Facteurs de contrôle sur le fonctionnement du système turbiditique du Rhône depuis le dernier maximum glaciaire

Swesslath Lombo Tombo

▶ **To cite this version:**

Swesslath Lombo Tombo. Facteurs de contrôle sur le fonctionnement du système turbiditique du Rhône depuis le dernier maximum glaciaire. Sciences de la Terre. Université de Perpignan, 2015. Français. NNT : 2015PERP0016 . tel-01202040

HAL Id: tel-01202040
https://theses.hal.science/tel-01202040

Submitted on 18 Sep 2015

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

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

Collège Doctoral du Languedoc-Roussillon

THÈSE

Pour obtenir le grade de

Docteur

Délivré par

UNIVERSITE DE PERPIGNAN VIA DOMITIA

Préparée au sein de l'école doctorale 350 E^2
Et de l'unité de recherche CEFREM

Spécialité : **Océanologie**

Présentée par **Swesslath LOMBO TOMBO**

FACTEURS DE CONTRÔLE SUR LE FONCTIONNEMENT DU SYSTÈME TURBIDITIQUE DU RHÔNE DEPUIS LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

Soutenue le 03/07/2015 devant le jury composé de

Thierry MULDER, Professeur, Université de Bordeaux	Rapporteur
Jean-Noël PROUST, Professeur, Université de Rennes 1	Rapporteur
Serge BERNÉ, Professeur, Université de Perpignan	Directeur de thèse
Bernard DENNIELOU, Chercheur, Ifremer	Tuteur de thèse
Emmanuelle DUCASSOU, Maître de Conférences, Université de Bordeaux	Examinatrice
Wolfgang LUDWIG, Professeur, Université de Perpignan	Examinateur

Ifremer

ANBG AGENCE NATIONALE DES BOURSES DU GABON

UNIVERSITÉ PERPIGNAN VIA DOMITIA

THÈSE DE DOCTORAT

UNIVERSITÉ DE PERPIGNAN VIA DOMITIA

École doctorale Énergie Environnement

Spécialité : **Océanologie**

Swesslath LOMBO TOMBO

FACTEURS DE CONTRÔLE SUR LE FONCTIONNEMENT DU SYSTÈME TURBIDITIQUE DU RHÔNE DEPUIS LE DERNIER MAXIMUM GLACIAIRE

Thèse soutenue le…03/07/2015……..devant le jury composé de :

Thierry MULDER, Professeur, Université de Bordeaux	Rapporteur
Jean-Noël PROUST, Professeur, Université de Rennes 1	Rapporteur
Serge BERNÉ, Professeur, Université de Perpignan	Directeur de thèse
Bernard DENNIELOU, Chercheur, Ifremer	Tuteur de thèse
Emmanuelle DUCASSOU, Maître de Conférences, Université de Bordeaux	Examinatrice
Wolfgang LUDWIG, Professeur, Université de Perpignan	Examinateur

SOMMAIRE

LISTE DES FIGURES **9**

LISTE DES TABLEAUX **13**

REMERCIEMENTS **21**

RÉSUMÉ **25**

ABSTRACT **27**

INTRODUCTION GÉNÉRALE **29**

PROBLÉMATIQUE DE L'ÉTUDE 31
ORGANISATION DU MANUSCRIT 34

PARTIE.I GÉNÉRALITÉS **37**

CHAPITRE.I CADRE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE **39**

I.1. LES OSCILLATIONS CLIMATIQUES AU PLIO-QUATERNAIRE 41
I.1.1. Révolution du Pléistocène Moyen *42*
I.1.2. L'évènement du Brunhes Moyen (MBE) *43*
I.2. LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES ET GLACIO-EUSTATIQUES DU DERNIER CYCLE CLIMATIQUE 44
I.2.1. Les oscillations climatiques millénaires *44*
I.2.2. Les fluctuations glacio-eustatiques des derniers 30 ka *48*
I.3. LES TRANSFERTS SÉDIMENTAIRES TERRE-MER 51
I.3.1. De la source au dépôt centre *51*
I.3.2. Courants de turbidités et turbidites : processus et dépôts *54*
I.4. LES SYSTÈMES TURBIDITIQUES 61
I.4.1. Morphologies et éléments architecturaux *63*
I.4.2. Les facteurs de contrôle sur l'évolution des systèmes turbiditiques *70*
I.4.3. Les systèmes turbiditiques : archive des transferts sédimentaires terre-mer *76*

CHAPITRE. II CADRE CLIMATIQUE ET MORPHO-SÉDIMENTAIRE DU SYSTÈME RHÔNE : DE LA SOURCE AU SYSTÈME TURBIDITIQUE **79**

INTRODUCTION 81
II.1. LE BASSIN VERSANT DU RHÔNE 82
II.1.1. Contexte géologique et morphologique *82*
II.1.2. Cadre climatique *84*
II.2. LE GOLFE DU LION 87
II.2.1. Le plateau continental *88*
II.2.2. La pente et les canyons *91*
II.3. LE SYSTÈME TURBIDITIQUE DU RHÔNE (STR) 93
II.3.1. Évolution du système au cours du Plio-Quaternaire *93*
II.3.2. Morphologie actuelle *95*
II.3.3. Lithofaciès et fonctionnement depuis le Dernier Maximum Glaciaire *104*
CONCLUSION 105

CHAPITRE. III MATÉRIEL ET MÉTHODES **107**

III.1. DONNÉES UTILISÉES DANS LE CADRE DE CETTE ÉTUDE 109
III.1.1. Origine des données *109*
III.1.2. Les prélèvements sédimentaires *112*
III.2. ANALYSES SUR LES CAROTTES SÉDIMENTAIRES 116
III.2.1. Approche sédimentologique *116*
III.2.2. Approche chrono-stratigraphique *118*

PARTIE. II ÉVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES TRANSFERTS SÉDIMENTAIRES DANS LE SYSTÈME TURBIDITIQUE DU RHÔNE **127**

CHAPITRE. IV LES TURBIDITES COMME ENREGISTREUR DES TRANSFERTS TERRE-MER, ÉVALUATION DE L'APPROCHE SUR LE SYSTÈME TURBIDITIQUE DU RHÔNE **129**

INTRODUCTION 130
IV.1. PRÉSERVATION D'UN SIGNAL OCÉANIQUE DANS LES TURBIDITES 132
IV.1.1. Caractérisation des échantillons *133*

IV.1.2. Limite turbidite-hémipélagique et préservation du signal océanique dans les lithofacies turbiditiques ... *141*
IV.2. FLUCTUATIONS MILLÉNAIRES DE L'ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE ... 142
IV.2.1. Résumé des principaux résultats de l'article ... *142*
IV.2.2. Sea-level control on turbiditic activity in the Rhone canyon during the last glacial maximum and early Deglacial ... *144*

CHAPITRE. V CARACTÉRISATION DE L'ACTIVITÉ TURBIDITIQUE À L'ÉCHELLE DE TOUT LE SYSTÈME ... 167

V.1. CADRE CHRONO-STRATIGRAPHIQUE ET MODÈLE D'ÂGE ... 172
V.1.1. Les références chrono-stratigraphique de l'étude ... *172*
V.1.2. Isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}0$) ... *179*
V.1.3. Corrélation basée sur la variation du rapport Ca/Fe (XRF) des sédiments ... *186*
V.1.4. Modèles d'âge basés sur les datations radiocarbones ... *201*
V.1.5. Chronostratigraphie dans les turbidites : nécessités et limites ... *204*
V.2. LITHOFACIÈS ET PROCESSUS DE DÉPÔT ... 206
V.2.1. Description des lithofaciès ... *206*
V.2.2. Interprétation des lithofaciès et répartition spatio-temporelle des processus de dépôt ... *217*
V.3. TAUX DE SÉDIMENTATION ET FRÉQUENCE DES TURBIDITES ... 223
V.3.1. Les taux de sédimentation ... *223*
V.3.2. Les fréquences des turbidites ... *224*
CONCLUSION ... 228

CHAPITRE. VI FACTEURS DE CONTRÔLE SUR LA SÉDIMENTATION DANS LE SYSTÈME TURBIDITIQUE DU RHÔNE AU COURS DES DERNIERS 24 KA ... 229

INTRODUCTION ... 231
VI.1. FACTEURS DE CONTRÔLE EXTERNES : NIVEAU MARIN VERSUS FLUX SÉDIMENTAIRES ... 231
VI.1.1. Rôle du niveau marin sur les fluctuations des apports sédimentaires dans le système ... *233*
VI.1.2. Contrôle climatique : impact des glaciers sur les flux sédimentaires ... *238*
VI.1.3. Persistance d'une activité turbiditique en haut niveau marin ... *243*
VI.2. FACTEURS DE CONTRÔLE INTERNES ... 244
VI.2.1. Contrôle de la morphologie du système : le débordement des courants de turbidités ... *244*
VI.2.2. La dernière avulsion du chenal du Petit-Rhône ... *254*
VI.3. PROPOSITION D'UN MODÈLE DE FONCTIONNEMENT DU SYSTÈME TURBIDITIQUE DU RHÔNE AU COURS DES DERNIERS 24 KA ... 258
CONCLUSION ... 264

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES ... 265

RAPPEL DES PRINCIPAUX OBJECTIFS DE LA THÈSE ... 267
PRINCIPAUX RÉSULTATS OBTENUS ... 267
PERSPECTIVES ... 270

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES ... 273

ANNEXE.I TABLEAUX SUPPLEMENTAIRES ... 297

ANNEXE.II PLANCHES PHOTOS DES CAROTTES SÉDIMENTAIRES DE L'ÉTUDE ... 301

ANNEXE.III LOGS LITHOLOGIQUES ... 323

Liste des figures

Figure I-1: Variations à long terme au cours des 400 ka dernières années et des 100 ka prochaines années de l'excentricité, de la précession climatique, de l'obliquité en degré et de l'insolation à 65° N au solstice d'été, en Wm−2 (Berger and Loutre, 2004) 42
Figure I-2: Reconstitution des variations climatiques majeures du Quaternaire à partir du rapport isotopique $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques de 57 carottes marines reparties à travers le monde (Lisiecki and Raymo, 2005). La position de l'Évènement du Brunhes Moyen (MBE) proposée par Candy et al (2010), l'intervalle en bleue correspond à la Révolution du Pléistocène Moyen (MPR). 43
Figure I-3: Enregistrement des variations du $\delta^{18}O$ des océans au cours des derniers 130 ka. On peut identifier les stades isotopiques marins (MIS 5 à MIS 1) (Cohen and Gibbard, 2012) modifié. 44
Figure I-4: Enregistrements isotopiques des derniers 100 ka de la carotte de glace GISP2 du Groenland (Grootos et al., 1993) et de la carotte Byrd de l'Antarctique (Blunier and Brook, 2001) d'après Alley, (2007). La courbe Byrd présente les évènements chauds de l'Antarctique (de A7 à A1 Blunier and Brook, .2001). La courbe GISP2 présente les oscillations dites de Dansgaard-Oeschger, les évènements de Heinrich ainsi que les évènements climatiques ponctuels tels que: le dernier maximum glaciaire (Last Glacial Maximum, LGM); le Bölling-Alleröd (B); le Dryas récent (Younger Dryas, Y), l'évènement à 8.2 ka (8) et le petit âge glaciaire (Little Ice Age, L). 46
Figure I-5: Présentation d'un cycle climatique idéal dans le Groenland: le Cycle de Bond (Alley, 1998) 47
Figure I-6: Illustration du transport et dépôt des IRD (Ice-Rafted Detritus), conduisant à l'enregistrement des He dans les sédiments marins. Source : (www.eos.ubc.ca/research/glaciology/research/HeinrichEvents.html) ... 47
Figure I-7: Reconstitution des températures de surface en mer d'Alboran pour les derniers 50 ka permettant de mettre en évidence les variations abruptes du Groenland identifiées en Méditerranée (Cacho et al., 2002). .. 48
Figure I-8: Courbes montrant l'enregistrement climatique de la déglaciation: modifiée d'après (Clark et al., 2012) : 50
Figure I-9: Continument terre-mer et processus sédimentaires impliqués dans le transfert sédimentaire de la source vers le bassin profond: (Covault et al., 2010). 52
Figure I-10: Contrôle du niveau marin sur le transfert sédimentaire terre-mer, a) en période de haut niveau marin les sédiments se déposent sur le plateau continental; b) pendant la baisse du niveau marin le dépôt centre se déplace vers le large et les sédiments arrivent dans le bassin profond (Covault and Graham, 2010). 54
Figure I-11: transformation d'un glissement de terrain en écoulement laminaire puis turbulent le long d'une marge continentale (Ravenne and Beghin, 1983) (www.ulg.ac.be). 55
Figure I-12: Écoulement hyperpycnal. La densité de l'écoulement (ρf) est supérieure à la densité de l'eau ambiante (ρw) (Mas, 2009) 56
Figure I-13: A) Expérimentation en bassin d'une avalanche sous-marine (image IFREMER) ; B) vue schématique d'un écoulement turbiditique (Postma et al., 1988) 58
Figure I-14: Séquence de Bouma montrant les divisions de T_a à T_e interprétée par d'autres auteurs. L'intervalle T_e est interprété comme dépôts pélagiques à hémipélagiques ou comme une turbidite fine. Le reste de la séquence a pour origine les courants de turbidité: modifié d'après Shamnugan (1997). 58
Figure I-15: Description de la séquence de dépôts de Bouma complétée par les turbidites grossières et fines (Shanmugam, 2000) 59
Figure I-16: faciès et séquences de dépôts en fonction de l'amplitude de la crue d'un fleuve (Mulder et al., 2001), le détail dans le texte. 60
Figure I-17: Représentation schématique des deux types de systèmes turbiditiques chenalisés: a) système à grain grossier et b) système à grain fin (Bouma, 2004). 62
Figure I-18: Schéma d'un système turbiditique de type chenalisé et les types de dépôts rencontrés (Galloway, 1998; Reading and Richards, 1994) modifié par Mas (2009). 63
Figure I-19: Présentation schématique d'un complexe chenal-levée illustrant les éléments architecturaux, modifié d'après Kane et al (2007). 66
Figure I-20: Vu schématique de l'évolution morphologique d'un complexe chenal-levée d'amont (a) en aval (b) adapté d'après Piper et al (1999). 67
Figure I-21: Distinction entre un lobe attaché et un lobe détaché : (A) processus et marqueurs d'érosion et de dépôts en fonction de la teneur en particules fines (argile) et grossière (sable) d'un écoulement (Mutti and Normark, 1987) ; (B) Coupes longitudinales schématiques représentant, en fonction du volume et de la proportion d'argile d'un écoulement (Wynn et al., 2002) modifiés d'après Jégou (2008). 68
Figure I-22: Présentation architecturale des lobes groupés et isolés ainsi que la nomenclature utilisée. Figure modifiée d'après Mulder and Etienne (2010). 69

