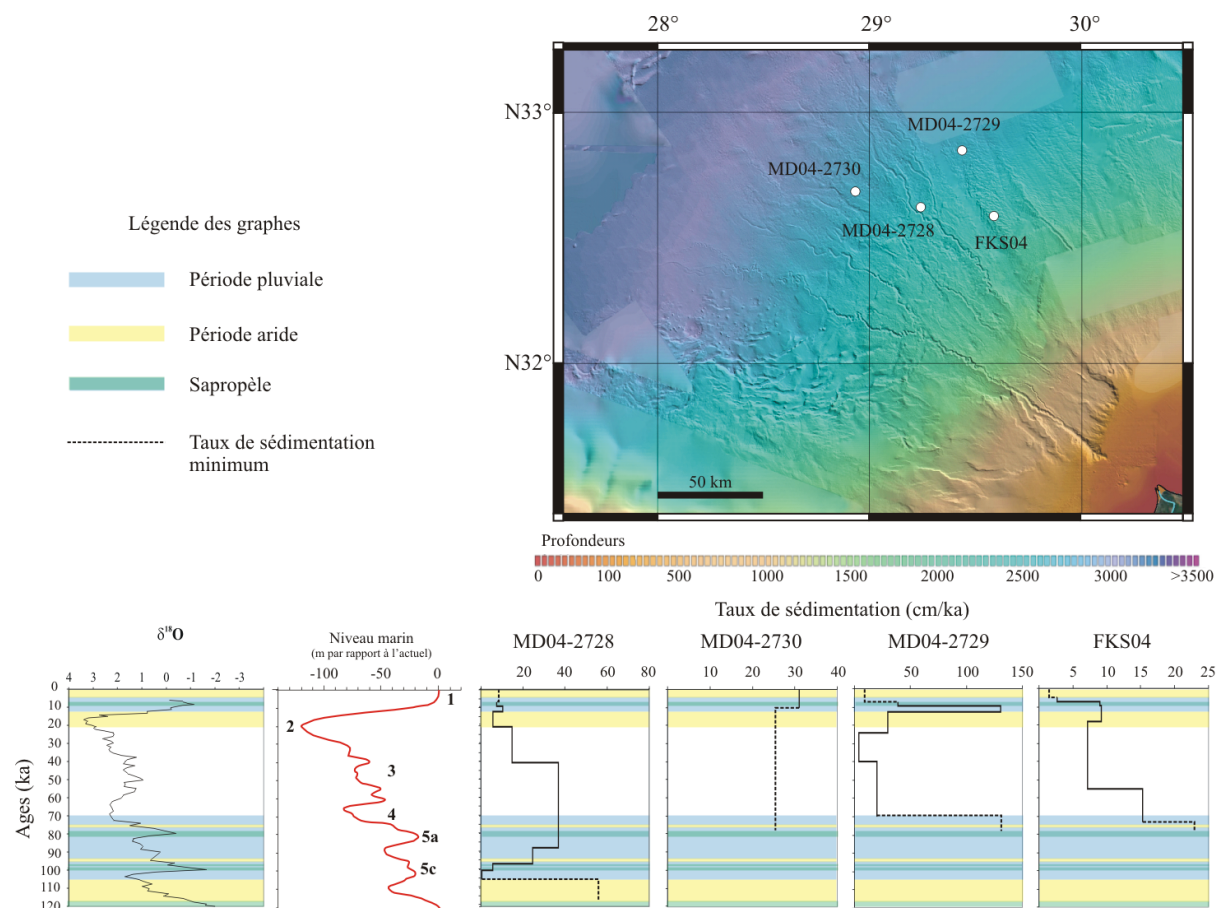


Figure III-10 : taux de sédimentation pour les carottes des éventails E3, E4 et E4bis à la limite des provinces occidentale et centrale, courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004) et courbe de variation des isotopes de l'oxygène obtenue dans le cadre de cette étude. Carte de localisation de ces carottes d'après Sardou et Mascle (2003).

L'éventail le plus récent de la province :

La figure III-11 présente les variations du taux de sédimentation des carottes de l'éventail le plus récent (E5). Les carottes prélevées dans le chenal et sur les levées (MS46PC, MS44PC, FKS05, NLK04F et MD04-2731), et celles des lobes distaux (FKS07, MS35PC, NLK14 et NLK16) ne couvrent que la terminaison 1 et l'Holocène.

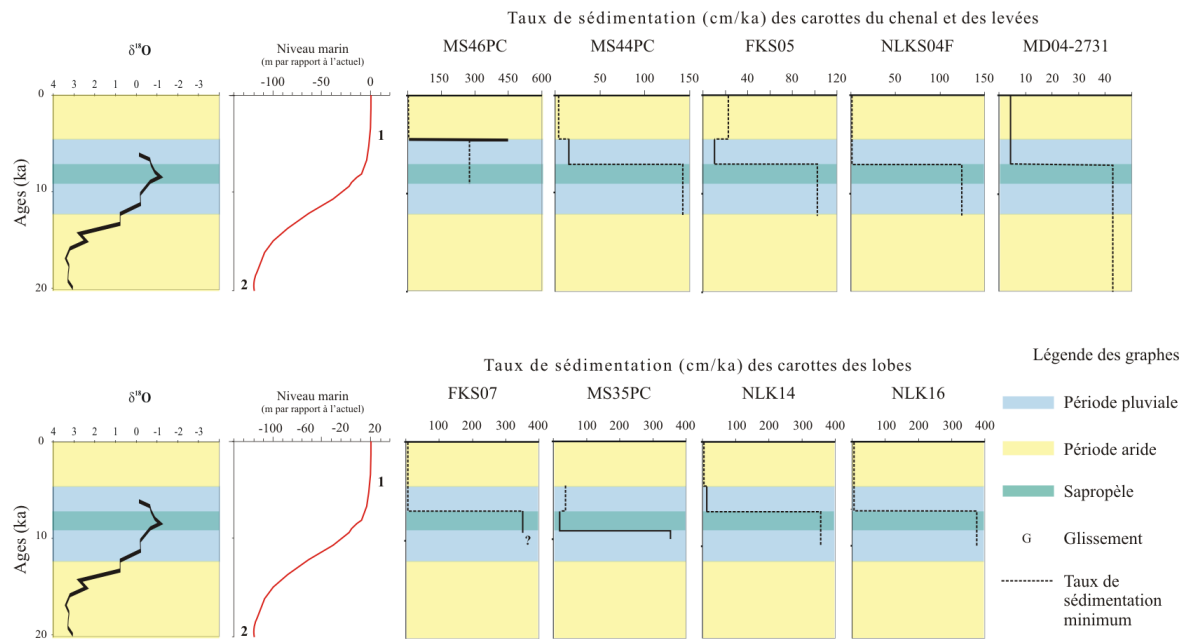


Figure III-11 : taux de sédimentation pour les carottes prélevées dans l'éventail le plus récent (E5) de la province occidentale, courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004) et courbe de variation des isotopes de l'oxygène obtenue dans le cadre de cette étude. La localisation précise de ces carottes peut se faire sur les cartes du chapitre précédent des figures II-8 et II-11.

Les carottes situées dans la partie amont de l'éventail (MS46PC et MS44PC) présentent des taux de sédimentation supérieurs à celles des carottes de la partie aval. Les carottes du chenal se caractérisent par des taux de sédimentation élevés même après la période pluviale nabtienne (jusqu'à 450 cm/ka). Les taux de sédimentation de cette période pluviale sont particulièrement forts dans toutes les carottes du système pendant le sapropèle S1 et la terminaison (au moins 150 cm/ka sur les levées et dans le chenal et plus de 350 cm/ka dans les lobes). Les carottes des lobes présentent des tendances similaires à celles des levées.

Dans l'éventail E5, les apports en particules sont maximums pendant la période pluviale et la remontée du niveau marin (12,5-6 ka), excepté un événement vers 5 ka dans la carotte MS46PC.

Les enregistrements de la pente :

La figure III-12 présente les variations du taux de sédimentation dans les carottes prélevées sur la pente de la province occidentale. Les carottes NLK13, MD04-2725, MS45PC

et MS27PT ont été prélevées dans la partie supérieure de la pente alors que la carotte FKS06 a été prélevée vers sa base. Seule la carotte MS27PT atteint la période pluviale saharienne. Les taux de sédimentation y sont au moins deux fois plus élevés que pendant les SIM 4 à 2. Ces taux augmentent pendant les phases de dépôt des sapropèles et diminuent pendant les brèves périodes arides qui ponctuent la période pluviale. La période pluviale nabtienne est caractérisée par des taux très élevés dans toutes les carottes, notamment dans MS27PT où le taux atteint 150 cm/ka alors qu'il n'était que d'une vingtaine de cm/ka lors de la période pluviale précédente. On peut émettre l'hypothèse que pendant la période pluviale saharienne, il n'y avait pas d'embouchure du Nil au droit de cette carotte. Les panaches hypopycnaux liés aux fortes crues des périodes pluviales n'atteignaient que partiellement cette zone de la province occidentale. Pendant la période pluviale nabtienne, l'embouchure des branches Canopique puis de Rosetta délivraient des quantités très fortes de sédiments en suspension.

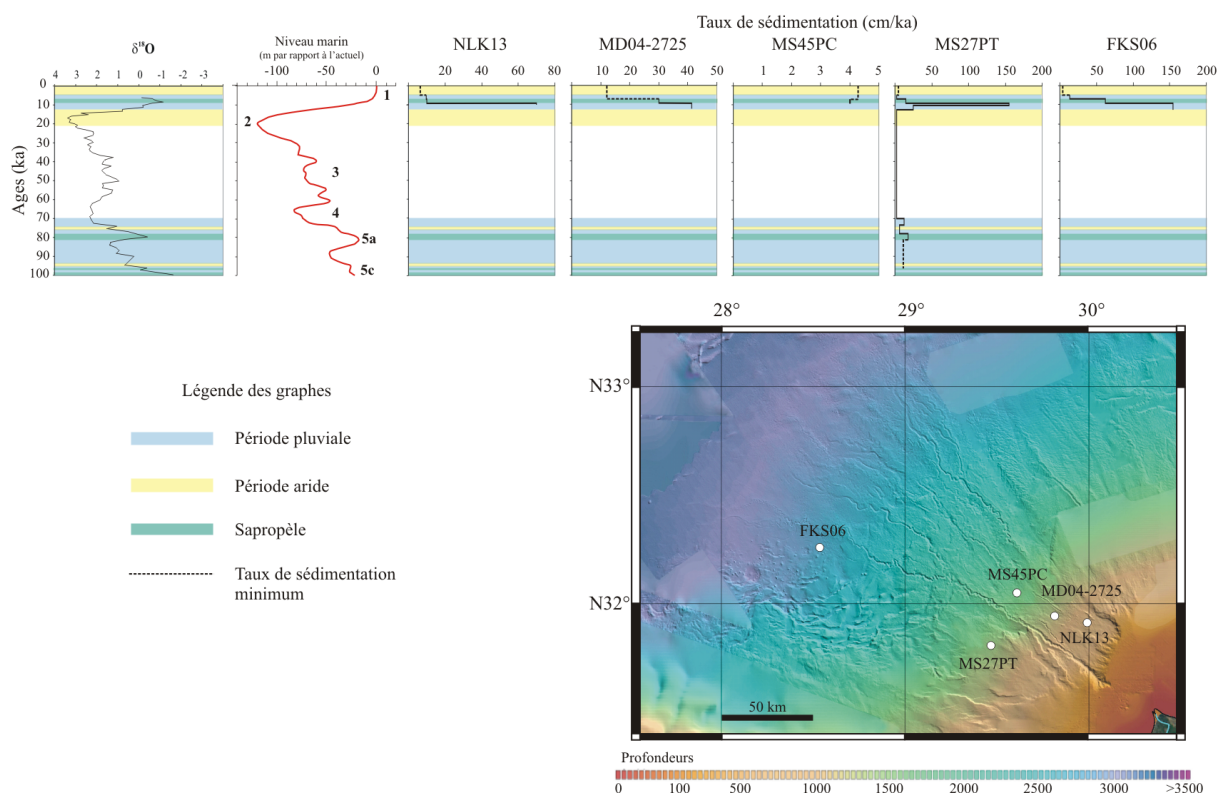


Figure III-12 : taux de sédimentation pour les carottes prélevées sur la pente de la province occidentale, courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004) et courbe de variation des isotopes de l'oxygène obtenue dans le cadre de cette étude. Carte de localisation de ces carottes d'après Sardou et Mascle (2003). La carotte FKS06 correspond à la pente aval, les autres carottes à la pente amont.

Pour toutes les carottes, comme précédemment, la dernière période pluviale (5 - 12,5 ka) est caractérisée par des taux de sédimentation très forts qui diminuent depuis 12,5 jusqu'à 5 ka. Les taux de sédimentation du sommet de la carotte MD04-2725 sont cependant exagérés par le prélèvement (carottier Calypso). FKS06 présente la même diminution de la sédimentation pendant la période pluviale nabtienne. Les trois carottes de la pente supérieure, au nord du chenal actuel, présentent des taux de sédimentation maxima pendant cette période ; la carotte MD04-2725 entre 12,5 et 10 ka et les carottes NLK13 et MS45PC vers 10 ka.

Les taux de sédimentation minimum du sommet des carottes (7 ou 5 ka - actuel) sont compris entre 4 et 10 cm/1000 ka. Ces taux sont 4 à 15 fois plus faibles que pendant la période pluviale précédente, même pour la carotte FKS06. La période aride holocène se caractérise donc par des apports nilotiques quasi-nuls.

b) Evolution des processus sédimentaires au cours du temps

Maintenant que les périodes préférentielles de dépôt dans les différentes zones de la province occidentale ont été identifiées, il est possible d'analyser de façon précise les processus sédimentaires qui caractérisent chaque période.

Les éventails du nord de la province :

La figure III-13 nous montre la corrélation des logs synthétiques des carottes des éventails E3, E4 et E4bis dans le temps.

L'éventail E3, dont la géométrie est bien identifiée grâce aux données du sondeur de sédiments et la carte bathymétrique, est daté grâce à la carotte MD04-2728. Cette carotte a enregistré la totalité de la mise en place et du fonctionnement de la levée du chenal sud de E3. En effet, ce système montre une avulsion majeure en milieu de pente (carte de la figure III-10). Cette carotte caractérise la mise en place d'une levée (23 m d'épaisseur), présentant la succession de séquences silto-sableuses et silto-argileuses, au-dessus d'un glissement dont les 5 premiers mètres ont été prélevés. Ce glissement s'est mis en place à la faveur d'une conjonction d'événements : il s'agit d'une remontée du niveau marin relatif de l'ordre de 20-25 m et du passage d'une période particulièrement aride sur le continent, le Dandara (117-105 ka) à une période pluviale intense. Les écoulements gravitaires ont ensuite incisé la partie supérieure de la masse glissée et construit les chenaux et levées pendant la période de fortes crues du S4. La carotte MD04-2728 montre que cette activité a été forte pendant les périodes

pluviales du SIM 5. La diminution de l'activité des écoulements sur la levée, certainement à mettre en relation avec l'augmentation progressive de la hauteur de la levée qui empêche les débordements, semble être contemporaine de la période post pluviale (SIM 4 à 2) même si aucune datation fiable n'a été possible entre ~90 et 40 ka. Cette levée de l'éventail E3 a fonctionné pendant moins de 60 ka.

Les carottes MD04-2729 et FKS04 ont enregistré l'activité des écoulements sur les levées de l'éventail E4. La carotte FKS04 représente les dépôts de la levée distale (en s'éloignant latéralement du chenal) alors que la carotte MD04-2729 est caractéristique d'une levée plus proximale. Le principal problème pour la compréhension de cet éventail est l'absence de données de sondeur de sédiments. La carte bathymétrique n'est pas suffisante car des instabilités ont effacé le tracé superficiel du chenal pour ne laisser que des fragments visibles sur le fond marin. Ces portions de chenal sont très peu sinueuses. D'après les corrélations entre carottes (Fig. III-13), E4 s'est mis en place sur des dépôts de débrite (5 m) et de glissement (> 2 m) issue donc d'une déstabilisation (complexe de transport en masse ou MTC). Cette déstabilisation et le début de la construction des levées semblent s'être mis en place à la fin de la période pluviale saharienne, pendant la baisse du niveau marin (78-73 ka). Le manque de datations fiables entre la débrite et les séquences silto-sableuses empêche d'être catégorique quant à l'époque de mise en place. Les levées se sont construites pendant toute l'époque de bas niveau marin relatif, du SIM 4 au SIM 2. Les apports semblent s'arrêter pendant le SIM 2, c'est-à-dire pendant la période particulièrement aride sur le continent. Il est alors probable que la branche du delta et son embouchure se soient asséchées. Pendant la période pluviale nabtienne, les forts apports liés aux crues ont comblé le chenal et déposé de grandes quantités de sédiments sur ces levées. Ce système a donc fonctionné pendant environ 60 ka.

L'éventail E4 semble avoir pris directement le relais de l'éventail E3 par rapport aux transferts de particules vers le bassin profond dans cette zone de la province occidentale. Deux hypothèses peuvent expliquer ceci. Soit une migration de la branche d'alimentation du delta et donc de l'embouchure, soit une avulsion du chenal en haut de pente. Dans ce dernier cas, E3 et E4 appartiendrait au même éventail.

Les dépôts de la carotte MD04-2730 n'ont donné aucune datation fiable excepté dans le sommet de nature pélagique, daté à 9-10 ka. Il est donc difficile d'établir une chronologie fiable pour l'éventail E4bis.

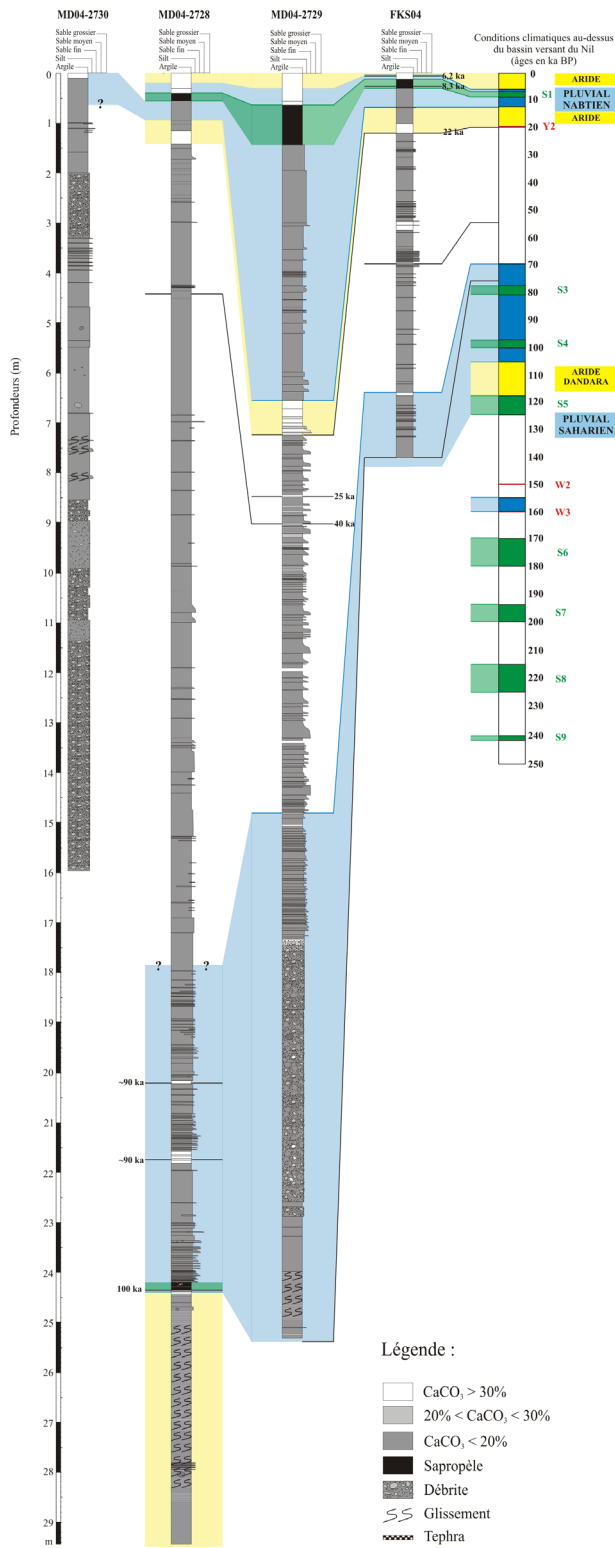


Figure III-13 : corrélation des faciès sédimentaires des carottes prélevées dans les éventails E3 et E4 au nord de la province occidentale et à la limite de la province centrale. Les limites entre les périodes sont en trait plein lorsque les dates ont été clairement identifiées, les limites non délimitées par un trait plein peuvent être déplacées de plus ou moins quelques centimètres.

L'éventail le plus récent de la province :

Les figures III-14 et III-15 nous présentent les logs synthétiques des carottes de l'éventail E5 (le dernier à avoir fonctionné). Il est important de noter que dans ces carottes, il a été assez difficile de reconnaître les limites exactes (même des sapropèles). En effet, ces enregistrements contiennent beaucoup de sédiments remaniés et trop peu de sédiments pélagiques et hémipélagiques.

La figure III-14 illustre la corrélation temporelle entre les carottes du chenal (amont et aval) et celles des levées (amont et aval). La carotte FKS05 présente des séquences sableuses massives et quelques séquences sableuses organisées – qui constituent l'essentiel des dépôts de cette carotte - pendant le début du pluvial nabtien et la transgression marine. La période du sapropèle 1 est marquée par la présence de séquences de crues (voir chapitre précédent) qui découpent le sapropèle 1 sur au moins 1 m d'épaisseur. Au-dessus du sapropèle, il n'y a plus d'apports détritiques mais des dépôts liés à des remaniements internes au chenal. La carotte NLK04F prélevée sur sa levée gauche a enregistré le passage de nombreux écoulements pendant tout le pluvial avant et pendant S1.

La carotte MS46PC qui a été prélevée dans le chenal amont, atteint les dépôts du S1 à sa base. Elle présente de nombreuses séquences turbiditiques sablo-silteuses séparées de dépôts hémipélagiques, ce qui montre que ces dépôts ne se sont pas succédés trop rapidement dans le temps et surtout que ces écoulements étaient faiblement érosifs, comme les débordements sur les levées. On peut donc affirmer qu'il s'agit ici de séquences de remplissage du chenal et non de *by pass*. Pendant la période aride holocène, il n'y a plus d'apports turbiditiques mais uniquement une débrite dont la matrice argileuse et les galets mous présentent le même degré de sous-consolidation. Ceci traduit un temps de transport très court : la débrite provient d'une déstabilisation de flanc de chenal. Elle a participé au remplissage du chenal. Enfin, la carotte MS44PC, collectée sur la levée droite, présente les séquences turbiditiques silto-argileuses et silto-sableuses typiques de levée avant le sapropèle 1, témoignant d'un fort transit pendant la période pluviale et la terminaison 1. Pendant la période du S1, on observe des dépôts caractéristiques de crues. L'absence de dépôts clastiques après S1 sur la levée illustre le comblement du chenal et l'arrêt du *by pass*. Cela peut également traduire le passage d'écoulements peu épais (très concentrés). Ainsi, de moins grands volumes de particules sont impliqués et il ne peut y avoir de débordements alors que le *by pass* continue dans le chenal.

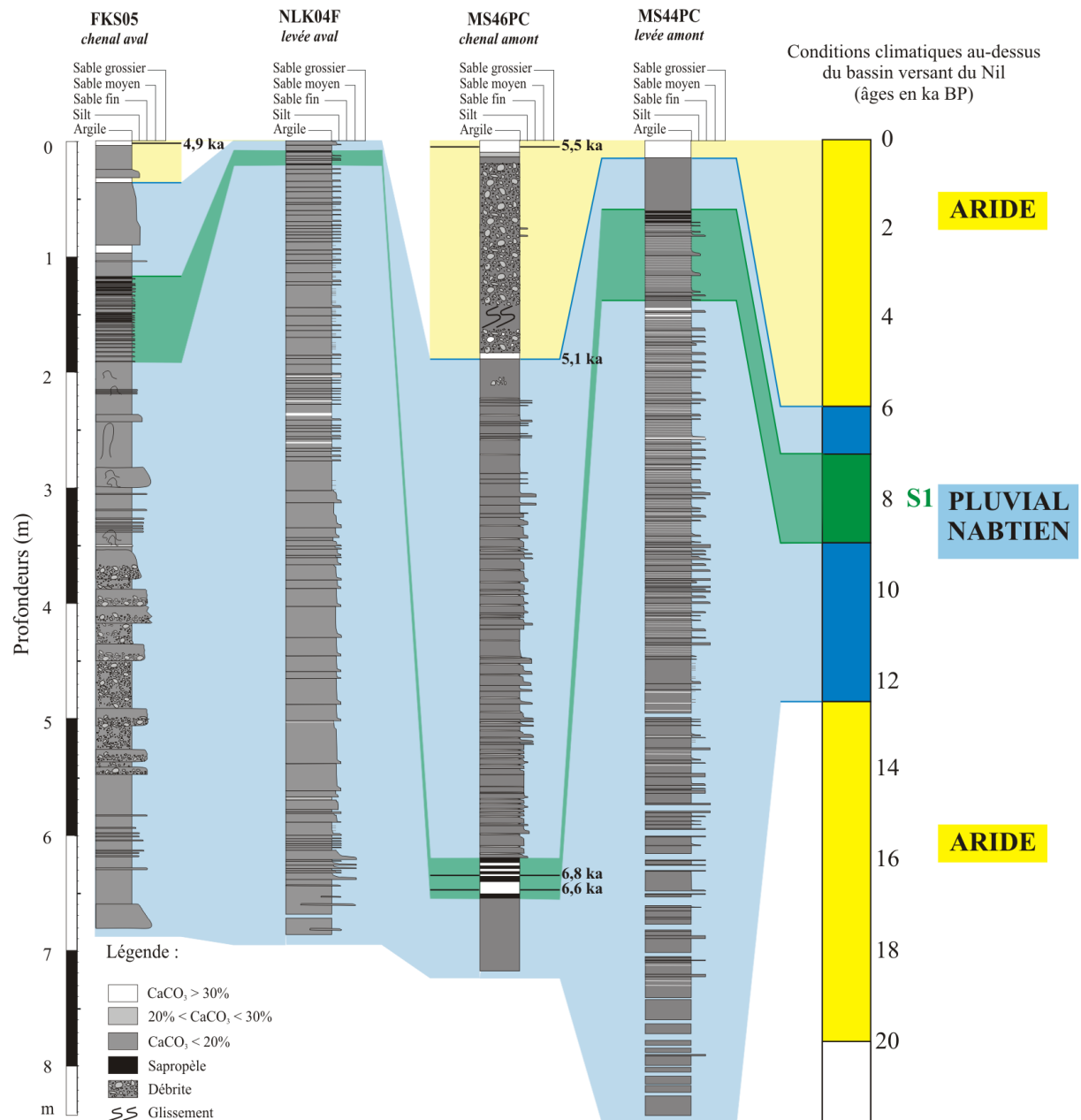


Figure III-14 : corrélation des faciès sédimentaires pour les carottes prélevées dans le chenal de l'éventail E5 et ses levées.

Les carottes du système chenal-levées principal montrent toutes une **influence forte du climat sur la construction d'un éventail**. Pendant les périodes de crues, il y a une grande quantité d'apports et de *by pass*, d'autant plus lorsque le niveau marin relatif n'est pas encore à son niveau maximal. Lorsque le niveau marin est haut et les crues fortes, on enregistre les dépôts clastiques issus de la sédimentation convective depuis les panaches hypopycnaux décrits dans le chapitre précédent. En période aride, il n'y a plus d'apports nilotiques.

Sur la figure III-15, les quatre carottes des lobes montrent également sensiblement la même chose. La carotte la plus distale, MS35PC, est constituée de débris, de turbidites sablo-silteuses et de petits glissements pendant la terminaison 1. A partir du sapropèle 1, les dépôts sont des pélagites ou des turbidites carbonatées (essentiellement constituées de foraminifères planctoniques et benthiques, et de Ptéropodes) issues du remaniement de dépôts pélagiques et hémipélagiques. Les lobes les plus distaux ne reçoivent donc plus d'apports dès 9-8,5 ka. La carotte FKS07 montre par contre beaucoup d'apports sédimentaires pendant S1, probablement car elle est plus proche de l'embouchure du chenal et cette partie du lobe a pu être alimentée plus tardivement. Les dépôts y sont variés (débris, glissements et séquences sableuses massives). Cette zone du lobe ne devait pas être chenalisée.

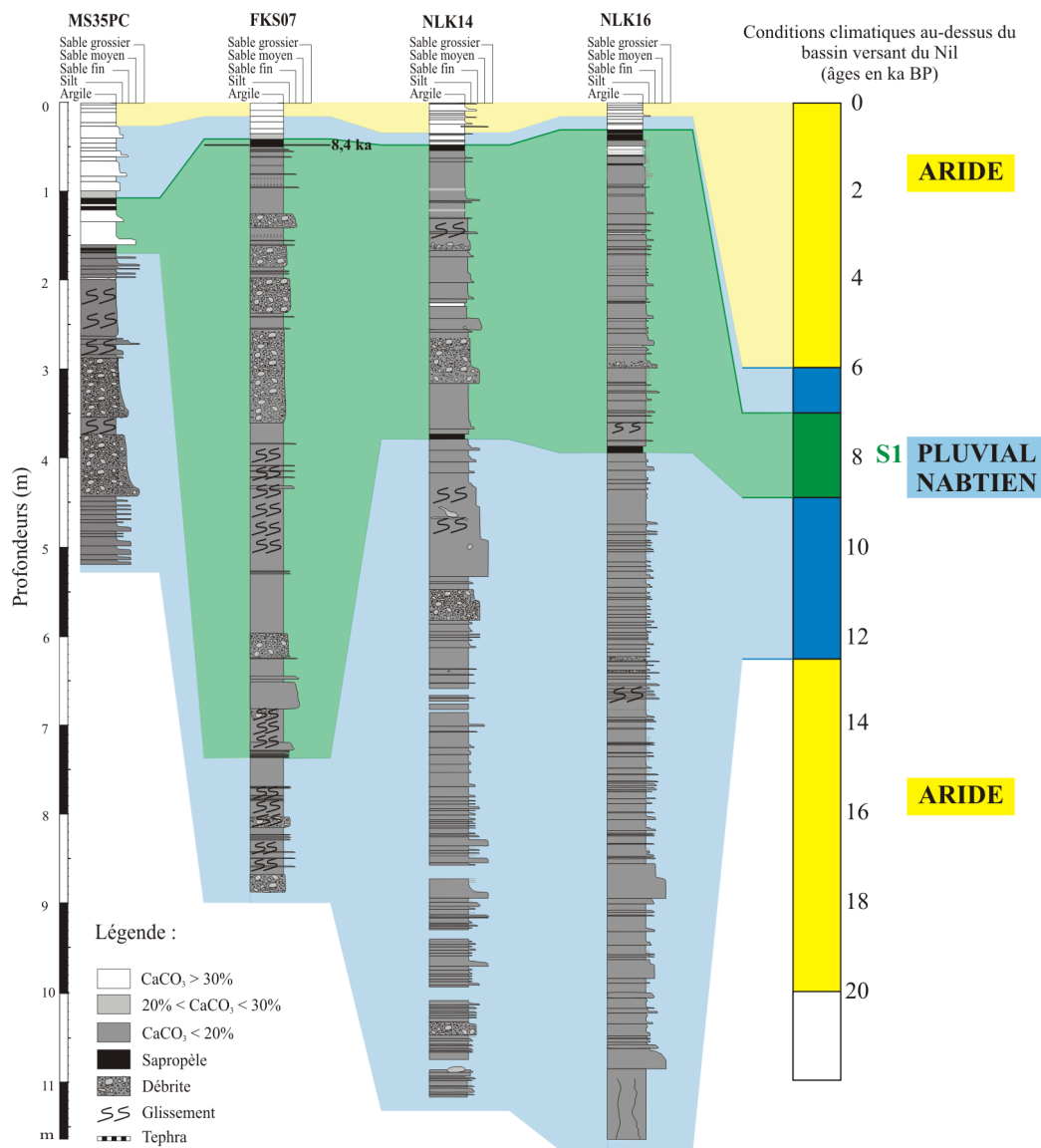


Figure III-15 : corrélation des faciès sédimentaires pour les carottes prélevées dans les lobes distaux de l'éventail E5.