Figure I-23: Vu 3D des débordements de types A) spilling (Hiscott et al., 1997), B) stripping (Piper and Normark, 1983). La direction de l'écoulement est donnée par les flèches (Babonneau 2002 in Mulder 2011).....72
Figure I-24: Comparaison des taux tectoniques de surrection, de subsidence et de mouvements horizontaux (Stow et al., 1983). 73
Figure I-25: Évolution temporelle de la production (a) et du transport (c) sédimentaire entre les périodes glaciaires, interglaciaire et pendant les transitions glaciaire-interglaciaires, (c) montre les phases de stockage et d'évacuation du sédiment (Church and Ryder, 1972) adapté par Hinderer et al (2001). 75
Figure I-26: Corrélation entre une courbe $\delta^{18}O$ composites des carottes turbiditiques du Var avec celle de la carotte de glace (NGRIP), (Bonneau et al., 2014). 77
Figure II-1: Topographie et réseau hydrographique du bassin versant du Rhône modifiés d'après Olivier et al (2009). 82
Figure II-2: Carte topographique et bathymétrique du Sud-est de la France. Hydrographie et extension des glaciers Alpins durant le DMG, Localisation des dépôts postglaciaires et estimation des volumes sédimentaires : PLR : Ride Pyrénéo-Languedocienne, SL : Lobe de Sète, N : Néofan du Rhône (Jouet, 2007). 85
Figure II-3: Carte topographique de la Méditerranée occidentale d'après Droz et al (2006) et localisation de la zone d'étude.....87
Figure II-4: Carte bathymétrique générale du Golfe du Lion modifiée d'après Dennielou et al (2009) et Berné et al (2002). En jaune le fleuve Rhône et le système turbiditique du Rhône.....88
Figure II-5: Morphologie de la plateforme du Golfe du Lion présentant les figures sédimentaires et les tracés des paléo-réseaux fluviaux sur le plateau. Adapté d'après Jouet (2007). Les canyons qui entaillent la pente: Cap de Creus (CC), Lacaze-Duthiers (LD), Pruvot (P), Bourcart (Bo), Hérault (He), Sète (Se), Marti (Ma), Petit-Rhône (PR), Grand-Rhône (GR), Estaque (E), Marseille (Ms), Planier (Pl) et Cassidaigne (Ca). 90
Figure II-6: Carte et profil synthétique des principaux systèmes turbiditiques et dépôts gravitaires Plio-Quaternaire sur les bordures Nord et Ouest du bassin des Baléares, et coupe synthétique montrant l'organisation du système turbiditique du Rhône (Droz et al., 2006). (1) complexe inférieure, (2) complexe intermédiaire et (3) complexe supérieur.....94
Figure II-7: Carte bathymétrique du système turbiditique du Rhône permettant d'identifier les domaines morpho-structuraux. En pointillés blanc la bordure Est du Néofan. 96
Figure II-8: Carte des pentes du système turbiditique du Rhône permettant de localiser (1) canyon (Fig. II-10), (2) domaine de l'éventail supérieur (Fig. II-12), (3) domaine de l'éventail moyen (Fig. II-13). 97
Figure II-9: Pente moyenne au fond du chenal du Petit-Rhône et du Néochenal modifié d'après Fanget (2009).....98
Figure II-10: Carte des pentes du canyon du Petit-Rhône.....99
Figure II-11: Carte bathymétrique 3D de la partie avale du canyon du Petit-Rhône (exagération verticale de 5). Noter la morphologie en terrasses étagées. 100
Figure II-12: (a) carte des pentes et (b) carte bathymétrique ombrée du domaine de l'éventail supérieur. 101
Figure II-13: Carte des pentes du domaine de l'éventail moyen.....102
Figure II-14: Carte Bathymétrique de la partie avale du STR obtenue par compilation des données des campagnes RHOSOS (2008) et Progrès (2003). Cartographie des systèmes chenaux-levées abandonnés (les lobes distaux des anciens systèmes (1 et 2) et l'extension du Néofan du Petit-Rhône (d'après Jegou, 2008). 104
Figure III-1:Profil sismique passant par deux carottes de la campagne RHOSOS interprété par Fanget (2009). A) le profil sismique et B) un zoom sur la carotte RHS-KS72 reprise dans notre étude.....110
Figure III-2: Morphologie du système turbiditique du Rhône à partir des données multifaisceaux acquises pendant la campagne RHOSOS à bord du N/O Le Suroit (2008). 111
Figure III-3: MNT général du Golfe du Lion permettant de localiser les carottes prélevées dans le Golfe du Lion au cours de différentes campagnes océanographiques et sélectionnées pour l'étude.....112
Figure III-4: Carottier Küllenberg (Roubi et al., 2009) 114
Figure III-5: Fonctionnement d'un carottier de type Küllenberg, source: Ifremer.....115
Figure IV-1: Séquence modèle d'une turbidite silteuse (Stow and Piper, 1984). La subdivision des faciès (A, B, C, D et E) est basée sur la séquence de Bouma (1962). 133
Figure IV-2:Présentation générale des sections échantillonnées. Les cercles blancs indiquent les points d'échantillonnage, les lettres A, B, C et D sont les échantillons pris en exemples et photographiés. D50 indique la taille moyenne du sédiment et le rapport Ca/Fe issue de l'analyse XRF (composition élémentaire semi-quantitative) indique l'origine biogène ou terrigène du sédiment.....134
Figure IV-3: Caractérisation de la composition d'un échantillon illustrée par les échantillons A (lithofaciès 2), B (lithofaciès 3), C (lithofaciès 4b) et D (lithofaciès 4d) pris en exemple. La position de ces échantillons est donnée dans la figure IV-2.....135
Figure IV-4:Caractérisation des échantillons sélectionnés le long des sections choisies en considérant la fraction > 150 µm. les courbes sont faites par rapport à la profondeur (cm) Tests : correspond aux foraminifères en bon

état ; Fragments ; correspond aux tests de foraminifères brisés et recristallisés ; D50 représente la taille médiane du sédiment. 136
Figure IV-5:Composition de la fraction biogène > 150 µm des échantillons le long des sections choisies. Les courbes sont faites par rapport à la profondeur (cm). Tests correspond aux foraminifères en bon état, fragments pour les foraminifères cassés et recristallisés. 138
Figure IV-6: Distribution des foraminifères planctoniques dans les différentes sections par rapport à la profondeur. Les traits en pointillés indiquent l'absence des espèces (Fig. A1). 139
Figure IV-7: Distribution verticale des foraminifères benthiques autochtones dans chaque section (Fig. A2). 140
Figure IV-8: Distribution verticale des foraminifères benthiques allochtones dans chaque section (Fig. A3). 141
Figure V-1: Carte de localisation des carottes collectées depuis la tête de canyon du Petit-Rhône jusqu'au Néochenal. 171
Figure V-2: Localisation des carottes en aval du point d'avulsion et dans les lobes distaux. 172
Figure V-3: (a) courbe de variation de l'isotope de l'oxygène (d18O) de la carotte MD99-2346 reporté en âge, (b) la lithologie de la carotte. S1: période de formation du sapropèle 1 en Méditerranée, YD: Dryas récent, B/A Bolling-Allerod, H1: Heinrich 1, LGM: Dernier Maximum Glaciaire, H2a: Heinrich 2a, H2b : Heinrich 2b, modifié d'après Melki et al (2009). 173
Figure V-4: (a) courbe de variation en $CaCO_3$ des sédiments du forage PRGL1, (b) lithologie du forage, (c) courbe de variation de $CaCO_3$ mesuré sur la carotte MD99-2348 représenté en âge, (d) lithologie de la carotte MD99-2348. Les limites des évènements climatiques sont basées sur la synthèse utilisée pour cette étude (cf. Tableau. V-2). 174
Figure V-5: Courbes isotopiques de *G. bulloides* des différentes carottes de la Méditerranée occidentale de la mer d'Alboran (MD95-2043) à la mer Ligure (Var) représentées en âge. 176
Figure V-6: Courbes isotopiques des carottes du STR réalisées sur les foraminifères planctoniques de l'espèce *G. bulloides* et représentées en profondeur. 180
Figure V-7: Corrélation des courbes isotopiques des carottes RHS-Ks65, RHS-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12 avec celle de la carotte MD99-2346. Les points de contrôle obtenus pour l'établissement du modèle d'âge sont consignés dans le tableau V-5. Les étoiles rouges correspondent aux dates 14C exprimées en ka cal. BP. 181
Figure V-8: Modèle d'âge des carottes RHS-KS65, RHS-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12 183
Figure V-9: Les courbes isotopiques de G. bulloides des carottes du Système turbiditique du Rhône et celle de la Ride Pyrénéo languedocienne (MD99-2346, d'après Melki et al., 2009) en fonction de l'âge. 184
Figure V-10: Proposition d'un modèle d'âge pour la carotte KTR-02 par corrélation isotopique avec la courbe isotopique composite du Var (Bonneau et al., 2014). 185
Figure V-11: Comparaison entre la courbe de variation du rapport Ca/Fe (RHS-KS65) et la courbe de variation de la teneur en carbonate de calcium (MD99-2348) ainsi que les taux de sédimentation. 188
Figure V-12: Comparaison des courbes de variation Ca/Fe des carottes hémipélagiques représentées en profondeur. 189
Figure V-13: Comparaison des courbes de variation Ca/Fe des carottes turbiditiques représentées en profondeur 190
Figure V-14: Corrélation entre les courbes de variation Ca/Fe des carottes FMD-KS06, FMD-KS27 et KTR-10 avec les courbes de variation Ca/Fe de la carotte RHS-KS65 et $CaCO_3$ de la carotte MD99-2348. Les points de contrôle pour les différents modèles d'âge sont consignés dans le tableau V-8. 191
Figure V-15: Modèle d'âge des carottes RHS-KS65, FMD-KS06, FMD-KS27 et KTR-10. 192
Figure V-16: Courbe isotopique de la carotte KTR-10 représentée en âge d'après le modèle d'âge de celle-ci, et celle de la carotte MD99-2346. 193
Figure V-17: Comparaison des courbes de variation Ca/Fe des carottes hémipélagiques avec la courbe de variation δ18O de la carotte MD99-2346. Les courbes sont représentées en âge. 194
Figure V-18: Corrélation entre les courbes de variation Ca/Fe de la carotte KTR-07 avec les courbes de variation Ca/Fe (RHS-KS65 et KTR-10) et $CaCO_3$ (MD99-2348). 196
Figure V-19: Comparaison des courbes de variation δ18O et Ca/Fe de la carotte KTR-07 présentée en âge. 197
Figure V-20: Corrélation entre les courbes de variation Ca/Fe des carottes FMD-KS10 et FMD-KS17, FMD-KS12, FMD-KS15, KSGC-14 et FMD-KS74 avec les courbes de variation Ca/Fe des carottes RHS-KS65 et KTR-10. 198
Figure V-21: Comparaison des courbes de variation Ca/Fe des carottes KTR-07, FMD-KS10, FMD-KS17, KSGC-14 et FMD-KS74 avec celle de la carotte KTR-10 et la courbe de variation $\delta^{18}O$ de la carotte MD99-2346 toutes représentées en âge. 200
Figure V-22: Comparaison des courbes de variation Ca/Fe des carottes FMD-KS12 et FMD-KS15 avec celle de la carotte KTR-10 et la courbe de variation δ18O de la carotte MD99-2346 toutes représentées en âge. 201
Figure V-23: Comparaison des courbes $\delta^{18}O$ et Ca/Fe de la carotte KTR-06 avec celles des carottes RHS-KS65 et KS27. Toutes les courbes sont représentées en âge, le modèle d'âge de la KTR-06 repose uniquement sur les dates ^{14}C. 202

Figure V-24: Comparaison entre les courbes Ca/Fe. A) Modèle d'âge de la carotte KTR-06 révisé, B) Présentation des courbes Ca/Fe en âge. 203
Figure V-25: Courbe isotopique des carottes RHS-KS72 et RHS-KS71 localisées respectivement dans le Néofan et dans la partie du chenal abandonné. 204
Figure V-26: Illustration du lithofaciès 1 par la présentation de son aspect général ainsi que ses caractéristiques granulométriques. A: photographie et B: l'interprétation lithologique, les numéros 1 à 4 indiquent les courbes granulométriques correspondant à l'échantillon. 207
Figure V-27: Illustration du lithofaciès 2a par la présentation de son aspect général ainsi que ses caractéristiques granulométriques. A: photographie et B: l'interprétation lithologique, les numéros 1 à 4 indiquent les courbes granulométriques correspondantes à l'échantillon. 208
Figure V-28: Illustration du lithofaciès 2b par la présentation de son aspect général ainsi que ses caractéristiques granulométriques. A: photographie et B: l'interprétation lithologique. 208
Figure V-29: Illustration du lithofaciès 3 par la présentation de son aspect général ainsi que ses caractéristiques granulométriques. A: photographie et B: l'interprétation lithologique. 210
Figure V-30: Illustration des turbidites argilo-silteuses, A: photographie, B: image rX, C: interprétation lithologique. Les turbidites argilo-silteuses correspondent aux lithofaciès (a) 4a et (b) 4b. 212
Figure V-31:Illustration des turbiditiques de type silto-argileux correspondant au lithofaciès 4c; A: photographie et B: interprétation lithologique. 213
Figure V-32: Lithofaciès 4d correspondant aux hyperpycnites argilo-silteuses (Muddy hyperpycnite) d'après Lombo Tombo et al (*2015*). 214
Figure V-33: Lithofaciès 4e qui illustre les turbidites de type silto-sableuses observées sur la carotte RHS-KS74. A: photographie et B: interprétation lithologique. 215
Figure V-34: Lithofaciès 4f correspondant aux turbidites sablo-silteuses caractéristiques des lobes distaux illustrés par la carotte KS74. A: photographie et B: interprétation lithologique. 216
Figure V-35: Illustration du lithofaciès 5 associé aux glissements. A: photographie et B: l'interprétation lithologique. 217
Figure V-36: Logs lithologiques des carottes du système turbiditique du Rhône. La répartition temporelle des lithofaciès est faite sur la base du modèle d'âge de chaque carotte. Les chiffres de 1 à 6 correspondent aux lithofaciès. 218
Figure V-37: Logs lithologiques des carottes situées dans la partie du chenal abandonné et dans les lobes distaux. La répartition temporelle des lithofaciès est faite sur la base du modèle d'âge de chaque carotte. Les chiffres de 1 à 6 correspondent aux lithofaciès. 219
Figure V-38: Taux de sédimentation des carottes du STR possédant un modèle d'âge: (a) les carottes hémipélagiques localisées sur les terrasses du canyon, (b) carottes turbiditiques située en amont du point d'avulsion, (c) carottes dont le modèle d'âge repose sur les âges ^{14}C, (d) carottes localisées dans le chenal abandonné. 224
Figure V-39: Fréquences des turbidites des carottes situées le long du dernier chenal actif du STR. Le sens des flèches indique le classement des carottes de la plus proximale à la plus distale. 226
Figure V-40: Fréquences de turbidites des carottes situées le long du chenal abandonné du STR. Le sens des flèches indique le classement des carottes de la plus proximale à la plus distale. 227
Figure VI-1: Localisation des carottes disponibles le long du dernier chenal actif du système turbiditique du Rhône. Le rectangle rouge correspond aux carottes présentant des turbidites (voir détail figure VI-12). 232
Figure VI-2: Localisation des carottes étudiées dans la partie du chenal abandonné après l'avulsion du néochenal. 233
Figure VI-3: Comparaison de l'activité turbiditique exprimée en fréquence de turbidites des carottes du chenal et Néochenal du Petit-Rhône par rapport aux variations du niveau marin relatif entre 24 et 10 ka cal. BP. Le sens des flèches indique l'arrangement des carottes des plus proximales vers les plus distales. 235
Figure VI-4: Comparaison de l'activité turbiditique exprimée en fréquence de turbidites des carottes du chenal abandonné du Petit-Rhône et des lobes distaux par rapport aux variations du niveau marin relatif entre 24 et 10 ka cal. BP. Le sens des flèches indique l'arrangement des carottes des plus proximales vers les plus distales. 237
Figure VI-5: Reconstitution de la sédimentation turbiditique au sein du système sur la base des carottes RSH-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12 au cours du DMG: Les chiffres 1, 2, 3 et 4 correspondent aux différentes phases de sédimentation qui sont expliquées dans le texte. 241
Figure VI-6: Reconstitution de la sédimentation turbiditique et de l'arrangement des différents lithofaciès (1 à 6) au sein du STR sur la base des carottes RSH-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12 au cours du DMG: Les chiffres entre parenthèses, 1, 2, 3 et 4 correspondent aux différentes phases de sédimentation qui sont expliquées dans le texte. Les différent. 242