Enfin, les carottes NLK14 et NLK16 qui sont très proches montrent les mêmes caractéristiques de dépôt. Elles présentent des séquences turbiditiques sablo-silteuses très fréquentes avant S1. Puis les dépôts pendant S1 sont faits de débris peu épais et de séquences turbiditiques plus rares. Ces carottes traduisent la construction d'un lobe chenalisé pendant la remontée du niveau marin de la terminaison 1.

Finalement, les différents dépôts de l'éventail E5 montrent les mêmes caractéristiques. Lors de la transgression marine de la terminaison 1, le chenal a fonctionné (*by pass*), les levées et les lobes se sont construits. Pendant S1, les apports par transit par le chenal se sont réduits pour s'arrêter complètement pendant la période aride qui a suivi.

Les enregistrements de la pente :

La figure III-16 présente les logs synthétiques des carottes prélevées sur la pente de la province occidentale. La carotte FKS06, située dans la partie inférieure de la pente, a enregistré une succession de quatre turbidites carbonatées issues de la marge ouest égyptienne. Celles-ci se sont mises en place pendant la période de remontée du niveau marin de la terminaison 1 (15 273 cal. BP à son sommet, Chapitre I, Partie 2). Ces dépôts carbonatés ne contiennent pas de matière organique et très peu de particules clastiques donc les déstabilisations ne sont pas liées à l'intensification des crues d'oueds, donc au climat. Elles pourraient donc plutôt résulter de séismes ayant affecté la marge. Pour le reste de la carotte, l'analyse des processus montre que la sédimentation est fortement liée aux crues générées lors de la période pluviale nabtienne et donc au climat. Cette influence persiste même à plus de 200 km de l'embouchure.

La carotte MS27PT a été prélevée sur la pente, au sud de l'éventail E5. La première information intéressante est la forte représentation des dépôts de crues dès le début de la période pluviale nabtienne, à l'instar des dépôts des MIS 2 à 4 qui sont pélagiques à hémipélagiques et extrêmement réduits. La fin de la période pluviale saharienne enregistrée dans cette carotte montre également de nombreux dépôts clastiques. On peut donc conclure que la sédimentation sur la pente et les apports nilotiques sont entièrement liés aux crues. Ceci est confirmé par la présence de dépôts entièrement pélagiques pendant les périodes arides sur le continent.

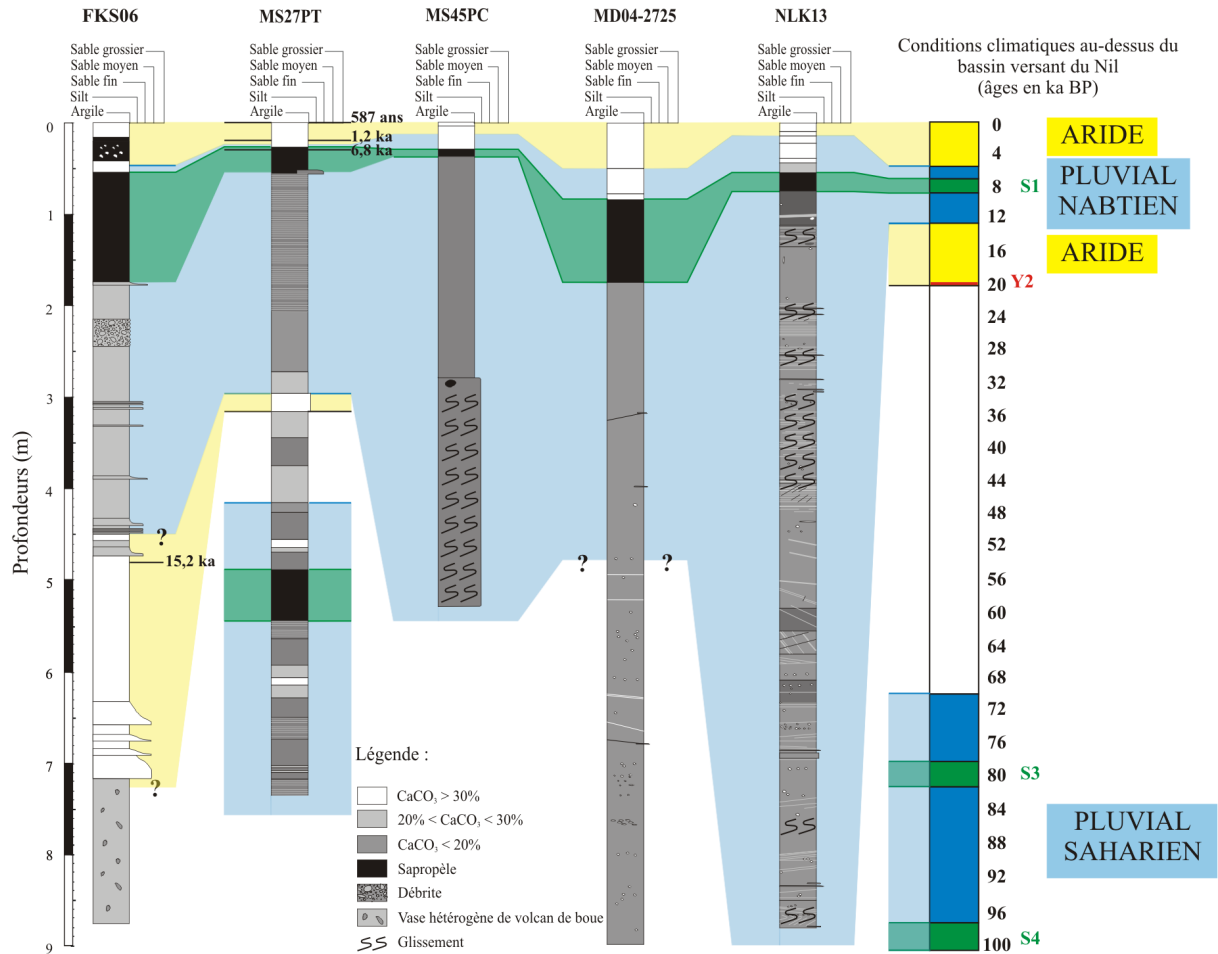


Figure III-16 : corrélation des faciès sédimentaires sur les carottes prélevées au niveau de la pente continentale de la province occidentale.

Enfin, les trois carottes prélevées sur la pente supérieure, au niveau des grandes cicatrices d'arrachement (MS45PC, MD04-2725 et NLK13), présentent des processus similaires, dont des glissements associés au début de la période pluviale nabtienne. Les glissements enregistrés dans les carottes MS45PC et NLK13 sont synchrones, vers 9-10 ka. La carotte MD04-2725 est ici représentée tronquée pour des raisons de commodité de présentation des données. En effet, elle comprend un glissement de plus de 16 m d'épaisseur sous la partie illustrée dans la figure III-16. Ce glissement a été daté pendant la terminaison 1, c'est-à-dire qu'il s'est mis en place pendant la période de crues intenses du fleuve mais aussi pendant la dernière phase de remontée du niveau marin relatif entre 12,5 et 10 ka.

c) Conclusions : fonctionnement de la province occidentale au cours du Quaternaire récent

Dans cette province, la sédimentation au cours des derniers 120 ka est largement dominée par la construction d'éventails turbiditiques. La chronologie et les caractéristiques de chaque éventail sont synthétisées dans le paragraphe suivant.

L'éventail E3. Migeon et al. (2005) ont corrélié les unités lithologiques de la carotte MD04-2728 au profil HR le plus proche (Fig. III-17). Le glissement enregistré à la base de la carotte correspond à une masse glissée de grand volume sur laquelle s'installe l'éventail E3. La cartographie partielle de ce glissement (Garziglia et al., soumis) est représentée en rouge sur la figure III-20.

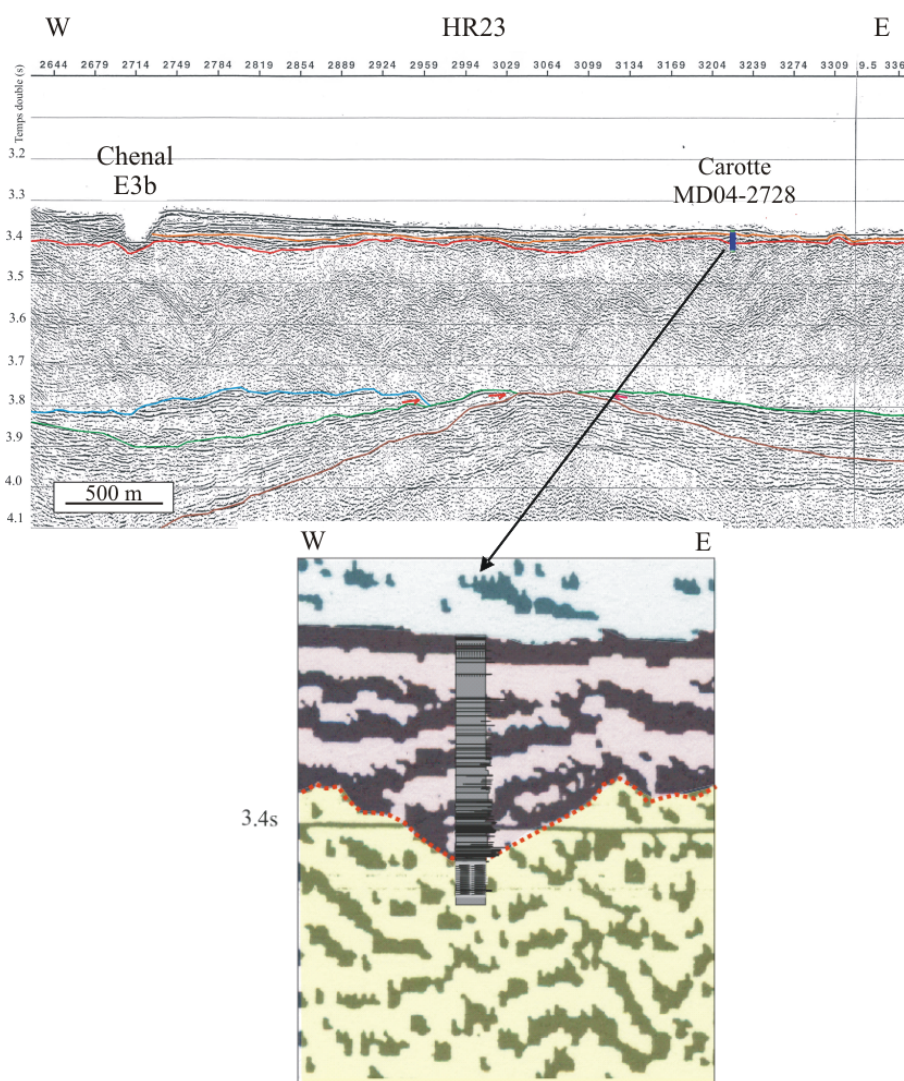


Figure III-17 : positionnement de la carotte MD04-2728 sur le profil le plus proche (HR23, voir la localisation sur la figure III-18) et corrélation des unités sismiques et lithologiques du glissement et des séquences de levée (Migeon et al., 2005).

On peut donc établir le fonctionnement suivant pour E3 : la mise en place du glissement date de la régression marine du Dandara (105-117 ka). Cela doit coïncider avec la mise en place du premier chenal de E3 (E3a) qui a fonctionné pendant le bas niveau marin relatif du 5d ainsi que pendant la période de crues du 5c (mise en place de S4). Les périodes des 5d et 5c se caractérisent par des dépôts pélagiques dans la carotte MD04-2728. L'avulsion vers le chenal E3b est contemporaine de la légère baisse du niveau marin du 5b. Ce dernier chenal a fonctionné pendant le 5b, le 5a, la régression marine entre les SIM 5 et 4 et le bas niveau marin qui a suivi. En observant le degré de sinuosité des chenaux E3a et E3b, on remarque E3b a un tracé moins sinueux que E3a. Cela est probablement à mettre en relation avec la proportion de sédiments grossiers transportés (Clark et al., 1992; Galloway, 1998) : E3b a transporté plus de sédiments grossiers que E3a.

L'éventail E4. Sa mise en place semble être liée à la baisse du niveau marin relatif entre les SIM 5 et 4 marquée par le déclenchement d'une instabilité sur la pente puis de la construction d'un système chenal-levées au-dessus. Cet éventail a fonctionné pendant les bas niveaux marins relatifs des SIM 4, 3 et 2 ainsi que pendant la transgression marine de la terminaison 1.

L'éventail E5. Pour le moment, il n'y a pas de contrôle d'âge sur sa mise en place mais nous savons que le dernier chenal a fonctionné pendant la terminaison 1 et la période pluviale nabtienne (période de remontée du niveau marin et de crues majeures). Le fonctionnement de cet éventail montre un contrôle climatique fort associé à la variation du niveau marin relatif. Le chenal E5b montre une sinuosité plus importante que E5a.

Migeon et al. (2005) ont établi une chronologie relative des différents systèmes entre E3 et E5 grâce aux données sismiques HR (Fig. III-18 et III-19). On se rend compte que l'éventail E3 a été relayé par un éventail intermédiaire situé au sud-ouest (E4bis), qui avait probablement la même source continentale mais son propre canyon d'alimentation. L'éventail E5 s'est mis en place après E4bis. L'absence de carottes dans ce système intermédiaire ne permet pas de le dater précisément, ni de savoir s'il a fonctionné en même temps que E4 ou après celui-ci. Cependant, la synthèse des données des carottes associée aux travaux de Migeon et al. (2005) permet d'établir la chronologie présentée sur la carte de la figure III-20. L'éventail E4bis s'est probablement mis en place pendant le bas niveau marin relatif du SIM 4 ou pendant les variations eustatiques du SIM 3.

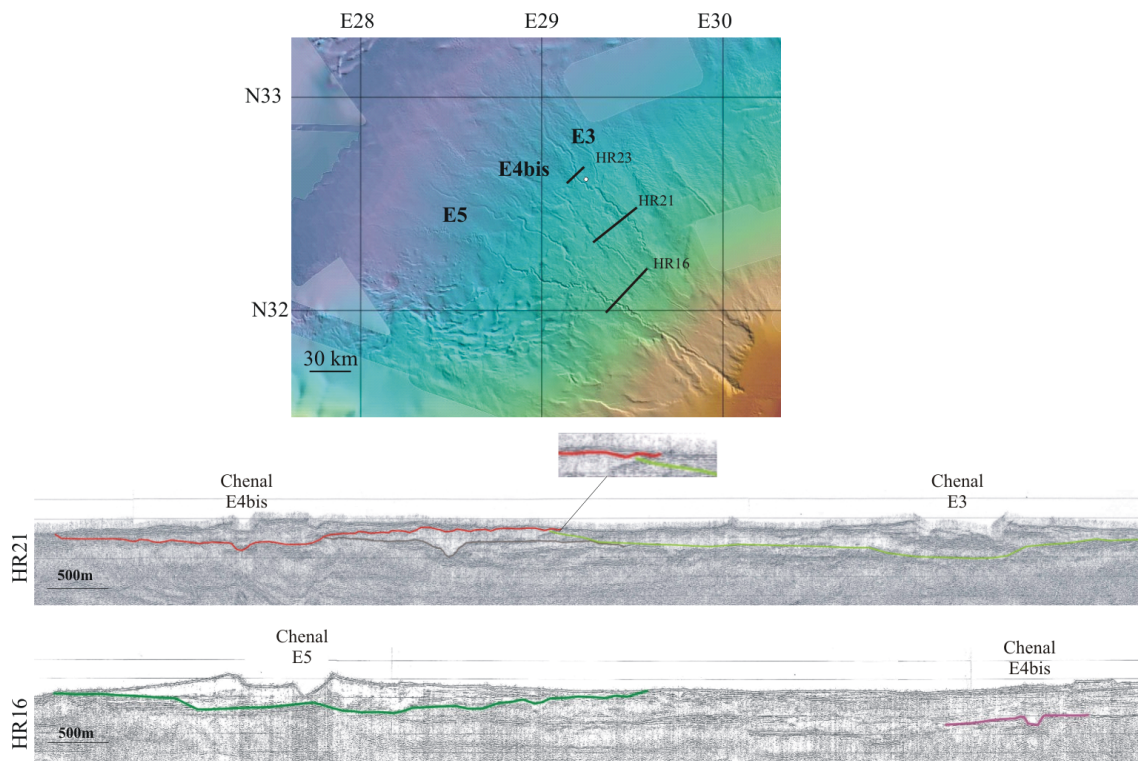


Figure III-18 : géométrie et chronologie comparée des trois éventails de la province occidentale E3, E4bis et E5 à partir de la sismique HR (Migeon et al., 2005).

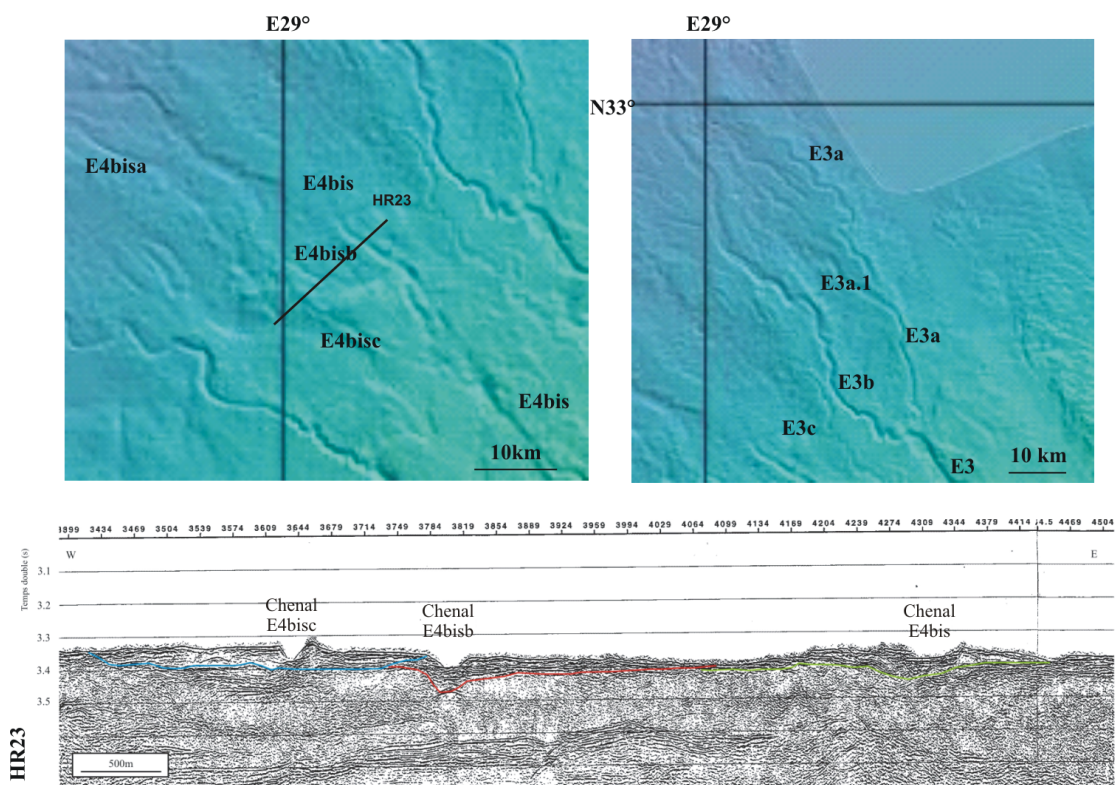


Figure III-19 : géométrie et chronologie comparée des différents chenaux des éventails de la province occidentale E3 et E4bis à partir de la sismique HR (Migeon et al., 2005).

L'éventail E5 lui a succédé avec une avulsion majeure à mi-pente (E5a vers E5b) puis des avulsions en bas de pente du chenal E5b (au moins six avulsions au total). Ce dernier éventail a pu se mettre en place pendant le dernier bas niveau marin relatif du SIM 2 ou pendant le SIM 3.

Tous les éventails se mettent en place sur un complexe de transport en masse (MTC) initié à la faveur d'une baisse du niveau marin majeure ou mineure. Ils semblent également pouvoir fonctionner en période de haut niveau marin relatif.

De nombreux glissements viennent entrecouper ces éventails comme l'a montré Loncke (2002). La majorité des **glissements de grands volume et extension** (zones de couleur sur la figure III-20), ayant pour origine la rupture de pente en bordure de plate-forme, se produisent en périodes de **remontée du niveau marin** et de **forts apports du fleuve** (Pluvial).

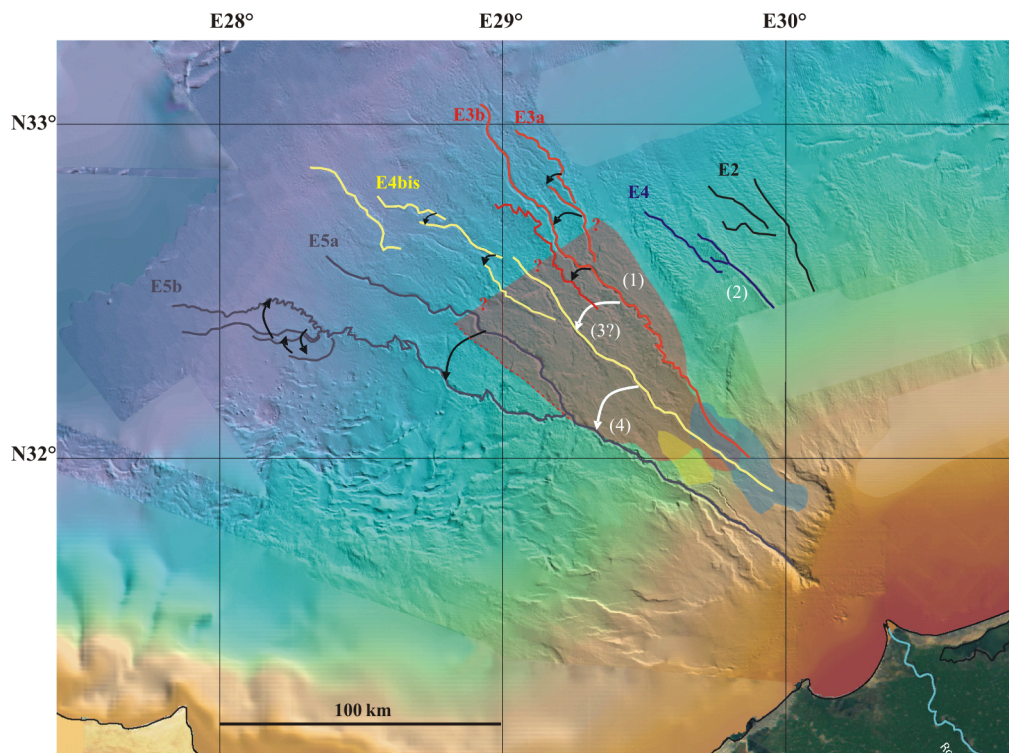


Figure III-20 : chronologie relative de la mise en place des éventails (E3, E4, E4bis et E5) de la province occidentale et des principales avulsions. L'éventail E2 sera discuté et détaillé dans le paragraphe concernant la province centrale. Les flèches blanches indiquent la migration des éventails, les flèches noires indiquent les avulsions au sein d'un éventail. Les trois zones de couleur (rouge, jaune et bleu) représentent trois glissements majeurs (Garziglia et al., soumis) datés avec des carottes.

Le glissement jaune (MD04-2725) s'est mis en place entre 12,5 et 10 ka et le glissement bleu (NLK13) entre 9 et 10 ka. Le glissement rouge (Fig. III-20) est une exception car il s'est initié au cours de la **régression marine mineure** du début du Dandara (117-110 ka). Six grands glissements ont été identifiés entre 105 et 12,5 ka (Garziglia et al., soumis) mais n'ont pas été reportés ici pour des raisons de clarté. Ces glissements sont responsables de la disparition sur le fond marin actuel de la partie amont des chenaux des éventails E3 et E4bis. D'autres glissements peuvent avoir pour origine l'activité sismique de la région (turbidites carbonatées dans la FKS06).

Enfin, **cette province est particulièrement soumise aux dépôts de crues** (panaches hypopycnaux) et particulièrement pendant la période pluviale nabtienne (position des embouchures et courants côtiers?).

2) *Province centrale*

a) Évolution des taux de sédimentation au cours du temps

La figure III-21 présente les variations du taux de sédimentation des carottes prélevées dans la province centrale. Ces carottes témoignent toutes d'une **augmentation significative du taux de sédimentation pendant les périodes pluviales, en haut niveau marin relatif, et surtout pendant les périodes de mise en place des sapropèles**. La carotte NLK11 présente une exception pendant le bas niveau marin du SIM 6. En effet, cette carotte prélevée en bordure de l'éventail E2 présente de forts taux de sédimentation liés au fonctionnement du système à cette époque. La carotte 84MD653 présente des valeurs particulièrement élevées pendant le sapropèle 6. La carotte 84MD652 présente l'enregistrement typique des sédiments du STPN hors éventail. En effet, le taux de sédimentation augmente en période pluviale et surtout pendant les sapropèles, mais uniquement en haut niveau marin relatif. Le taux de sédimentation diminue systématiquement en bas niveau marin relatif. Enfin, la carotte MD90-965 a enregistré les mêmes tendances que la 84MD652, avec des taux deux fois plus forts malgré sa position très distale dans cette province. La présence de tephra (W2 et W3) dans les carottes 653, 652 et 965 augmente sensiblement le taux de sédimentation pendant une période où la sédimentation détritique et hémipélagique est très faible.

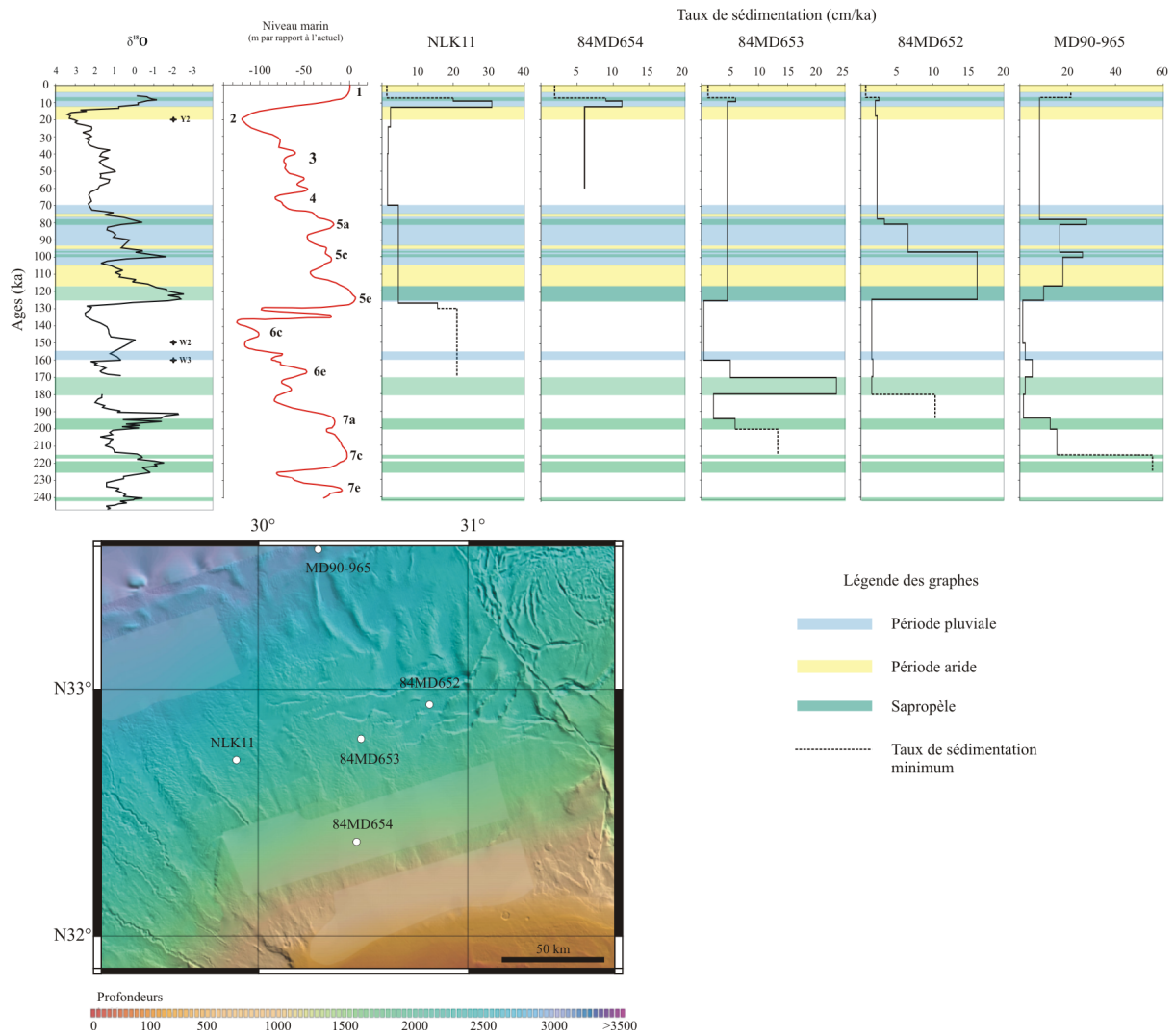


Figure III-21 : taux de sédimentation pour les carottes prélevées dans la province centrale, courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004) et courbe de variation des isotopes de l’oxygène obtenue dans le cadre de cette étude. Carte de localisation de ces carottes d’après Sardou et Mascle (2003).

On peut donc conclure que les périodes favorables au transfert sédimentaire dans cette province sont directement liées au climat - et en particulier aux périodes de crues – et au glacio-eustatisme. Pendant les périodes de bas niveau marin relatif, de plus grands volumes de particules sont transférés vers le bassin profond directement dans les éventails turbiditiques. Les périodes de sédimentation maximale sont associées aux périodes de crues majeures en haut niveau marin.

b) Evolution des processus sédimentaires au cours du temps

La figure III-22 présente la corrélation des logs synthétiques des carottes de la province centrale.

Pendant le pluvial nabtien, les forts taux de sédimentation dans la carotte NLK11 s'expliquent par des dépôts de crues (sapropèle 1 « découpé » par des dépôts types détaillés dans le chapitre précédent). La période de bas niveau marin entre les deux pluviaux est caractérisée par des dépôts pélagiques et parfois hémipélagiques très condensés. Toute la période pluviale saharienne présente des dépôts épais, liés aux crues pendant le haut niveau marin relatif du SIM 5 (70-130 ka), et à l'activité de l'éventail E2 pendant le bas niveau marin relatif du SIM 6 (190 à 130 ka). En effet, cette dernière période est marquée par le dépôt d'une débrite d'au moins 2 m d'épaisseur puis la mise en place de séquences silto-argileuses typique d'une levée distale (en s'éloignant du chenal). On remarque également quelques déstabilisations (glissement et débrite) en fin de fonctionnement de cette levée, lorsque le niveau marin remonte.

La carotte 84MD654 présente des dépôts de crues pendant les périodes pluviales et les hauts niveaux marins relatifs, ce qui explique les taux de sédimentation plus forts pendant ces périodes. Cependant, les dépôts des SIM 4 à 2 sont plus épais que dans les autres carottes de la même province. Cela s'explique probablement par sa position très proximale et proche de la plate-forme et des embouchures du fleuve. Cette carotte reçoit donc plus d'apports en période aride que le reste du bassin.

La carotte 84MD653 présente des taux de sédimentation très forts pendant le sapropèle 6 caractérisés par le dépôt de turbidites fines (probablement de crues) et une débrite. Il est intéressant de noter que la terminaison 2 ainsi que la période de bas niveau marin relatif du SIM 6 après le dépôt de S6 se matérialise dans cette carotte par une sédimentation pélagique. Cela signifie qu'aucun apport clastique du Nil n'a atteint cette zone de la province centrale pendant près de 43 ka. Dans cette carotte, il est cependant difficile d'identifier les dépôts du SIM 5 des dépôts du SIM 4 à 2 car ils sont constitués de débrites et de niveaux d'érosion. Le champ de failles salifères où a été prélevée cette carotte montre donc de nombreuses déstabilisations qui semblent indépendantes du glacio-eustatisme et du climat.

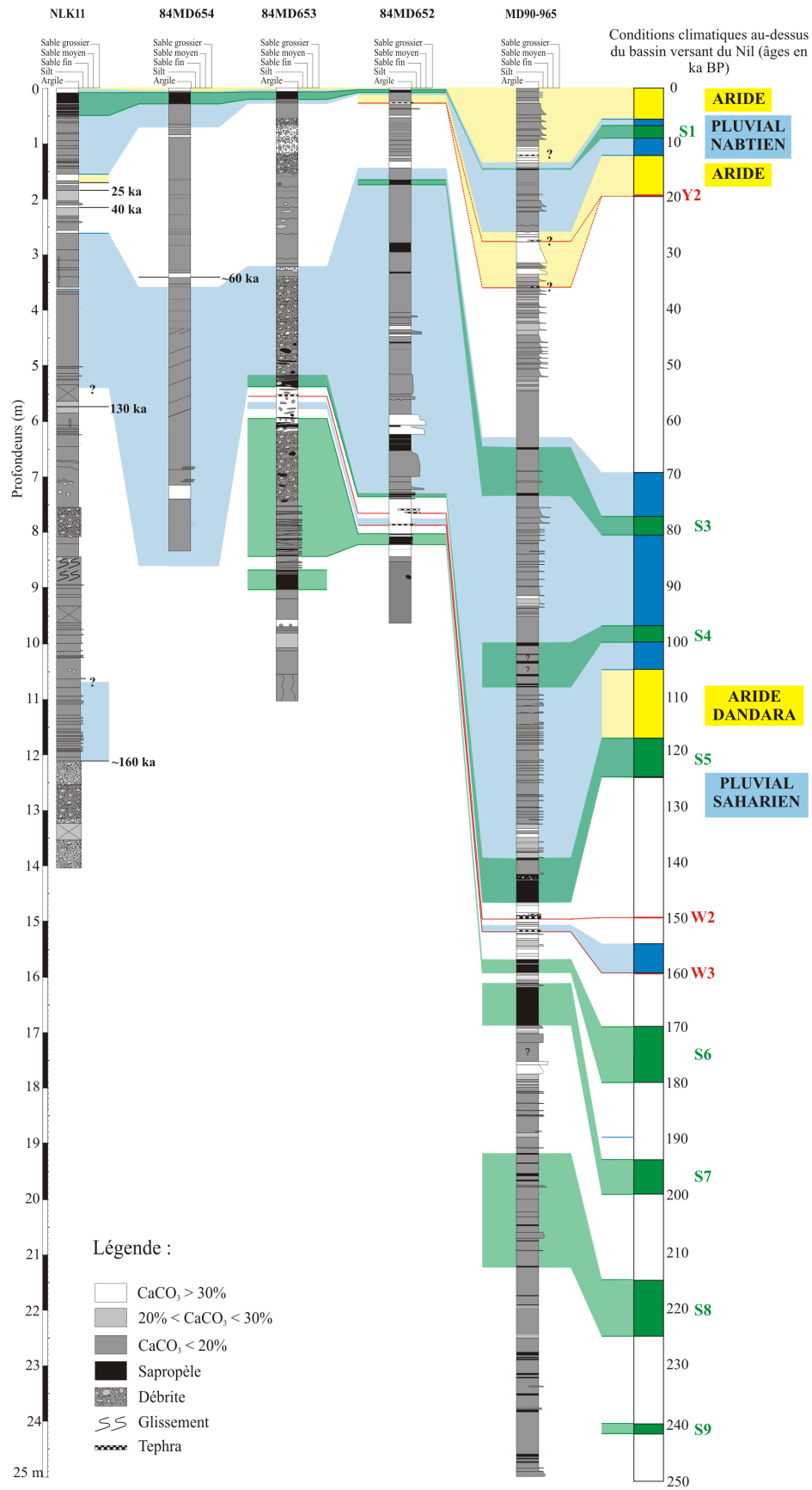


Figure III-22 : corrélation des faciès sédimentaires des carottes prélevées dans la province centrale.

La carotte 84MD652 présente des dépôts de crue typiques pendant le pluvial nabtien et surtout des turbidites et des phénomènes de remaniement pendant le pluvial saharien du SIM 5. Ces problèmes de sédimentation pendant le SIM 5 peuvent résulter de mouvements de réajustement des failles salifères comme pour la carotte 84MD653 ou alors être en lien avec le climat. Dans ce dernier cas, c'est l'importance des dépôts pendant le SIM 5 qui pourrait expliquer les déstabilisations et le remaniement. Les différents dépôts de sapropèles entre S3 et S5 dans cette carotte sont difficiles à identifier car les assemblages de faunes montrent des mélanges. On remarque à nouveau que les périodes arides et/ou de bas niveau marin relatif se matérialisent dans le bassin profond par des dépôts pélagiques, notamment la période de 43 ka de la fin du SIM 6 et de la terminaison 2.

Enfin, la carotte MD90-965 a également enregistré des dépôts turbiditiques liés aux crues pendant le pluvial nabtien. Le pluvial saharien pendant le SIM 5 est caractérisé par le dépôt de turbidites fines. Les sapropèles y sont souvent interrompus par ces turbidites liées très probablement aux crues. Toutes les périodes arides sont également marquées par des dépôts pélagiques comme l'aride holocène, le SIM 2, le Dandara (au-dessus de S5) ou encore la période de 43 ka de la terminaison 2 et de la fin du SIM 6.

c) Conclusions : fonctionnement de la province centrale au cours du Quaternaire récent

La figure III-23 résume les différents processus sédimentaires qui ont affecté la province centrale au cours du Quaternaire récent. La sédimentation y est dominée par des déstabilisations, avec deux origines possibles, et les apports turbiditiques.

- Les **zones de failles salifères** sont le lieu de **réajustements fréquents** indépendants du glacio-eustatisme ou du climat (zones rouges de la figure III-23, Loncke, soumis). La zone jaune sur la carte de la figure III-23 illustre la couverture sédimentaire hémipélagique et turbiditique affectée par le phénomène de fluage généralisé (Loncke et al., soumis). Ce **fluage** se fait sur une zone de décollement préférentiel, au sommet d'une **débrite d'extension régionale** (Bayon et al., soumis). La portion de profil de la figure III-24 a été choisie ici car elle illustre à la fois les escarpements salifères (failles affectant la totalité de la couverture sédimentaire sus-jacente) et la couverture sédimentaire superficielle qui flue sur le sommet de la débrite. La carotte 84MD653 (log sur la figure III-22) est la plus proche du profil HR13. Replacée à l'échelle sur le profil, on remarque que sa base, datée à plus de 200 ka (Fig. III-22), atteint à peine la moitié de cette couverture sédimentaire.

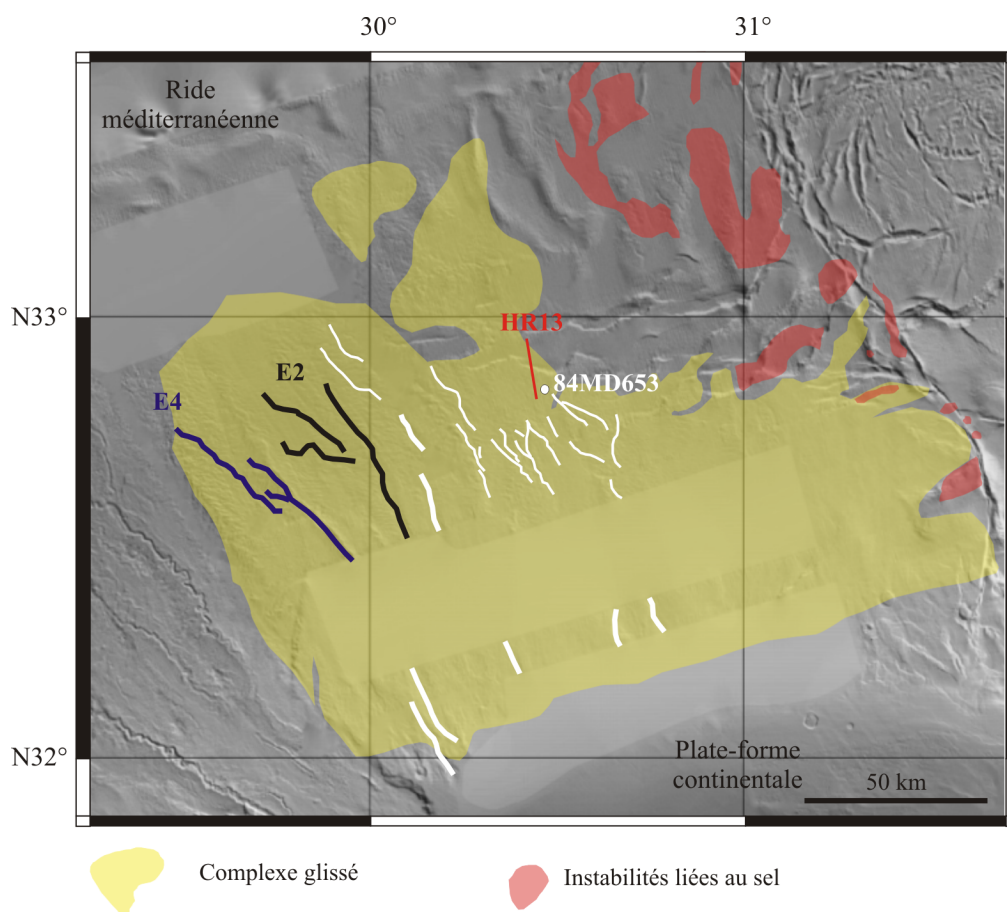


Figure III-23 : synthèse des différents processus sédimentaires au Quaternaire récent dans la province centrale. Les tronçons de chenaux des éventails datés, E2 et E4, sont respectivement en noir et en bleu. Les tronçons de chenaux observables sur la bathymétrie mais non datés sont en blanc. La couverture sédimentaire affectée de fluage sur une débrite de très grand volume est représentée en jaune ; les instabilités locales liées à la tectonique salifère sont représentées en rouge. Cartographie de ces instabilités et du complexe glissé d'après Loncke et al. (soumis).

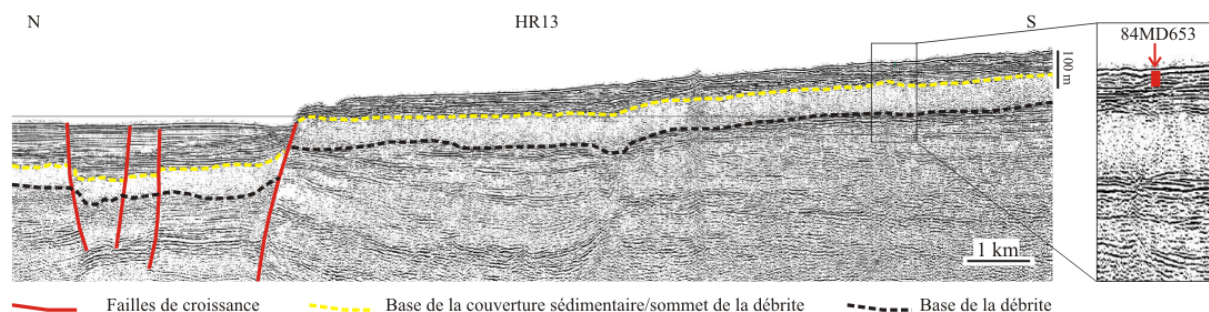


Figure III-24 : profil représentatif de la pente continentale de la province centrale (localisation sur la figure III-23) et localisation de la carotte 84MD653 dans la couverture sédimentaire au-dessus de la débrite.

Les autres carottes prélevées dans cette province et positionnées sur les profils les plus proches conduisent au même résultat. On peut donc conclure que **la mise en place de cette coulée de débris d'extension régionale est antérieure à 200 ka**. En extrapolant des taux de sédimentation moyens mesurés au cours des derniers 250 ka, cette gigantesque déstabilisation a pu se mettre en place entre 400 et 800 ka.

- Les nombreux tronçons de chenaux visibles sur le fond marin sont plus récents que cette coulée de débris. Seuls deux groupes de chenaux ont pu être datés : ceux des éventails E2 et E4. La province centrale a donc été une zone de transit particulièrement importante au cours du Quaternaire récent, depuis au moins 400 ka. L'**éventail E2 s'est mis en place et a fonctionné en bas niveau marin relatif** (fin du SIM 6). Il s'est mis en place sur une déstabilisation (MTC). Ce dernier a donc fonctionné **30 ka**. On peut également remarquer le caractère rectiligne du chenal principal de E2. La zone distale de cette province a reçu une grande quantité d'apports turbiditiques au cours des derniers 230 ka bien qu'aucun chenal ne soit observable sur les données bathymétriques.

La majorité des carottes qui ont enregistré la période entre 170 et 127 ka (fin du SIM 6 et terminaison 2) montre uniquement des dépôts pélagiques.

3) *Province orientale*

a) *Évolution des taux de sédimentation au cours du temps*

La figure III-25 présente les variations du taux de sédimentation dans les carottes de la province orientale. Les taux de sédimentation minimum pour la période post-S1 sont inférieurs à 5 cm/ka dans toutes les carottes de cette province, sauf dans la carotte FKS03 où le taux de sédimentation est de 120 cm/ka. La position de cette carotte, dans une dépression liée à une faille salifère, est responsable de cette particularité. Les autres carottes présentent les mêmes tendances, avec des taux de sédimentation qui augmentent fortement pendant les sapropèles, sauf S6, qui se produit contrairement aux autres pendant un bas niveau marin relatif. La carotte MD04-2724 a des taux de sédimentation trois fois supérieurs à ceux de 84MD648 alors qu'elles sont très proches et présentent exactement les mêmes tendances. La carotte MD04-2724 concentre peut être plus le signal de la variation des apports en étant dans une dépression. Cependant, les taux de sédimentation du sommet de cette carotte sont

exagérés du fait du prélèvement (carottier Calypso). Les carottes 84MD648, MD04-2724, 84MD647 et 84MD643 montrent des taux de sédimentation accrus liés aux tephra Y2, W2 ou W3, datés à 20, 150 et 160 ka respectivement. La carotte 84MD647 a enregistré de forts taux de sédimentation pendant la remontée du niveau marin de la terminaison 2.

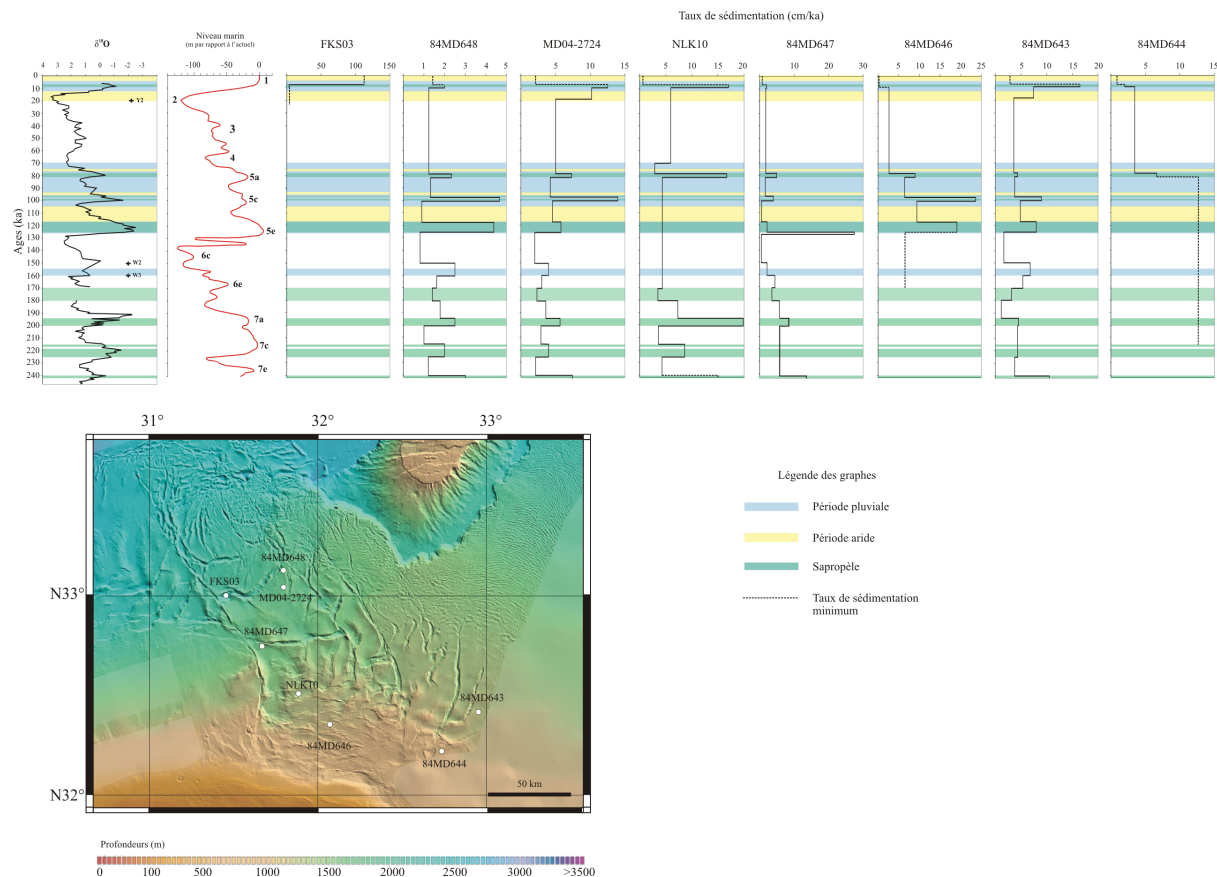


Figure III-25 : taux de sédimentation pour les carottes prélevées dans la province orientale, courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004) et courbe de variation des isotopes de l'oxygène obtenue dans le cadre de cette étude. Carte de localisation de ces carottes d'après Sardou et Mascle (2003).

La carotte 84MD644 présente une augmentation du taux de sédimentation pendant la période pluviale saharienne.

On peut donc déjà conclure que les taux de sédimentation de la province orientale présentent les mêmes tendances que ceux de la province centrale et avec des ordres de grandeur semblables.

b) Evolution des processus sédimentaires au cours du temps

La figure III-26 présente les corrélations des logs synthétiques des carottes de la province orientale. La carotte FKS03, montre une sédimentation hémipélagique pour toute la période post-S1. Cette forte accumulation sans processus gravitaire particulier suggère un phénomène de concentration sédimentaire dans une dépression topographique (*focusing*). Cette concentration est peut être accentuée par l'existence de faibles courants de fond, mais dont la présence restent encore à démontrer.

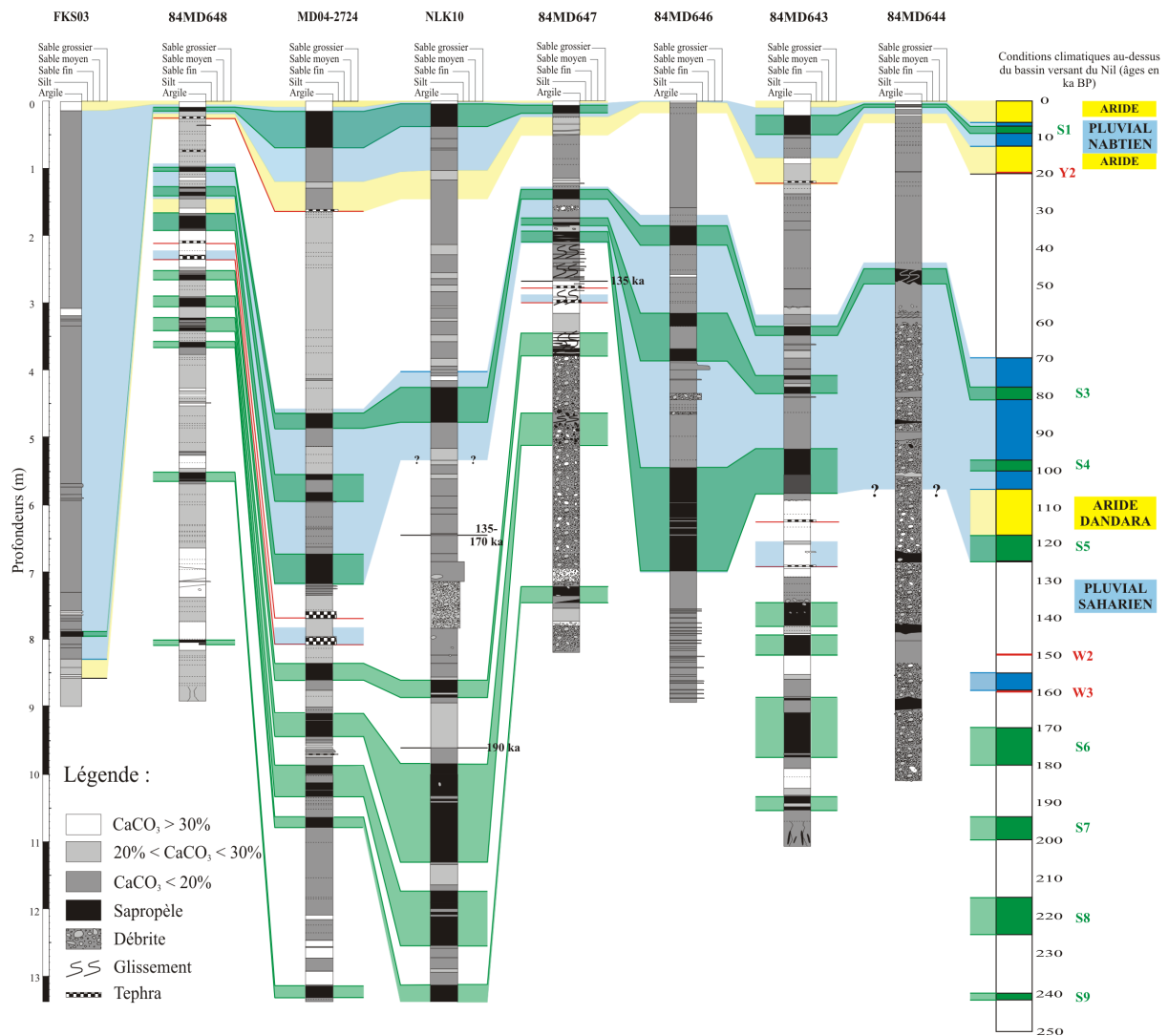


Figure III-26 : corrélation des faciès sédimentaires des carottes prélevées dans la province orientale.

La carotte 84MD648 présente des taux de sédimentation plus forts uniquement pendant les périodes de sapropèles, à l'exception de S6. Sa sédimentation est dominée par les crues. Elle a enregistré une sédimentation pélagique pendant l'aride holocène, les arides du SIM 5 et

la période d'environ 40 ka de la fin du SIM 6. La carotte MD04-2724, qui a les mêmes tendances que la carotte 84MD648 mais avec des valeurs trois fois supérieures, subi probablement aussi un phénomène de *focusing*, ce qui expliquerait la différence de valeurs malgré la proximité des carottes.

La carotte NLK10 présente des problèmes de sédimentation pendant le SIM 5 : on peut notamment constater l'absence de S4 et S5. Le SIM 5 est également réduit lorsqu'on le compare aux SIM 4 à 2. La proximité d'un chenal et l'érosion/*by pass* induite par celui-ci pourrait expliquer ce phénomène, mais aucun signe d'écoulements gravitaires n'a été décelé. Pendant le bas niveau marin relatif post-S6, cette carotte a enregistré une débrite puis une séquence silto-sableuse massive. Cette période a donc favorisé le transfert sédimentaire en masse. On peut également noter que pendant le haut niveau marin relatif du SIM 7, les taux de sédimentation sont toujours très forts pendant la mise en place des sapropèles. Cela signifie que les crues contrôlaient la sédimentation sur la pente continentale de cette province pendant cet interglaciaire. Compte tenu de la différence du taux d'accumulation pendant les sapropèles suivants, on peut émettre l'hypothèse qu'il existait une embouchure du Nil plus proche pendant cette période que par la suite.

La carotte 84MD647 a enregistré la remontée du niveau marin de la terminaison 2. Cette remontée est caractérisée par des turbidites fines et un glissement. Dans la période précédente, entre environ 160 et 135 ka, la sédimentation est pélagique comme dans les carottes 84MD648 et MD04-2724, permettant l'enregistrement de deux tephra. La période du sapropèle S6 est caractérisée par la mise en place d'un glissement. Le SIM 7 est caractérisé par la mise en place d'une ou plusieurs coulées de débris, qui ont empêché la conservation du sapropèle 8. Ces déstabilisations ne semblent pas présenter de lien avec les variations glacio-eustatiques ou climatiques. Par contre, la proximité de grandes failles d'origine salifère pourrait expliquer leur déclenchement car la tectonique salifère a été particulièrement active dans cette province et les failles sont en continuel réajustement (Loncke et al., soumis).

Dans la carotte 84MD646, l'enregistrement de la période pluviale saharienne pendant le SIM 5 est bien marqué. Cette carotte, relativement proximale, est donc sous l'influence des crues. Des turbidites fines marquent la transgression marine de la terminaison 2 et peut-être le SIM 6 (?). Cette activité turbiditique témoigne du débordement d'écoulements turbulents transitant par le petit chenal localisé sur la pente, et actuellement tronqué (Fig. III-3).

La carotte 84MD643, prélevée à la limite avec la province extrême orientale, présente une sédimentation un peu moins tranchée entre les périodes pluviales et les périodes plus arides. On peut expliquer cela par le fait que cette carotte devait être plus éloignée d'une embouchure et ne recevait donc les sédiments qu'au cours de crues majeures. Cette carotte a aussi enregistré la sédimentation pélagique pendant environ 40 ka entre W2 et W3.

Enfin, la carotte 84MD644, également prélevée à la limite avec la province extrême orientale, présente un dépôt de plusieurs débrites entre S3 et la base la carotte. Il est donc très difficile de savoir si les sapropèles observés dans ces débrites sont en place. On peut simplement affirmer que le pluvial saharien a été la période de dépôt de coulées de débris sur cette pente, mais cela a peut-être également été le cas avant, pendant le MIS7.

c) Conclusions : fonctionnement de la province orientale au cours du Quaternaire récent

La figure III-27 schématise les différents processus sédimentaires caractéristiques du Quaternaire récent dans la province orientale. La sédimentation y est dominée par des hémipélagites et des dépôts issus de glissements.