Figure VI-7: Représentation graphique des carottes sur la base de leur position dans le système turbiditique en fonction de 2 paramètres: (1) hauteur du site de prélèvement estimée par rapport au fond du thalweg, (2) éloignement (du site par rapport à l'axe du thalweg, (2) éloignement (du site par rapport à l'axe du thalweg. Les valeurs négatives d'éloignement indiquent la rive droite du chenal. 246
Figure VI-8: Profil sismique passant par la carotte RHS-KS65 avec un zoom sur la carotte, 1 et 2 représente les faciès sismique interprétés par Fanget (2009). 247
Figure VI-9: Caractérisation de la morphologie du système turbiditique d'après Fanget (2009) ; A/ Profil bathymétrique longitudinal du fond du chenal du Petit-Rhône et du Néochenal, puis du chenal abandonné du Petit-Rhône ; B/ Pente moyenne au fond du chenal du Petit-Rhône et du Néochenal ; C/ Largeur de la vallée ; D/ Hauteur de la vallée ; E/ Largeur du thalweg ; F/ Hauteur du thalweg. 249
Figure VI-10: Relation entre sinuosité du thalweg et caractéristiques de l'enregistrement sédimentaire: La représentation schématique 3D d'un système chenal-levée (Sylvester et al., 2011) est adaptée afin de mettre en évidence la position des carottes par rapport aux méandres. 251
Figure VI-11: Comparaison entre la fréquence des turbidites et la morphologie du système dans la partie du dernier chenal actif. En bleue les turbidites épaisses et en rouge les lamines. 252
Figure VI-12: Profil THR passant par le centre du système turbiditique du Rhône acquis lors de la mission Marion (2000), (Berné, comm. pers). Ce profil montre l'asymétrie entre la levée droite plus développé que la levée gauche. 253
Figure VI-13: Comparaison des fréquences de turbidites des carottes prélevées dans la partie du chenal abandonné avec la morphologie des sites de prélèvement. En bleu les turbidites épaisses et en rouges les lamines. 256
Figure VI-14: Carte bathymétrique ombrée montrant le point d'avulsion (cercle rouge) et la position de la carotte RHS-KS72 en aval de ce point. Les cercles bleus montrent des figures d'érosions qui soulignent des débordements du chenal et marquent un possible stade initial d'avulsion 257
Figure VI-15: Représentation schématique de l'évolution du système turbiditique du Rhône depuis le DMG jusqu'au début de la déglaciation: les figures (a), (b) et (c) montrent l'évolution de la sédimentation en période de bas niveau marin. Les figures (d) et (e) correspondent à la phase de remontée du niveau marin initiée par le 19-ka MWP. 262
Fig 1: Map of the Gulf of Lions (Dennielou et al., 2009) with position of the study area and the cores used in this study (Figs. 2 and, 3). CC: Cap de Creus Canyon,; LD: Lacaze-Duthiers Canyon; LF: La Fonera Canyon; P: Pruvot Canyon ; Bo: Bourcart Canyon; He: Hérault Canyon; Se: Sète Canyon; Ma: Marti Canyon; PR: Petit-Rhone Canyon; GR: Grand-Rhone Canyon; Ms: Marseille Canyon; Pl : Planier Canyon; Ca: Cassidaigne Canyon,; PLSR: Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge.; RTS: Rhone Turbidite System. Light grey on the shelf indicates location of shoreface sands after Aloïsi (1986) and modified by Berné et al. (2007). Medium grey with dashed rim indicates the location of the Rhone Turbidite System and of the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge. Yellow line indicates the Rhone River, the Petit-Rhone Canyon and the turbiditic channel. Black circles indicate sediment cores....148
Fig 2: Detailed bathymetric map of the Petit-Rhone Canyon head and outer shelf, using Simrad EM300 swath-bathymetry system (RHOSOS cruise). 149
Fig 3: Close-up view on the Petit-Rhone Canyon, turbiditic valley and thalweg. Location of cores used in this study. (a) and (b) represent the location of chirp profiles shown in Fig. 4. 150
Fig 4: Chirp profiles across the Rhone Turbidite System at the position of studied cores. A) Petit-Rhone Canyon head with close-up view at the position of sediment core RHS-KS65; B) Rhone turbiditic valley and thalweg with close-up view at the position of sediment core RHS-KS65; B) Rhone turbiditic valley and thalweg with close-up view at the position of sediment core RHS-KS67. The reds lines outline the seismic reflectors in the turbiditic deposits. 151
Fig 5: Distribution of lithofacies and evolution of the sediment grain size (median) in sediment cores RHS-KS65 and RHS-KS67. 153
Fig 6: A. Sedimentary lithofacies identified in sediment cores RHS-KS65 and RHS-KS67. Lithofacies 1 to 3 are interpreted as pelagic and hemipelagic lithofacies, they are present on both cores. Lithofacies 4 (a to c) are interpreted as turbiditic and are only. A) Photography, B) radiography, C) lithofacies, median grain-size (D50). The key of lithofacies is shown in Fig. 5 and described in detail in Table 4. 3 open circles show the location of samples analysed for grain-size distribution.. B. Turbiditic lithofacies with reverse then normal grading within thick (3-8 cm) beds, suggesting a hyperpycnal origin. A) Photography, B) radiography, C) lithofacies, median grain-size (D50) and particle diameter. Open circles show the location of samples analysed for grain-size distribution....154
Fig 7: Foraminifera relative abundances (%) versus depth in (a) core RHS-KS65 and (b) core RHS-KS67. Climatic events were determined in accordance with our age model based on correlation of oxygen isotopes with that obtained on core MD99-2346 (Melki et al., 2009)....158

Fig 8: Foraminiferal assemblages in the size fraction > 125 µm in various lithofacies of core RHS-KS67. A) Lithofacies 2, B) lithofacies 3, C) lithofacies 4b, D) lithofacies 4d. a) Median grain size, b) relative abundance of foraminiferal tests, c) relative abundance of broken foraminiferal tests, d) P / (P + B) ratio, representative of productivity. Open circles represent sampling intervals used for this characterization. 159
Fig 9: a) Oxygen isotopes of ice core GICC50 (Andersen et al., 2007), b) oxygen isotopes of Globigerina bulloides of core MD99-2346 from the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge (Melki et al., 2009) (black curve) and from the average of several cores from the Var turbidite ridge (Jorry et al., 2011) (orange curve), c) oxygen isotopes of G. bulloides from core RHS-KS65, blue stars and numbers indicate calibrated radiocarbon dates, d) oxygen isotopes of G. bulloides from core RHS-KS67, blue stars and numbers indicate calibrated radiocarbon dates, e) linear sedimentation rates (LSR) on cores RHS-KS65 (red curve) and RHS-KS67 (blue curve), frequency of turbidites in core RHS-KS67 by interval of 250 years: blue bars for layers > 1 mm ("beds"), red bars for layers < 1 mm ("laminae"). LGM: Last Glacial Maximum, HS 1: Heinrich Stadial 1, B/A: Bølling–Allerod, and YD: Younger Dryas 160
Fig 10: Close up view of characteristics of turbidites in core RHS-KS67 between 20 and 16 cal. ka BP: a) thickness of the coarse terms of the turbidites (black curve: all analyses, red curve: average by intervals of 250 years), b) median (D50) grain size at the base of the coarse bed of turbidites (black curve: all data, red curve: average by intervals of 250 years), c) linear sedimentation rates (LSR) (blue curve); d) frequency of turbidites by interval of 250 years: blue bars represent the frequency of "bed" turbidites (thickness > 1 mm), red bars represent the frequency of laminae (thickness ≤ 1 mm). LGM: Last Glacial Maximum, HS 1: Heinrich Stadial 1 161
Fig 11: Correlation of the turbiditic record in the Rhone Turbidite System (core RHS-KS67) with: a) Relative Sea Level (Clark et al., 2009), and various parameters in the Rhone watershed: b) fluctuation of Swiss and Rhone glaciers extension,s (in Jorry et al., 2011), adapted from Ivy-Ochs et al. (2008), c) mean sediment load of the Rhone River by intervals of 200 years normalized to the present mean annual load (Kettner and Syvitski, 2009), d) linear sedimentation rates (LSR) in the Rhone turbiditic valley (core RHS-KS67), e) median grain size at the base of the coarse terms of turbidites in core RHS-KS67, f) frequency of turbidites in the Rhone turbiditic valley (core RHS-KS67). 162
Fig 12: Schematic evolution of the routing of the Rhone River sediment onto the shelf, canyon, and turbidite system since the Last Glacial Maximum. (1) LGM: high sediment flux from the Rhone River and the sea-level lowstand (120 –130 m below present-day) allowed the direct connection with the Petit Rhone canyon and favoured the deposition of hyperpycnites, 2) after the "19 ka" meltwater pulse (MWP 19 ka), between 19.5 and 18.5 cal. ka BP (Hanebuth et al., 2000; Clark et al., 2012), the Rhone River mouth was disconnected from the Petit Rhone canyon; the sediment input into the Rhone Turbidite System decreased despite a still high sediment load of the Rhone River (Kettner and Syvitski, 2009). Trigger mechanisms of turbidites were controlled by slope failures near the canyon head, 3) after ca. 18 cal. ka BP, due to the sea level rise, the depot centre shifted landward and the canyon head became starved of sediments; the turbiditic activity stopped in the Rhone Turbidite System. 163

Liste des tableaux

Tableau III-1: Caractéristiques des carottes utilisées dans cette étude. 113
Tableau III-2: Nombre d'individus comptés par espèces sélectionnées dans chaque carotte. 121
Tableau III-3: Datations radiocarbones des carottes du système turbiditique du Rhône utilisées dans cette étude. Le bulk est fait sur les foraminifères planctoniques. 124
Tableau V-1: Localisation et caractéristiques des carottes utilisées dans cette étude. 170
Tableau V-2: Modèle d'âge de la carotte MD99-2346 basé sur les datations radiocarbones. Les calibrations sont faites en utilisant la courbe de calibration "Marine 13" du programme calib. 7. 01 (Reimer et al., 2013), LLNL: Laboratoire National Lawrence Livermore (Californie). 175
Tableau V-3: Limites chronologiques adoptées dans cette étude pour les différents évènements climatiques (Melki et al., 2009) et ensuite identifiés dans les carottes sédimentaires du STR. 177
Tableau V-4: Synthèse des dates ^{14}C disponibles pour les carottes du STR. 178
Tableau V-5: Résumé de l'approche chrono-stratigraphique sur l'ensemble des carottes de l'étude. Le modèle d'âge de la carotte KTR-02 est "proposé" car il n'est pas considéré comme abouti à l'issue de la corrélation. 179

Tableau V-6: Modèles d'âge des carottes RHS-KS65, RHS-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12 obtenu par corrélation des isotopes de l'oxygène avec la carotte MD99-2346. 182
Tableau V-7: Liste des carottes pour lesquelles le rapport Ca/Fe a été établi. 189
Tableau V-8: Modèles d'âge des carottes FMD-KS06, FMD-KS27 et KTR-10 obtenu par corrélation des Ca/Fe et $CaCO_3$ avec les carottes RHS-KS65 et MD99-2348. 192
Tableau V-9: Points de contrôle du modèle d'âge des carottes turbiditiques du STR. 195
Tableau V-10: Synthèse sur les caractéristiques des lithofaciès décrits dans les différentes carottes et comparés à d'autres classifications. Les faciès des études de Dennielou et al (2006 et 2009) sont décrits sur les carottes du Néofan. 209
Tableau -0-1 : Assemblage des foraminifères planctoniques obtenu par comptage réalisé sur la fraction > 150 µm de la carotte RHS-KS65 (Table. A1). 299
Tableau -0-2 : Assemblage des foraminifères planctoniques obtenu par comptage réalisé sur la fraction > 150 µm de la carotte RHS-KS67 (Table. A2). 300

Table 1: List of studied cores (RHS-KS65 and RHS-KS67) and of core MD99-2346 (Melki et al., 2009). PLSR: Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge. 151
Table 2: List of radiocarbon analyses on planktonic foraminifera from sediment cores RHS-KS65 and RHS-KS67. 152
Table 3: Updated calibration of radiocarbon analyses on planktonic foraminifera from sediment core MD99-2346 after Melki et al. (2009). Calibration made with Marine13 calibration curve (Reimer et al., 2013). 152
Table 4: Summary of lithofaciès characteristics and comparison with other classifications. 155
Table 5: Chronological tie points used for the age models of cores RHS-KS65 and RHS-KS67. Ages of tie points are based on the correlation of oxygen isotopes of Globigerina bulloides with those from core MD99-2346 (Melki et al., 2009). Calendar ages from core MD99-2346 are based on radiocarbon dating (Melki et al., 2009) calibrated with the Marine13 calibration curve (Reimer et al., 2013) (cf. Table 3). 156
Table 6: Foraminiferal assemblages in lithofacies 2, 3, 4b, and 4d. Assemblages were determined on the fraction N 125 µm. Neogloboquadrina pachyderma dextral (N. pachyderma d); Chilostomella ovoidea (C. ovoidea); Gyroidina altiformis (G. altiformis); Melonis barleeanus (M. barleeanus); Cassidulina laevigata var. carinata (C. carinata); Bolivina spathulata (B. spathulata); Cibicides lobatulus (C. lobatulus); Siphonaperta aspera (S. aspera). 157

« A cause de ta fidélité qui est grande et incomparable. Tu fais toutes choses bonnes selon tes promesses mais en ton temps ».

Maintenant que cette première partie est terminée J'ai hâte de vivre la suite car c'est maintenant que tout commence.

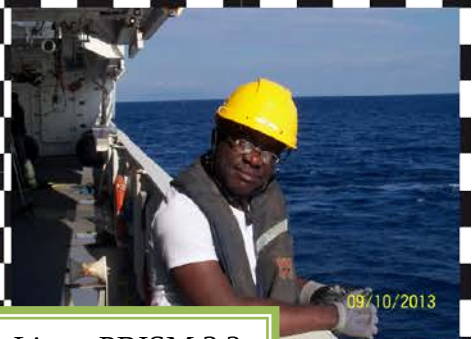
À toi Serge BERNE,

dont la rencontre a été déterminante autant pour mon orientation vers la recherche que pour la réalisation de cette thèse. Ce travail t'est dédié.

Le début de la thèse

La plongée sous-marine

L'escale à Brême: ECORD Summer School



Pourquoi pas un détour par la Corse avant de revenir dans le Golfe du Lion : PRISM 3 ?

Remerciements

Au commencement étaient de belles rencontres à l'université de Perpignan, via lesquelles j'ai eu connaissance du stage de master proposé à l'Ifremer (Brest). C'est ainsi que je decidais de quitter la chaleur perpignanaise pour la fraîcheur brestoise et par la même occasion, quitter le continent pour les fonds marins. À l'issue de ce stage, je ne pouvais m'empêcher de saisir l'opportunité de poursuivre cette aventure dans le cadre d'un doctorat au sein des équipes du Laboratoire Environnement Sédimentaire (LES) de l'Ifremer et du CEFREM à l'université de Perpignan. Je n'ai pas été épargné par les difficultés communes à tout doctorant, les périodes de doutes, de découragement face à la quantité de travail à réaliser. Oui ! La thèse est certainement un chemin très méandriforme. Toutefois ces années de recherche restent exceptionnelles pour moi marquées par des voyages, des rencontres, des discussions qui recadraient, remotivaient et encourageaient. Et quelle joie d'arriver enfin au port désiré après une longue navigation dans les eaux méditerranéennes!!! Cette satisfaction du travail accompli, je la dois à tout l'équipage embarqué à bord du navire « Pourquoi pas ? » et aux capitaines **Serge Berné** et **Bernard Dennielou** responsables de cette expédition. Oui, sans vous ce travail n'aurait pas été le même, je vous dédie donc ces premières pages.

La navigation sur les eaux méditerranéennes requière des capitaines de grande expérience, capables d'orienter, de recadrer et surtout de rassurer les jeunes officiers qui très vite paniquent et perdent pied quand les tempêtes telles qu'on les connait dans le Golfe du Lion soufflent. C'est ce que vous avez été pour moi **Serge Berné** et **Bernard Dennielou** pendant toutes ces années. Rigueur, esprit critique, sens de la précision et du détail sont autant d'ingrédients qui m'ont permis d'arriver au terme de ce travail. Malgré parfois un temps de réaction relativement long, je savais que je pouvais compter sur vous peu importe les situations. Même si parfois je ne le réalisais pas assez, je tiens à remercier tout particulièrement **Serge Berné** qui n'hésitait pas à plonger dans les méandres de l'administration pour que je reste concentré sur mon travail. Pour l'équipage du navire, Je remercie **Laurence Droz** et **Maria-Angéla Bassetti** qui ont accepté de suivre l'évolution et surtout veillé au bon déroulement de cette thèse, en étant membre du Comité de Suivi de Thèse (CST).

Je remercie **Thierry Mulder** et **Jean-Noël Proust** les deux rapporteurs et les autres membres du jury **Emmanuelle Ducassou** et **Wolfgang Ludwig** qui ont accepté d'évaluer mon travail.

Pour les données utilisées pendant cette thèse, je tiens à remercier les équipes des différentes missions océanographiques et tout particulièrement l'équipe de la mission RHOSOS (Rhône Source-to-Sink, 2008) pour la mise à disposition des données.

Ce travail de thèse s'inscrivait dans le projet système sédimentaire au sein du laboratoire environnement sédimentaire (Ifremer) et du CEFREM à l'UPVD. J'ai donc été bien entouré et bien soutenu. Un merci particulier à **Samuel Toucanne**, **Stéphan Jorry**, Gwenael Jouet et Maria-Angela Bassetti pour votre implication dans ce projet depuis le stage de master 2. Vos conseils avisés, vos remarques constructives, vos encouragements ainsi que votre passion pour la recherche sont autant d'ingrédients qui m'ont permis d'arriver au bout de cette aventure. Je ne peux oublier **Christophe Fontanier** pour ces belles discussions passionnées autour des foraminifères.

Ah ! L'équipe des techniciens du LES, une équipe géniale et indispensable, sans elle je ne m'en serais pas sorti au milieu de tous ces appareils. Je vous remercie **Gilbert Floch, Michael Rovere, Angélique Roubi et Elodie Petit**.

L'équipe LES c'est aussi une dynamique entretenue par les stagiaires, les CDD, les postdocts et les autres doctorants. Les pauses cafés (oui j'étais assez souvent absent), les pauses déjeûner ou encore les pique-niques au soleil ou à la plage les jours de beau temps, que de moments de détente indispensables pour me ressourcer. Merci à vous tous, et tout particulièrement à **Lucile, Sophie, Julien, Elda, Gwendoline, Marta, Simon** et **Marie** pour les encouragements mutuels et les échanges.

Je remercie **Charlie Angué Minto'o** pour le piquage des foraminifères qui ont servi aux analyses isotopiques pour les carottes de la campagne RHOSOS et **Anne-Sophie Fanget** pour l'étude morphologique du système turbiditique du Rhône sur laquelle je me suis appuyé.

Merci à l'équipe du CEFREM qui malgré la distance m'impliquait toujours dans la vie de l'UMR.

Je retiens également au cours de ce voyage les belles escales que j'ai eues le privilège de connaître. La première m'a amené à Brême (Allemagne) au milieu d'autres doctorants européens rassemblés dans le cadre de l'université d'été organisée par le consortium européen ECORD. Ce fut ma première réelle immersion dans l'univers scientifique international et dans l'anglais. Cette expérience internationale s'est poursuivie à Genève pour la dernière escale afin de participer au 19ème congrès international des sédimentologues (ISC). Pour ces escales, je remercie l'Ifremer et l'école doctorale 305 pour les différents financements indispensables.