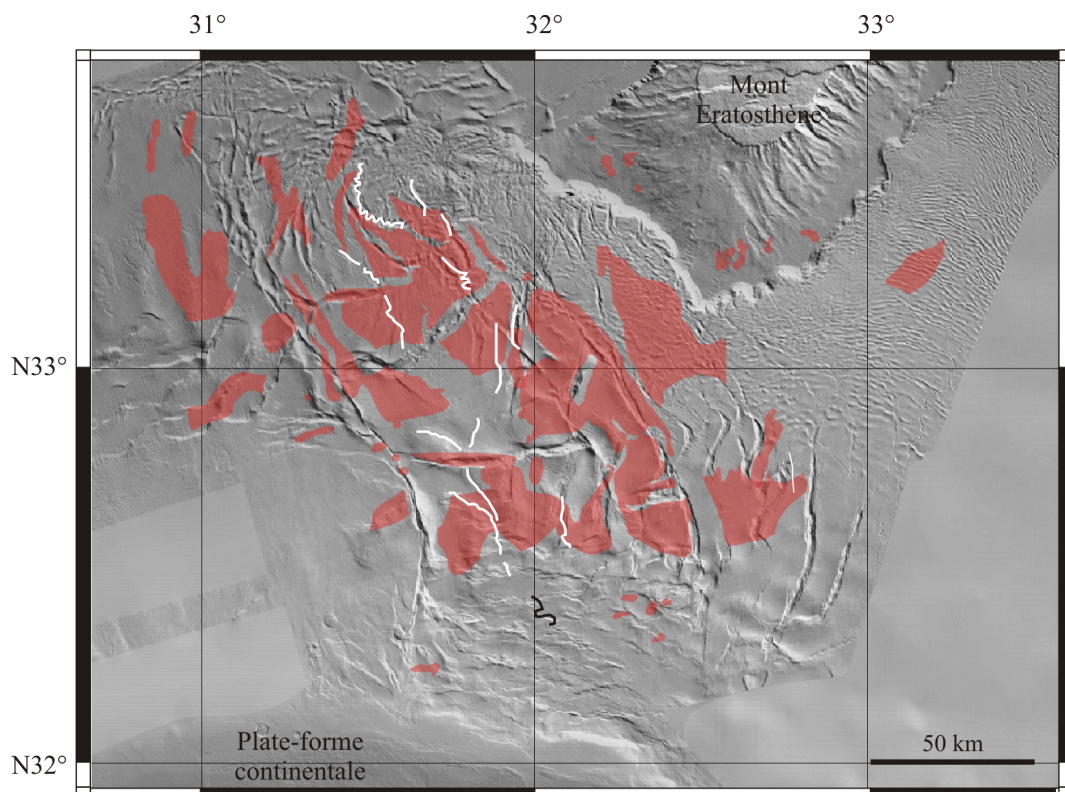


Figure III-27 : synthèse des différents processus sédimentaires au cours du Quaternaire récent dans la province orientale. Les tronçons de chenaux observables sur la bathymétrie mais non datés sont en blanc. Le chenal en noir a fonctionné pendant la Terminaison 2 (135-127 ka).

Les instabilités liées à la tectonique salifère sont représentées en rouge. Cartographie de ces instabilités d'après Loncke et al. (soumis).

- Les interglaciaires ainsi que les périodes pluviales sont enregistrés de façon très marquée par une sédimentation dominée par les crues. On retrouve également la période d'environ 40 ka, à la fin du SIM 6 et la terminaison 2, caractérisée par des dépôts pélagiques, déjà observée dans la province centrale.

- De multiples déstabilisations de faible extension sont associées aux failles salifères et résultent de leur réajustement sous le poids de la couverture sédimentaire et de son étalement gravitaire.

- Quelques segments de chenaux sont toujours visibles sur le fond marin. Ils sont actuellement tronqués par des failles d'origine salifère ou des instabilités. Ils témoignent de l'existence d'un **transit turbiditique** jusque dans la partie distale de cette province mais de façon relativement **éphémère**. Seul un chenal de la partie supérieure de la pente a été daté (terminaison 2, 135-127 ka, Fig. III-27).

Lors des derniers 250 ka, la sédimentation dans cette province a donc été principalement contrôlée par le sel sous-jacent et les périodes climatiques pluviales générant de fortes crues.

4) *Province extrême orientale*

a) Évolution des taux de sédimentation au cours du temps

La figure III-28 présente les variations du taux de sédimentation au cours du temps dans les carottes de la province extrême orientale. Sur les sept carottes présentées ici, seule la carotte MD04-2723 peut être corrélée avec l'enregistrement du 3,5 kHz et la bathymétrie. En effet, il n'existe pas de données bathymétriques et de 3,5 kHz pour les autres carottes. Ceci limite donc l'interprétation.

La carotte 84MD625 présente des taux de sédimentation forts pendant le pluvial nabtien mais il n'y a pas de datation fiable pour la suite. La carotte 84MD626 montre à nouveau une augmentation des taux de sédimentation pendant les sapropèles et les périodes pluviales. La carotte 84MD638 présente une sédimentation toujours soumise à l'influence des crues, et avec des taux de sédimentation les plus forts pendant les sapropèles. Ces valeurs diminuent cependant pendant le bas niveau marin relatif du SIM 6. Les carottes 84MD637 et 84MD636

présentent des taux de sédimentation forts au cours des sapropèles, et ceci jusqu'au S5. Les taux maximums sont liés au bas niveau marin relatif du SIM 6. Les carottes les plus distales, MD04-2722 et MD04-2723, présentent les mêmes tendances de sédimentation accrue pendant le sapropèle 1, ce qui n'est pas le cas pour la période pluviale précédente : ceci est à nuancer du fait de l'étirement du sommet de ces carottes, prélevées grâce au carottier Calypso.

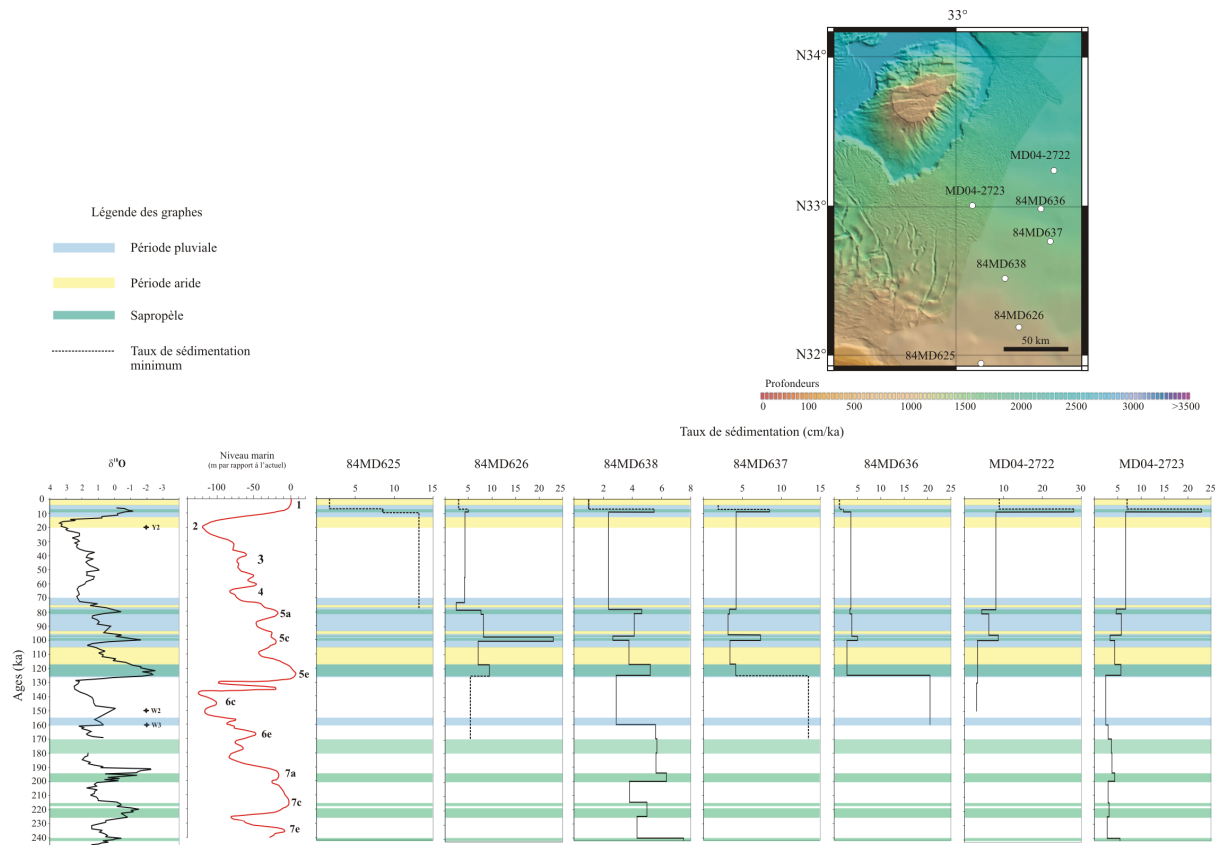


Figure III-28 : taux de sédimentation des carottes de la province extrême orientale, courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002; Antonioli et al., 2004) et courbe de variation des isotopes de l'oxygène obtenue dans le cadre de cette étude. Carte de localisation de ces carottes d'après Sardou et Mascle (2003).

Les taux de sédimentation au cours du pluvial saharien sont variables. Au cours du dernier interglaciaire (SIM 5), ils sont multipliés par deux dans seulement deux carottes (626 et 638), et restent stables, voire diminuent dans les autres carottes. Les périodes de mise en place des sapropèles présentent aussi une grande variabilité du taux de sédimentation, avec une augmentation générale au cours du S5. Les taux de sédimentation augmentent au cours de S3 seulement dans la carotte 638 : ils sont généralement plus faibles dans les autres carottes. Pendant le dépôt de S4, les taux de sédimentation varient fortement dans toutes les carottes :

ils augmentent dans les carottes 626, 637, 636 et 2722, et diminuent dans les carottes du plateau (2723 et 638). Il est possible que des processus d'érosion ou de réoxydation des dépôts soient à l'origine de ces différences d'épaisseur pour les sapropèles.

Pendant le pluvial saharien associé au bas niveau marin (SIM 6), les taux de sédimentation augmentent fortement dans les carottes 626, 637 et 636. Ceci laisse supposer que le bas niveau marin relatif ainsi que les crues ont joué dans cette province un rôle important qui est matérialisé par l'apparition d'un système chenalisé (E1) probablement connecté au réseau hydrographique aérien du delta. Dans les deux carottes du plateau (638 et 2723) qui enregistrent la sédimentation jusqu'à plus de 250 ka, les taux de sédimentation sont légèrement plus élevés (multipliés par trois pour la 638). Pendant la période plus sèche qui suit, entre 190 et 250 ka, les taux de sédimentation augmentent toujours pendant les sapropèles 7, 8 et 9 et les périodes de crues associées. Cette augmentation est encore plus forte pendant les crues associées à des hauts niveaux marins relatifs.

La sédimentation hémipélagique est la plus forte pendant S1, S5, S7 et S9. Les taux de sédimentation sont donc plus forts en périodes de crues combinées à des hauts niveaux marins relatifs, liés aux mécanismes de sédimentation convective depuis les panaches hypopycnaux décrits dans le chapitre II de la Partie 2.

b) Evolution des processus sédimentaires au cours du temps

La figure III-29 présente la corrélation des logs synthétiques des carottes de la province extrême orientale. La carotte 84MD625, prélevée en haut de pente, montre beaucoup d'apports pendant le bas niveau marin relatif du SIM 2 mais il n'a pas été possible de dater précisément la base de la carotte. La carotte 84MD626 présente des sapropèles 4 et 5 perturbés, et des séquences turbiditiques silto-sableuses de type levée pendant la transgression marine de la terminaison 2 et peut être le SIM 6. Elles correspondent à l'activité de l'éventail E1. La carotte 84MD638 est entièrement pélagique et hémipélagique (carotte de référence pour la stratigraphie). On y remarque les dépôts pélagiques de la fin du SIM 6 et le dépôt d'un tephra comme dans la majorité des carottes des provinces orientale et centrale. La deuxième carotte de référence stratigraphique, 84MD637, présentent des dépôts identiques à ceux de la 84MD626 pendant la transgression marine de la terminaison 2 et peut être le SIM 6. Il s'agit à nouveau de l'enregistrement de l'activité turbiditique de l'éventail E1. La carotte 84MD636 présente les mêmes caractéristiques de sédimentation que la carotte précédente mais la

présence du tephra W3 à la base de la carotte atteste du fonctionnement de l'éventail E1 au SIM 6, au moins entre 160 et 127 ka (~30 ka de durée pour 8 m de turbidites).

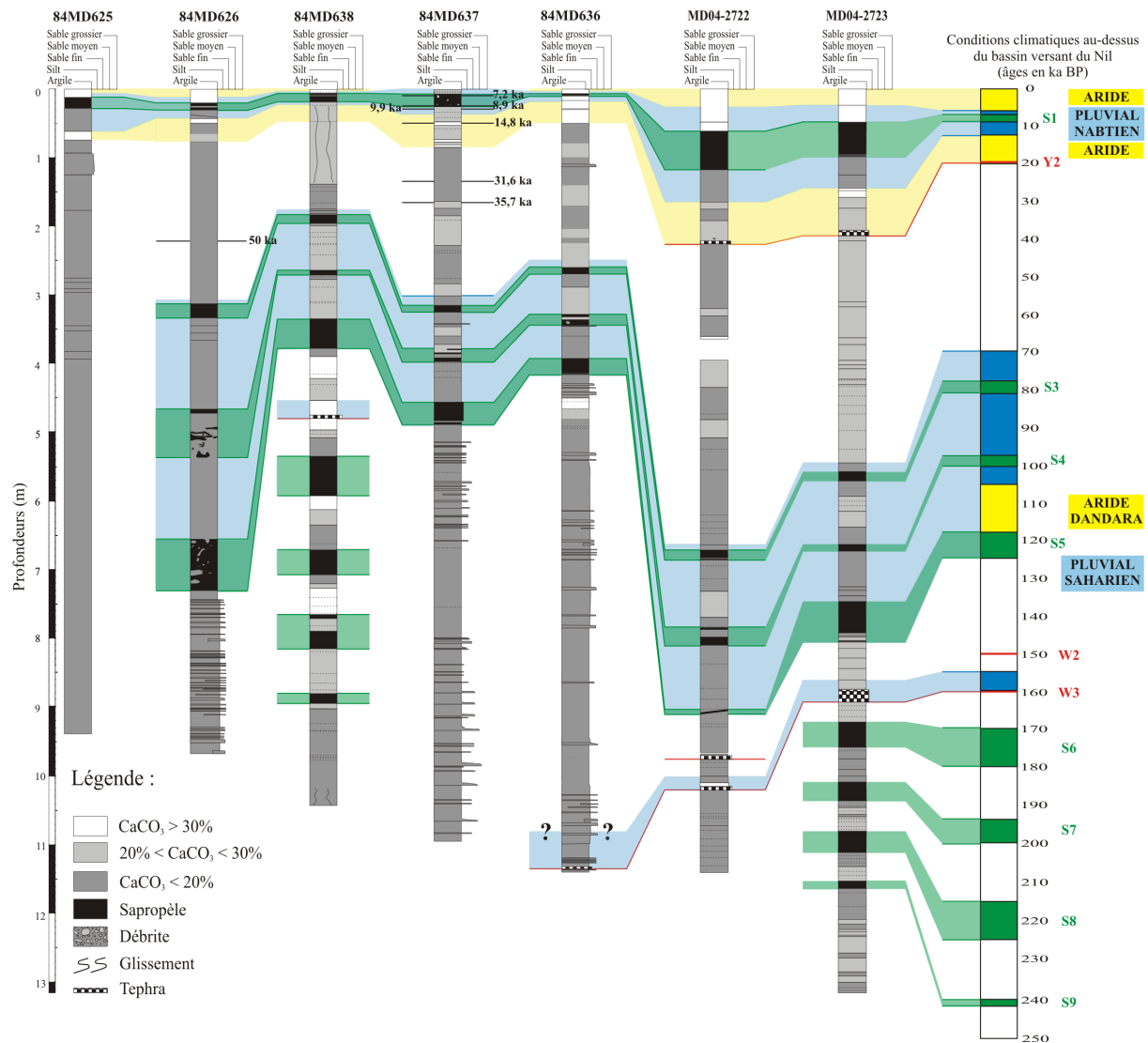


Figure III-29 : corrélation des faciès sédimentaires pour les carottes prélevées dans la province extrême orientale.

Les carottes MD04-2722 et MD04-2723 présentent toutes les deux une sédimentation liée aux crues. Elles sont aussi caractérisées par une sédimentation majoritairement hémipélagique et très peu pélagique, sauf pendant l'aride holocène où elle est alors pélagique. La carotte MD04-2722 présente cependant des problèmes de sédimentation (érosion ?) vers le sapropèle 5.

c) Conclusions : fonctionnement de la province extrême orientale au cours du Quaternaire récent

La figure III-30 illustre les différents processus sédimentaires de la province extrême orientale au cours du Quaternaire récent. Cette province est la plus difficile à décrire et détailler en raison du manque de données bathymétriques. Il est par conséquent impossible de réellement pouvoir conclure. Les données des carottes permettent cependant d'affirmer que **la sédimentation de cette province est dominée par des hémipélagites et des turbidites.**

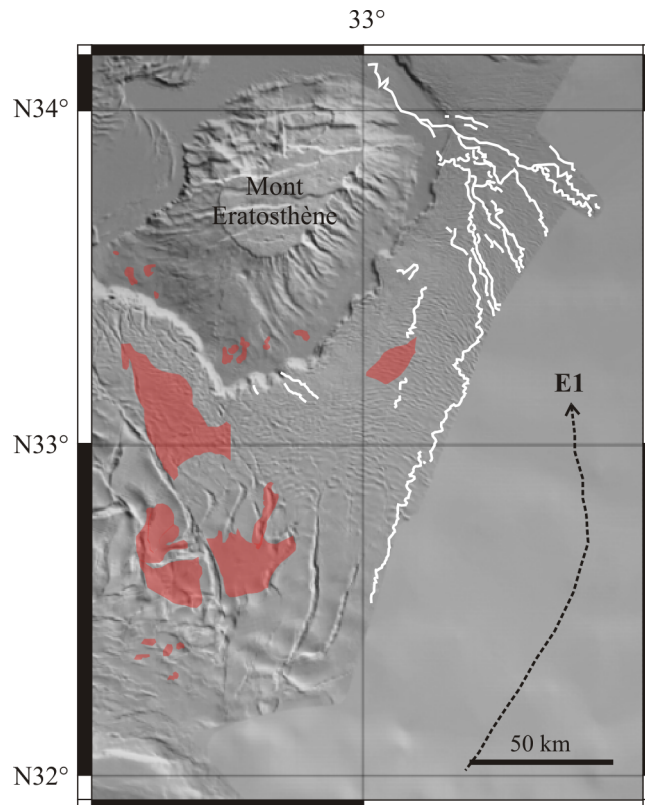


Figure 30 : synthèse des différents processus sédimentaires au cours du Quaternaire récent dans la province extrême orientale. Les chenaux observables sur la bathymétrie mais non datés sont en blanc. Les instabilités liées à la tectonique salifère sont représentées en rouge. Cartographie de ces instabilités d'après Loncke et al. (soumis). Tracé possible de l'éventail E1 en pointillés noirs.

- De façon générale, la sédimentation de cette province est soumise à l'influence du climat par l'intermédiaire des périodes pluviales, en particulier pendant la dernière période pluviale pour les carottes les plus distales. La sédimentation y est d'autant plus forte que les crues se produisent pendant un haut niveau marin relatif. Des dépôts pélagiques sont encore présents entre S6 et S5 dans la majorité des carottes des provinces centrale et orientale.

- La faible couverture bathymétrique montre tout de même un réseau dense de chenaux turbiditiques (Fig. III-30). Il est impossible de trouver la provenance exacte de ceux dont la source est la marge nilotique ou la marge levantine. Le chenal le plus long, qui semble provenir du sud-ouest et d'une branche du Nil, n'a pu être daté faute de données. Un transect de carottes présentant la même chronologie des dépôts, les mêmes processus et le même cortège minéralogique a permis toutefois d'identifier la présence d'un éventail nilotique (E1). L'éventail E1 a fonctionné en bas niveau marin relatif et en période transgressive pendant au moins 30 ka. Il est probable que la branche aérienne du delta au droit de ce système ait migré ou diminué en importance, expliquant ainsi les faibles apports dans les parties les plus distales de cette province lors des crues et l'arrêt définitif d'apports turbiditiques à l'éventail E1.

5) *Conclusions*

L'étude de la sédimentation à une échelle spatio-temporelle plus précise permet d'émettre des conclusions plus détaillées quant au fonctionnement du STPN et aux divers facteurs forçant cette sédimentation. En effet, la sédimentation du STPN au cours du Quaternaire récent correspond à trois processus : la sédimentation issue de déstabilisations, la sédimentation turbiditique et la sédimentation hémipélagique particulièrement développée dans ce STP.

- Les processus d'instabilité sont récurrents (~22 ka pour les grands événements dans la province occidentale, Garziglia et al., soumis) et constituent le processus principal de transfert et de dépôt dans le STPN. Ces nombreuses déstabilisations, responsables de dépôts en masse, ont plusieurs causes. La majorité des **déstabilisations locales** de faible volume sont liées à la **tectonique salifère**. Elles sont alors localisées au niveau des zones de failles visibles sur le fond marin ou aux dépressions topographiques. La couverture sédimentaire déstabilisée et déformée à l'échelle régionale est associée au **fluage** des sédiments sur une surface de décollement (débrite de fort volume de la province centrale). Enfin les déstabilisations de moyen à grand volume et issues de la plate-forme ou de la rupture de pente peuvent être générées par un **séisme**, une **chute du niveau marin quelque soit son ampleur**, ou encore des **apports fluviaux forts et discontinus** (crues/climat).

• Cette étude révèle la mise en place et le fonctionnement d'au moins six éventails turbiditiques pendant les derniers 250 ka, dont au moins cinq concentrés à l'ouest du STP (Fig. III-31). Cela peut s'expliquer essentiellement par le gradient de pente plus grand dans la partie occidentale du système, qui donne lieu à des déstabilisations plus fréquentes et à la mise en place de systèmes de transport efficaces (éventails) vers la plaine abyssale. La table III-1 synthétise les périodes de mise en place et de fonctionnement de chaque éventail.

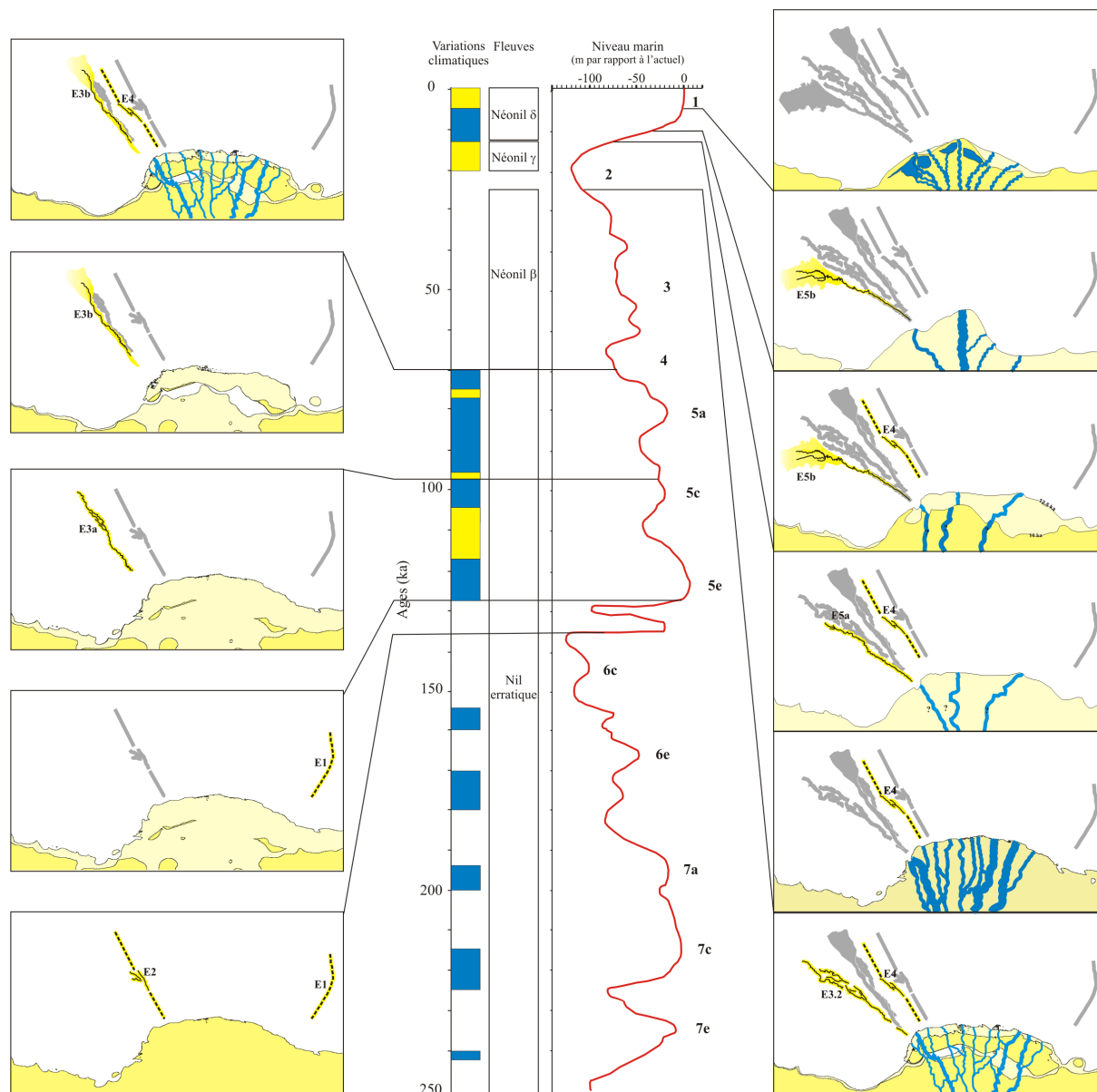


Figure III-31 : synthèse de l'évolution des éventails et des avulsions majeures au sein du STPN au cours du Quaternaire récent. Le trait reliant la courbe du niveau marin aux reconstitutions paléogéographiques correspond à l'âge maximal des systèmes.

Eventail	Durée de fonctionnement	Période de mise en place	Période de fonctionnement	Fleuve
E1	> 30 ka (SIM 6, T2)	BNM / Pluvial-Aride	BNM / Pluvial-Aride Remontée NM / Pluvial	Nil erratique
E2	≥ 30 ka (SIM 6)	BNM / Pluvial-Aride	BNM / Pluvial-Aride	Nil erratique
E3	> 60 ka (SIM 5, 4 et 3?)	Chute mineure NM / Aride	HNM / Pluvial BNM / ?	Nil erratique et Néonil β
E4	~60 ka (SIM 4, 3, 2)	Chute NM / Pluvial	BNM / ? BNM / Aride	Néonil β et γ
E4bis	~20 ka? (SIM 3?)	BNM / ?	BNM / ?	Néonil β
E5	> 6ka (SIM 2?, T2, SIM 1)	Chute NM? / ? BNM? / Aride?	BNM? / Aride? Remontée NM / Pluvial HNM / Pluvial	Néonil δ et γ?

Table III-1 : caractéristiques des éventails du STPN mis en place au Quaternaire récent. HNM : Haut Niveau Marin relatif ; BNM : Bas Niveau Marin relatif ; T : Terminaison.

On remarque que l'**initiation de ces éventails** se fait systématiquement **en bas niveau marin relatif ou en chute du niveau marin** et plutôt **pendant des phases durant lesquelles le Nil est en crue**. Le **fonctionnement et l'alimentation de ces systèmes** se fait essentiellement **en bas niveau marin mais aussi en période de remontée et de haut niveau marin relatif**. Cela se produit essentiellement en **période pluviale**.

Il est ici important d'observer que **plusieurs éventails peuvent fonctionner en même temps**, ce qui n'est pas le cas des STP abondamment étudiés (Mississippi, Amazone, Zaïre, Danube) qui se caractérisent par une migration au cours du temps d'un système unique.

La migration des éventails à l'ouest du STP peut être due à des avulsions en haut de pente, à des déstabilisations en haut de pente qui détruisent la partie amont de la zone d'alimentation ou encore au déplacement des embouchures du delta.

On peut également noter que tous les chenaux ayant fonctionné en périodes arides et de bas niveau marin relatif (E2, E3b, E4, E4bis et E5.a) présentent un tracé plus rectiligne que les chenaux ayant fonctionné en période pluviale et de haut niveau marin relatif (E3a et E5b).

Les carottes de ces différents chenaux se caractérisent également par du matériel plus fin dans les chenaux sinueux (NLK04F et MS44PC) que dans les chenaux plus rectilignes (MD04-2728 ou MD04-2729) (Clark et al., 1992; Galloway, 1998). On peut donc conclure que **les périodes arides et de bas niveau marin relatif favorisaient le transport de matériel plus grossier que les périodes pluviales et de haut niveau marin relatif.**

- Dans les zones qui ne sont soumises ni aux apports turbiditiques ni aux déstabilisations, **la sédimentation est entièrement dominée par l'action du climat.** En **période aride**, la sédimentation est pélagique et très faible. Ce sont des **boues carbonatées avec 10 à 30% de poussières éoliennes** issues des déserts du Sahara et de la région de Damas (Weldeab et al., 2002). En **période pluviale**, la **sédimentation est hémipélagique ou terrigène fine** avec des taux de sédimentation forts. Ces dépôts résultent directement des **crues** fréquentes et abondantes en période pluviale.

Les dépôts liés aux crues sont largement répandus sur l'ensemble du STPN, et en particulier en périodes de haut niveau marin relatif. Il est possible que la présence d'une couche d'eau sur la plate-forme, particulièrement chauffée, entraîne soit la formation d'une pycnocline supplémentaire locale, soit renforce la pycnocline superficielle. Cette stratification accrue peut être le moteur d'un transit sédimentaire plus intense.

On peut faire également quelques remarques supplémentaires sur l'impact climatique dans le bassin profond. La diminution des précipitations (et des débits) à partir de 7-8 ka sur le bassin versant du Nil est visible dans le bassin profond car on rencontre très peu de sédimentation du type « pluviale » (clastique) après S1. Dans la majorité des carottes, il s'agit d'une sédimentation pélagique. De la même manière, le début de la période pluviale nabtienne, caractérisée par des crues majeures sur le continent, est particulièrement marquée dans le bassin profond.

La période pluviale nabtienne associée à la remontée du niveau marin (terminaison 1) a provoqué des déstabilisations en bord de plate-forme et ainsi des taux de sédimentation très forts. La période pluviale saharienne associée à la transgression marine (terminaison 2) est très peu marquée voire inexistante dans les sédiments du STPN. Cette période se caractérise par des dépôts le plus souvent entièrement pélagiques. Le mécanisme n'est donc pas le même. En effet, dans le cas du pluvial nabtien, il s'agit du début de la période pluviale associé à la

transgression, c'est-à-dire que l'on passe très rapidement d'un climat aride à un climat pluvial. Cela entraîne un phénomène de purge des sédiments accumulés dans le cours du fleuve, dans les branches du delta et sur la plate-forme. Les très forts débits des premières crues remanient et transportent tous ces sédiments jusqu'au bassin profond. Il faut aussi envisager la différence de régime du fleuve pendant ces deux époques : le pluvial nabtien est caractérisé par des crues estivales très marquées alors que le pluvial saharien pendant le SIM 6 est caractérisé par des précipitations hivernales qui donnent lieu à des débits plus constants au cours de l'année. Il ne peut donc pas y avoir de phénomène de purge des sédiments nilotiques sur le continent dans le cas de la terminaison 2.