Je remercie tout particulièrement **Antonio Cattaneo** chef de la mission PRISM 3 pour m'avoir donné l'opportunité de participer à une campagne océanographique. J'ai donc pu voir d'où venaient les carottes sédimentaires.

Une dédicace particulière à toutes celles qui ont assuré la partie administrative de cette thèse. Les ordres de missions parfois demandés en retard, les billets, les différents dossiers à constituer et les pièces justificatives à fournir, je le reconnais je ne m'en serais jamais sorti tout seul. Merci à **Sylvia Barone, Marie-France Chanouer, Jocelyne Pla** et à **Jacqueline Perrot**

Enfin, je remercie tous mes proches, mes amis et la famille en France comme au Gabon qui m'ont manifesté un soutien infaillible par leur amitié leur patience leur encouragement surtout pendant les périodes de doute et d'incertitude. Pour les plus téméraires, ils ont même accepté de relire mon travail et m'aider à préparer la soutenance. **Sébastien, Roza, Alexis, Priscilla, Audrey, Cécile, Jean-Yves Carluer, Mme Carluer, Lovely, Joseph, Luce, Nathaelle, Desix**…. je ne pourrai pas tous vous citer mais sachez que je ne vous oublierai pas. Merci à ma mère **Ambroisine** et mon père **Joseph** pour votre soutien et vos encouragements malgré la distance.

Résumé

Le fonctionnement des systèmes turbiditiques silicoclastiques est sûrement directement lié au transfert de sédiment par les fleuves du continent vers le domaine marin. Ce transfert est contrôlé par le climat (production du sédiment) et le niveau marin (localisation du dépôt sur la marge). Les fluctuations de ces facteurs de contrôle depuis le dernier maximum glaciaire (DMG) s'enregistrent ainsi dans les systèmes turbiditiques par des périodes d'activité et d'inactivité des systèmes turbiditiques. L'enregistrement sédimentaire est également contrôlé par des facteurs internes liés à la morphologie et aux processus sédimentaires.

Le système turbiditique du Rhône, classé parmi les systèmes turbiditiques argilo-silteux, est le plus grand dépôt sédimentaire du Golfe du Lion (Méditerranée Occidentale). Principalement alimenté par les apports du Rhône, il est actuellement inactif en raison de l'éloignement du canyon avec la source sédimentaire (~70 km). L'objectif du travail réalisé est d'y déterminer, à partir de 21 carottes sédimentaires, (1) l'activité turbiditique au cours des derniers 24 ka, (2) le rôle des fluctuations climatiques et glacio-eustatiques sur le fonctionnement, (3) le rôle de la morphologie sur la variabilité spatiale et temporelle des dépôts turbiditiques.

Le travail se base sur (1) la réalisation d'un cadre chronostratigraphique basé sur les fluctuations du rapport isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$), les fluctuations du rapport Ca/Fe et sur des datations radiocarbones, (2) la caractérisation des lithofaciès.

Les résultats obtenus montrent que (1) le niveau marin est le principal facteur de contrôle qui détermine la position de l'embouchure du fleuve Rhône et sa connexion avec le canyon du Petit-Rhône. (2) la remontée rapide et brève du niveau marin vers 19 ka (19-ka *meltwater pulse*) est enregistrée par un changement des processus turbiditiques, (3) lors du maximum du bas niveau marin, entre 24 ka et 19 ka BP, la présence d'hyperpycnites démontrent la connexion directe entre le fleuve et la tête de canyon ainsi que la capacité du Rhône à produire des courants hyperpycnaux en période glaciaire, (4) la morphologie du système turbiditique exerce un contrôle sur les lithofaciès turbiditiques essentiellement par le degré de confinement des courants de turbidité.

Mots clés : Hyperpycnite, turbidites, système turbiditique du Rhône, facteurs de contrôle, niveau marin, climat, morphologie, Golfe du Lion, Méditerranée occidentale.

Abstract

Turbidite systems are active when they are fed by sediments transported from the rivers to the oceans. This sediment transfer is mainly controlled by climate and the sea level. Fluctuations of these factors since the Last Glacial Maximum are recorded within turbidite systems by periods of high deposition and periods sediment starvation. In addition, morphological control and sedimentary processes are internals factors explaining the spatial variability of the sedimentary record along turbidite systems.

The Rhone turbidite system is mud-rich and is the largest sedimentary body in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). It results mainly from the accumulation of sediments supplied by the Rhone River. It is presently inactive because the head of the Petit Rhone canyon is situated at about 70 km off the river mouth. Through analyses of 21 sediment cores collected along this system, we characterized, (1) the turbiditic activity during the last 24 kyr, (2) the role of climate and sea-level fluctuations on the turbiditic activity, (3) the role of internal factors such as the morphology on the spatial variability of the turbiditic deposition.

Our study is based on (1) the realization of a chronostragraphical framework based on oxygen isotope ($\delta^{18}O$) fluctuations, Ca/Fe ratio and ^{14}C AMS dating, (2) the characterization of lithofacies.

The results show that: (1) sea-level is the main control factor on the connection between the Rhone canyon head and Rhone River mouth. The Rhone turbidite system is definitely a “low-stand dominant system” in the terminology of Covault et al. (2010), displaying a dramatic decrease of the turbiditic activity at the onset of continental shelf flooding; (2) the rapid and short sea-level rise at about 19 ka (19-ka *meltwater pulse*) is recorded by a shift from hyperpycnal flows to turbidites probably generated by slope failures; (3) The presence of hyperpycnites demonstrates a direct connection between the Petit-Rhone canyon head and the Rhone River mouth favoured by sea-level low-stand conditions from 24 to 19 ka. They also demonstrate the competence of the Rhone River to generate hyperpycnal flows during flood episodes during glacial times. (4) the morphology of the Rhone turbidite system controls the confinement of the turbidity currents and results in various arrangements of lithofacies.

Keywords: Hyperpycnite, turbidite, Rhone Turbidite System; sea-level, climate, morphology, Gulf of Lions, Western Mediterranea

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Problématique de l'étude

Les fonds marins sont de grands bassins où s'accumule les sédiments provenant du continent. Ces accumulations dans les systèmes turbiditiques, sont le résultat de l'interaction complexe entre les conditions climatiques, qui conditionnent la production des sédiments par l'érosion des continents, et les conditions eustatique, océanographique et les processus sédimentaires qui en contrôlent le dépôt, la morphologie et la préservation sur les marges continentales et la plaine abyssale. Dans ce contexte, les systèmes turbiditiques sont tributaires du flux sédimentaire généralement associés à un fleuve (Mississippi, Amazone, Nil, Zaïre, Nil, Var…etc.). Ils sont alimentés par des écoulements denses ou courants de turbidité. Ces écoulements sont fréquemment générés au débouché des fleuves par des instabilités gravitaires ou pendant les crues des fleuves. Le flux sédimentaire entre le continent et les systèmes turbiditiques fluctue dans le temps avec parfois des phases d'interruption. Il dépend du climat et de la connexion entre la source et le système. Comprendre le fonctionnement d'un système turbiditique implique donc de comprendre tous les facteurs susceptibles d'avoir un contrôle sur le flux sédimentaire depuis la source jusqu'au dépôt.

L'étude des systèmes turbiditiques a connu un essor considérable à cause de la prospection pétrolière visant à comprendre la sédimentation en leur sein. En effet, le sable drainé par les courants de turbidité et déposé dans ces systèmes forme dans certaines conditions (présence de matière organique enfouie…) des réservoirs potentiels à hydrocarbure. Les domaines profonds (*deep water*, 500 à 2000 m) contiennent environ 85% des réserves pétrolifères marines dont 15% pour les domaines ultra-profonds (*ultra-deep-water* > 2000 m) (Weimer et al., 2004). Pour le domaine profond, l'essentiel de l'exploration et de la production pétrolière se concentre dans trois zones principales caractérisées par de larges systèmes turbiditiques : le Golfe du Mexique, l'Amérique du Sud (offshore du Brésil) et le Golfe de Guinée (Nigeria, Congo, Gabon, l'Angola…) (Pettingill and Weimer, 2002; Weimer et al., 2004). On estime à environ 78 millions d'équivalent en barils de pétrole les gisements découverts dans le domaine profond à la fin de l'année 2003.

Outre l'intérêt économique qu'ils constituent en terme de réservoir à hydrocarbure, l'étude des systèmes turbiditiques au cours de la dernière décennie, s'est articulée autour de la valorisation de l'archive climatique et environnementale qu'ils représentent jusque-là sous-exploitée. En effet, la nature remaniée de ces dépôts ne favorise pas l'utilisation de cet enregistrement comme archive paléoclimatique et paléoenvironnementale. Cependant,

plusieurs études récentes ont montré que les dépôts hémipélagiques peuvent être préservés entre les turbidites et les fossiles qu'ils contiennent peuvent servir à établir un cadre chronostratigraphique (Bonneau et al., 2014; Henrich et al., 2010; Jorry et al., 2008; Jorry et al., 2011; Lebreiro et al., 2009; Maslin et al., 2006; Nakajima and Itaki, 2007; Pierau et al., 2010; Schlünz et al., 1999; Toucanne et al., 2012; Toucanne et al., 2008). Ainsi, l'obtention d'un cadre chronologique dans l'étude des dépôts turbiditiques a permis de comprendre l'évolution spatio-temporelle des apports sédimentaires à l'océan, contrôlée par les fluctuations millénaires du niveau marin et par la morphologie du système comme le montre ces auteurs. En pratique, l'établissement d'un modèle d'âge dans les environnements turbiditiques constitue parfois un véritable défi, en partie à cause de la faible épaisseur ou à l'absence de ces intervalles hémipélagiques entre les turbidites.

Dans le système turbiditique du Rhône (STR) qui est la plus large accumulation sédimentaire dans le Golfe du Lion, ce défi n'a pas encore été relevé, limitant ainsi la compréhension de son fonctionnement durant le dernier cycle climatique. Grâce à plusieurs études (Bellaiche et al., 1989; Bellaiche et al., 1984; Berné et al., 1999; Droz, 1983; Droz and Bellaiche, 1985; Droz et al., 2006; Fanget, 2009; Jegou, 2008), les caractéristiques géomorphologiques de la partie superficielle du STR sont bien connues avec l'identification des différents domaines morphostructuraux allant du canyon aux lobes distaux en passant par le complexe chenal-levée dont le chenal est fortement incisé par un thalweg. La dernière période d'évolution du chenal turbiditique est marquée par la construction d'un Néofan (Bonnel et al., 2005; Droz and Bellaiche, 1985; Jegou, 2008; Torres et al., 1997). L'enregistrement sédimentaire a également fait l'objet de quelques études, permettant de comprendre le contrôle des facteurs climatique, glacio-eustatique et morphostructural sur l'évolution du STR (Beaudouin et al., 2004; Dennielou et al., 2006; Dennielou et al., 2009; Fanget, 2009; Mear, 1984; Torres, 1995).

En replaçant cet enregistrement sédimentaire dans le temps, la longueur des carottes prélevées sur le STR ne donne accès qu'aux derniers 24 ka alors que l'âge du complexe supérieur est estimé à 200 à 500 ka (Bellaiche et al., 1989). Au cours de cette période de temps, toutes les études et synthèses précédentes concluent que l'activité turbiditique au sein du STR est maximale pendant la période de bas niveau marin (Dennielou et al., 2009; Droz et al., 2006; Fanget, 2009; Torres, 1995). Les contraintes chronologiques reposants sur quelques datations radiocarbones dans le Néofan (Beaudouin et al., 2004; Bonnel et al., 2005; Dennielou et al., 2009), fixent l'arrêt de l'activité turbiditique du DMG autour de 18.4 ka cal. BP, en lien avec la remonté du niveau marin. Ces auteurs mentionnent la persistance d'une

certaine activité gravitaire postglaciaire pendant la remontée du niveau marin liée à des processus hydro-sédimentaires sur le plateau et la pente. En Méditerranée occidentale, l'influence de l'activité des glaciers sur la sédimentation profonde a été récemment montrée dans le système turbiditique du Var (Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011). La modélisation du flux sédimentaire des fleuves méditerranéens dont le Rhône faite par Kettner et Syvitski (2009), montre des flux majeurs du fleuve entre 21 et 14 ka cal. BP en relation avec la pluviométrie et la fonte des glaciers. Cela permet de supposer une influence sur le fonctionnement du STR. Ainsi, la morphologie de la marge, les fluctuations du niveau marin dans le STR et les variations climatiques sont les principaux facteurs de contrôle sur la sédimentation. Toutefois des questions restent sans réponse :

- Quelle est la part du niveau marin et du climat dans l'enregistrement sédimentaire ?
- L'activité turbiditique enregistre-t-elle les fluctuations climatiques rapides ou est-elle contrôlée par un stockage sédimentaire sur le plateau et dans le bassin versant ?
- Comment la morphologie complexe du STR contrôle-t-elle la variabilité spatiale de l'enregistrement turbiditique ?

Afin d'y apporter quelques éléments de réponse, nous proposons d'étudier en détail 21 carottes Küllenberg collectées le long du STR en y introduisant le facteur temps dans la caractérisation de l'enregistrement turbiditique.

Les objectifs de ce travail sont :

- d'établir un cadre chronostratigraphique détaillé sur l'ensemble du STR, en exploitant au mieux les données isotopique ($\delta^{18}O$), géochimique (XRF, Ca/Fe) et datations radiocarbones disponibles pour chaque carotte,
- de caractériser pour les derniers 24 ka cal. BP, la variabilité spatio-temporelle de l'enregistrement sédimentaire sur la base des lithofaciès et de la fréquence des turbidites,
- de quantifier à une résolution millénaire le contrôle respectif des facteurs externes (niveau marin et flux sédimentaire) et internes (morphologie du STR) sur le dépôt et la préservation des turbidites, et proposer un modèle de fonctionnement du système depuis le Dernier Maximum Glaciaire.

Le travail que nous présentons dans ce manuscrit a été co-financé par le Gouvernement gabonais via Campus France et par l'Institut Français de la Recherche pour L'Exploitation de la Mer (IFREMER). Il a été réalisé à l'IFREMER et à l'Université de Perpignan.

Organisation du Manuscrit

Il est divisé en 2 parties constituées chacune de 3 chapitres :

- **La première partie**

Chapitre I : présente une revue bibliographique établissant le cadre général de l'étude ainsi que les notions et concepts sur les transferts sédimentaires terre-mer et les systèmes turbiditiques;

Chapitre II : Une synthèse géologique, morpho-sédimentaire et climatique sur le système turbiditique du Rhône depuis le bassin versant du Rhône jusqu'aux lobes distaux est ensuite proposée. Un accent est mis sur l'évolution des flux du Rhône au cours du temps et l'activité turbiditique sur la marge passive du Golfe du Lion. Cette partie se termine par la description morphologique du STR récent (complexe supérieur) sur la base des données bathymétriques récentes acquises lors de la campagne RHOSOS (2008).

Chapitre III : Présentation des données et des méthodes d'analyse utilisées et développées pendant l'étude

- **La seconde partie** concerne les résultats de l'étude chronostratigraphique et sédimentaire des carottes:

Chapitre IV : Caractérisation spatio-temporelle de l'activité turbiditique au sein du STR. Dans le détail, une description précise de l'approche chronostratigraphique développée et évaluée sur deux carottes est d'abord abordée afin de quantifier l'influence des facteurs de contrôle sur le canyon et le fan supérieur du STR.

Chapitre V : L'approche est étendue à toutes les carottes du système avec l'établissement du cadre chronologique général, la synthèse des lithofaciès et leur interprétation en termes de processus.

Chapitre VI : Discussion sur l'évolution du STR au cours des derniers 24 ka cal. BP. Il présente l'expression des facteurs de contrôle dans l'enregistrement sédimentaire et se termine par une synthèse sur le fonctionnement du STR sur la base l'interaction entre le niveau marin et le flux sédimentaire.

Partie.I GÉNÉRALITÉS

Chapitre.I Cadre général de l'étude

I.1. Les oscillations climatiques au Plio-Quaternaire

L'histoire climatique de la Terre est marquée par des variations importantes entre les périodes glaciaires et interglaciaires, entraînant de constantes adaptations aussi bien des continents que des océans. À partir de 2.6 Ma[1] (fin du Pliocène et début du Quaternaire), des changements majeurs interviennent dans la dynamique climatique terrestre, entraînant un refroidissement du climat et une augmentation de l'amplitude des cycles glaciaires (Lisiecki and Raymo, 2007). Bien que les causes de ces changements restent très controversées (Raymo and Huybers, 2008), la périodicité des cycles glaciaire-interglaciaires est communément associée aux variations de la position de l'orbite terrestre autour du soleil (Hays et al., 1976; Lisiecki and Raymo, 2007), définie par la théorie de Milankovitch (Imbrie et al., 1993). On distingue (Fig. I-1) : les fluctuations de l'excentricité de l'orbite de la Terre autour du Soleil (cycle de 100 ka[2]), de l'obliquité qui est l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre (41 ka) et de la précession d'équinoxe (23 ka) (Berger, 1978; Berger and Loutre, 2004; Berger, 1977). Ces paramètres associés à d'autres facteurs tels que la rétroaction entre l'albédo, les vapeurs d'eau et la vegétation, influent sur la quantité d'ensoleillement reçu par la terre et contrôlent ainsi la formation ou la disparition des calottes glaciaires (Berger and Loutre, 2004; Denton and Hughes, 1983; Imbrie et al., 1992; Lisiecki, 2010).