C - FACTEURS DE CONTROLE ; IMPLICATION SUR LA DISPERSION SEDIMENTAIRE

La caractérisation des processus sédimentaires et l'étude de leur variabilité dans le temps a permis de mieux comprendre les facteurs qui ont influé sur la sédimentation du STPN au cours du Quaternaire récent. Nous allons ici reprendre chaque facteur de contrôle et détailler son influence sur la sédimentation finale dans le STPN, et comparer leur rôle au sein d'autres STP. Nous aborderons dans un premier temps les forçages liés à la géologie régionale (tectonique et structures héritées), puis dans un deuxième temps les facteurs de contrôle résultant de la variabilité climatique quaternaire (glacio-eustatisme et climat).

1) Contexte géologique régional

a) Tectonique crustale

Le contrôle tectonique sur la sédimentation est évident pour les STP des marges actives (Piper et al., 1999; Piper et Normark, 2001). Il s'exprime au travers d'instabilités et influence les variations du niveau marin relatif. Dans le cas du STPN, il s'agit d'une marge passive mais à proximité d'un front de subduction (Ride Méditerranéenne). A l'échelle temporelle envisagée ici, **la tectonique crustale a joué un rôle important sur l'extension du bassin versant du Nil et le cours du fleuve**. Ainsi, ce sont des mouvements tectoniques sur le continent africain (notamment du massif nubien) qui ont provoqué la mise en place des Néonil après une longue phase erratique du fleuve vers 70 ka. Ces mouvements ont également contribué au déversement soudain du Lac Victoria dans le bassin versant du Nil Blanc (12,5 ka), qui s'écoulait auparavant dans le bassin versant du Congo (Adamson et Williams, 1980). Cet événement a donné naissance au Néonil δ , le premier fleuve pérenne des derniers 250 ka.

Ces changements de fleuve se sont matérialisés par des apports sédimentaires plus forts dans le bassin profond à partir de 12,5 ka, mais moins forts pour le changement à 70 ka. Il est cependant difficile de réellement quantifier l'impact de ces changements car ces deux événements sont simultanément liés à des variations climatiques importantes dont l'influence s'ajoute au forçage tectonique.

b) Structures héritées

Le sel messinien et la tectonique salifère.

L'étalement gravitaire de la couverture sédimentaire provoqué par la présence de niveaux salifères mobiles se matérialise par le découpage des sédiments sus-jacents selon des failles et des mouvements qui peuvent provoquer des **déstabilisations**. Ces instabilités s'observent à la fois dans les domaines en extension et en compression, dans les provinces orientale et centrale. Dans les bassins intra-pentes et le long des failles de croissance, les fortes pentes des flancs sont fréquentes, à cause de la subsidence et du soulèvement concomitant des diapirs salifères environnants. Dans les zones distales en compression, les soulèvements des plis sont également fréquents à cause des forces de compression purement liées au sel ou à cause des à-coups compressifs liés à la proximité de la Ride Méditerranéenne.

Ces instabilités sont visibles sur le fond marin et ont également été observées dans les carottes, qu'il s'agisse directement du dépôt ou de la cicatrice d'arrachement, ainsi que sur les enregistrements du sondeur de sédiments. Elles n'excèdent pas 10 m d'épaisseur et sont de surface réduite (10 km² en moyenne) (Loncke et al., soumis).

La présence de nombreux chenaux découpés sur les flancs des grabens ou à l'intérieur de bassins intra-pentes, ainsi que la « fraîcheur » des escarpements et des plis suggèrent une activité récente de ces mouvements gravitaires.

La distribution des instabilités le long de structures actives liées au sel, au moins pendant le Pléistocène terminal, suggère que les sédiments remobilisés participent de façon significative à la sédimentation dans les provinces. Ces événements sont clairement liés à une augmentation de la pente en raison de l'activité de la tectonique gravitaire. La compartimentation du STPN en bassins salifères, notamment dans la province orientale, conduit de façon évidente à des déstabilisations et des dépôts en masse de faible volume mais très fréquents. Des phénomènes identiques (ressauts bathymétriques et unités acoustiquement transparentes occupant les plaines de bassins plats) liés aux effondrements des flancs des

diapirs pendant des épisodes de forte activité de la tectonique salifère ont également été observés dans le Golfe du Mexique et le STP du Mississippi qui est comparable au STPN (Tripsanas et al., 2004 ; McAdoo et al., 2000).

En conclusion, il y a deux niveaux d'instabilités gravitaires liés à la présence de sel: un étalement gravitaire régional du système sel/sédiment se produisant sur une grande échelle temporelle (Plio-Quaternaire) et des réajustements locaux liés aux déplacements généraux vers le bas de pente qui génèrent des excès de pente importants très fréquents. La province orientale étant la plus active en termes de tectonique salifère (Loncke et al., soumis), aucun éventail turbiditique n'y est visible. En effet, aucun complexe ne peut s'installer dans un environnement aussi instable.

Le fluage régional

La province centrale est le lieu d'un phénomène lent de déformation de la couverture sédimentaire superficielle à grande échelle (plus de 10 000 km² de surface). Pourtant il, n'y a pas de niveau salifère sous-jacent sur le haut de pente. Cette déstabilisation se matérialise par de faibles reliefs chaotiques, ainsi que des sillons linéaires perpendiculaires aux isobathes qui correspondent à d'anciens chenaux recouverts par des dépôts en masse. Tous ces chenaux ne sont visibles que dans la partie supérieure de la pente. Il s'agit de l'**étalement latéral de la couverture récente au sommet d'une grande débrite** (processus de fluage). Il est probable que les fluides aient un rôle important dans ce processus. En effet, la coulée de débris peut avoir un excès de pression interstitielle et une concentration élevée en gaz (Loncke et al., soumis). La présence d'un large champ de *pockmarks* au sommet de ces structures implique une circulation importante de fluides dans cette zone. Cela suggère que les conduits des fluides dans les sédiments de surface sont contrôlés par la structure interne de la couverture sédimentaire déstabilisée. Il est probable que ces fluides migrent dans les zones où les sédiments ont été amincis par la tectonique gravitaire (glissement), c'est-à-dire les larges dépressions liées au fluage régional. L'étude de la carotte NLK11 a montré que les dépôts au-dessus de la débrite comportent de nombreuses figures d'échappement de fluides (conduits verticaux - *pipes* - remplis de sédiments fluidisés). Ces observations pourraient suggérer que **la surface supérieure de la débrite joue le rôle de niveau de décollement** le long duquel les fluides pourraient préférentiellement migrer (Bayon et al., soumis; Loncke et al., soumis). La présence d'un tel niveau de décollement à quelques dizaines de mètres sous la surface

sédimentaire peut provoquer à la fois des **instabilités sédimentaires** (fluage) et le **suintement de fluides** (Fig. III-32).

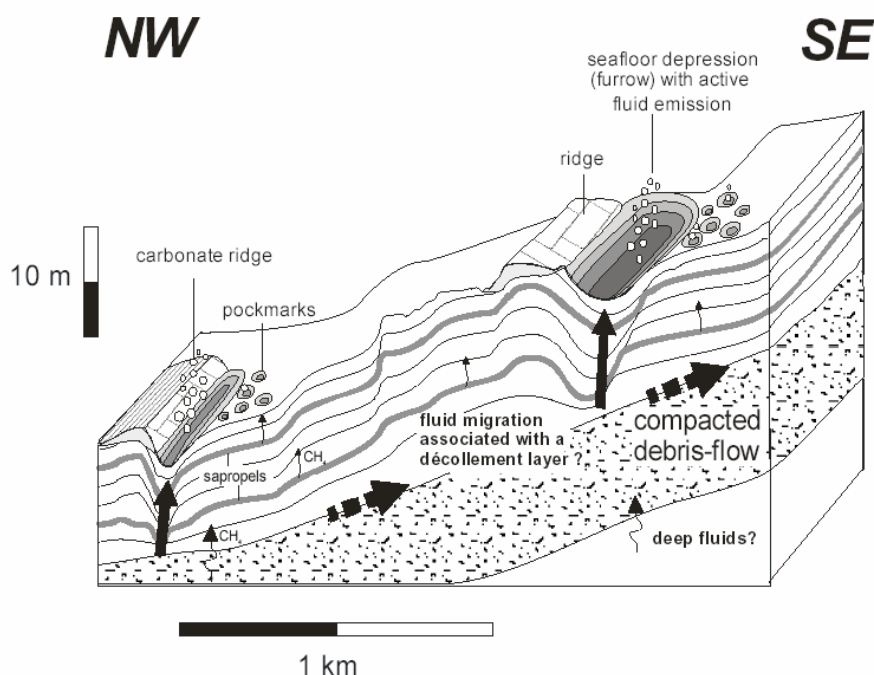


Figure III-32 : modèle conceptuel pour le bas de pente de la province centrale, liant les sorties de fluides et la déformation sédimentaire, d'après Bayon et al. (soumis). Le sommet fortement compacté de la débrite agit comme un niveau de décollement le long duquel les fluides migrent de façon préférentielle, causant le glissement sédimentaire. La circulation des fluides dans les sédiments de surface est alors contrôlée par la structure interne de la couverture sédimentaire déstabilisée.

Zone d'alimentation et organisation du réseau fluvial :

L'alimentation du STPN se fait par l'intermédiaire d'un delta arqué offrant des embouchures sur plus de 180°. Ce delta et les branches multiples qui se sont succédées pour le drainer sont responsables de la répartition des apports sur la marge et notamment de l'alimentation multiple avec plusieurs embouchures. Les résultats développés précédemment montrent que **plusieurs éventails ont existé et ont été alimentés en même temps mais dans des provinces différentes**. Ceci est un point essentiel car il signifie que plusieurs canyons peuvent fonctionner en même temps, une grande embouchure pouvant représenter une source d'alimentation pour un éventail. Or les études menées jusque-là sur les autres STP alimentés par un delta comme le Mississippi, l'Indus, le Bengale, le Niger ou l'Amazone ne montrent

pas cela. En effet, ces STP se caractérisent par un éventail unique pour une époque donnée, même si plusieurs branches du delta ont fonctionné en même temps, les éventails se succèdent dans le temps.

Morphologie du bassin et espace disponible :

La morphologie quasi-rectiligne, sur plus de 600 km, de la bordure méridionale du bassin levantin est probablement responsable de l'alimentation de plusieurs éventails dans des provinces différentes. La présence des reliefs de la Ride Méditerranéenne à environ 300 km de la côte pourrait expliquer la **faible extension longitudinale** de ces éventails. En effet, les éventails des autres grands STP vaseux s'étendent sur plus de 600 km vers le large. Cependant seuls des dépôts très distaux atteignent la Ride et on n'observe pas de chenaux bloqués et déviés à son contact comme c'est le cas dans le prisme de la Barbade par exemple (Griboulard et al., 1998). Si les éventails sont peu étendus, c'est peut être que contrairement aux autres environnements, ils ont migré plus rapidement au cours du temps, empêchant ainsi la mise en place d'accumulations épaisses et étendues.

La province occidentale est l'une des mieux connues d'un point de vue géométrique. Elle consiste en une superposition d'instabilités et d'éventails turbiditiques. Les instabilités ont été déclenchées à la bordure de la plate-forme continentale et plus bas sur la pente. Loncke (2002) a identifié dix épisodes de glissements et de sédiments remobilisés associés en deux périodes principales, et intercalés avec trois périodes de systèmes chenaux-levées (éventails). La **migration des systèmes est liée à l'évolution de l'espace disponible**. Les dépôt-centres s'installent par rapport aux reliefs formés par les dépôts liés aux glissements et l'espace disponible se comble. La **position des embouchures sur le delta aérien** est très probablement responsable d'une partie de ces migrations.

Le contexte géologique régional est responsable de la mise en place d'instabilités locales et régionales bien définies géographiquement car liées aux niveaux sédimentaires sous-jacents (sel ou niveau de décollement). Il contrôle également la répartition spatiale des éventails turbiditiques (pente, failles et instabilités) ainsi que leurs migration et morphologie.

La période de temps ainsi que la résolution de cette étude nous permettent de considérer le climat, le glacio-eustatisme et leur variabilité en tant que facteurs de contrôle essentiels sur la sédimentation du STPN.

2) *Variabilité climatique quaternaire*

La variabilité climatique quaternaire est aujourd'hui bien connue. Son impact sur l'environnement marin est parfois quantifié. Les variations du niveau marin relatif sont actuellement considérées comme le facteur de contrôle majeur sur la sédimentation terrigène profonde à une échelle temporelle inférieure à 500 ka. Je propose ici de détailler leur impact sur la construction des différents corps sédimentaires constituant le STPN ainsi que celui du climat local en comparaison avec les STP qui ont permis d'étayer les hypothèses actuelles.

a) Glacio-eustatisme

Il est communément accepté que la sédimentation turbiditique dans les grands STP est tout d'abord contrôlée par les fluctuations glacio-eustatiques. Pendant les derniers ~25 ka, la sédimentation turbiditique dans les éventails de l'Amazone, du Mississippi, du Bengale et de l'Indus était largement confinée à la dernière période glaciaire (bas niveau marin ; Prins, 2000a ; 2000b). La hausse rapide du niveau marin pendant la dernière déglaciation a donné lieu à une diminution drastique des apports sédimentaires vers les STP.

Sur le STP de l'Indus (Kenyon et al., 1995; Prins et al., 2000a) et de l'Amazone (Lopez, 2001), l'abandon d'un système chenal-levée et l'initiation d'un nouveau est le résultat d'une baisse rapide du niveau marin. Sur les STP de l'Amazone (Damuth, 1977; Damuth et al., 1988) et du Mississippi (Nelson et al., 1992), vers 24 ka et vers 75 ka (périodes de chute du niveau marin), il y a eu une forte érosion de la pente continentale et le développement d'éventails. L'Holocène (phase transgressive et de haut niveau marin relatif), se caractérise sur ces STP par un drapage de boues carbonatées pélagiques. Cela est lié à un phénomène d'ennoiement des deltas lorsque le niveau marin remonte et se traduit par l'arrêt des apports turbiditiques vers le bassin profond. Seul le STP du Bengale présente encore des apports jusqu'au milieu de l'Holocène avec la construction d'un système réduit. Sur le dernier éventail du Mississippi, Wetzel et al. (1986) observent des taux de sédimentation faibles en période de haut niveau marin relatif et de transgression marine. A l'opposé, les taux de sédimentation sont deux à trois fois supérieurs en période de chute ou de bas niveau marin

relatif pendant lesquels se déposent essentiellement des turbidites. La fréquence de dépôt des turbidites est donc directement liée aux changements relatifs du niveau marin (Shanmugam et Moiola, 1981).

Comme le montre les modèles classiques de mise en place de tels systèmes, la **baisse du niveau marin** entraîne une connexion des réseaux aériens et sous-marins. Cela favorise le transfert sédimentaire et la construction des corps sédimentaires qui composent un éventail dans le bassin profond. Pendant la baisse du niveau marin, les instabilités de la pente augmentent à cause du développement de surpression interstitielle dans les sédiments fins, ce qui accélère la fréquence des mouvements de masse (MTC sur l'Amazone (Maslin et al., 2005) ou l'Orénoque (Brami et al., 2000)). Lorsque le niveau marin diminue, le régime hydraulique du fleuve peut être affecté de façon significative, par l'augmentation du gradient du fleuve, retardant la formation d'un vaste delta. Or, le type d'embouchure affecte la quantité de matériel transporté au bassin profond. Dans le cas d'un estuaire et d'un canyon, pour la même quantité de charge en suspension, il y a 6 à 8 fois plus de matériel transféré que dans le cas d'un delta lobé ou dominé par le fleuve (Wetzel, 1993). Le résultat net est le transport de grands volumes de sédiment à travers la plate-forme continentale et la pente, avec l'incision d'un canyon et le dépôt du matériel à la base de la pente sous la forme d'un éventail sous-marin. Le taux maximum de sédimentation correspond à la phase tardive de chute du niveau marin et le début de la séquence de dépôt transgressive (Kolla et Perlmutter, 1993). La migration des dépôts-centres avec le niveau marin entraîne également des conséquences indirectes. Sur l'Amazone, la mise en place des MTC, pendant la transition interglaciaire-glaciaire (ex. SIM 5 vers SIM 4), est liée aux dépôts de pente qui sont déstabilisés par la dissociation des hydrates de gaz associé à la chute rapide du niveau marin et la diminution conjointe de la pression hydrostatique (Maslin et al., 1998; 2004; 2005). La **mise en place des éventails du STPN** ainsi que les **avulsions majeures** se font également pendant les périodes de chute du niveau marin, quelles soient majeures (SIM 5 vers SIM 4, SIM 3 vers SIM 2) ou mineures (5e vers 5d, 5c vers 5b). Chaque initiation d'un éventail débute par le **dépôt d'un complexe de transport en masse (MTC)**.

Pendant les **bas niveaux marins relatifs**, les estuaires/deltas migrent vers le bassin et une grande quantité de sédiment est relarguée vers la pente ou la tête du canyon, ce qui augmente la quantité de sédiments apportée dans le bassin profond. Ces périodes sont particulièrement favorables pour le transfert sédimentaire vers le bassin profond sur le STPN car **au moins deux éventails fonctionnent en même temps**. Pendant le bas niveau marin

relatif du SIM 6, au moins deux éventails étaient alimentés en même temps. Pendant les bas niveaux marins relatifs des SIM 4 à 2, au moins trois éventails ont fonctionné, dont au moins deux en même temps.

Pendant les **phases transgressives**, les estuaires/deltas migrent vers le continent et une grande quantité de sédiment est piégée sur la plate-forme, ce qui entraîne la diminution de l'accumulation des sédiments dans le bassin. Sur le STPN, la remontée du niveau marin relatif de la terminaison 2 (SIM 6 vers SIM 5) se caractérise par l'**arrêt de fonctionnement d'un éventail** et le **maintien d'un autre** qui n'a cependant plus d'apports dès le haut niveau marin relatif atteint. Par contre, la remontée du niveau marin relatif de la terminaison 1 (SIM 2 vers SIM 1) marque une **alimentation importante d'un éventail** avec des taux de sédimentation aussi forts que pendant un bas niveau marin, avec plus de 350 cm/ka dans les lobes distaux. De plus, cette dernière phase de remontée du niveau marin (entre 12 et 10 ka) est également caractérisée par la **mise en place d'un glissement de grand volume** depuis la bordure de la plate-forme.

Enfin, pendant les **hauts niveaux marins relatifs**, la majeure partie du matériel transporté par le fleuve (> 90%) est répartie sur l'ensemble de la plate-forme (Wetzel, 1993) et les processus de mouvement de masse vers le bassin profond ne sont pas très fréquents. Sur le STPN, des **éventails** sont **clairement alimentés par des courants de turbidité** similaires à ceux générés en période de bas niveau marin relatif. Ainsi, le SIM 5 et la première partie de l'Holocène sont marqués par le fonctionnement d'un éventail. Ces périodes se caractérisent donc par une alimentation du bassin profond avec le même type de processus qu'en bas niveau marin relatif **mais moins favorables au transfert** (alimentation d'un seul éventail au lieu d'au moins deux en bas niveau marin). Le début de l'Holocène est aussi marqué par la **mise en place de deux glissements de grand volume** (9-10 ka).

On remarque que le schéma observé sur les grands STP est validé pour le STPN durant les périodes de chute et de bas niveau marin. Cependant, l'observation d'une activité turbiditique non négligeable ainsi que la mise en place de MTC en période de remontée et de haut niveau marin ne peut être expliqué par les variations du niveau marin relatif. Le glacio-eustatisme n'est donc pas le facteur de contrôle majeur dans le cas du STPN.

b) Climat local (Pluvial/Aride)

Le fait que ces éventails puissent être alimentés en périodes de remontée et de haut niveau marin relatif est nouveau. Ces époques d'alimentation sont également toujours liées à des périodes pluviales associées à des crues majeures. Il faut donc considérer le rôle du climat dans l'alimentation du bassin profond et pour cela, envisager les réponses fluviales vis-à-vis des changements climatiques. Celles-ci donnent lieu à des transformations dans la géométrie des chenaux, la charge sédimentaire et le style de dépôt (Blum et Straffin, 2001).

Modèle de dépôt pendant une période aride depuis les sources jusqu'à l'embouchure :

A l'échelle globale, les conditions arides sont liées à la réduction de l'extension et de l'intensité de la mousson africaine, avec des précipitations estivales beaucoup plus réduites. Nous allons tout d'abord aborder les conséquences sur les sources éthiopiennes (car les sources équatoriales sont restées dans une seule et même zone climatique pendant ces périodes sèches (Krom et al., 2002)), puis sur le cours des tributaires et du fleuve.

Pendant les périodes glaciaires, correspondant à des phases arides aux basses latitudes, les températures de surface équatoriales étaient inférieures d'au moins plusieurs degrés centigrades aux valeurs actuelles. Les glaciers de montagne ou les petites calottes glaciaires occupaient alors respectivement 10 km², 140 km² et 600 km² sur les montagnes Semien, Badda et Bale en Ethiopie (Williams et Adamson, 1980). La chute probable des températures en hiver devait être de 4-8°C. Cet assèchement a provoqué une diminution de la végétation et les limites de la forêt étaient probablement 1000 m plus bas dans cette région (Fig. III-33) (Williams et Adamson, 1980; Woodward et al., 2001). Les trois conséquences de cette situation sont :

a) une **augmentation de la production de sédiments** sur les versants non végétalisés sujettes au cycle saisonnier gel/dégel. Les taux maximum d'érosion des reliefs et d'apports sédimentaire vers les rivières devaient se produire pendant le dégel printanier et les pluies du début de l'été, lorsque les **mouvements gravitaires en masse** étaient particulièrement actifs sur le continent, et lorsque l'impact des précipitations et le ruissellement mobilisaient les sédiments sur les versants cryoturbés et dénudés (Williams et Adamson, 1980) ;

b) une **augmentation du ruissellement** sur les versants dénudés et saisonnièrement gelés ;

c) une augmentation du ruissellement sur les versants plus bas en altitude résultant d'un taux d'évaporation plus bas.

Les précipitations estivales étaient plus réduites et le pic de crue était plus accentué. De même, les sédiments apportés étaient plus grossiers, avec très peu de matériel fin en suspension, car l'altération mécanique rapide au-dessus de la limite de la forêt produit des débris grossiers (Williams et Adamson, 1980; Woodward et al., 2001). Les taux d'érosion de versant et les mouvements en masse devaient être trop rapides pour permettre à une couche d'altération de texture fine et des sols sédentaires de se développer. En résumé, les **tributaires éthiopiens des périodes arides** du Pléistocène terminal étaient des **rivières plus fortement saisonnières** qu'actuellement, avec un **transport sur le fond plus fort et plus grossier et une charge en suspension plus réduite**. Pendant les mois d'hiver, ils pouvaient ne pas atteindre le Nil principal. Ils devenaient un écoulement avec une charge de fond instable qui déposaient des barres sableuse dans ses étendues distales, lorsque l'écoulement diminuait et finalement cessait (Said, 1993). Les barres de méandres sableuses et les barres de chenaux étaient exposées à l'érosion éolienne des vents hivernaux du nord, conduisant à la formation de dunes transverses. Les grands volumes de sédiments fins et grossiers déversés dans le système fluvial ont pour conséquence une aggradation nette dans de nombreuses étendues du chenal principal aval (Williams et al., 1998 ; Woodward et al., 2001). Cela s'est traduit par la formation de cônes alluviaux au débouché des tributaires éthiopiens constitués de sédiments de plus forte granularité et mal triés (Williams et Adamson, 1980). Ces dépôts s'accumulent pendant des crues éphémères (un large volume de matériel est transporté sur une faible distance car l'écoulement non chenalisé s'étale et perd une grande part de son énergie) ou par l'activité des cours d'eau qui développent des systèmes de chenaux en tresses profondément incisés dans le cône. Plus en aval, le réseau du fleuve est diffus et la charge sédimentaire faible, formant des systèmes complexes de chenaux plus ou moins sinueux, incisés et en tresses. Ces **chenaux multiples** sont composés d'un chenal principal ou central à l'intérieur duquel de petits chenaux dessinent un motif complexe autour de petits îlots. L'accumulation de sédiments grossiers se fait sur le fond de la rivière et les bancs sableux, ainsi qu'une construction de dunes sableuses dans la plaine d'inondation. Le lit des chenaux aggrade car l'apport sédimentaire est supérieur au seuil de mobilité particulière (puissance du courant) (Blum et Törnqvist, 2000). Les sédiments sont temporairement stockés dans le réseau de drainage comme les cônes alluviaux et dans les dépôts fluviaux.

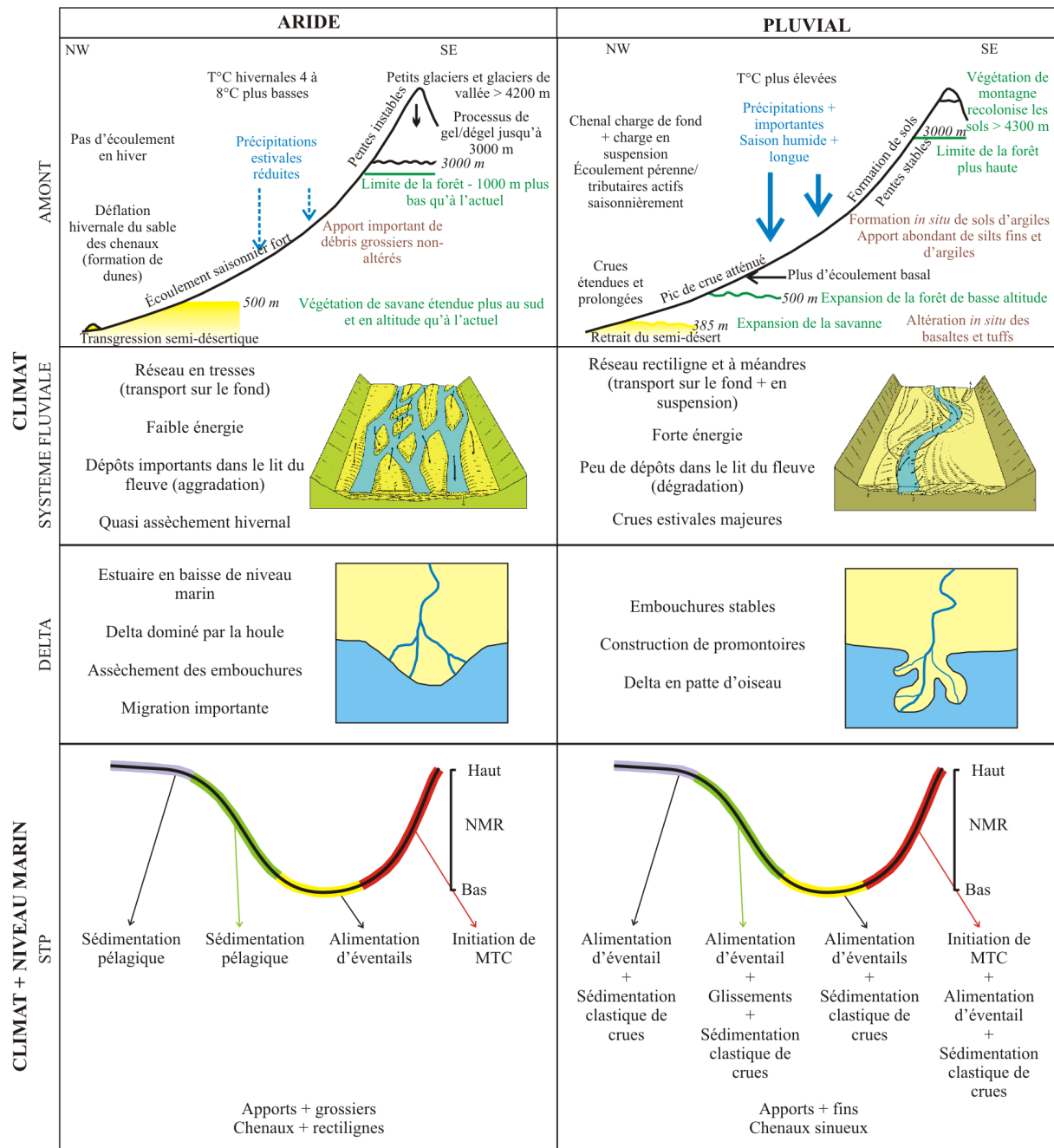


Figure III-33 : synthèse des facteurs de contrôle liés à la variabilité quaternaire : le climat qui contrôle la partie amont du système (Williams et Adamson, 1980) et le niveau marin relatif dont l'impact est prépondérant dans la partie aval. NMR : Niveau Marin Relatif ; MTC : complexes de transport en masse.

Avec de telles caractéristiques du fleuve, le delta devait avoir une forme assez similaire à l'actuelle (delta dominé par la houle) avec des branches éphémères qui pouvaient s'assécher, favorisant la migration des embouchures (Fig. III-33). De nombreuses lagunes

devaient également exister derrière un cordon littoral piégeant une grande partie des sédiments.

Les périodes arides produisaient et libéraient de grandes quantités de sédiments, essentiellement grossiers, mais ne favorisaient pas leur transit vers le bassin profond car la compétence du fleuve favorisait le dépôt dans le cours du fleuve et de ses affluents.

Modèle de dépôt pendant une période pluviale depuis les sources jusqu'à l'embouchure :

Les périodes pluviales correspondent à des quantités accrues de précipitations intertropicales liées à l'augmentation de l'intensité et de l'extension de la mousson africaine. Lorsque les températures post-glaciaires ont augmenté et que, en réponse aux précipitations estivales importantes, les forêts et prairies de montagnes ont recolonisé les anciens domaines glaciaires et périglaciaires dans les montagnes éthiopiennes et les anciennes plaines semi-arides, **l'altération chimique et la formation de sols sont redevenues actives**. Ainsi, de grandes déstabilisations de versants pouvaient se produire, apportant surtout des sédiments fins dans le fleuve (Fig. III-33).

Le modèle de dépôts des tributaires éthiopiens en période pluviale est celui de **rivières saisonnières avec de forts débits d'été apportant une charge en suspension assez grande, riche en argiles et silts et une charge de fond sableuse significative** (Williams et Adamson, 1980; Said, 1993; Woodward et al., 2001). Le dépôt saisonnier dans les plaines marécageuses du Soudan central devait dépendre de l'étendue et de la durée de l'inondation, et du piégeage par la végétation poussant le long de la plaine d'inondation du Nil Bleu au Sud de Khartoum (Williams et Adamson, 1980).