Les travaux de recherche sur l'évolution climatique Plio-Quaternaire, basés sur l'analyse isotopique ($\delta^{18}O$) de l'eau des carottes de glaces (Groenland et Antarctique) et des foraminifères des sédiments marins (Grootes et al., 1993; Huybers and Wunsch, 2004; Legrand et al., 1988; Lisiecki and Raymo, 2005; Lorius et al., 1985; Shackleton and Hall, 1984; Shackleton and Opdyke, 1976; Zimmerman et al., 1984), ont mis en évidence deux changements brutaux marqués par des périodicités différentes (Fig. I-2).

[1] Ma = Million d'années
[2] ka ou kyr = Mille ans

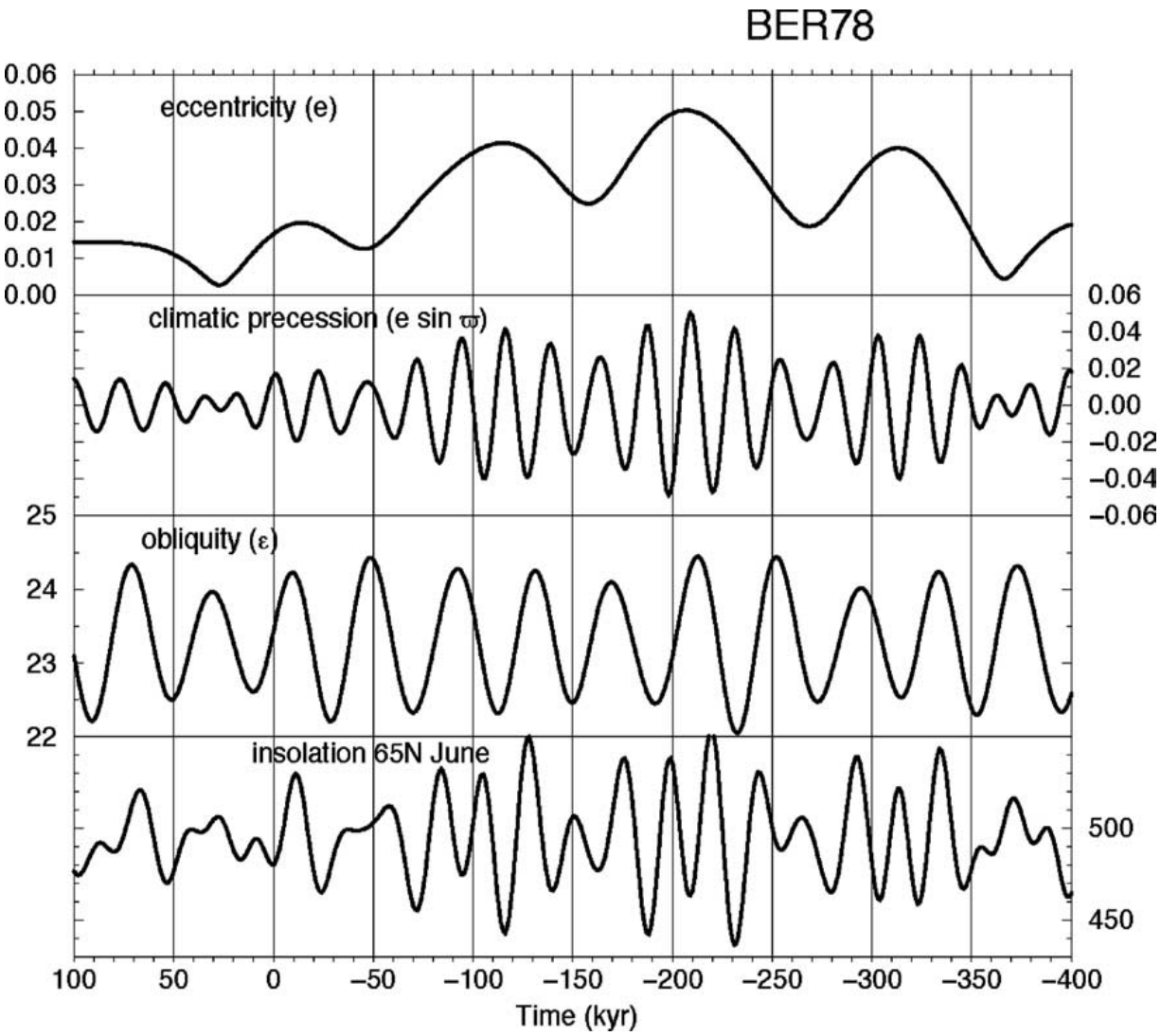


Figure I-1: Variations à long terme au cours des 400 ka dernières années et des 100 ka prochaines années de l'excentricité, de la précession climatique, de l'obliquité en degré et de l'insolation à 65° N au solstice d'été, en Wm−2 (Berger and Loutre, 2004)

I.1.1. Révolution du Pléistocène Moyen

La Révolution ou Transition du Pléistocène Moyen (MPR ou MPT) est utilisée pour décrire le changement dans la périodicité des cycles glaciaire-interglaciaires, passant des cycles de 41 ka à ceux de 100 ka (Clark et al., 2006; Clark and Pollard, 1998; Lisiecki and Raymo, 2007; Maslin and Ridgwell, 2005; Medina-Elizalde and Lea, 2005; Mudelsee and Schulz, 1997; Raymo et al., 2006). L'amplitude des oscillations de volume des glace devient deux fois plus importante entraînant avec la dilatation thermique, des variations du niveau marin de plus de 100 m d'amplitude (Duplessy and Ramstein, 2014). Survenue il y a environ 1 Ma, la MPR s'accompagne de perturbations climatiques importantes: (1) augmentation des températures de la surface des océans dans l'hémisphère nord et les zones tropicales

d'upwelling, (2) augmentation de l'aridité et de l'intensité de la mousson en Afrique et en Asie (Clark et al., 2006; Schefuß et al., 2004). Les causes pouvant expliquer cette transition sont multiples et encore débattues, la taille critique des calottes de glaces (Imbrie et al., 1993), le refroidissement global du à une baisse de CO_2 atmosphérique (Medina-Elizalde and Lea, 2005; Mudelsee and Schulz, 1997; Raymo et al., 1997; Tziperman and Gildor, 2003), l'insolation d'été dans l'hémisphère nord (Raymo et al., 2006) ou encore le taux d'altération des silicates réduisant la pression du CO_2 atmosphérique (Clark et al., 2006). Toutefois, plusieurs auteurs s'accordent sur le fait que le changement de périodicité des cycles glaciaire-interglaciaires est une réponse non linéaire aux forçages orbitaux.

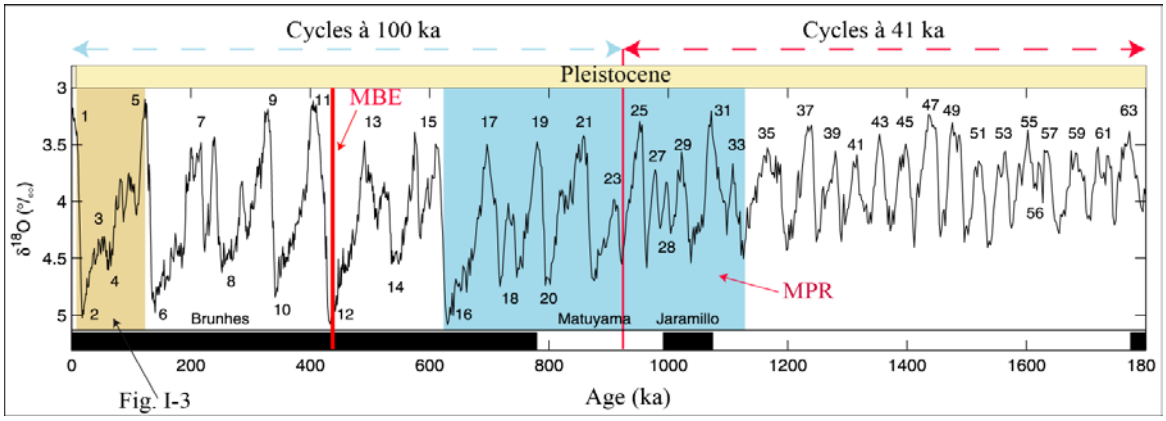


Figure I-2: Reconstitution des variations climatiques majeures du Quaternaire à partir du rapport isotopique $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques de 57 carottes marines reparties à travers le monde (Lisiecki and Raymo, 2005). La position de l'Évènement du Brunhes Moyen (MBE) proposée par Candy et al (2010), l'intervalle en bleue correspond à la Révolution du Pléistocène Moyen (MPR).

I.1.2. L'évènement du Brunhes Moyen (MBE)

Au cours des derniers 800 ka, le MBE représente le changement climatique le plus marquant (Candy et al., 2010; Jansen et al., 1986; Yin and Berger, 2010). Tout en gardant la même périodicité de 100 ka acquise après la révolution du Pléistocène moyen, le MBE marque la transition entre les interglaciaires des Stades isotopiques MIS 13 et MIS 11, avec des interglaciaires plus chauds autour de 430 ka (Candy and McClymont, 2013; Holden et al., 2011; Wang et al., 2003). En effet, suite aux températures plus froides et des faibles concentrations en CO_2 du MPR, les interglaciaires qui précédaient le MBE étaient caractérisés par de larges calottes de glace et des niveaux marin plus bas (Yin, 2013; Yin and Berger, 2010). Après 430 ka, ces auteurs montrent que les interglaciaires étaient plus chauds à cause d'une augmentation globale des températures moyennes durant l'hiver de l'hémisphère nord en raison d'une insolation plus forte mêlée à une augmentation des gaz à effet de serre. Bien

que les causes restent inconnues, l'évènement du Brunhes moyen caractérise un contraste glaciaire-interglaciaire plus marqué.

Les derniers 400 ka sont ainsi marqués par des cycles glaciaire-interglaciaires de 100 ka asymétriques avec des périodes glaciaires plus longue (un maximum d'extension entre 60 et 90 ka) précédés des interglaciaires plus courts (~10 ka) (Joannin, 2007; Toucanne, 2008) à l'exception du MIS 11. Cet interglaciaire plus long que les autres est considéré comme le meilleurs analogue de l'interglaciaire actuel (Holocène) à cause des paramètres astronomiques identiques (Berger and Loutre, 2004).

I.2. Les fluctuations climatiques et glacio-eustatiques du dernier cycle climatique

I.2.1. Les oscillations climatiques millénaires

Les cycles climatiques orbitaux sont ponctués de fluctuations climatiques rapides, à l'échelle du millier d'année. Ainsi, au cours du dernier cycle climatique (~125 ka, Fig. I-3), les variations rapides, connues sous les noms de cycles de Dansgaard-Oeschger (D/O) et d'évènement de Heinrich (HE) (Bond et al., 1992; Bond and Lotti, 1995; Dansgaard et al., 1993; Heinrich, 1988), se superposent à cette cyclicité de 100 ka.

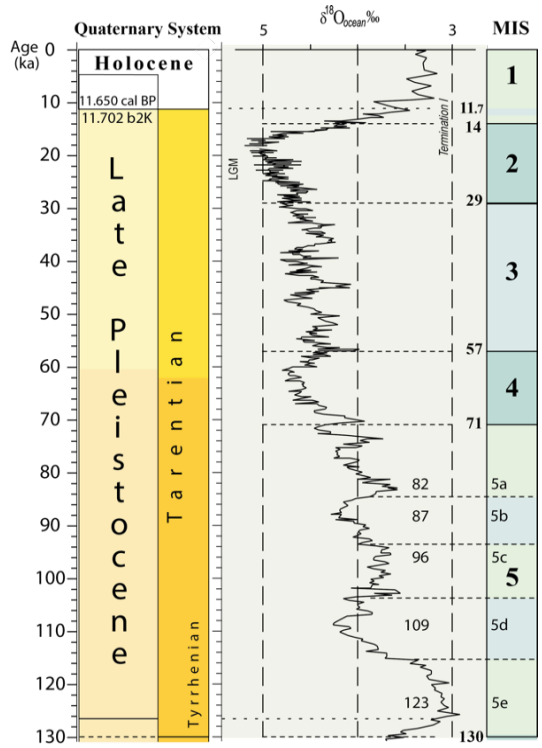


Figure I-3: Enregistrement des variations du $\delta^{18}O$ des océans au cours des derniers 130 ka. On peut identifier les stades isotopiques marins (MIS 5 à MIS 1) (Cohen and Gibbard, 2012) modifié.

I.2.1.1. Les cycles de Dansgaard-Oeschger (D/O)

Les enregistrements issus des carottes de glaces du Groenland ont permis de mettre en évidence pour la première fois des oscillations climatiques rapides, connues sous le nom de cycles de D/O (Bond et al., 1993; Bond et al., 1992; Dansgaard et al., 1993). Ces cycles sont caractérisés par l'alternance des phases de réchauffement et de refroidissement nommées respectivement interstades du Groenland (*Greenland interstadials*, GI) et stades du Groenland (*Greenland Stadials*, GS) (Wolff et al., 2010). Les GS sont plus longs (entre 1 et 2 ka) et les GI plus courts. Ces oscillations dissymétriques ont une périodicité de 1.5 à 3 ka. On compte environ une quinzaine de cycles entre 60 et 20 ka (Blunier and Brook, 2001; Bond and Lotti, 1995; Grousset, 2001). Plusieurs carottes de glace prélevées au Groenland montrent ces oscillations climatiques abruptes suggérant une origine régionale (2004; Dansgaard et al., 1982; Dansgaard et al., 1993; Grootes et al., 1993; Johnsen et al., 1992; Johnsen et al., 1972). Cependant, un impact global de ces cycles a été montré par des études supplémentaires. En effet, ils sont observés aussi bien dans les hautes latitudes (Atlantique nord) (Bond and Lotti, 1995; Grousset, 2001) que dans les basses latitudes (les tropiques) (Peterson et al., 2000), en Europe et en Méditerranée (Cacho et al., 2006; Fletcher and Sánchez Goñi, 2008; Frigola et al., 2008; Grousset, 2001; Sánchez Goñi et al., 2008). Dans l'hémisphère sud, ces variations se corrèlent à des évènements chauds appelés maximums isotopiques antarctiques (Blunier and Brook, 2001) (Fig. I-4). Le changement dans la circulation thermohaline serait l'un des mécanismes responsables de ces changements brutaux, (Bond et al., 1993; Broecker, 1994). Ainsi, les phases de réchauffement correspondraient à un rétablissement de la circulation thermohaline après un évènement froid, et les refroidissements indiqueraient une baisse d'intensité de cette circulation liée à un apport important d'eau douce (Paillard, 1995; Timmermann et al., 2003).

Les cycles de D/O sont ponctués par des évènements de Heinrich (HE) qui terminent les GS les plus froids (Fig. I-5).

I.2.1.2. Les évènements de Heinrich (HE)

Aux cycles de D/O se superposent des évènements plus froids, avec une périodicité beaucoup plus longue, dont certains se confondent aux GS des cycles de D/O : les événements de Heinrich (HE) (Bond et al., 1992; Broecker et al., 1992; Grousset, 2001). Les événements de Heinrich ont été décrits initialement dans les carottes sédimentaires de l'Atlantique nord (Heinrich, 1988), où ils se caractérisent par des niveaux de matériel détritique grossier appelés les niveaux de Heinrich (HL : Heinrich Layer), issus du vêlage d'icebergs lors de la débâcle

de la calotte de glace Laurentide (Fig. I-6). Ils ont ensuite été corrélés à des coups de froid, de périodicité d'environ 6-7 ka (Bond et al., 1992; Broecker et al., 1992; Grousset, 2001), qui terminent certains cycles de D/O. Bien que leur origine soit encore sujet à débat, ces débâcles pourraient toutefois être la conséquence d'une déstabilisation de la calotte due à son expansion maximale au cours d'un refroidissement majeur (Alley and MacAyeal, 1994; Bond et al., 1993; Bond et al., 1992; Bond and Lotti, 1995). Pendant le dernier cycle glaciaire, six évènements notés de H1 à H6 d'origine différente ont été identifiés (Fig. I-6). En effet, les HE1, HE2, HE4 et HE5 ont pour source la calotte Laurentide, tandis que HE3 et HE6 ont pour source la calotte fenno-scandinave (Broecker, 1994; Grousset, 2001).

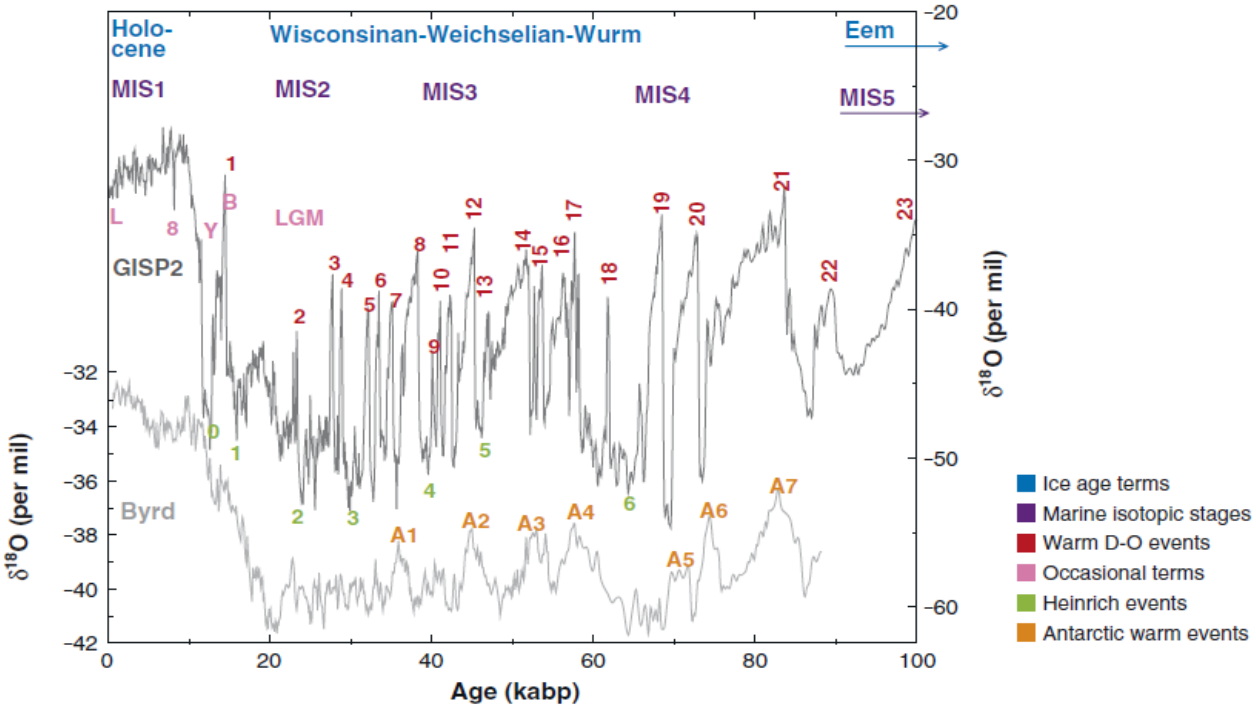


Figure I-4: Enregistrements isotopiques des derniers 100 ka de la carotte de glace GISP2 du Groenland (Grootos et al., 1993) et de la carotte Byrd de l'Antarctique (Blunier and Brook, 2001) d'après Alley, (2007). La courbe Byrd présente les évènements chauds de l'Antarctique (de A7 à A1 Blunier and Brook, .2001). La courbe GISP2 présente les oscillations dites de Dansgaard-Oeschger, les évènements de Heinrich ainsi que les évènements climatiques ponctuels tels que: le dernier maximum glaciaire (Last Glacial Maximum, LGM); le Bölling-Alleröd (B); le Dryas récent (Younger Dryas, Y), l'évènement à 8.2 ka (8) et le petit âge glaciaire (Little Ice Age, L).

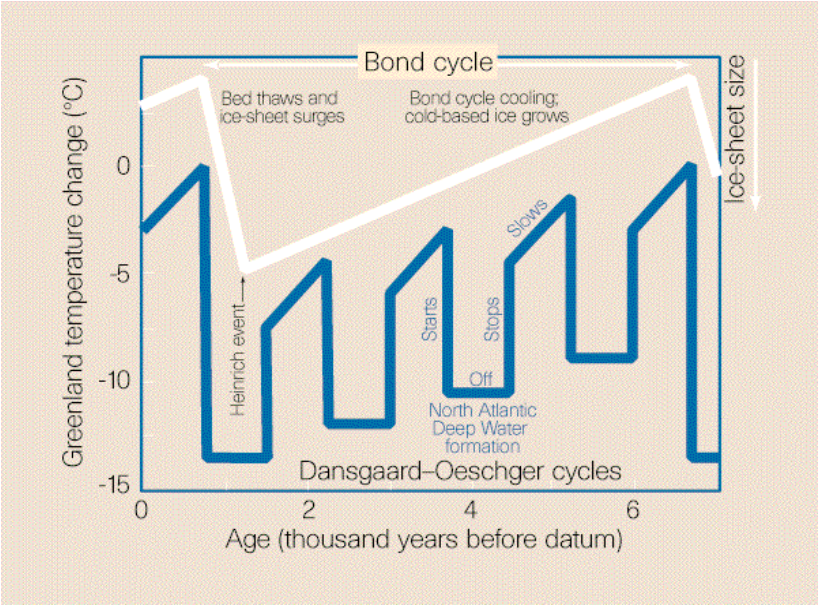


Figure I-5: Présentation d'un cycle climatique idéal dans le Groenland: le Cycle de Bond (Alley, 1998)

Les HE ont occasionné des changements climatiques et océanographiques importants enregistrés dans les sédiments marins et pouvant être mis en évidence via les variations du $\delta^{18}O$ dans les tests carbonatés des foraminifères. La fonte des glaces liée à ces évènements a entraîné la superposition de deux faits majeurs (Rahmstorf, 2002). Le premier, propre à la calotte, est la diminution de son volume, et par conséquent l'augmentation du niveau marin. Le second est le ralentissement de la circulation thermohaline dans l'atlantique nord. En effet, les décharges importantes d'eau froide issues de la fonte des icebergs, réduisent la salinité et la formation des eaux profondes provoquant un ralentissement de la circulation thermohaline (Clark et al., 2002; Praetorius et al., 2008).

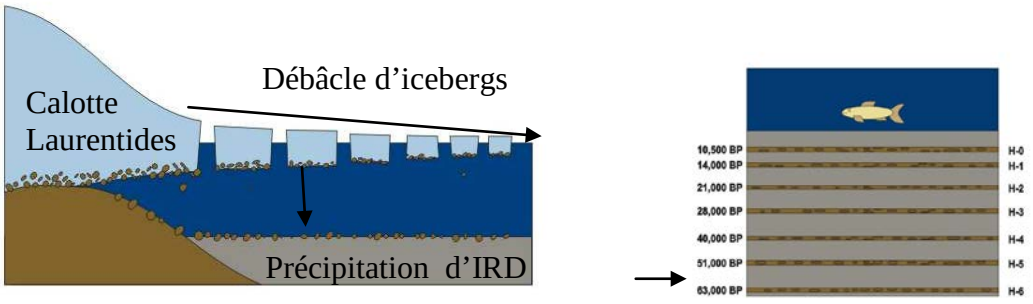


Figure I-6: Illustration du transport et dépôt des IRD (Ice-Rafted Detritus), conduisant à l'enregistrement des He dans les sédiments marins. Source : (www.eos.ubc.ca/research/glaciology/research/HeinrichEvents.html)

En Méditerranée, les études faites par Cacho et al, (1999, 2000) en mer d'Alboran, ont mis en évidence les oscillations de D/O ainsi que les HE. Les HE ne sont pas mis en évidence par la présence des IRD dans les sédiments, mais par l'abondance des foraminifères

planctoniques *N. pachyderma senestre* (Fig. I-7) illustrant le refroidissement des eaux de surface associé à l'entrée des eaux froides atlantiques dans la Méditerranée (Melki et al., 2009; Sierro et al., 2009). On parle alors de Stade de Heinrich (Heinrich Stadials, HS), et non d'événement d'Heinrich (Barker et al., 2009; Sanchez Goñi and Harrison, 2010), avec la même cyclicité. Les cycles de D/O et des HS dans la Méditerranée sont associés à des conditions océaniques et climatiques particulières. Durant les GS et les HS, on note une intensification des vents du nord-ouest entraînant un refroidissement des eaux de surface, et des vents sahariens chargés en particules. Les GI sont caractérisés par des eaux plus chaudes (Cacho et al., 1999; Colmenero-Hidalgo et al., 2004), et une orientation des vents vers le sud (Moreno et al., 2005). Ce déplacement entraîne des conditions plus humides et augmente les apports terrigènes (Allen et al., 1999; Moreno et al., 2005; Nebout et al., 2002).

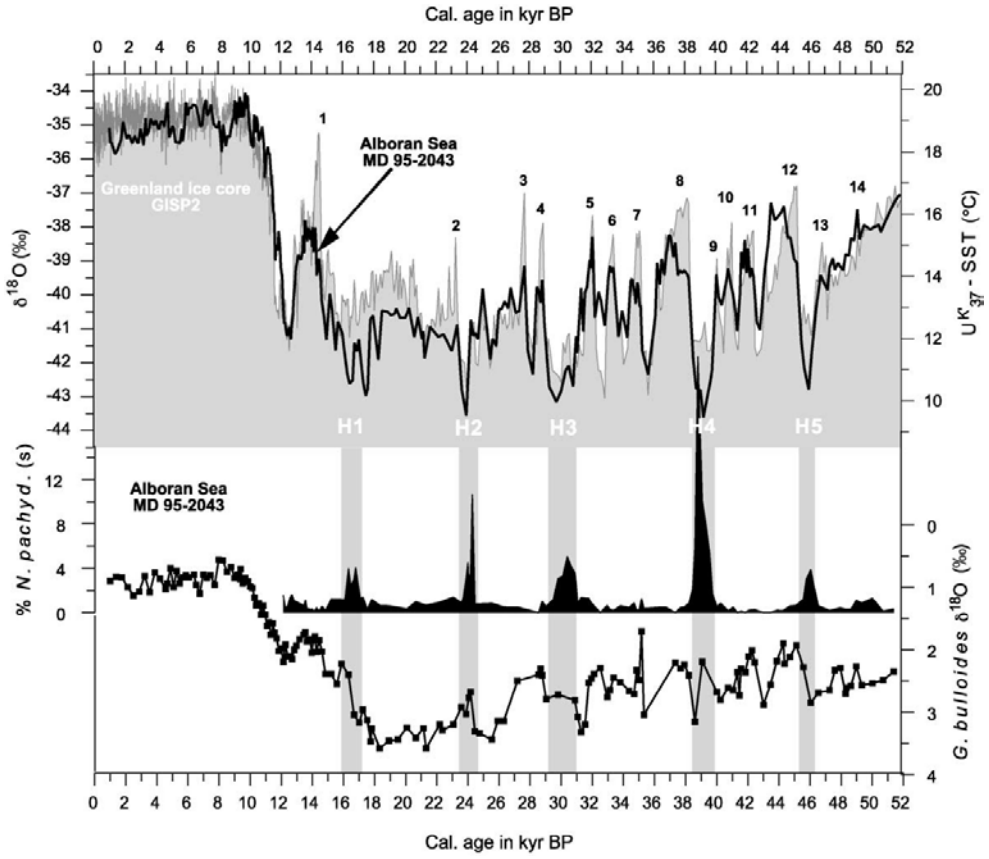


Figure I-7: Reconstitution des températures de surface en mer d'Alboran pour les derniers 50 ka permettant de mettre en évidence les variations abruptes du Groenland identifiées en Méditerranée (Cacho et al., 2002).

I.2.2. Les fluctuations glacio-eustatiques des derniers 30 ka

L'activité des calottes glaciaires et des glaciers pourrait se résumer par l'alternance entre les phases de stockage d'eau (extension) pendant les périodes glaciaires, et les phases de libération d'eau (retrait) pendant les interglaciaires. Ces oscillations, conditionnant le volume

de glace, affectent fortement le niveau marin, montrant ainsi une corrélation plus ou moins linéaire à l'échelle des cycles glaciaires. Les changements de température de l'océan, relativement en phase avec les changements de volume des glaces, sont l'autre facteur important de contrôle du niveau global des océans, en raison de l'expansion thermique (Church et al., 1991). La période couvrant les derniers 30 ka c'est-à-dire les stades isotopiques MIS 2 et MIS 1, est caractérisée par des oscillations des calottes des glaces qui ont eu des conséquences sur le niveau marin relatif (Clark et al., 2012; Lambeck and Bard, 2000; Lambeck and Chappell, 2001; Shakun and Carlson, 2010). Les changements de ce niveau marin relatif ne sont pas totalement en phase car elles dépendent de la réponse glacio-hydro-isostatique de chaque marge continentale (Milne and Mitrovica, 2008).

I.2.2.1. Le dernier maximum glaciaire (DMG)

Compris entre 26.5 et 19 ka (Clark et al., 2009), le DMG représente la dernière période au cours de laquelle les calottes glaciaires étaient aux maximum de leur expansion. La conséquence de cette expansion est l'installation d'un niveau marin situé à environ 125 m en dessous du niveau actuel (Clark et al., 2009; Fleming et al., 1998; Lambeck et al., 2002). Lambeck et al. (2002) parlent d'une baisse du niveau marin de 50 m en quelques milliers d'années, à partir d'environ 30 ka BP. Au cours du DMG le niveau marin reste relativement constant, suggérant une tendance proche de l'équilibre des glaciers au cours de cette période de temps de 7.5 ka. La fin du DMG est marquée par une remontée rapide du niveau marin de l'ordre de 5 à 10 m en environ 500 ans (Clark et al., 2012). Cet évènement nommé *MeltWater Pulse 19-ka* (MWP 19-ka, Fig. I-8), observé entre 19.5 et 19 ka par plusieurs auteurs (Clark et al., 2009; Clark et al., 2012; Yokoyama et al., 2001), correspondrait au retrait des calottes glaciaires de l'hémisphère nord en réponse à une augmentation de l'insolation des hautes latitudes. Cette transgression marine met ainsi terme à la période de bas niveau caractérisant le DMG. La période qui suit le DMG est marquée par la remontée du niveau marin, ponctuée par plusieurs accélérations (MWP) et ralentissements.

I.2.2.2. Les stades ou phases de refroidissement post-DMG

La période qui succède au MWP 19-ka est un coup de froid correspondant au H1 (Fig. I-8). Comme montré précédemment, ce brusque refroidissement serait lié à un ralentissement de la circulation thermohaline dû à une décharge importante d'eau douce et froide (Clark et al., 2002). Outre le H1, la période post-DMG est également marquée par un autre refroidissement rapide: le Dryas récent (H0, Fig. I-6). Bien qu'il présente la même signature

régionale que les événements de Heinrich, la mise en évidence d'une origine commune reste difficile (Grousset, 2001). En Europe, le Dryas récent est caractérisé par l'avancée des glaciers alpins et scandinaves (Carlson and Clark, 2012). Cette avancée pourrait être à l'origine de la relative stagnation lors de la remontée du niveau dont l'impact est parfois visible sur les marges continentales par le dépôt de prodelta (Berné et al. 2007).

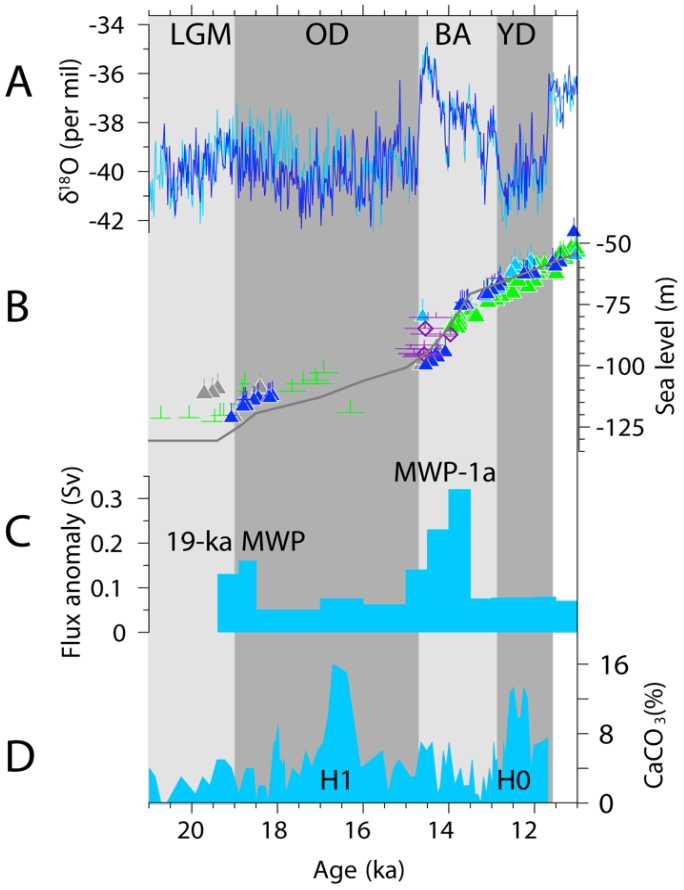


Figure I-8: Courbes montrant l'enregistrement climatique de la déglaciation: modifiée d'après (Clark et al., 2012) :

A) courbe $\delta^{18}O$ du Groenland (GISP2);

B) courbe de variation du niveau marin,

C) flux d'eau douce de l'océan global issu de la dérivée du niveau marin;

D) débris carbonaté de la carotte Nord Atlantique VM23-81. H1 et H0 représentent les événements de Heinrich ; 19-ka MPW caractérise le *meltwater pulse* à 19 ka; LGM , OD, BA et YD correspondent respectivement au dernier maximum glaciaire, Dryas ancien, Bølling–Allerød et Dryas récent.