Ainsi, les niveaux des lacs africains et l'écoulement du Nil étaient, de façon générale, plus forts pendant ces périodes (Williams et al., 1998). Depuis le stade aride, le chenal principal du Nil est passé d'un système en tresses chargé en sédiments à un **chenal unique** (Said, 1993) (Fig. III-33). Lorsque les hautes terres éthiopiennes ont été stabilisées par la végétation, **la production de sédiments a diminué**. Ainsi, les conditions plus humides provoquaient une diminution des charges sédimentaires transportées par les tributaires éthiopiens, même si leur **débit** était **plus fort** (Williams et Adamson, 1980; Woodward et al., 2001). En effet, le développement d'une couverture végétale réduit l'érosion et le

remaniement des sols. On a donc une relation inverse entre l'écoulement du Nil et le flux de particules.

Les changements dans le système du Nil Blanc ont été moins importants car sa surface est restée dans une seule et même zone climatique pendant cette période (Krom et al., 2002).

Plus en aval, le Nil était caractérisé par un écoulement pérenne avec un tracé bien défini et bien localisé. Le chenal devait être sinueux à rectiligne (**chenal unique**) (Said, 1993) avec des barres latérales et mobiles pouvant se transformer en barres de méandre. Les fortes précipitations empêchaient le développement de cônes alluviaux (Nil Bleu et Atbara). Le lit des chenaux se creuse dès que l'apport sédimentaire est inférieur à la capacité de transport des sédiments par le courant (Blum et Törnqvist, 2000) ce qui était le plus souvent le cas pendant les périodes pluviales. Lors de l'érosion, il y a **incision du chenal** et abandon de la plaine d'inondation, puis **remaniement net de sédiments** et production d'inconformités (Blum et Törnqvist, 2000). Cela signifie que lors des crues majeures, le fleuve purge les dépôts accumulés pendant la phase aride précédente. Cela se traduit dans le bassin méditerranéen oriental par des panaches hypopycnaux très riches en particules fines. Le delta, soudain alimenté en sédiments, se transforme en un delta dominé par le fleuve et sa morphologie évolue vers un **delta en patte d'oiseau, type Mississippi** (Wright et Coleman, 1973). Des promontoires s'édifient autour des branches majeures du delta. Cela est confirmé, au moins pour la dernière période pluviale, par les données de Said (1981) et Stanley (1993) qui montrent qu'au cours de la phase pluviale nabtienne de l'Holocène, un promontoire important et très avancé sur la plate-forme s'est formé autour de la branche Sébénitique (10-5 ka). Cela signifie que l'apport sédimentaire par les crues était supérieur à l'effet d'ennoiement lié à la remontée du niveau marin relatif. Ce phénomène est très important car il **permet d'expliquer la connexion**, au moins partielle, **des réseaux aériens et sous-marins**, et le transfert des écoulements vers les éventails pendant ces périodes.

Les périodes pluviales ne produisent qu'une quantité réduite de particules, essentiellement fines, mais favorisent leur transit vers le bassin profond car la compétence du fleuve permet le remaniement des dépôts antérieurs accumulés dans le cours des rivières et du fleuve.

3) *Conclusion : contrôle du transfert sédimentaire par les forçages liés à la variabilité climatique quaternaire*

Nous venons de voir que le contexte géologique contrôle la morphologie du système à plusieurs échelles et les zones préférentielles de dépôts, notamment les transports en masse. Par contre, la variabilité climato-eustatique quaternaire est le forçage majeur sur le transfert sédimentaire et ceci de façon conjointe entre les variations du niveau marin relatif et les oscillations climatiques entre les périodes pluviales et arides.

En effet, si le climat contrôle la production de particules (granularité et quantité) et les débits liquides du bassin de drainage en amont du système, le niveau marin relatif a un impact non négligeable sur le transfert des sédiments vers le bassin profond.

La quantité de particules est réduite en période pluviale mais augmente en période aride/semi-aride. Les particules sont temporairement stockées dans le réseau de drainage comme les cônes alluviaux et dans les dépôts fluviatiles pendant les phases arides qui correspondent le plus souvent à des bas niveaux marins relatifs. Lorsque le niveau marin est bas, la vallée fluviale se remplit avec les sédiments produits et libérés en amont. Ce remplissage constitue la source de sédiments transportés vers l'aval pendant le haut niveau marin suivant ; c'est le *conveyor belt* de Blum et Törnqvist (2000). En effet, les périodes de *by pass* complet de sédiment dans le système fluvial se produisent seulement lorsque l'apport sédimentaire depuis les sources amont diminue jusqu'à des seuils de mobilité particulière maximums, de façon que la vallée plus en amont soit aussi incisée. Pendant la remontée du niveau marin, il y a un raccourcissement des chenaux, c'est-à-dire une diminution de la distance sur laquelle les sédiments peuvent être stockés. Or, toutes les remontées du niveau marin relatif durant les derniers 250 ka sont corrélées avec la mise en place de périodes pluviales. Cela signifie que le débit augmente (et donc la capacité de transport des sédiments) en même temps que la distance de stockage des sédiments diminue. Cela entraîne des périodes d'incision significatives et de *by pass* sédimentaire dans le bassin profond (Blum et Törnqvist, 2000) (Fig. III-33). Les sédiments fins libérés dans le bassin profond favorisent le débordement des écoulements et la construction de levées qui entraîne la formation de chenaux sinueux.

Une conséquence de ce fonctionnement est l'existence de forts taux de sédimentation en période de remontée et de haut niveau marin relatif. Or, les forts taux de sédimentation sont synonymes de sous-consolidation des dépôts, en particulier s'ils sont accumulés sous une

faible tranche d'eau. Cela explique les glissements en masse dans la province occidentale entre 12 et 9 ka.

Lors de la chute du niveau marin relatif du Dandara (5d), les apports du Nil arrivent directement en bordure de plate-forme, juste après les forts apports sédimentaires de la période pluviale saharienne du 5e. La rupture des sédiments (grand glissement sous l'éventail E3) s'est probablement produite en réponse à l'apport massif et rapide de particules sur la pente.

La mise en place de MTC pendant la transition glaciaire-interglaciaire a également été observée sur le STP de l'Amazone. Maslin et al. (1998; 2004) expliquent cela par la déglaciation des Andes et la purge consécutive du fleuve Amazone. Cette accumulation sédimentaire soudaine cause une surcharge et un glissement des dépôts centres (MTC du Bølling-Ållerød). Il s'agit de la réponse tropicale précoce à la déglaciation. L'augmentation des précipitations entraîne une charge sédimentaire importante sur la plate-forme continentale et un réchauffement des eaux intermédiaires et profondes qui permet la libération des hydrates de gaz sous-jacents. La dissociation de ces hydrates de gaz provoque la déstabilisation de la colonne sédimentaire superficielle et la mise en place de MTC. Cela a été observé sur le STP de l'Amazone mais aussi au Canaries (Maslin et al., 2004). Il s'agit du « clathrate gun hypothesis » de Kennett et al. (2003) qui fonctionne bien dans le cas des déglaciations.

Lorsque le niveau marin diminue, l'augmentation significative du gradient du fleuve retarde la formation du delta. Or, pour la même quantité de charge en suspension, les estuaires favorisent le transport de matériel, par rapport aux deltas, vers le bassin profond (Wetzel, 1993). Cela explique qu'il y ait plus de transfert (plusieurs éventails fonctionnant en même temps) en période aride (apports sédimentaires pourtant réduits) et en bas niveau marin, du fait de changement de l'embouchure. Les sédiments grossiers libérés dans le bassin profond pendant ces périodes arides favorisent la formation d'écoulements concentrés et peu épais. Ceux-ci débordent peu et ne construisent que de petites levées, ce qui entraîne la formation de chenaux au tracé plus rectiligne.

Ainsi, le contrôle climatique se fait en amont du système par les régimes de débit et les flux sédimentaires. Le niveau marin relatif en aval du système contrôle l'architecture stratigraphique et donc les dépôts centres.

Ces conclusions vont à l'encontre de résultats publiés par de précédents auteurs (Maldonado et Stanley, 76 ; Stanley et Maldonado, 77). En effet, ceux-ci ont montré la nature cyclique du volume et de la nature des sédiments pendant le Quaternaire terminal (~58 ka BP) et la relation directe avec les oscillations climato-eustatiques. Ils observent les taux de sédimentation les plus forts entre 28 et 17 ka BP (> 30 cm/ka), avec un volume accru de sédiments remis en suspension pendant cette période de baisse du niveau marin et transporté au large, directement dans le STPN. Leurs taux de sédimentation les plus bas sont enregistrés à des époques de hauts niveaux marins. Ces différences de résultats proviennent essentiellement de problèmes de datations radiocarbone vers 10 ka BP et au-delà de 20 ka BP. Cela implique des erreurs d'interprétations des périodes d'apports entre le bas niveau marin du maximum glaciaire et la remontée du niveau marin associée à la période pluviale, mais aussi pour les SIM 3 et 4. Cela a pour conséquence une mésinterprétation des phases de fonctionnement du STPN.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Ce travail, dont le but principal était de documenter le fonctionnement sédimentaire du domaine profond de la marge nilotique, s'appuie essentiellement sur des données sédimentologiques (carottes), récemment acquises dans le cadre des campagnes Noé, Fanil, Nautinil, Vanil et Mimes, corrélées à des données acoustiques (sondeur multifaisceaux et sismique 3,5 kHz).

Il s'agissait d'atteindre quatre objectifs majeurs :

- (1) établir un cadre stratigraphique applicable aux environnements turbiditiques ;
- (2) analyser les processus de dépôt associés aux différents environnements sédimentaires et des dater ;
- (3) reconstituer l'évolution de ces processus de dépôt au cours de la période étudiée et mettre en relation cette évolution avec les modifications environnementales de la marge et du continent adjacent ;
- (4) identifier les facteurs forçant de la sédimentation sur le STPN.

Cette recherche s'est focalisée sur les derniers 250 ka, période qui englobe quatre interglaciaires (SIM 7, 5, 3 et 1) et trois glaciaires (6, 4 et 2) ainsi que les phases de transition.

La stratigraphie du STPN

Le premier enjeu de ce travail de thèse était de choisir le(s) outil(s) stratigraphiques utilisable(s) dans un contexte turbiditique. Il s'agissait également d'obtenir une bonne résolution temporelle pour pouvoir dater des phénomènes à haute fréquence comme les forçages climatiques.

Pour cela, le modèle stratigraphique a été réalisé à partir de trois carottes de référence dont la sédimentation était très peu perturbée. L'étude micropaléontologique (essentiellement des foraminifères planctoniques) menée sur ces carottes a fourni un cadre stratigraphique précis pour les derniers 250 ka. L'abondance relative des assemblages planctoniques a permis d'identifier une succession de **29 écozones** dont 8 correspondent à des sapropèles. Les limites de chacune de ces écozones ont été contraintes par la courbe des isotopes de l'oxygène, la téphrochronologie, la chronologie des sapropèles. Des datations radiocarbones ont également confirmé les âges au sommet de la séquence. L'extension de la zone d'étude à l'ensemble du

STP souligne la validité de cette méthode. Cette écostratigraphie fournit une succession d'intervalles avec une résolution atteignant **2000 ans** pour certaines écozones. L'écostratigraphie est aussi précise que la stratigraphie isotopique mais ne nécessite pas un enregistrement continu pour être utilisable et elle complète l'information paléoclimatique de l'enregistrement isotopique.

Bien que les enregistrements marins n'offrent pas nécessairement une excellente résolution, ils ont permis dans le cadre de cette étude des reconstructions climatiques fiables à l'échelle régionale, permettant une corrélation avec les séquences continentales.

Les éventails du STPN

Le deuxième enjeu de cette thèse était de mieux comprendre la nature et le fonctionnement des différents éventails visibles sur la bathymétrie actuelle. Il s'agissait ici de savoir combien d'éventails avaient fonctionné au cours du Quaternaire récent, à quelles époques et pendant combien de temps.

Les résultats obtenus ont permis d'interpréter l'ensemble des éventails localisés au sein de la marge comme un **système multi-source**. En effet, l'étude concernant la morphologie des éventails et les processus de dépôt associés ont montré que, contrairement à la majorité des STP argilo-silteux modernes alimentés par un delta (type Mississippi, Amazone, Indus ou Bengale) et caractérisés par un unique éventail (système chenal-levées-lobes), le domaine profond de la marge nilotique comprend plusieurs éventails dont certains ont fonctionné en même temps. Cette caractéristique morphologique est à mettre en relation avec, sur la plate-forme continentale adjacente, un édifice deltaïque de grande extension qui avance en direction du bassin. Ce système d'alimentation à plusieurs embouchures permet d'expliquer la présence d'un grand nombre d'éventails.

Ces éventails, véritables unités élémentaires du STP, sont tous constitués dans leur partie amont par un système chenal-levées, prolongeant très probablement un canyon majeur. Un seul canyon - le dernier ayant fonctionné - est encore visible sur la bathymétrie actuelle, en raison des nombreuses déstabilisations qui ont affecté le rebord de la plate-forme. Vers l'aval, ces chenaux débouchent sur la zone des lobes distaux où se concentrent tous les apports afférents à chaque système. Les dépôts les plus distaux atteignent la Ride Méditerranéenne.

Les systèmes chenaux-levées

Les chenaux présentent des caractéristiques morphologiques différentes, en fonction essentiellement de la nature des sédiments transportés. Ainsi, les chenaux les moins sinueux voire rectilignes témoignant d'un transport de sédiments plus grossiers correspondent aux périodes plus arides et de bas niveau marin relatif. Les chenaux les plus sinueux, traduisant un transport de sédiments plus fins, se sont formés pendant les périodes pluviales et en haut niveau marin relatif.

Entre ces systèmes chenaux-levées, se mettent en place des **glissements en masse** de grande ampleur (MTC) initiés sur la pente ou à la bordure de la plate-forme continentale.

Les lobes distaux

Les lobes distaux sont très peu marqués dans la topographie sous-marine. Leur partie amont est parcourue par un réseau discontinu de chenaux secondaires. Contrairement aux STP sableux générant des lobes simples, très peu chenalisés et convexes, les lobes distaux du STPN sont imbriqués, difficilement différenciables, et correspondent à des épandages à surface plane et uniforme. Cette imbrication de lobes sableux localisés sur tout le pourtour de la Ride Méditerranéenne, laisse présumer l'existence de corps sableux plus ou moins continus sur plus de 600 km de large.

Le fonctionnement du STPN au cours du Quaternaire récent

L'analyse détaillée des faciès et séquences sédimentaires, ainsi que leur contrôle chronologique a permis de mettre en évidence un fonctionnement sédimentaire lié aux conditions environnementales régnant au sein du STPN. La sédimentation du STPN au cours du Quaternaire récent correspond à deux processus de transport et de dépôt : les déstabilisations en masse et la sédimentation turbiditique.

- Les **instabilités** sont récurrentes et constituent le processus principal de dépôt dans le STPN. Ces déstabilisations peuvent être locales et de faible volume, localisées à **proximité de failles d'origine salifère**. Dans ce cas, c'est le déplacement des diapirs de sel qui altère la stabilité de la couverture sédimentaire environnante. Le **fluage** généralisé de la couverture sédimentaire de la province centrale est lié au glissement **sur la surface de décollement** que constitue le sommet d'une débruite de grand volume. Enfin, de nombreux **MTC** issus de la

limite plate-forme - pente continentale, se mettent en place en période de **régression marine**, quelque soit son ampleur (déplacement du dépôt-centre), ou lors de périodes de **très forts apports sédimentaires**. Généralement, ces MTC sont associés à l'initiation d'un nouvel éventail et à l'enfouissement ou à la déconnection d'un autre.

- La **sédimentation turbiditique** se caractérise par l'alimentation d'au moins 6 éventails pendant les derniers 250 ka, dont au moins 5 étaient concentrés à l'ouest du STP.

Pour prédire les répartitions et géométries des corps sédimentaires dans les modèles de construction des éventails turbiditiques argilo-silteux type Amazone ou Mississippi, le forçage majeur du niveau marin montre un fonctionnement *on/off*. L'utilisation d'une stratigraphie de haute résolution applicable dans les corps turbiditiques et couvrant plusieurs cycles glaciaire/interglaciaire a permis d'apporter des conclusions nuancées par rapport à ce modèle universaliste de fonctionnement.

En période de *chute du niveau marin relatif*, commence l'initiation des éventails avec la mise en place des MTC. Cela pourrait correspondre au *lowstand system tract* de Posamentier et al. (1991).

En *bas niveau marin relatif*, les systèmes chenal-levées-lobes se mettent en place, avec des apports en sables significatifs, pouvant correspondre au *basin floor fan* de Posamentier et al. (1991). En effet, les dépôt-centres se déplacent vers ou au-delà du rebord de la plate-forme en augmentant ainsi la probabilité d'apparition des écoulements gravitaires.

En période de *remontée du niveau marin relatif*, soit l'éventail cesse de fonctionner soit il perdure. Ce dernier cas correspond aux périodes pluviales et aux embouchures stables.

En *haut niveau marin relatif*, les éventails continuent d'être alimentés seulement pendant les périodes pluviales et si l'embouchure au droit du système a perduré (promontoire). Les périodes de haut niveau marin relatif en période aride empêchent tout transfert turbiditique vers le bassin (ex. Holocène entre 5 ka et l'actuel).

Les avulsions sont mal contraintes dans le temps car il n'y a pas assez d'enregistrements sur chaque éventail mais elles semblent cependant liées, dans le cas des avulsions majeures aux changements climatiques ou glacio-eustatiques même de faible amplitude.

Les changements d'éventails sont plus probablement liés à la migration de la source, c'est-à-dire aux variations dans le delta et ses embouchures. Cependant, ces derniers remaniements sont également très probablement liés aux variations climato-eustatiques.

Il est donc ici important de noter que le STPN subit les mêmes forçages sur la sédimentation que les autres grands STP argilo-silteux des marges passives, c'est-à-dire la variabilité climato-eustatique quaternaire. Cependant, dans le cas du STPN, le forçage climatique est tel qu'il prend le pas sur le glacio-eustatisme et la sédimentation turbiditique se poursuit en haut niveau marin relatif. L'environnement aride offre des contrastes climatiques très importants (périodes pluviales) à l'origine de ce contrôle sur la sédimentation profonde.

Les paléoenvironnements au Quaternaire récent

Si ce travail a permis d'approfondir les connaissances et la compréhension du fonctionnement sédimentaire du domaine profond du STPN, il a également permis d'apporter des informations précieuses sur les paléoenvironnements de la marge NE africaine. En effet, si nous savions que ces conditions environnementales étaient sensibles à des paramètres globaux telles que la position des ceintures climatiques, la remontée de la ZCIT, l'intensité et la durée de la mousson africaine, nous avons pu montrer que des paramètres locaux tels l'arrivée massive d'eau douce issue des crues du fleuve pouvaient entraîner des modifications drastiques des apports sédimentaires et des mécanismes de dépôt. Ainsi les périodes pluviales, qui se caractérisent par de fortes précipitations sur le bassin versant du Nil ou sur le bassin méditerranéen oriental, donnent lieu à une forte stratification des masses d'eau du bassin et à un transfert accru des particules fines vers les fonds.

En effet, la sédimentation sur le STPN hors éventail et déstabilisations est entièrement contrôlée par le climat. Les périodes arides se caractérisent par une sédimentation très faible faite de boues carbonatées avec une faible proportion de poussières sahariennes. Par contre, en période pluviale, la sédimentation est hémipélagique voire parfois entièrement terrigène et les taux de sédimentation sont importants. Cette sédimentation est issue des apports liés aux crues importantes et fréquentes, dont le transport est favorisé par la stratification des masses d'eau dans le bassin levantin.

Ces changements climatiques ont également affecté le cours et le régime du fleuve et de ses affluents, ainsi que les apports sédimentaires (quantité et nature). Cela a également engendré des modifications de la morphologie du delta. Ainsi, les périodes arides, qui favorisent la production d'une grande quantité de sédiments plus grossiers, ne libèrent que peu de ces sédiments au bassin profond car ils sont en partie stockés dans le réseau hydrographique en tresses. Pendant les périodes pluviales, on assiste plutôt à un phénomène

de *by pass* et de purge des sédiments précédemment accumulés grâce aux débits accrus et à formation d'un réseau hydrographique qui stocke peu les sédiments. Le delta évolue alors vers une morphologie en patte d'oiseau avec des promontoires bien individualisés qui progradent sur la plate-forme.

Des modèles d'âge haute résolution sont nécessaires pour comprendre si les événements climatiques dans différentes régions et environnements sont synchrones ou de même durée. Dans le cadre de cette étude, il semble y avoir un bon accord entre la chronologie, les datations et la durée de ces événements.

Le dernier maximum glaciaire ainsi que le début de l'Holocène ont reçu une attention considérable, et cela se reflète dans la disponibilité des données pour ces périodes. Cependant, la couverture de données pour la période entre 250 et 25 ka est faible. Des études plus détaillées focalisées sur ces périodes moins explorées sont nécessaires pour comprendre le régime climatique de la région pendant ces épisodes.

Les applications

La stratigraphie dans les STP

L'écostratigraphie basée sur les foraminifères planctoniques, développée dans cette étude, représente une méthode intéressante de corrélation des séquences sédimentaires. En effet, elle peut être utilisée dans tous les sédiments pélagiques/hémipélagiques d'une région, même lorsque les séquences sédimentaires ne sont pas continues et/ou interrompues par des processus gravitaires. Par conséquent, cette méthode peut être considérée comme un marqueur utile et fiable pour dater les événements gravitaires intercalés entre des sédiments hémipélagiques. C'est donc un outil idéal pour les environnements turbiditiques même si cela implique au préalable une connaissance de la distribution spatio-temporelle des faunes de la zone.

Les intérêts pétroliers

Les forts apports en haut niveau marin et périodes de crues favorisent le transfert de grandes quantités de matière organique continentale vers le bassin profond dont les caractéristiques hydrologiques tendent vers la stratification et l'anoxie sur le fond. Cela signifie que les périodes pluviales se caractérisent par un enfouissement rapide de matière

organique car le transfert dans la colonne d'eau est court. Cela pourrait expliquer la présence abondante de fluides sur la zone (*pockmarks*, volcans de boue).

Les perspectives

Aux vues de l'ensemble des résultats, certains points mériteraient d'être approfondis dans l'avenir.

En premier lieu, l'étude morphologique et géométrique détaillée de chaque éventail est indispensable pour avoir une meilleure compréhension des facteurs de contrôle liés au confinement, à la topographie préexistante ou encore aux gradients de pente (avulsions ?).

Il serait également très intéressant de développer des collaborations avec des hydrodynamiciens, afin de tenter d'expliquer, via des équations décrivant la dynamique des fluides, ou des modélisations analogiques en bassin, tous les problèmes liés au transport et au dépôt des particules en période de crue.

Pour améliorer l'estimation des forçages sur la sédimentation, il serait nécessaire d'envisager une quantification de ces forçages. En effet, il serait très utile de pouvoir évaluer précisément la quantité de sédiments produits en périodes arides et pluviales, quand, comment et où ils sont stockés et transportés. Ainsi, des bilans pourraient être réalisés ainsi que des modèles de transferts sédimentaires pour un fleuve issu du milieu aride et alimentant un STP. Cela permettrait également de mieux appréhender le fonctionnement du delta entre ces différentes phases climatiques associées aux variations du niveau marin. En effet, celui-ci semble être la clef de cette morphologie profonde multi-source encore peu documentée. La quantification de l'impact climatique nous permettrait également de mieux comprendre le rôle du niveau marin dans un bassin confiné comme le bassin levantin.

De la même manière, l'étude de la plate-forme (près de 60 000 km²) 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 ».

Dans la perspective de l'acquisition de nouvelles données, l'obtention de mesures au moins bathymétriques dans la province extrême orientale serait extrêmement utile. En effet, pour le moment nous n'avons finalement qu'une vue partielle du STPN et de son fonctionnement car l'une des provinces qui semble avoir abrité au moins un éventail

turbiditique n'est pas cartographiée. Enfin, pour améliorer l'étude et la connaissance de la province occidentale, qui a vu le fonctionnement de plusieurs éventails au cours du Quaternaire récent, il serait nécessaire d'obtenir des carottages longs supplémentaires. Cela permettrait de dater précisément chaque système et leurs avulsions. De manière plus générale, des calibrations géologiques atteignant des âges supérieurs à 250 ka sont nécessaires pour comprendre l'évolution des processus sédimentaires du STPN sur une échelle de temps plus importante. Pour cela, l'acquisition de forages standards ou IODP (navire japonais *Chikyu*) permettrait la calibration sédimentaire et stratigraphique des études sismiques déjà menées.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aal, A.A., El Barbooky, A., Gerrits, M., Meyer, H., Schwander, M. et Zaki, H.A. (2000). Tectonic evolution of the Eastern Mediterranean basin and its significance for hydrocarbon prospectivity in the ultradeepwater of the Nile delta. *The Leading Edge* 26: 1086-1102.
- Adamson, D. et Williams, F.M. (1980). Structural geology, tectonics and the control of drainage in the Nile basin. The Sahara and the Nile: Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa. F. M. Williams and H. Faure. Rotterdam, A.A. Balkema: 225-252.
- Adamson, D.A., Gasse, F., Street, F.A. et Williams, M.A.J. (1980). Late Quaternary history of the Nile. *Nature* 288: 50-55.
- Ali Abdel Megid, A. (2005). The sediment flux of the Nile. *Geitalia*, Speleto.
- Antonioli, F., Bard, E., Potter, E.-K., Silenzi, S. et Improta, S. (2004). 215-ka History of sea-level oscillations from marine and continental layers in Argentarola Cave speleothems (Italy). *Global and Planetary Change* 43(1-2): 57-78.
- Asioli, A. (1996). High resolution foraminifera biostratigraphy in the central Adriatic basin during the last deglaciation: a contribution to the PALICLAS project. *Mem. Ist. ital. idrobiol.* 55: 197-217.
- Bard, E. (1998). Geochemical and geophysical implications of the radiocarbon calibration. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 2025-2038.
- Bard, E., Delaygue, G., Rostek, F., Antonioli, F., Silenzi, S. et Schrag, D.P. (2002). Hydrological conditions over the western Mediterranean basin during the deposition of the cold Sapropel 6 (ca. 175 kyr BP). *Earth and Planetary Science Letters* 202(2): 481-494.
- Bard, E., Hamelin, B. et Fairbanks, R.G. (1990). U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature* 346: 456-458.
- Bard, E., Stuiver, M. et Shackleton, N. (1993). How accurate are our chronologies of the Past? Global Changes in the Perspective of the Past. J. A. Eddy and H. Oeschger, Wiley & Sons Ltd: 109-120.
- Bayon, G., Loncke, L., Duperron, S., Caprais, J.C., Bohn, M., Etoubleau, J., Gontharet, S., Pierre, C. et party, N.S. (2004). Pockmarks and carbonate mounds linked to slope instabilities on the Nile deep-sea fan: in situ observations and carbonate geochemistry. *European Geosciences Union*, Nice, France.
- Bayon, G., Loncke, L., Dupré, S., Caprais, J.-C., Ducassou, E., Duperron, S., Etoubleau, J., Foucher, J.-P., Fouquet, Y., Gontharet, S., Henderson, G.M., Huguen, C., Klaucke, I.,

- Migeon, S., Ondréas, H., Pierre, C., Sibuet, M., Stadnitskaia, A. et Woodside, J. (soumis). *In situ* investigation of the Centre Nile margin: linking fluid seepage and continental-slope instabilities. *Deep Sea Research*.
- Beaubouef, R.T. et Friedmann, S.J. (2000). High resolution seismic/sequence stratigraphic framework for the evolution of Pleistocene intra slope basins, Western Gulf of Mexico: depositional models and reservoir analogs. *20th Annual GCSSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference "Deep -Water reservoirs in the World"*, Houston, GCSEPM Special Volume.
- Bellaiche, G., Loncke, L., Gaullier, V., Mascle, J., Courp, T., Moreau, A., Radan, S. et Sardou, O. (2001). Le cône sous-marin du Nil et son réseau de chenaux profonds: nouveaux résultats (campagne Fanil). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Paris - Earth and Planetary Sciences* 333: 399-404.
- Berger, A. et Loutre, M.-F. (1991). Insolation values of the climate of the last 10 Millions years. *Quaternary Science Reviews* 10: 297-318.
- Berger, A. (2006). Les causes astronomiques des grandes variations du climat au Quaternaire. *Comptes Rendus Palevol, CLIMATS-CULTURES-SOCIETES aux temps prehistoriques, de l'apparition des Hominides jusqu'au Neolithique* 5(1-2): 21-26.
- Béthoux, J.-P. et Pierre, C. (1999). Mediterranean functioning and sapropel formation: respective influences of climate and hydrological changes in the Atlantic and the Mediterranean. *Marine Geology* 153: 29-39.
- Beuning, K.R.M., Talbot, M.R. et Kelts, K. (1997). A revised 30,000-year paleoclimatic and paleohydrologic history of Lake Albert, East Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 136: 259-279.
- Blum, M.D. et Straffin, E.C. (2001). Fluvial responses to external forcing: examples from the French Massif Central, the Texas Coastal Plain (USA), the Sahara of Tunisia, and the Lower Mississippi Valley (USA). River basin sedimentary systems: archives of environmental change. D. Maddy and M. A. Macklin, Balkema Press: 195-228.
- Blum, M.D. et Törnqvist, T.E. (2000). Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology* 47(Suppl.1): 2-48.
- Bouma, A.H. (1962). Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. *Elsevier*: 168.
- Bouma, A.H. (1969). Methods for the study of sedimentary structures. *Wiley-Interscience* New-York: 458.