I.2.2.3. Les interstades post-DMG

L'enregistrement isotopique du $\delta^{18}O$ des carottes de glace du Groenland montre une augmentation brutale de la température autour de 14.7 ka (Fig. I-8). Cette phase de réchauffement qui succède à l'événement de Heinrich 1, nommée le Bølling–Allerød, dure environ 2 ka. Il correspond à une accélération lors de la remontée du niveau marin (appelée MWP 1a), comprise entre 10 et 20 m en moins de 700 ans (Clark et al., 2012). À la fin du Dryas récent, le niveau marin connaît également une seconde remontée rapide nommée par certains auteurs MWP-1b (Bard et al., 2010; Liu and Milliman, 2004). Au cours de l'Holocène, qui représente la dernière période climatique, le niveau marin est sensiblement proche du niveau actuel.

Pendant les derniers 30 ka, le niveau marin a considérablement changé, passant de -125 m pendant le DMG au niveau que nous connaissons actuellement, soit une augmentation d'environ 1.2 m/100 ans. Cette augmentation ne s'est pas faite de façon linéaire, elle fut marquée par des phases d'accélération durant les périodes chaudes et des phases de remontée lente pendant les périodes froides. Considérant les transferts sédimentaires à l'échelle millénaire, ces variations ont eu des conséquences importantes sur le flux sédimentaire du continent vers les océans.

I.3. Les transferts sédimentaires terre-mer

I.3.1. De la source au dépôt centre

Que l'on considère le transfert sédimentaire à l'échelle géologique ou à l'échelle évènementielle, les sédiments mobilisés sur le continent arrivent et se dispersent dans les océans grâce au transport assuré par les fleuves, le vent, les courants océaniques, la houle, les icebergs et instabilités gravitaires. Les importantes accumulations sédimentaires ainsi produites représentent les plus longues et complètes archives de l'évolution environnementale de la Terre (Clift and Giosan, 2014). Leur étude permet d'établir une relation entre la terre (zone de production de sédiment détritique) et les fonds marins (zone de production pélagique et benthique et zones de dépôts) (Covault et al., 2010). Cette approche dite, « de la source au puits » ou «*source to sink*» (Fig. I-9) permet de comprendre l'interaction entre ces deux milieux et d'estimer des bilans sédimentaires. Les archives marines sont plus facilement datables et permettent, en retour, de mieux caractériser les évènements climatiques à terre (périodes de crue par exemple). Mais l'utilisation de cette archive implique la prise en compte du temps de résidence et de transfert des sédiments depuis la source jusqu'au dépôt centre.

I.3.1.1. Transfert sédimentaire « réactif » ou « différé »

Les sédiments n'arrivent pas instantanément dans la mer après l'érosion des continents. Le transport peut varier en efficacité et en rapidité, allant de quelques jours ou semaines à quelques milliers d'années selon un effet de stockage et de réactivation au cours du transfert (Fig. I-9). Covault et al. (2010) définissent ainsi des systèmes turbiditiques « réactifs » ou « différés » selon que le transfert sera très rapide ou très long. Ainsi, un flux sédimentaire constant vers les dépôts-centres profonds ne reflète pas toujours le cycle de production sur le continent. C'est par exemple le cas de nombreux fleuves d'Asie, qui ont maintenu un flux relativement constant vers l'océan sur au moins 2 Ma ; flux non pas lié à une production sédimentaire continue sur le continent, mais à des phases de stockage des

sédiments dans la plaine côtière puis de remobilisation (Metivier and Gaudemer, 1999). Clift et Giosan (2014) estiment, par exemple, que dans le bassin de l'Indus, depuis le DMG entre 20 et 25% du flux de sédiments proviennent de la remobilisation sédimentaire. D'après les estimations de Covault et al (2010), dans le même bassin, actuellement, la charge sédimentaire déversée annuellement en mer dans le système ne représenterait que 10% du sédiment produit dans le bassin versant par an. À l'opposé de l'Indus, le système de La Jolla (Californie) montre un transfert plus rapide grâce à la connexion entre la tête du canyon et l'exutoire du bassin versant ; plus de 60% de sédiments produits arrivent ainsi directement dans le canyon, sans passer par une phase de dépôt sur la plate-forme continentale. Dans ce cas de figure, la sédimentation dans le bassin profond permet de retracer les variations climatiques quasi-synchrones avec le continent. Le système est dit réactif car le transfert sédimentaire entre la source et le bassin profond n'est pas différé dans le temps, comme le montrent les travaux de Bonneau (2014) dans le Var, et Toucanne (2008, 2010) sur la Manche pendant les périodes de connexion directe. Sur les marges passives, ce type de transfert génère une sédimentation profonde essentiellement contrôlée par les variations climatiques, agissant sur la production et le transports de sédiment dans les bassins versants, et indépendante des variations du niveau marin (Covault, 2011; Covault and Graham, 2010). Le paramètre clé est la présence d'un plateau continental étroit comme dans le cas du Var (Jorry et al., 2011) et/ou fortement incisé par un canyon jusqu'à l'embouchure du fleuve comme dans le cas du Congo (Babonneau et al., 2002; Droz et al., 1996; Khripounoff et al., 2003).

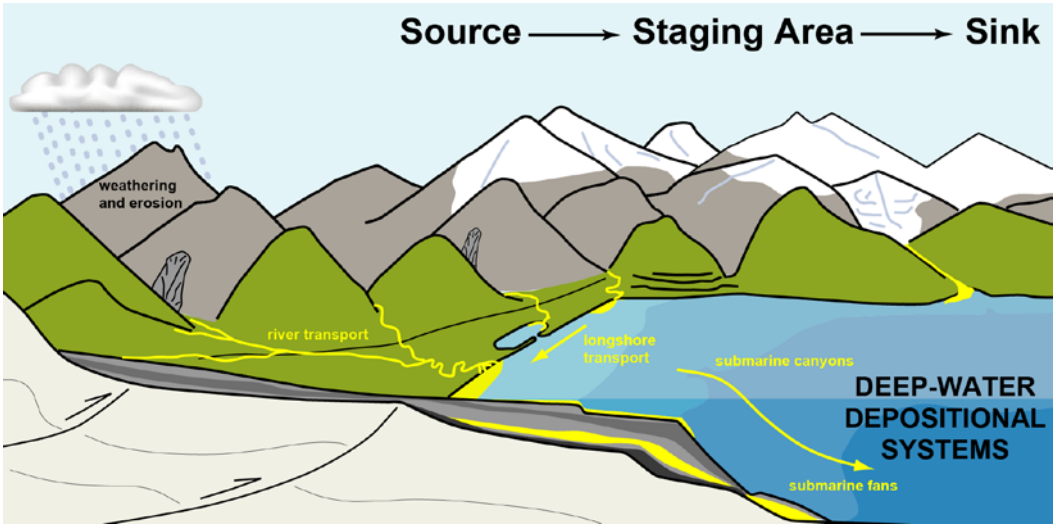


Figure I-9: Continument terre-mer et processus sédimentaires impliqués dans le transfert sédimentaire de la source vers le bassin profond: (Covault et al., 2010).

I.3.1.2. Transfert sédimentaire et variation du niveau marin

L'émersion du plateau continental associée à des flux sédimentaires importants constitue des conditions favorables à la sédimentation dans les bassins profonds (Covault, 2011). En période de haut niveau marin, les apports sédimentaires des fleuves restent stockés au niveau de la plaine deltaïque ou du plateau interne (Fig. I-10a). Néanmoins, si les flux sont suffisamment importants, un delta peut prograder pour rejoindre le rebord du plateau (Covault, 2011) et alimenter ainsi le bassin profond généralement via des glissements gravitaires par effondrement sous le poids de la charge sédimentaire. Le système turbiditique de Toyama est l'un des meilleurs exemples. Les travaux de Nakajima et Itaki (2007) dans ce système ont montré qu'au cours du DMG, les flux sédimentaires n'étaient pas très importants à cause des conditions froide et aride. Ces flux se sont accrus pendant la phase de remontée du niveau marin entraînant une activité turbiditique. Pendant les périodes de bas niveau marin (Fig. I-10b) la ligne de rivage peut atteindre le rebord de plate-forme, le fleuve incise le plateau et ainsi les sédiments fluviatiles déversés dans les têtes de canyon peuvent se déposer dans le système turbiditique. Ces conditions caractérisent les systèmes turbiditiques principalement actifs pendant les périodes de bas niveau marin au sens de Covault et Graham (2010). Enfin, il a également été démontré, dans le cas de la marge armoricaine (Toucanne et al., 2012), que malgré la présence d'un plateau immergé conséquent en bas niveau marin, de très forts flux sédimentaires peuvent engendrer la progradation d'un système deltaïque et pro-deltaïque jusqu'au rebord du plateau et permettre une connexion efficace entre le fleuve et des têtes de canyon.

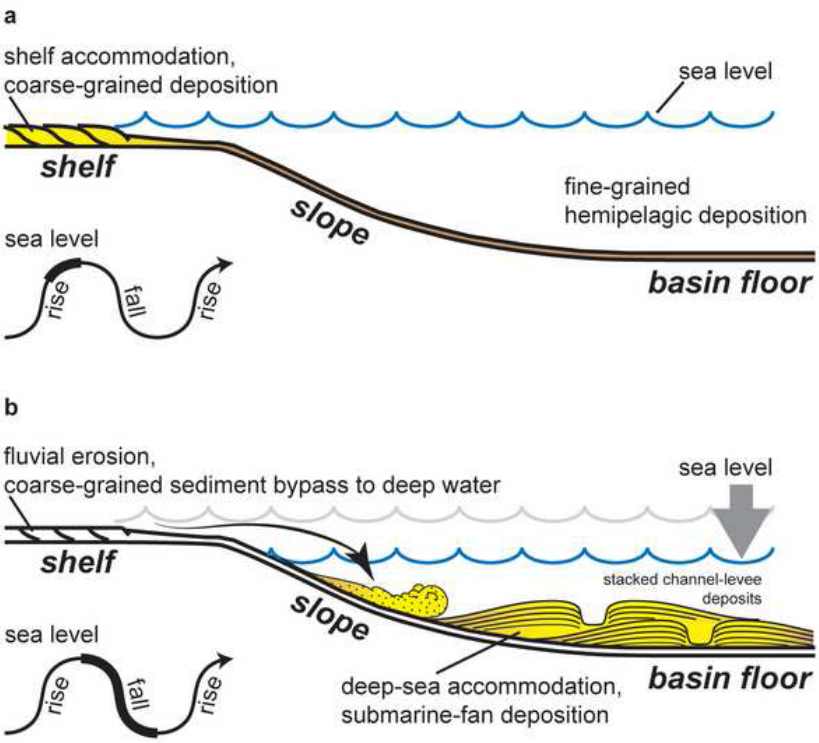


Figure I-10: Contrôle du niveau marin sur le transfert sédimentaire terre-mer, a) en période de haut niveau marin les sédiments se déposent sur le plateau continental; b) pendant la baisse du niveau marin le dépôt centre se déplace vers le large et les sédiments arrivent dans le bassin profond (Covault and Graham, 2010).

I.3.2. Courants de turbidités et turbidites : processus et dépôts

L'essentiel du transfert sédimentaire continent-océan est étroitement lié à l'activité des fleuves qui contribuent à environ 95% des apports sédimentaires vers l'océan (Syvitski et al., 2003). Bien que les sédiments soient également transportés par le panache turbide de surface, donnant lieu à une sédimentation par décantation, le transport sur le fond par des processus hydrodynamiques et gravitaires mobilise l'essentiel du flux de sédiment à l'origine de grandes accumulations sédimentaires en pied de pente jusqu'à la plaine abyssale (Covault, 2011). Selon le mode de transport des particules et de leurs interactions, on distingue trois principaux processus gravitaires (Mulder and Alexander, 2001; Shanmugam, 2000):

- **les glissements en masse** (slide, slump) : les sédiments sont transportés en masse et conservent leur structure, malgré une déformation plus ou moins importante,
- **les écoulements laminaires** (debris flow, grain flow...) : les particules sédimentaires sont transportées au sein d'un mélange eau/sédiment de forte densité, où la matrice et/ou les interactions entre les grains contribuent au maintien en suspension des particules solides,

- **les écoulements turbulents** chargés en sédiments, appelés courants de turbidité, de plus faible densité et la turbulence maintiennent les particules solides en suspension.

I.3.2.1. Sources et initiations des courants de turbidité

Parmi les processus sédimentaires capables de produire un courant de turbidité, trois principaux types sont communément acceptés: la transformation d'un glissement en masse, le flux hyperpycnal des fleuves, et la remise en suspension des sédiments par des processus océanographiques (Piper and Normark, 2009).

Transformation d'un glissement en masse : une déstabilisation sur la pente générée par un séisme ou simplement par la charge sédimentaire produit un glissement en masse le long d'un plan de cisaillement (Fig. I-11). Le glissement ainsi produit peut évoluer dans le temps et dans l'espace, se liquéfier en incorporant de l'eau (Piper and Normark, 2009), et des produits de l'érosion. Ces variations, ainsi que celle de la vitesse du glissement, sont ainsi capables de transformer un glissement en un écoulement laminaire ou turbulent. Les courants de turbidité sont généralement produits par ce processus de transformation avec des phases d'érosion et d'accélération (Mulder and Alexander, 2001; Mulder et al., 1997).

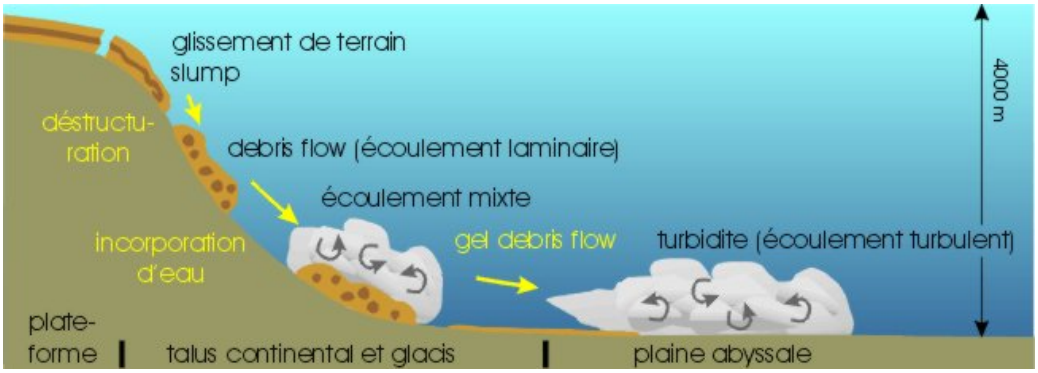


Figure I-11: transformation d'un glissement de terrain en écoulement laminaire puis turbulent le long d'une marge continentale (Ravenne and Beghin, 1983) (www.ulg.ac.be).

La remobilisation sédimentaire : les sédiments non cohésifs déposés sur le plateau ou la pente peuvent être remobilisés par des processus hydro-sédimentaires induits par les tempêtes, les courants ou les vents. Le sédiment ainsi remis en suspension peut ensuite se déplacer par gravité et être transporté jusqu'au canyon sous-marin. Des volumes relativement importants de sédiment peuvent ainsi être apportés dans les canyons en période de haut niveau marin. Par exemple, la tête du canyon de Capbreton est ainsi alimentée durant les tempêtes , par les produits de l'érosion apportés par la dérive littorale (Mazières et al., 2014). En Méditerranée, les plongées d'eau dense en période hivernale (Palanques et al., 2006), peuvent

alimenter en sable (érodé de la plate-forme externe) le canyon Bourcart où elles forment des dépôts atteignant un mètre d'épaisseur, appelés « *cascadites* » Gaudin et al. (2006) et peuvent potentiellement atteindre le pied de pente après des phases de stockage dans le canyon (Dennielou et al., 2009).

Les crues et les courants hyperpycnaux : quand la charge solide en suspension d'un fleuve atteint une certaine concentration, la masse d'eau turbide devient plus dense que l'eau de mer et plonge et génère un courant hyperpycnal (Khripounoff et al., 2012; Maxworthy, 1999; Mulder et al., 1997; Mulder and Syvitski, 1995; Mulder et al., 2003) qui peut évoluer en un courant de turbidité (Fig. I-12). Les courants hyperpycnaux, représentent un mécanisme important dans le transfert sédimentaire continent-océan (Alexander and Mulder, 2002). La formation d'un tel courant est conditionnée par la concentration des particules en suspension de l'écoulement. Une concentration minimale de 40 $kg.m^{-3}$ a longtemps été considérée comme nécessaire pour créer une déférence de densité capable de faire plonger l'eau du fleuve dans l'eau de mer (Mulder and Syvitski, 1995). Ces concentrations sont généralement observées pendant les crues et plus récurrentes pour les petits fleuves. Par contre, pour les fleuves de grande taille comme le Rhône, les sédiments sont retenus dans les plaines alluviales ou deltaïques ce qui réduit la charge sédimentaire à l'embouchure (Mulder and Syvitski, 1995). Ainsi, on considère que très peu de fleuves au monde sont capables de produire des courants hyperpycnaux (Mulder and Syvitski, 1995). Cependant, Des expérimentations, des enregistrements sédimentaires et des mesures dans les canyons montrent qu'il était possible de créer un courant hyperpycnal avec une concentration inférieure à 5 $kg.m^{-3}$. Pour se faire, le panache hypopycnal voit sa densité augmenter par des phénomènes de concentrations (floculation…) (Ducassou et al., 2008; Parsons et al., 2001).