- Bouma, A.H. (2000). Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology* 17(2): 137-143.
- Bouma, A.H., Coleman, J.M., Stelling, C.E. et Kohl, B. (1989). Influence of relative sea level changes on the construction of the Mississippi fan. *Geo-Marine Letters* 9: 161-170.
- Bouma, A.H., Normark, W.R. et Barnes, N.E. (1985). Submarine fans and related turbidite systems. New-York, Springer-Verlag.
- Bourillet, J.-F., Migeon, S. et Damy, G. (2001). Le carottage à bord du N/O Le Suroît - Mission ESSCAR-7. IFREMER R.INT.DRO/GM/2001-10: 83p.
- Bourillet, J.-F., Migeon, S., Damy, G., Sultan, N. et Dussud, L. (2003). Comportement d'un carottier à piston stationnaire et qualité du prélèvement. *9ème Congrès Français de Sédimentologie*, Bordeaux, France.
- Brami, T.R., Pirmez, C., Archie, C., Heeralal, S. et Holman, K.L. (2000). Late Pleistocene deep-water stratigraphy and depositional processes, offshore Trinidad and Tobago. *20th Annual GCSEPM Foundation Bob F. Perkins Research Conference "Deep - Water reservoirs in the World"*, Houston, GCSEPM Special Volume.
- Butzer, K.W. (1980). Pleistocene history of the Nile valley in Egypt and Lower Nubia. The Sahara and the Nile: Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa. F. M. Williams and H. Faure. Rotterdam, A.A. Balkema: 253-280.
- Calvert, S., Nielsen, B. et Fontugne, M.R. (1992). Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels. *Nature* 359: 223-225.
- Camera, L., Sage, F., Klaeschen, F., Ribodetti, A. et Mascle, J. (2004). New constraints on the structure of the Eastern Nile continental margin from MCS data pre-stack depth migration. *European Geosciences Union*, Nice, France.
- Capotondi, L., Borsetti, A.M. et Morigi, C. (1999). Foraminiferal ecozones, a high resolution proxy for the late Quaternary biochronology in the central Mediterranean Sea. *Marine Geology* 153(1-4): 253-274.
- Casford, J.S.L., Rohling, E.J., Abu-Zied, R.H., Fontanier, C., Jorissen, F.J., Leng, M.J., Schmiedl, G. et Thomson, J. (2003). A dynamic concept for eastern Mediterranean circulation and oxygenation during sapropel formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190: 103-119.
- Castradori, D. (1993). Calcareous nannofossil biostratigraphy and biochronology in Eastern Mediterranean deep-sea cores. *Rivista Italiana di Paleontologia Stratigrafica* 99(1): 107-126.

- Chan, M.A. et Dott, J.R.H. (1983). Shelf and Deep-Sea Sedimentation in Eocene Forearc Basin, Western Oregon-Fan or Non-Fan? *AAPG Bulletin* 67: 2100-2116.
- Chappell, J. et Shackleton, N.J. (1986). Oxygen isotopes and sea level. *Nature* 324: 137-10.
- Chaumillon, E. (1995). Structure de la Ride Méditerranéenne: apports de la sismique réflexion multitrace. Université Paris 6. Paris, France, Université Paris 6.
- Cita, M.B., Broglia, C., Malinverno, A., Spezzibottiani, G., Tomadin, L. et Violanti, D. (1982). Late Quaternary pelagic sedimentation on the southern calabrian ridge and western Mediterranean ridge, eastern Mediterranean. *Marine Micropaleontology* 7: 135-162.
- Cita, M.B., McCoy, F.W. et Coughlin, S. (1981). Tephrochronology of the Mediterranean deep-sea record. New data from the Western Mediterranean Ridge and from the Tyrrhenian Basin. *Rendiconti della Societa Geologica Italiana* 4: 255-258.
- Cita, M.B., Beghi, C., Camerlenghi, A., Kastens, K.A., McCoy, F.W., Nosetto, A., Parisi, E., Scolari, F. et Tomadin, L. (1984). Turbidites and megaturbidites from the Herodotus abyssal plain (eastern Mediterranean) unrelated to seismic events. *Marine Geology* 55: 79-101.
- Cita, M.B., Vergnaud Grazzini, C., Robert, C., Chamley, H., Ciaranfi, N. et d'Onofrio, S. (1977). Paleoclimatic record of a long deep-sea core from the eastern Mediterranean. *Quaternary Research* 8: 205-235.
- Clark, J.D., Kenyon, N.H. et Pickering, K.T. (1992). Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: implications for the classification of submarine fans. *Geology*: 633-636.
- Coolen, M.J.L., Cypionka, H., Sass, A., Sass, H. et Overmann, J. (2002). Ongoing modification Mediterranean Pleistocene sapropels mediated by Prokaryotes. *Science* 296: 2407-2410.
- Cramp, A. et O'Sullivan, G. (1999). Neogene sapropels in the Mediterranean: a review. *Marine Geology* 153: 11-28.
- Cremer, M. (1983). Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques. L'éventail profond du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne), La série des grès d'Annot (Alpes de Haute Provence). Bordeaux, Bordeaux 1: 344.
- Damuth, J.E. (1977). Late Quaternary sedimentation in the western equatorial Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 88: 695-710.
- Damuth, J.E., Flood, R.D., Kowsmann, R.O., Belderson, R.H. et Gorini, M.A. (1988). Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by long-range side-

- scan sonar (GLORIA) and high-resolution seismic studies. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 72: 885-911.
- Damuth, J.E., Flood, R.D., Pirmez, C. et Manley, P.L. (1995). Architectural elements and depositional processes of Amazon Deep-Sea Fan imaged by long-range sidescan sonar (GLORIA), bathymetric swathmapping (Sea Beam), high resolution seismic and piston-core data. Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and D. K. Smith. London, Chapman & Hall: 105-121.
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gunderstrup, N.S., Hammer, C.V., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjornsdottir, A.E., Jouzel, J. et Bard, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250 kyr ice-core record. *Nature* 364: 218-220.
- Deino, A., Curtis, G. et Rosi, M. (1992). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of Campanian Ignimbrite, Campanian Region, Italy. *29th International Geological Congress*, Kyoto.
- Di Stefano, E. (1998). Calcareous nannofossil quantitative biostratigraphy of holes 969E and 963B (Eastern Mediterranean). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 160: 99-112.
- Ducassou, E. (2003). Taux de sédimentation holocènes exceptionnels sur la marge nord islandaise: interaction entre sédimentation volcanoclastique et circulation océanique, Université Bordeaux 1: 30.
- Eisenhauer, A., Zhu, Z.R., Collins, L.B., Wyrwoll, K.H. et Eichstät, R. (1996). The last interglacial sea level change: new evidence from the Abrolhos Islands. *Geologische Rundschau* 40: 39-50.
- Emeis, K.C. et Sakamoto, T. (1998). The sapropel theme of Leg 160. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Leg 160*: 29-36.
- Emiliani, C. (1971). Isotopic palaeotemperatures and shell morphology of *Globigerinoides ruber* in the type section of the Pliocene-Pleistocene boundary. *Micropaleontology* 17(2): 233-238.
- Ericson, D.B. et Wollin, G. (1968). Pleistocene climate and chronology in deep-sea sediments. *Science* 162: 1227-1234.
- Esat, T.M., McCulloch, M.T., Chappel, J., Pillans, B. et Omura, A. (1999). Rapid fluctuations in sea level recorded at Huon Peninsula during the penultimate glaciation. *Science* 283: 197-201.

- Eschard, R. (2001). Geological factors controlling sediment transport from platform to deep basin: a review. *Marine and Petroleum Geology* 18: 487-490.
- Evin, J. (1991). Fiabilité des matériaux utilisés en datation par le radiocarbone, Lyon I.
- Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.B.F. et Robb, J.M. (1983). Breaching the shelfbreak: Passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution. The shelfbreak: Critical interface on continental margins. D. J. Stanley and G. T. Moore, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. Special Publication: 25-39.
- Ferderman, A.N. et Carey, S.N. (1980). Electron microprobe correlation of tephra layers from Eastern Mediterranean abyssal sediments and the Island of Santorini. *Quaternary Research* 13: 160-171.
- Flood, R.D., Manley, P.L., Kowsmann, R.O., Appi, C.J. et Pirmez, C. (1991). Seismic facies and Late Quaternary growth of Amazon submarine fan. Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. S.-V. N. Y. Inc.: 415-433.
- Flood, R.D. et Piper, D.J.W. (1997). Amazon fan sedimentation: the relationship to equatorial climate change, continental denudation, and sea-level fluctuations. Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson: 653-675.
- Foucault, A. et Stanley, D.J. (1989). Late Quaternary palaeoclimatic oscillations in East Africa recorded by heavy minerals in the Nile delta. *Nature* 339: 44-46.
- Galili, E., Weinstein-Evron, M. et Ronen, A. (1988). Holocene sea-level changes based on submerged archaeological sites off the northern Carmel Coast in Israel. *Quaternary Research* 29: 36-42.
- Galloway, W.E. (1998). Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture, and classification. *AAPG Bulletin* 82: 569-595.
- Gallup, C.D., Cheng, H., Taylor, F.W. et Edwards, R.L. (2002). Direct determination of the timing of sea level change during termination II. *Science* 295: 310-313.
- Garziglia, S., Migeon, S., Ducassou, E., Loncke, L. et Mascle, J. (soumis). Giant mass-transport deposits on the Rosetta province continental slope (NW Nile deep-sea fan, Egyptian margin): characteristics, distribution, and possible triggering mechanisms. *Marine Geology*.
- Gasse, F. (2000). Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews* 19(1-5): 189-211.

- Gasse, F., Rognon, P. et Street, F.A. (1980). Quaternary history of the Afar and Ethiopian rift lakes. The Sahara and the Nile: Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa. F. M. Williams and H. Faure. Rotterdam, A.A. Balkema: 361-400.
- Gasse, F. et Street, F.A. (1978). Late Quaternary lake-level fluctuations and environments of the northern rift valley and Afar region (Ethiopia and Djibouti). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 25: 145-150.
- Gaullier, V., Mart, Y., Bellaiche, G., Mascle, J., Vendeville, B.C., Zitter, T. et party, t.P.s. (2000). Salt tectonics in and around the Nile deep-sea fan: Insights from the Prised 2 cruise. From the Arctic to the Mediterranean: salt, shale and igneous diapirs in and around Europe. B. Vendeville and Y. Mart, the Geological Society London: 111-129.
- Gaven, C., Hillaire-Marcel, C. et Petit-Maire, N. (1981). A Pleistocene lacustrine episode in southeastern Lybia. *Nature* 290: 131-133.
- Giunta, S., Negri, A., Morigi, C., Capotondi, L., Combourieu-Nebout, N., Emeis, K.C., Sangiorgi, F. et Vigliotti, L. (2003). Coccolithophorid ecostratigraphy and multi-proxy paleoceanographic reconstruction in the Southern Adriatic Sea during the last deglacial time (Core AD91-17). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190: 39-59.
- Goiran, J.-P. (2001). Recherches géomorphologiques dans la région littorale d'Alexandrie en Egypte, Université de Provence (Aix-Marseille I): 249.
- Gorsline, D.S. et Emery, K.O. (1959). Turbidity current deposits in San Pedro and Santa Monica basins off southern California. *Geological Society of America Bulletin* 70: 279-290.
- Griboulard, R., Bobier, C., Faugères, J.-C., Huyghe, P., Gonthier, E., Odonne, F. et Welsh, R. (1998). Recent tectonic activity in the South Barbados prism. Deep-towed side-scan sonar imagery. *Tectonophysics* 284: 79-99.
- Hassan, F.A. (1981). Historical Nile floods and their implications for climatic change. *Science* 212(5): 1142-1144.
- Heller, P.L. et Dickinson, W.R. (1985). Submarine ramp facies model for delta-fed, sand-rich turbidite systems. *AAPG Bulletin* 69: 960-976.
- Herman, Y. (1972). Quaternary Eastern Mediterranean sediments: micropaleontology and climatic record. The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory. D. J. Stanley: 129-147.
- Hesse, R. (1995). Long-distance correlation of spillover turbidites on the western levee of the Northwest Atlantic Mid-Ocean Channel (NAMOC), Labrador Sea. Atlas of deep-

- water environments: Architectural style in turbidite systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R. D. A. Smith. London, Chapman et Hall: 276-281.
- Hilgen, F.J. (1991a). Astronomical calibration of Gauss to Matuyama sapropels in the Mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale. *Earth and Planetary Science Letters* 104: 226-244.
- Hilgen, F.J. (1991b). Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary. *Earth and Planetary Science Letters* 107: 349-368.
- Hillaire-Marcel, C., Gariépy, C., Ghaleb, B., Goy, J.L., Zazo, C. et Cuerda, J. (1996). U series in Tyrrhenian deposits from Mallorca. Further evidence for two last-Interglacial high sea levels in Balearin Islands. *Quaternary Science Reviews* 44: 276-282.
- Hiscott, R.N., Hall, F.R. et Pirmez, C. (1997). Turbidity-current overspill from the Amazon Channel: texture of the silt/sand load, paleflow from anisotropy of magnetic susceptibility and implications for flow processes. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson: 53-78.
- Hughen, K.A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. et Weyhenmeyer, C.E. (2004). Marine 04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon* 46: 1059-1086.
- Huguen, C. (2001). Déformation récente à actuelle et argilo-cinèse associée au sein de la Ride Méditerranéenne (Méditerranée orientale). Université Pierre et Marie Curie (Paris 6).
- Johnson, T.C. (1996). Sedimentary processes and signals of past climate change in the large lakes of East African Rift Valley. The Limnology, Climatology and Paleoclimatology of the East African Lakes. T. C. Johnson and E. O. Odada. Amsterdam, Gordon and Breach: 367-412.
- Jorissen, F.J. (1999). Benthic foraminiferal successions across Late Quaternary Mediterranean sapropels. *Marine Geology* 153: 91-101.
- Jorissen, F.J., Asioli, A., Borsetti, A.M., Capotondi, L., de Visser, J.P., Hilgen, F.J., Rohling, E.J., van der Borg, K., Vergnaud Grazzini, C. et Zachariasse, W.J. (1993). Late Quaternary central Mediterranean biochronology. *Marine Micropaleontology* 21(1-3): 169-189.

- Joseph, P. et al., e. (2000). The Annot Sandstone outcrops (French Alps): Architecture description as input for quantification and 3D reservoir modeling.
- Kallel, N., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Fontugne, M., Paterne, M. et Montacer, M. (2000). Mediterranean pluvial periods and sapropel formation over the last 200 000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157(1-2): 45-58.
- Keller, J., Ryan, W.B.F., Ninkovich, D. et Altherr, R. (1978). Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments. *Geological Society of America Bulletin* 89: 591-604.
- Kennett, J., Cannariato, K.G., Hendy, I.L. et Behl, R.J. (2003). Methane hydrates in Quaternary climate change: The clathrate gun hypothesis. *American Geophysical Union*, Washington, D.C.
- Kenyon, N.H., Amir, A. et Cramp, A. (1995). Geometry of the younger sediment bodies of the Indus Fan. Atlas of deep water environments: architectural style in turbidite systems. K. T. Pickering, R. N. Hiscott, N. H. Kenyon, F. Ricci Lucchi and R. D. A. Smith. London, Chapman & Hall: 89-93.
- Klein, R. et al., e. (1990). Seasonal rainfall in the Sinai Desert during the late Quaternary inferred from fluorescent bands in fossil corals. *Nature* 345: 145-147.
- Kneller, B.C. (1995). Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction. Characterization of Deep Marine Clastic Systems. A. J. Hartley and D. J. Prosser, Geological Society Special Publication: 31-49.
- Kneller, B.C. et Buckee, C. (2000). The structure and fluid mechanisms of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology* 47: 62-94.
- Kolla, V. et Perlmutter, M.A. (1993). Timing of turbidite sedimentation on the Mississippi Fan. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 77: 1129-1141.
- Konert, M. et Vandenberghe, J. (1997). Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: A solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* 44: 523-535.
- Krom, M.D., Stanley, D.J., Cliff, R.A. et Woodward, J.C. (2002). Nile River sediment fluctuations over the past 7000 yr and their key role in sapropel development. *Geology* 30(1): 71-74.
- Kroon, D., Alexander, I., Little, M., Lourens, L.J., Matthewson, A., Roberston, A.H.F. et Sakamoto, T. (1998). Oxygen isotope and sapropel stratigraphy in the eastern

- Mediterranean during the last 3.2 million years. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results Leg 160*: 181-189.
- Lacasse, C. (2001). Influence of climate variability on the atmospheric transport of Icelandic tephra in the subpolar North Atlantic. *Global and Planetary Change* 29(1-2): 31-55.
- Lambeck, K. et Purcell, A. (2005). Sea-level change in the Mediterranean Sea since the LGM: model predictions for tectonically stable areas. *Quaternary Science Reviews* 24(18-19): 1969-1988.
- Lascaratos, A., Roether, W., Nittis, K. et Klein, B. (1999). Recent changes in deep water formation and spreading in the eastern Mediterranean Sea: a review. *Progress In Oceanography* 44(1-3): 5-36.
- Laval, A., Cremer, M., Beghin, P. et Ravenne, C. (1988). Density surges: two dimensional experiments. *Sedimentology*: 73-84.
- Le Pichon, X., Chamot-Rooke, N. et Lallemand, S. (1995). Geodetic determination of the kinematics of central Greece with respect to Europe: Implications for Eastern Mediterranean Tectonics. *Journal of Geophysical Research* 100: 12675-12690.
- Loncke, L. (2002). Le delta profond du Nil: structure et évolution depuis le Messinien (Miocène Terminal). Université P. et M. Curie (Paris 6): 183.
- Loncke, L., Gaullier, V., Bellaiche, G. et Mascle, J. (2002). Recent depositional patterns of the Nile deep-sea fan from echo-character mapping. *AAPG Bulletin* 86(7): 1165-1186.
- Loncke, L., Gaullier, V., Droz, L., Ducassou, E., Migeon, S., Garziglia, S. et Mascle, J. (soumis). Multi-scale slope instabilities along the Nile deep-sea fan, Egyptian margin, a first overview. *Marine and Petroleum Geology*.
- Loncke, L., Mascle, J. et Fanil Scientific Parties (2004). Mud volcanoes, gas chimneys, pockmarks and mounds in the Nile deep-sea fan (Eastern Mediterranean): geophysical evidences. *Marine and Petroleum Geology* 21(6): 669-689.
- Lopez, M. (2001). Architecture and depositional pattern of the Quaternary deep-sea fan of the Amazon. *Marine and Petroleum Geology* 18(4): 479-486.
- Lourens, L.J., Antonarakou, F.J., Hilgen, F.J., Van Hoof, A.A.M., Vergnaud Grazzini, C. et Zachariasse, W.J. (1996). Evaluation of the Plio-Pleistocene astronomical timescale. *Paleoceanography* 11: 391-431.
- Lüthi, S. (1980). Some new aspects of two-dimensional turbidity currents. *Sedimentology* 28: 97-105.

- Mahaffie, M.J. (1994). Reservoir classification for turbidite intervals at the mars discovery, Mississippi canyon 807, Gulf of Mexico. *Soc. of economic paleontologists and mineralogists foundation 15th annual research conf.*: 233-244.
- Malanotte-Rizzoli, P. (2001). Currents Systems In The Mediterranean Sea. *Encyclopedia of Ocean Sciences*. J. H. Steele. Oxford, Academic Press: 605-612.
- Malanotte-Rizzoli, P. et Hecht, A. (1988). Large-scale properties of the eastern Mediterranean: a review. *Oceanologica Acta* 11(4): 323-335.
- Maldonado, A. et Stanley, D.J. (1978). Nile Cone depositional processes and patterns in the Late Quaternary. *Sedimentation in Submarine Canyons, Fans and Trenches*. D. J. Stanley and G. Kelling. Stroudsburg, PA, Dowden, Hutchinson and Ross: 365.
- Manley, P.L. et Flood, R.D. (1988). Cyclic sediment deposition within Amazon deep-sea fan. *AAPG Bulletin* 72(8): 912-925.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. et Shackleton, N.J. (1987). Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research* 27: 1-29.
- Masce, J., Benkheilil, J., Bellaiche, G., Zitter, T., Woodside, J. et Loncke, L. (2000). Marine geologic evidence for a Levantine-Sinai plate, a missing piece of the Mediterranean puzzle. *Geology* 228: 779-782.
- Masce, J., Sardou, O., Loncke, L., Migeon, S., Caméra, L. et Gaullier, V. (2006). Morphostructure of the Egyptian continental margin : Insights from swath bathymetry survey. *Marine Geophysical Researches* 27: 49-59.
- Maslin, M.A., Mikkelsen, N., Vilela, C.G. et Haq, B. (1998). Sea-level - and gaz hydrate-controlled catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Geology* 26: 1107-1110.
- Maslin, M.A., Owen, M., Day, S. et Long, D. (2004). Linking continental-slope failures and climate change: Testing the clathrate gun hypothesis. *Geology* 32(1): 53-56.
- Maslin, M.A., Vilela, C.G., Mikkelsen, N. et Grootes, P. (2005). Causes of catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Quaternary Science Reviews* 24(20-21): 2180-2193.
- McAdoo, B. G., Pratson, L. F., Orange, D. L. (2000). Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology* 169: 103-136.
- McCave, I.N., Bryant, R.J., Cook, H.F., Coughanowr, C.A. et Hollister, C.D. (1986). Evaluation of a laser diffraction size analyser for use with natural sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 56: 561-564.

- McClusky, S., Balassanian, A., Barka, A., Demir, C., Ergintav, S., Georgiev, I., Gurkan, O., Hamburger, M., Hurst, K., Kahle, H., Kastens, K., Kekelidze, G., King, R., Kotzev, V., Lenk, O., Mahmoud, S., Mishin, A., Nadariya, M., Ouzounis, A., Paradissis, D., Peter, Y., Prilepin, M., Reilinger, R., Sanli, I., Seeger, H., Tealeb, A., Toksöz, M.N. et Veis, G. (2000). GPS constraints on plate kinematics and dynamics in the eastern Mediterranean and Causasus. *Journal of Geophysical Research* 105: 5695-5719.
- McCoy, F.W. (1980). The upper Thera (Minoan) ash in deep-sea sediments: distribution and comparison with other ash layers. *Proceedings 2^o International Scientific Congress on the Volcano of Thera, Greece*.
- Middleton, G.V. (1967). Experiments on density and turbidity currents: III Deposition of sediments. *Canadian Journal of Earth Sciences*: 475-505.
- Middleton, G.V. et Hampton, M.A. (1973). Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. *Turbidity and Deep Water Sedimentation*. G. V. Middleton and A. H. Bouma, SEPM. Pacific Section, Short Course Lecture Notes: 1-38.
- Milankovitch, M. (1941). Canon of insolation and the ice-age problem. Belgrade, Spec. publ.
- Migeon, S. (2000). Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine profond: approches morphologique, sismique et sédimentologique. Bordeaux, Université Bordeaux 1: 288.
- Migeon, S., Garibaldi, C., Ducassou, E., Mascle, J., Gonthier, E. et Mulder, T. (2005). Construction et migration des systèmes chenaux-levées et des lobes distaux du système profond du Nil (Méditerranée orientale). *10^{ème} Congrès Français de Sédimentologie*, Presqu'île de Giens, ASF.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C. et Saint-Paul, J. (1999). SCOPIX: a new imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18: 251-255.
- Mohrig, D., Whipple, K.X., Hondzo, M., Ellis, C. et Parker, G. (1998). Hydroplaning of subaqueous debris flows. *GSA Bulletin* 110: 387-394.
- Muerdter, D.R., Kennett, J.P. et Thunell, R.C. (1984). Late Quaternary sapropel sediments in the eastern Mediterranean Sea: faunal variations and chronology. *Quaternary Research* 21: 385-403.
- Mulder, T. et Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* 48: 269-299.
- Mulder, T. et Cochonat, P. (1996). Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research* 66: 43-57.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. et Jouanneau, J.M. (2001). Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments. *Geology* 29(11): 1011-1014.

- Mulder, T., Savoye, B., Piper, D.J.W. et Syvitski, J.P.M. (1998). The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record. *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass-Wasting and Stability*. M. S. Stoker, D. Evans and A. Cramp. London, Geological Society, Special Publications. 129: 145-166.
- Mulder, T. et Syvitski, J.P.M. (1995). Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans. *Journal of Geology* 103: 285-299.
- Murat, A. (1984). Séquences et paléoenvironnements marins quaternaires, une marge active: l'arc hellénique oriental, Thèse de 3^{ème} cycle, université de Perpignan: 217.
- Murat, A. (1991). Enregistrement sédimentaire des paléoenvironnements quaternaires en Méditerranée orientale, Thèse de Doctorat, université de Perpignan: 242.
- Murat, A. et Glaçon, G. (1986). Méthode rapide de corrélation des dépôts quaternaires de la marge hellénique (Méditerranée orientale). *Bull. Soc. Géol. France* 8: 447-456.
- Mutti, E. (1979). Turbidites and cônes sous-marins profonds. Sédimentation détritique (Fluviatile, Littorale et Marine). P. Homewood, Institut de Géologie, Université de Fribourg, Suisse: 353-419.
- Mutti, E. (1985). Turbidite systems and their relations to depositional sequences. Provenance of arenites. G. G. Zuffa. Dordrecht, Reidel: 65-93.
- Mutti, E. (1992). Turbidite sandstone. *Agip Special Publication* Milan, Italy: 275 p.
- Mutti, E. et Normark, W.R. (1991). An Integrated Approach to the Study of Turbidite Systems. Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. P. Weimer and M. H. Link. New-York, Springer-Verlag.
- Mutti, E. et Ricci Lucchi, F. (1972). Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis (English translation by Nilsen T.H. 1978). *International Geology Review* 20: 125-166.
- Narcisi, B. et Vezzoli, L. (1999). Quaternary stratigraphy of distal tephra layers in the Mediterranean - an overview. *Global and Planetary Change* 21: 31-50.
- Neev, D., Hall, J.K. et Saul, J.M. (1982). The Pelusium megashear system across Africa and associated lineaments systems. *Journal of Geophysical Research* 87(B2): 1015-1030.
- Nelson, C.H., Maldonado, A., Coumes, F., Got, F. et Monaco, A. (1985). Ebro fan, Mediterranean. Submarine fans and related turbidite sequences. A. H. Bouma, N. E. Barnes and W. R. Normark. New-York, Springer-Verlag: 121-127.

- Nelson, C.H., Twichell, D.C., Schwab, W.C., Lee, H.J. et Kenyon, N.H. (1992). Upper Pleistocene turbidite sand beds and chaotic silt beds in the channelized, distal, outer-fan lobes of the Mississippi Fan. *Geology* 20: 693-696.
- Nijenhuis, I.A., Schenau, S.J., Van der Weijden, C.H., Hilgen, F.J., Lourens, L.J. et Zachariasse, W.J. (1996). On the origin of upper Miocene sapropelites: a case study from the Faneromeni section, Crete (Greece). *Paleoceanography* 11: 633-645.
- Normak, W.R. (1970). Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin* 54: 2170-2195.
- Normark, W.R. (1978). Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidites environments. *AAPG Bulletin* 62: 912-931.
- Normark, W.R. et Piper, D.J.W. (1991). Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for the depositional record. *SEPM (Society for Sedimentary Geology)* 46: 207-230.
- Oggioni, E. et Zandini, L. (1987). Response of benthic foraminifera to stagnant episodes - a quantitative study of Core BAN 81-12, eastern Mediterranean. *Marine Geology* 75: 214-261.
- Olausson, E. (1961). Studies of deep-sea cores. *Rep. Swed. Deep-Sea Exped. 1947-1948* 8(4): 323-438.
- Parisi, E. (1987). Carbon and oxygen isotope composition of *Globigerinoides ruber* in two deep sea cores from the Levantine Basin (eastern Mediterranean). *Marine Geology* 75: 201-219.
- Paterne, M. (2006). Les variations climatiques au Pléistocène en région méditerranéenne. *Comptes Rendus Palevol* In Press, Corrected Proof.
- Paterne, M., Guichard, F. et Labeyrie, L. (1988). Explosive activity of the south Italian volcanoes during the past 80,000 years as determined by marine tephrochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 34: 153-172.
- Perissoratis, C. et Piper, D.J.W. (1992). Age, regional variation and shallowest occurrence of S1 sapropel in the Northern Aegean Sea. *Geo-Marine Letters* 12: 49-53.
- Petit-Maire, N. (1982). Le Shati - Lac pléistocène du Fezzan (Libye), Laboratoire de Géologie du Quaternaire Marseille.
- Pinardi, N. et Masetti, E. (2000). Variability of the large scale general circulation of the Mediterranean Sea from observations and modelling: a review. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 158(3-4): 153-173.

- Piper, D.J.W. et Deptuck, M. (1997). Fine-grained turbidites of the Amazon Fan: facies characterization and interpretation. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. R. D. Flood, D. J. W. Piper, A. Klaus and L. C. Peterson: 79-108.
- Piper, D.J.W., Hiscott, R.N. et Normark, W.R. (1999). Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California. *Sedimentology* 46: 47-78.
- Piper, D.J.W. et Normark, W.R. (1983). Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy submarine fan, California borderland. *Sedimentology* 30: 681-694.
- Piper, D.J.W. et Normark, W.R. (2001). Sandy fans - from Amazon to Hueneme and beyond. *AAPG Bulletin* 85: 1407-1438.
- Posamentier, H.W., Erskine, R.D. et Mitchum, R.M. (1991). Models for submarine-fan deposition within a sequence-stratigraphic framework. Seismic facies and sedimentary processes of submarine fans and turbidite systems. P. Weimer. New-York, Springer-Verlag.
- Posamentier, H.W. et Vail, P.R. (1988). Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and system track models. Sea-level changes - an integrated approach. J. C. Van Wagoner, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 42: 110-124.
- Prather, B.E., Booth, J.R., Steffens, G.S. et Craig, P.A. (1998). Classification, lithologic calibration and stratigraphic succession of seismic facies of intraslope basins, deep-water Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin* 82: 701-728.
- Pratson, L.F. et Coakley, B.J. (1996). A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *GSA Bulletin* 108(2): 225-234.
- Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Moutain, G.S. et Twichell, D.C. (1994). Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geological Society of America Bulletin* 106: 395-412.
- Principato, M. S., Giunta, S., Corselli, C., and Negri, A. (2003). Late Pleistocene-Holocene planktonic assemblages in three box-cores from the Mediterranean Ridge area (west-southwest of Crete): palaeoecological and palaeoceanographic reconstruction of sapropel S1 interval. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190, 61-77.

- Prins, M.A., Postma, G., Cleveringa, J., Cramp, A. et Kenyon, N.H. (2000a). Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the Late Quaternary: the Indus Fan. *Marine Geology* 169: 327-349.
- Prins, M.A., Postma, G. et Weltje, G.J. (2000b). Controls on terrigenous sediment supply to the Arabian Sea during the Late Quaternary: the Makran continental slope. *Marine Geology* 169: 351-371.
- Pujol, C. et Vergnaud-Grazzini, C. (1995). Distribution patterns of live planktic foraminifers as related to regional hydrography and productive systems of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology* 25(2-3): 187-217.
- Ravenne, C. et Beghin, P. (1983). Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'I.F.P.*: 279-297.
- Ravenne, C., Vially, R., Riché, P. et Trémolières, P. (1987). Sedimentation et tectonique dans le bassin marin Eocène supérieur-Oligocène des Alpes du Sud. *Revue de l'I.F.P.* 42.
- Reading, H.G. et Richards, M. (1994). Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain size and feeder system. *AAPG Bulletin* 78: 792-822.
- Reeder, M., Rothwell, R.G., Stow, D.A.V., Kahler, G. et Kenyon, N.H. (1998). Turbidite flux, architecture and chemostratigraphy of the Herodotus basin, Levantine Sea, SE Mediterranean. Geological processes on continental margins: sedimentation, mass-wasting and stability. M. S. Stoker, D. Evans and A. Cramp. London, The Geological Society. 129: 19-40.
- Reeder, M.S., Rothwell, R.G. et Stow, D.A.V. (2000). Influence of sea level and basin physiography on emplacement of the late Pleistocene Herodotus Basin Megaturbidite, SE Mediterranean Sea. *Marine and Petroleum Geology* 17(2): 199-218.
- Richards, M., Bowman, M. et Reading, H. (1998). Submarine-fan systems i: characterization and stratigraphic prediction. *Marine and Petroleum Geology* 15(7): 689-717.
- Roberston, A.H.F., Emeis, K.C., Richter, C., Camerlenghi, A. et Party, S.S. (1996). Leg 160, Sites 963, 964, 966, 967, 969. Proc. ODP, Initial Reports 160: 972.
- Robertson, A.H.F. (1998). Tectonic significance of Eratosthenes seamount: a continental fragment in the process of collision with a subduction zone in the eastern mediterranean. *Tectonophysics* 298: 63-82.
- Robertson, A.H.F., Kidd, R.B., Ivanov, M.K., Limonov, A.F., Woodside, J.M., Galindo-Zaldivar, J., Nieto, L. et cruise, s.p.o.T. (1995). Eratosthenes seamount collisional

- processes in the easternmost Mediterranean in relation to the plio-quaternary uplift of southern Cyprus. *Terra Res.* 7: 254-564.
- Rohling, E.J. (1994). Review and new aspects concerning the formation of eastern Mediterranean sapropels. *Marine Geology* 122(1-2): 1-28.
- Rohling, E.J., Jorissen, F.J., Vergnaud Grazzini, C. et Zachariasse, W.J. (1993). Northern Levantine and Adriatic Quaternary planktic foraminifera: reconstruction of paleoenvironmental gradients. *Marine Micropaleontology* 21: 191-218.
- Rohling, E.J. et Thunell, R.C. (1999). Five decades of Mediterranean paleoclimate and sapropel studies. *Marine Geology* 153: 7-10.
- Rossignol-Strick, M. (1985). Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 49(3-4): 237-263.
- Rossignol-Strick, M., Nesteroff, M., Olive, P. et Vergnaud Grazzini, C. (1982). After the deluge: Mediterranean stagnation and sapropel formation. *Nature* 295: 105-110.
- Rothwell, R.G., Reeder, M.S., Anastasakis, G., Stow, D.A.V., Thomson, J. et Kahler, G. (2000). Low sea-level stand emplacement of megaturbidites in the western and eastern Mediterranean Sea. *Sedimentary Geology* 135(1-4): 75-88.
- Ryan, W.B.F. (1972). Stratigraphy of Late Quaternary sediments in the Eastern Mediterranean. The Mediterranean Sea: a natural sedimentation laboratory. D. J. Stanley: 149-169.
- Ryan, W.B.F. et Hsü, K.J. (1973). Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project, Washington, DC: US Government printing office. **13**.
- Ryther, J.H., Menzel, D.W. et Corwin, N. (1967). Influence of the Amazon outflow on the ecology of the western tropical Atlantic. I: Hydrography and nutrient chemistry. *Journal of Marine Research* 25: 69-83.
- Sage, L. et Letouzey, J. (1990). Convergence of the African and Eurasian plate in the eastern Mediterranean. Petroleum and tectonics in mobile belts. L. J. Paris: 49-68.
- Said, R. (1981). The geological evolution of the river Nile. New-York, Heidelberg, Berlin.
- Said, R. (1983). Proposed classification of the Quaternary of Egypt. *Journal of African Earth Sciences* 1(1): 41-45.
- Said, R. (1993). The River Nile. Geology, Hydrology and Utilization. Oxford, England, Pergamon.
- Samuel, A., Kneller, B., Raslan, S., Sharp, A. et Parsons, C. (2003). Prolific deep-marine slope channels of the Nile Delta, Egypt. *AAPG Bulletin* 87(4): 541-560.

- Sardou, O. et Mascle, J. (2003). Cartographie par sondeur multifaisceaux du delta sous-marin profond du Nil et ses domaines voisins. Deux cartes (Morphobathymétrie et mosaïques d'images acoustiques), Special publication CIESM.
- Savoie, B. et Piper, D.J.W. (1991). The Messinian event on the margin of the Mediterranean Sea in the Nice area, southern France. *Marine Geology* 97: 279-304.
- Sbaffi, L., Wezel, F.C., Kallel, N., Paterne, M., Cacho, I., Ziveri, P. et Shackleton, N. (2001). Response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the central Mediterranean Sea during the Late Quaternary. *Marine Geology* 178(1-4): 39-62.
- Schuster, M., Roquin, C., Düringer, P., Brunet, M., Caugy, M., Fontugne, M., Talso Mackaye, H., Vignaud, P. et Ghienne, J.-F. (2005). Holocene Lake Mega-Chad palaeoshorelines from space. *Quaternary Science Reviews* 24(16-17): 1821-1827.
- Servant, M. et Servant-Vildary, S. (1980). L'environnement quaternaire du bassin du Tchad. The Sahara and the Nile: Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa. M. A. J. Williams and H. Faure. Rotterdam, A.A. Balkema: 133-162.
- Shanmugam, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology* 17: 285-342.
- Shanmugam, G. et Moiola, R.J. (1981). Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites. *Geology* 10: 231-235.
- Shanmugam, G., Moiola, R.J. et Damuth, J.E. (1985). Eustatic control of submarine fan development. Submarine fans and related turbidite systems. A. H. Bouma, W. R. Normark and N. E. Barnes. New-York, Springer-Verlag: 23-28.
- Shanmugam, G., Bloch, R.B., Mitchell, S.M., Beamish, G.W.J., Hodgkinson, R.J., Damuth, J.E., Straume, T., Syvertsen, S.E. et Shields, K.E. (1995). Basin-floor fans in the North Sea: Sequence Stratigraphic Models vs. Sedimentary Facies. *AAPG Bulletin* 79: 477-512.
- Shanmugam, G. et Moiola, R.J. (1991). Types of submarine fan lobes: Models and Implications. *AAPG Bulletin* 75: 156-179.
- Shepard, F.P. (1981). submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *AAPG Bulletin*: 1062-1077.
- Siani, G., Paterne, M., Michel, E., Sulpizio, R., Sbrana, A., Arnold, M. et Haddad, G. (2001). Mediterranean sea-surface radiocarbon reservoir age changes since the last glacial maximum. *Science* 294: 1917-1920.

- Stanley, D.J. (1988). Low sediment accumulation rates and erosion on the middle and outer Nile delta shelf off Egypt. *Marine Geology* 84(1-2): 111-117.
- Stanley, D.J. (1990). Recent subsidence and northeast tilting of the Nile delta, Egypt. *Marine Geology* 94: 147-154.
- Stanley, D.J. et Sheng, H. (1986). Volcanic shards from Santorini (Upper Minoan ash) in the Nile Delta, Egypt. *Nature* 320: 733-735.
- Stanley, D.J. et Warne, A.G. (1993). Nile delta: recent geological evolution and human impact. *Science* 260: 628-634.
- Stanley, D.J. et Wingerath, J.G. (1996). Nile sediment dispersal altered by the Aswan High Dam: the kaolinite trace. *Marine Geology* 133: 1-9.
- Stow, D.A.V. et Mayall, M. (2000). Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century. *Marine and Petroleum Geology* 17(2): 125-135.
- Stow, D.A.V., Reading, H.G. et Collinson, J.D. (1996). Deep seas. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. H. G. Reading, Blackwell Science: 395-453.
- Stow, D.A.V. et Shanmugam, G. (1980). Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch. *Sedimentary Geology* 25: 23-42.
- Stuiver, M. et Braziunas, T.F. (1998). Anthropogenic and solar components of hemispheric C-14. *Geophysical Research Letters* 25: 329-332.
- Stuiver, M. et Reimer, P.J. (1993). Extended ¹⁴C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. *Radiocarbon* 35: 215-230.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. et Reimer, R.W. (2005). CALIB 5.0. (WWW program and documentation).
- Szabo, B.J., Haynes, J., C. V. et Maxwell, T.A. (1995). Ages of Quaternary pluvial episodes determined by uranium-series and radiocarbon dating of lacustrine deposits of Eastern Sahara. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 113(2-4): 227-242.
- Szabo, B.J., Ludwig, K.R., Muehls, D.R. et Simmons, K.R. (1994). Thorium-230 ages of corals and duration of the Last Interglacial sea level high stand on Oahu, Hawaii. *Science* 266: 93-96.
- Talbot, M.R. et Livingstone, D.A. (1989). Hydrogen index and carbon isotopes of lacustrine organic matter as lake-level indicators. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 80: 283-300.
- Telford, R.J., Heegaard, E. et Birks, H.J.B. (2004). The intercept is a poor estimate of a calibrated radiocarbon age. *Holocene* 14: 296-298.

- Thunell, R.C. (1978). Distribution of recent planktonic foraminifera in surface sediments of the Mediterranean Sea. *Marine Micropaleontology* 3: 147-173.
- Thunell, R.C., Williams, D.F. et Kennett, J.P. (1977). Late Quaternary paleoclimatology, stratigraphy and sapropel history in Eastern Mediterranean deep-sea sediments. *Marine Micropaleontology* 2: 371-388.
- Tripsanas, E. K., Bryant, W., Phaneuf, B.A. (2004). Slope-instability processes caused by salt movements in a complex deep-water environment, Bryant Canyon area, northwest Gulf of Mexico. *AAPG Bulletin* 88: 801-824.
- Tuenter, E., Weber, S.L., Hilgen, F.J. et Lourens, L.J. (2003). The response of the African summer monsoon to remote and local forcing due to precession and obliquity. *Global and Planetary Change* 36(4): 219-235.
- Twichell, D.C. et Roberts, D.G. (1982). Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons. *Geology* 10: 408-412.
- Tzedakis, P.C., McManus, J.F., Hooghiemstra, H., Oppo, D.W. et Wimjstra, A. (2003). Comparison of changes in vegetation in Northeast Greece with records of climatic variability on orbital and suborbital frequencies over the last 450 000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 212: 192-212.
- Vail, P.R. et Mitchum, R.M. (1977). Seismic stratigraphy and global changes in sea-level, part. 1. Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. C. W. Payton, AAPG Memoirs: 51-52.
- Vendeville, B.C. et Jackson, M.P.A. (1992a). The rise of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology* 9: 331-354.
- Vendeville, B.C. et Jackson, M.P.A. (1992b). The fall of diapirs during thin-skinned extension. *Marine and Petroleum Geology* 9: 354-371.
- Venkatarathnam, K. et Ryan, W.B.F. (1971). Dispersal patterns of clay minerals in the sediments of the eastern Mediterranean sea. *Marine Geology* 11: 261-282.
- Vergnaud-Grazzini, C., Ryan, W.B.F. et Cita, M.B. (1977). Stable isotopic fractionation, climate change and episodic stagnation in the Eastern Mediterranean during the Late Quaternary. *Marine Micropaleontology* 2: 353-370.
- Vernekar, A.D. (1972). Long period global variations of incoming solar radiation. *Meteorol. Monogr.* 12: 127.

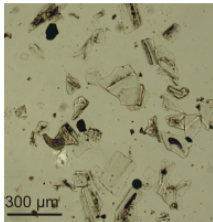
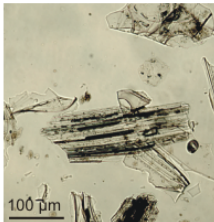
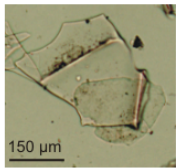
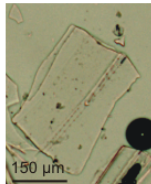
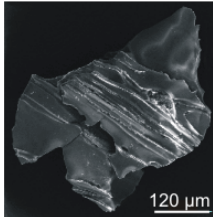
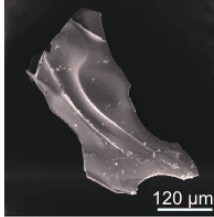
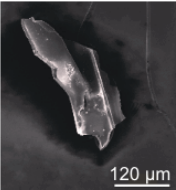
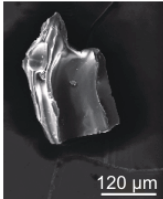
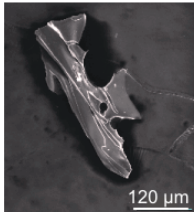
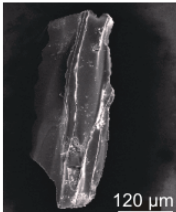
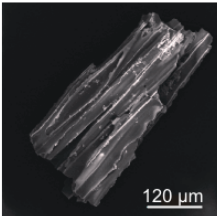
- Vespa, M., Keller, J. et Gertisser, R. (2006). Interplinian explosive activity of Santorini volcano (Greece) during the past 150,000 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 153(3-4): 262-286.
- Vezzoli, L. (1991). Tephra layers in Bannock Basin (Eastern Mediterranean). *Marine Geology* 100: 21-34.
- Vinci, A. (1985). Distribution and chemical composition of tephra layers from Eastern Mediterranean abyssal sediments. *Marine Geology* 64: 143-155.
- Vinci, A. (1987). The "Cape Riva tephra layer" Y-2 (Santorini volcano) in deep-sea sediments from Eastern Mediterranean sea. *Bollettino di Oceanografia Teorica ed Applicata* 5: 117-123.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.-C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. et Labracherie, M. (2002). Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews* 2002: 295-305.
- Walker, R.G. (1978). Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *AAPG Bulletin* 62: 932-966.
- Watkins, N.D., Sparks, R.S.J., Sigurdsson, H., Huang, T.C., Federman, A., Carey, S. et Ninkovich, D. (1978). Volume and extent of the Minoan tephra from Santorini: new evidence from deep-sea sediment cores. *Nature* 271: 122-126.
- Weaver, P.P.E. (1994). Determination of turbidity current erosional characteristics from reworked coccolith assemblages, Canary Basin, north-east Atlantic. *Sedimentology* 41: 1025-1038.
- Weldeab, S., Emeis, K.-C., Hemleben, C., Vennemann, T.W. et Schulz, H. (2002). Sr and Nd isotope composition of Late Pleistocene sapropels and nonsapropelic sediments from the Eastern Mediterranean Sea: implications for detrital influx and climatic conditions in the source areas. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66(20): 3585-3598.
- Wetzel, A. (1993). The transfert of river load to deep-sea fans: a quantitative approach. *AAPG Bulletin* 77(10): 1679-1692.
- Wetzel, A. et Kohl, B. (1986). Accumulation rates of Mississippi fan sediments cored during deep sea drilling project Leg 96. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. K. L. Turner, National Science Foundation. XCVI: 595-600.
- Williams, M.A.J., Adamson, D., Cock, B. et McEvedy, R. (2000). Late Quaternary environments in the White Nile region, Sudan. *Global and Planetary Change* 26(1-3): 305-316.

- Williams, M.A.J. et Adamson, D.A. (1980). Late Quaternary depositional history of the Blue and White Nile rivers in central Sudan. *The Sahara and the Nile*. M. A. J. a. F. Williams, H. Rotterdam, Balkema, A.A.: 281-304.
- Williams, M.A.J. et Williams, F.M. (1980). Evolution of the Nile basin. *The Sahara and the Nile: Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa*. M. A. J. Williams and H. Faure. Rotterdam, A.A. Balkema: 207-224.
- Woodward, J.C., Macklin, M.G. et Welsby, D. (2001). The Holocene fluvial sedimentary record and alluvial geoarchaeology in the Nile Valley of northern Sudan. *River basin sediment systems: Archives of environmental change*. D. Maddy and e. al. Rotterdam: 327-355.
- Wright, L.D. et Coleman, J.M. (1973). Processes of channel development in a high-tide-range environment: Cambridge Gulf Ord River Delta. *Journal of Geology* 81: 15-41.
- Wulf, S., Kraml, M., Kuhn, T., Schwarz, M., Inthorn, M., Keller, J., Kuscus, I. et Halbach, P. (2002). Marine tephra from the Cape Riva eruption (22 ka) of Santorini in the Sea of Marmara. *Marine Geology* 183(1-4): 131-141.
- Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A.V. et Weaver, P.P.E. (2000). Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands. *Marine Geology* 163: 185-198.
- Zahn, R., Comas, M.C., Klaus, A. et Party, S.S. (1996). Leg 161, Sites 974, 975, 976, 979. *Proc. ODP, Initial Report 161*: 972.
- Zaragosi, S., Auffret, G.A., Faugeres, J.-C., Garlan, T., Pujol, C. et Cortijo, E. (2000). Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay. *Marine Geology* 169(1-2): 207-237.
- Zaragosi, S., Le Suavé, R., Bourillet, J.-F., Auffret, G.A., Faugeres, J.-C., Pujol, C. et Garlan, T. (2001). The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source ramp model. *Geo-Marine Letters* DOI 10.1007/s003670100061.
- Zazo, C. (1999). Interglacial sea levels. *Quaternary International* 55: 101-113.
- Zhu, Z.R., Wyrwoll, K.H., Collins, L.B., Chen, J.H., Wasserburg, G.J. et Eisenhauer, A. (1993). High-precision U-series dating of Last Interglacial events by mass spectrometry: Houtman Abrolhos Islands, western Australia. *Earth and Planetary Science Letters* 118: 281-293.

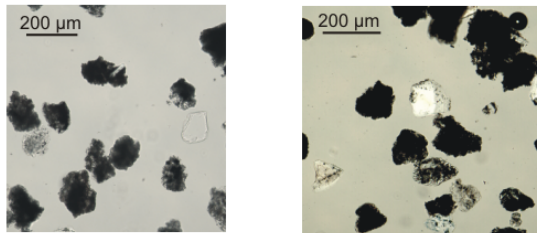
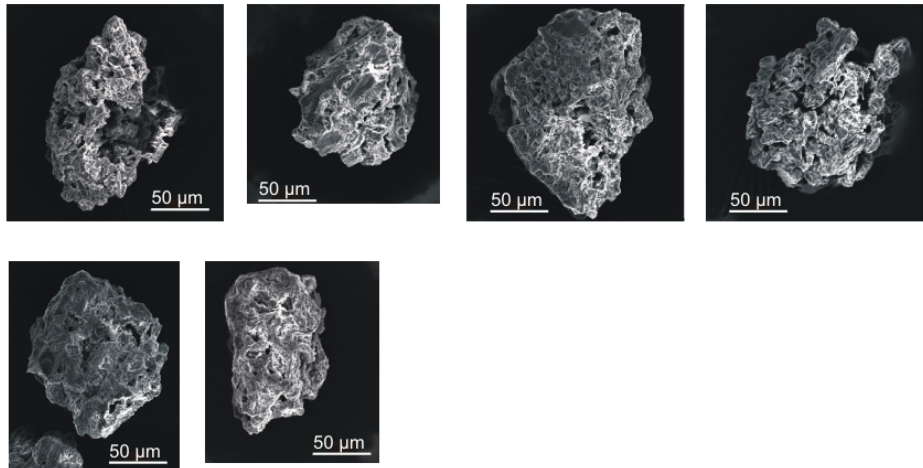
ANNEXE

FICHES DESCRIPTIVES TEPHRA

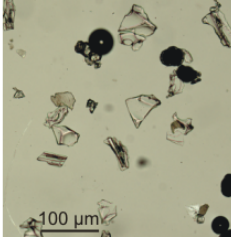
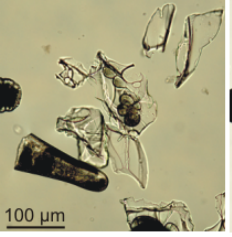
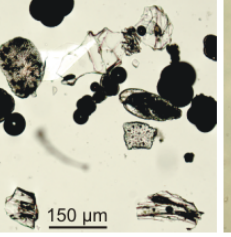
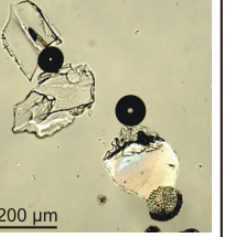
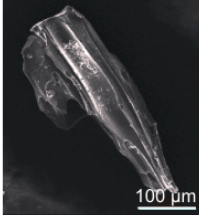
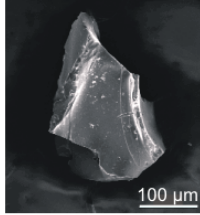
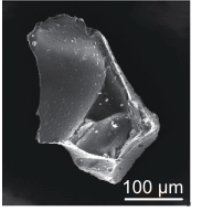
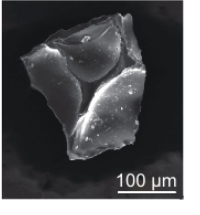
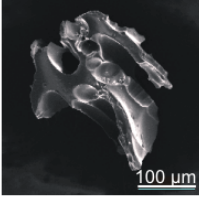
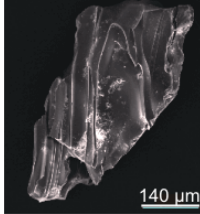
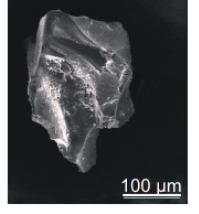
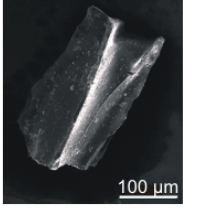
Y2 23-26 cm carotte 648

Age	18-20 000 ans BP																																																																																																										
Origine	Santorin (lower tephra)																																																																																																										
Morphologie des cendres	Échardes et ponces incolores étirées Très fin Uniquement des cendres (pas de minéraux et de lithiques)																																																																																																										
Photographie au microscope optique																																																																																																											
Photographie au microscope électronique à balayage																																																																																																											
																																																																																																											
Analyses géochimiques des éléments majeurs au microscope électronique à balayage	<table border="1"> <thead> <tr> <th>Echarde</th> <th>SiO₂</th> <th>TiO₂</th> <th>Al₂O₃</th> <th>Fe₂O₃</th> <th>MnO</th> <th>MgO</th> <th>CaO</th> <th>Na₂O</th> <th>K₂O</th> <th>P₂O₅</th> <th>Total</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1</td> <td>74.79</td> <td>0.51</td> <td>14.3</td> <td>1.18</td> <td>0.13</td> <td>0.33</td> <td>1.44</td> <td>4.57</td> <td>2.35</td> <td>0.39</td> <td>99.99</td> </tr> <tr> <td>2</td> <td>74.06</td> <td>0.42</td> <td>13.68</td> <td>1.3</td> <td>0.43</td> <td>0.43</td> <td>1.78</td> <td>4.28</td> <td>3.44</td> <td>0.18</td> <td>100</td> </tr> <tr> <td>3</td> <td>72.89</td> <td>0.3</td> <td>13.21</td> <td>3.16</td> <td>0</td> <td>0.25</td> <td>1.64</td> <td>4.61</td> <td>3.57</td> <td>0.36</td> <td>99.99</td> </tr> <tr> <td>4</td> <td>73.28</td> <td>0.1</td> <td>12.76</td> <td>3.64</td> <td>0</td> <td>0.21</td> <td>1.63</td> <td>4.84</td> <td>3.37</td> <td>0.15</td> <td>99.98</td> </tr> <tr> <td>5</td> <td>72.84</td> <td>0.54</td> <td>13.7</td> <td>2.62</td> <td>0.37</td> <td>0.28</td> <td>1.78</td> <td>4.72</td> <td>3.04</td> <td>0.11</td> <td>100</td> </tr> <tr> <td>6</td> <td>73.57</td> <td>0.13</td> <td>13.43</td> <td>2.59</td> <td>0.32</td> <td>0.27</td> <td>2.01</td> <td>5.04</td> <td>2.53</td> <td>0.11</td> <td>100</td> </tr> <tr> <td>7</td> <td>71.99</td> <td>0.65</td> <td>13.04</td> <td>3.39</td> <td>0.04</td> <td>0.3</td> <td>2.34</td> <td>4.73</td> <td>3.39</td> <td>0.15</td> <td>100.02</td> </tr> </tbody> </table>											Echarde	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	1	74.79	0.51	14.3	1.18	0.13	0.33	1.44	4.57	2.35	0.39	99.99	2	74.06	0.42	13.68	1.3	0.43	0.43	1.78	4.28	3.44	0.18	100	3	72.89	0.3	13.21	3.16	0	0.25	1.64	4.61	3.57	0.36	99.99	4	73.28	0.1	12.76	3.64	0	0.21	1.63	4.84	3.37	0.15	99.98	5	72.84	0.54	13.7	2.62	0.37	0.28	1.78	4.72	3.04	0.11	100	6	73.57	0.13	13.43	2.59	0.32	0.27	2.01	5.04	2.53	0.11	100	7	71.99	0.65	13.04	3.39	0.04	0.3	2.34	4.73	3.39	0.15	100.02
Echarde	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total																																																																																																
1	74.79	0.51	14.3	1.18	0.13	0.33	1.44	4.57	2.35	0.39	99.99																																																																																																
2	74.06	0.42	13.68	1.3	0.43	0.43	1.78	4.28	3.44	0.18	100																																																																																																
3	72.89	0.3	13.21	3.16	0	0.25	1.64	4.61	3.57	0.36	99.99																																																																																																
4	73.28	0.1	12.76	3.64	0	0.21	1.63	4.84	3.37	0.15	99.98																																																																																																
5	72.84	0.54	13.7	2.62	0.37	0.28	1.78	4.72	3.04	0.11	100																																																																																																
6	73.57	0.13	13.43	2.59	0.32	0.27	2.01	5.04	2.53	0.11	100																																																																																																
7	71.99	0.65	13.04	3.39	0.04	0.3	2.34	4.73	3.39	0.15	100.02																																																																																																

W2 207-210 cm carotte 648

Age	150 000 ans BP																																																																																				
Origine	Santorin																																																																																				
Morphologie des cendres	Fragments lithiques denses et ponces saccharoïdes plus ou moins étirées, beiges à bruns, gris Fin avec quelques ponces ou fragments plus gros																																																																																				
Photographie au microscope optique																																																																																					
Photographie au microscope électronique à balayage																																																																																					
Analyses géochimiques des éléments majeurs au microscope électronique à balayage	<table border="1"> <thead> <tr> <th>Echarde</th> <th>SiO₂</th> <th>TiO₂</th> <th>Al₂O₃</th> <th>Fe₂O₃</th> <th>MnO</th> <th>MgO</th> <th>CaO</th> <th>Na₂O</th> <th>K₂O</th> <th>P₂O₅</th> <th>Total</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>1</td> <td>55.4</td> <td>0.38</td> <td>21.85</td> <td>4.55</td> <td>0</td> <td>0.9</td> <td>11.66</td> <td>4.44</td> <td>0.83</td> <td>0</td> <td>100.01</td> </tr> <tr> <td>2</td> <td>61.45</td> <td>1.19</td> <td>16.23</td> <td>5.44</td> <td>0</td> <td>1.25</td> <td>7.24</td> <td>4.9</td> <td>1.64</td> <td>0.66</td> <td>100</td> </tr> <tr> <td>3</td> <td>61.44</td> <td>1.21</td> <td>17.48</td> <td>4.57</td> <td>0.14</td> <td>0.71</td> <td>6.63</td> <td>5.86</td> <td>1.92</td> <td>0.03</td> <td>99.99</td> </tr> <tr> <td>4</td> <td>64.79</td> <td>0.93</td> <td>16.81</td> <td>2.94</td> <td>0.01</td> <td>0.99</td> <td>5.17</td> <td>5.33</td> <td>2.22</td> <td>0.81</td> <td>100</td> </tr> <tr> <td>5</td> <td>62.59</td> <td>1.63</td> <td>16.76</td> <td>4.08</td> <td>0.08</td> <td>1.23</td> <td>5.47</td> <td>5.71</td> <td>2.05</td> <td>0.39</td> <td>99.99</td> </tr> <tr> <td>6</td> <td>61.23</td> <td>0.33</td> <td>20.63</td> <td>2.57</td> <td>0.51</td> <td>0.47</td> <td>7.96</td> <td>5.36</td> <td>0.89</td> <td>0.05</td> <td>100</td> </tr> </tbody> </table>	Echarde	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	1	55.4	0.38	21.85	4.55	0	0.9	11.66	4.44	0.83	0	100.01	2	61.45	1.19	16.23	5.44	0	1.25	7.24	4.9	1.64	0.66	100	3	61.44	1.21	17.48	4.57	0.14	0.71	6.63	5.86	1.92	0.03	99.99	4	64.79	0.93	16.81	2.94	0.01	0.99	5.17	5.33	2.22	0.81	100	5	62.59	1.63	16.76	4.08	0.08	1.23	5.47	5.71	2.05	0.39	99.99	6	61.23	0.33	20.63	2.57	0.51	0.47	7.96	5.36	0.89	0.05	100
Echarde	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total																																																																										
1	55.4	0.38	21.85	4.55	0	0.9	11.66	4.44	0.83	0	100.01																																																																										
2	61.45	1.19	16.23	5.44	0	1.25	7.24	4.9	1.64	0.66	100																																																																										
3	61.44	1.21	17.48	4.57	0.14	0.71	6.63	5.86	1.92	0.03	99.99																																																																										
4	64.79	0.93	16.81	2.94	0.01	0.99	5.17	5.33	2.22	0.81	100																																																																										
5	62.59	1.63	16.76	4.08	0.08	1.23	5.47	5.71	2.05	0.39	99.99																																																																										
6	61.23	0.33	20.63	2.57	0.51	0.47	7.96	5.36	0.89	0.05	100																																																																										

W3 228-235 cm carottes 648 et 636

Age	160 000 ans BP															
Origine	Kos Plateau															
Morphologie des cendres	Hydroclastes trapus et incolores, parfois étirés, quelques pyroclastes incolores et étirés Souvent granoclassé, fréquemment > 150 µm															
Photographie au microscope optique																
	> 45µm				> 150µm											
Photographie au microscope électronique à balayage																
Analyses géochimiques des éléments majeurs au microscope électronique à balayage	Echarde	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total				
	1	78.2	0.08	11.56	0.42	0.29	0.01	0.61	2.68	5.98	0.16	99.99				
	2	76.79	0	11.32	1.24	0.02	0	1.86	2.23	6.22	0.32	100				
	3	77.68	0	11.58	0.9	0.36	0	0.98	2.61	5.62	0.26	99.99				
	4	79.1	0.03	11.52	0.08	0	0	0.54	3.26	5.46	0	99.99				
	5	78.24	0.01	11.99	0.27	0	0.07	0.85	3.15	5.34	0.08	100				
	1	78.56	0.2	11.77	0.71	0.02	0.31	0.66	3.66	4.04	0.07	100				
	2	78.61	0.04	11.64	0.31	0.33	0	0.66	3.2	4.69	0.52	100				
	3	79.19	0.21	12.25	0	0	0	0.61	3.21	4.42	0.11	100				