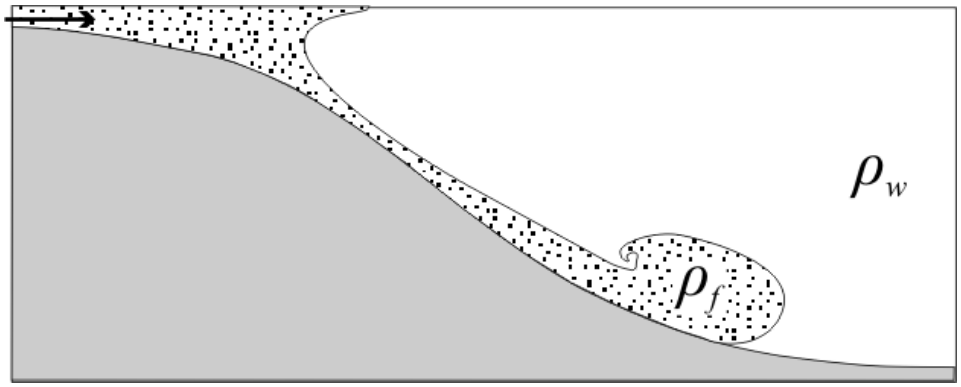


Figure I-12: Écoulement hyperpycnal. La densité de l'écoulement (ρf) est supérieure à la densité de l'eau ambiante (ρw) (Mas, 2009) .

I.3.2.2. Caractéristiques et dépôts associés : typologie des turbidites

I.3.2.2.1. La Séquence de Bouma

Les courants de turbidités générés par des glissements ou des remobilisations sédimentaires sont caractérisés par une durée de vie relativement prolongée (quelques dizaines d'heures pour les événements les plus longs) (Mulder and Alexander, 2001) et qui mobilisent des volumes importants de sédiments. L'écoulement type se structure en trois parties (Fig. I-13): la tête concentrée en sédiment (front), le corps allongé et la queue diluée (Postma et al., 1988). L'alimentation du courant se prolonge grâce à la partie arrière de l'écoulement (Mulder and Alexander, 2001). Selon la taille des glissements qui les produisent, les courants de turbidités se distinguent en deux types : les courants de haute et de faible densité. Dans le cas du courant de faible densité, les sédiments sont silteux à argilo-silteux. Les particules plus grossières sont généralement observées dans le courant de haute densité (Postma et al., 1988). Les dépôts associés à un courant de turbidité varient en fonction de la densité de celui-ci. Mais de façon générale, ils correspondent aux termes décrits dans la séquence classique de Bouma (Bouma, 1962). Celle-ci décrit verticalement de la base au sommet une succession de faciès génétiquement liés et marqués par un granoclassement normal (Fig. I-14).

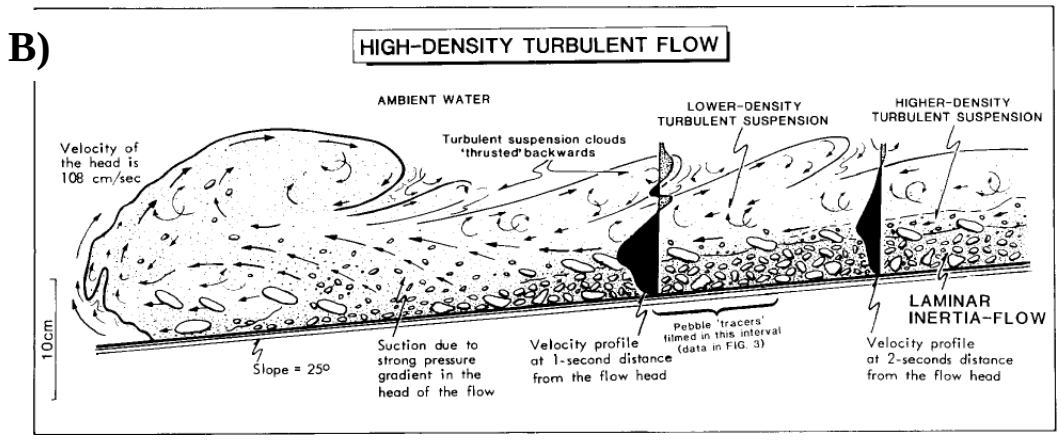


Figure I-13: A) Expérimentation en bassin d'une avalanche sous-marine (image IFREMER) ; B) vue schématique d'un écoulement turbiditique (Postma et al., 1988)

La séquence de Bouma traduit également un changement dans les processus sédimentaires à l'origine des dépôts et une diminution dans l'énergie de l'écoulement caractérisée par un passage progressif de dépôt sableux à la base (T_a), à des dépôts argileux laminé à homogène au sommet (T_e) (Fig. I-15). La base de la séquence peut parfois être érosive, preuve d'une brusque accélération de l'écoulement lié à la pente. Le faciès argileux au sommet de la séquence est communément interprété comme résultant d'une sédimentation pélagique à hémipélagique (Shanmugam, 1997; Stow and Piper, 1984; Stow, 1985).

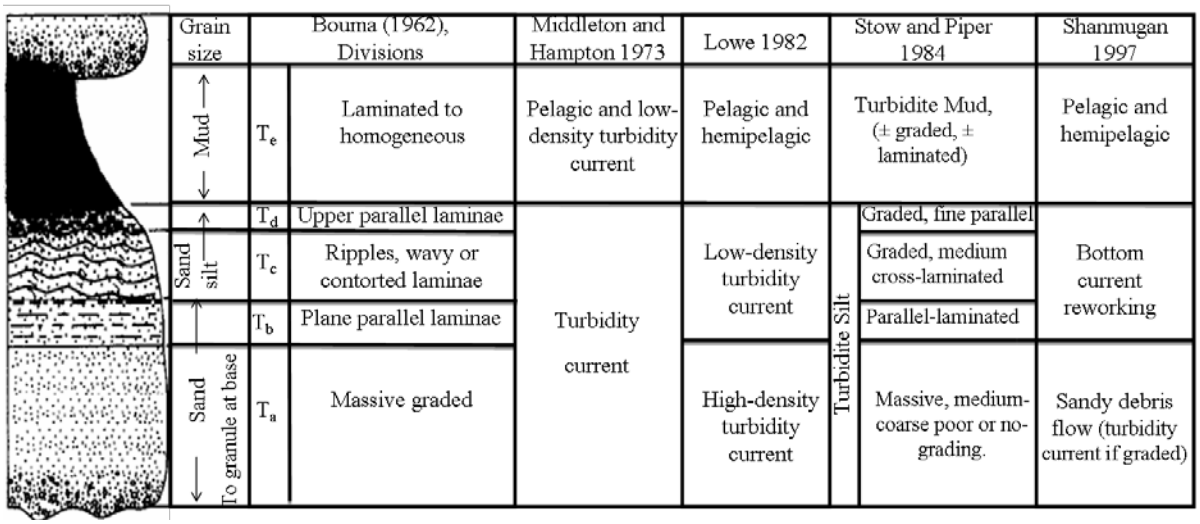


Figure I-14: Séquence de Bouma montrant les divisions de T_a à T_e interprétée par d'autres auteurs. L'intervalle T_e est interprété comme dépôts pélagiques à hémipélagiques ou comme une turbidite fine. Le reste de la séquence a pour origine les courants de turbidité: modifié d'après Shamnugan (1997).

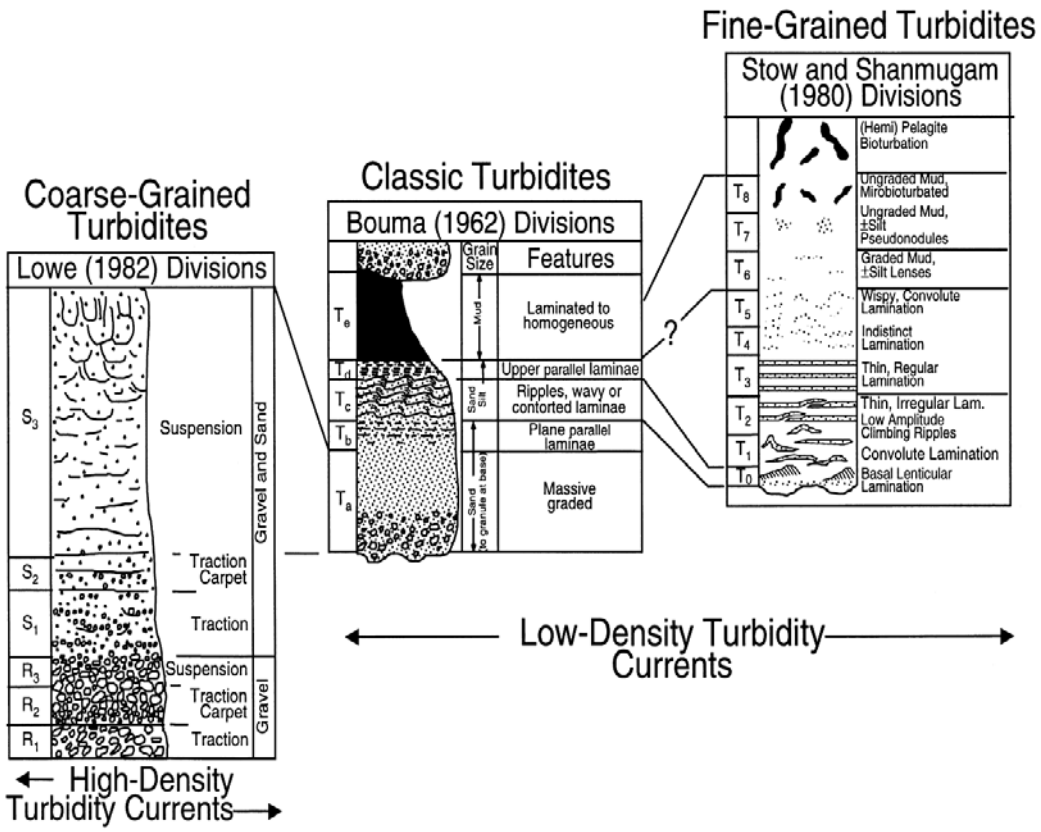


Figure I-15: Description de la séquence de dépôts de Bouma complétée par les turbidites grossières et fines (Shanmugam, 2000).

I.3.2.2.2. Hyperpycnites

Un courant hyperpycnal se différencie d'un courant de turbidité classique par la concentration, la durée et l'alimentation continuelle de l'écoulement le long du trajet (Mas, 2009; Mulder and Syvitski, 1995). Le courant hyperpycnal est moins concentré qu'un courant de turbidité (Mulder and Alexander, 2001). Cette faible concentration fait de lui un courant plus lent (Alexander and Mulder, 2002). Selon qu'il est produit par une crue, le dépôt associé permet de reconstruire l'évolution de la crue (Fig. I-16).

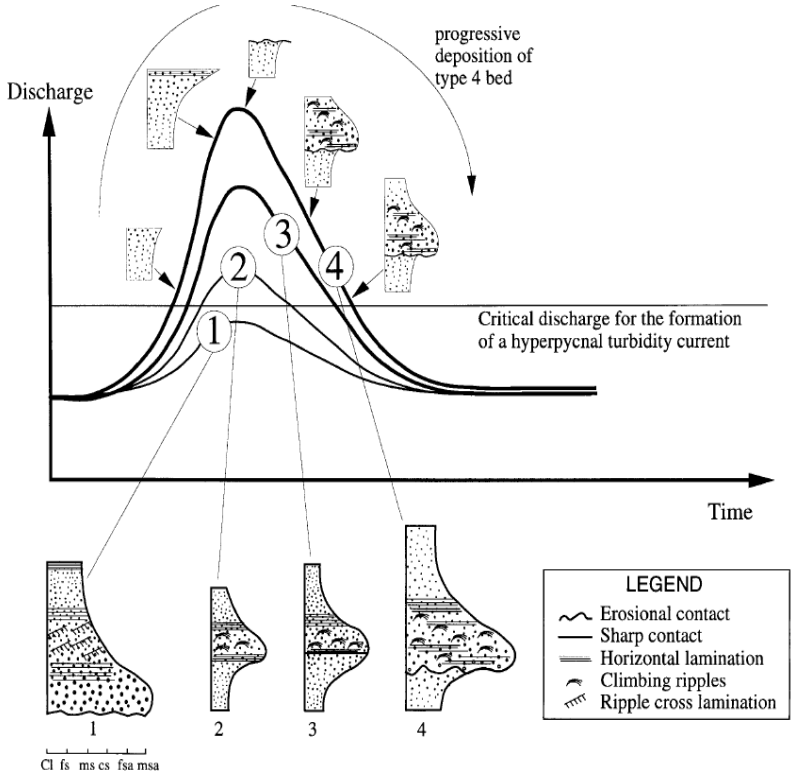


Figure I-16: faciès et séquences de dépôts en fonction de l'amplitude de la crue d'un fleuve (Mulder et al., 2001), le détail dans le texte.

Ce dépôt, est appelé hyperpycnite (Mulder et al., 2001). Une séquence type reflète la phase de montée en charge sédimentaire de la crue, marquée par un granoclassement inverse, et une phase de descente en charge marquée par un granoclassement normal. On identifie ainsi la phase de crue au cours de laquelle la vitesse de l'écoulement augmente progressivement, ainsi que la taille des particules déposées, jusqu'à un seuil qualifié de pic de crue. Après ce pic, la vitesse de l'écoulement diminue, c'est la phase de décrue. La transition entre la phase de crue et la phase de décrue est fonction de l'intensité de la décharge fluviatile et peut-être progressive (courbe 2), nette (courbe 3) ou érosive (courbe 4). Tout comme la séquence de Bouma, les hyperpycnites ne sont pas toujours complètes, ce qui suscite souvent des difficultés d'interprétations. En effet, lors du pic de crue, le courant peut-être suffisamment fort pour éroder la partie basale de la séquence (Fig. I-16), rendant cette dernière identique à la séquence de Bouma (1962). Il est également possible d'identifier des hyperpycnites argilo-silteuses aussi caractérisées par une phase de hausse et de baisse d'intensité du courant (Soyinka and Slatt, 2008). Elles sont très complexes à reconnaître et s'étendent généralement sur des épaisseurs réduites (de l'ordre de quelques centimètres).

I.4. Les systèmes turbiditiques

Les systèmes turbiditiques sont de grandes accumulations sédimentaires pouvant s'étendre jusqu'aux plaines abyssales. Comme leur nom l'indique ils sont d'abord la résultante de l'accumulation de turbidites. La taille, la morphologie, la structure et le contenu lithologique de ces systèmes sont très variés. Plusieurs classifications permettant de les caractériser ont été proposées, parmi lesquelles, la classification de Reading et Richards (1994). Elle est basée sur la taille dominante des grains (boue, sable, graviers), en relation avec la morphologie du bassin versant et sur le mode d'alimentation, ponctuel (Delta et estuaire) ou multiple (rampe) ou sur une simple pente. Cette classification permet de definir 9 principaux types de systèmes parmi lesquels les systèmes alimentés par une source ponctuelle et à dominante argileuse (Rhône). Cependant, du point de vue de leur structure et morphologie on peut simplifier la classification en 2 types principaux : les systèmes à grains grossiers, riches en sables (Fig. I-17a) et les systèmes à grains fins riches en boue silto-argileuse (Fig. I-17b) (Bouma, 2004). Pour les deux types, une distinction est encore faite entre système chenalisé et système non chenalisé (Ducassou, 2006). Dans le cas d'un système chenalisé (concerné par notre étude), le type de particule transporté à travers le chenal dépend de la sinuosité et du gradient de pente de ce dernier (Clark et al., 1992). Sur cette base, les systèmes à grains grossiers seront associés à un chenal de faible sinuosité avec un fort gradient tandis que les systèmes à grains fins correspondront à une faible sinuosité et un faible gradient de pente. Des plus anciens en affleurement (Mutti, 1992; Walker, 1978; Webb, 1981) aux plus récents ou encore actifs en milieu marin (Babonneau et al., 2002; Khripounoff et al., 2003), les systèmes turbiditiques ont longtemps été étudiés afin d'en comprendre la structure et les facteurs contrôlant leur activité (Covault and Graham, 2010; Covault et al., 2010; Ducassou, 2006; Jorry et al., 2011; Toucanne et al., 2012). Cet intérêt peut s'expliquer par le potentiel qu'ils représentent en terme de réservoir d'hydrocarbure (Mayall et al., 2006; Wynn et al., 2007) à l'exemple de l'exploitation pétrolière dans le Golfe du Mexique et de Guinée. Pour l'année 2002 par exemple, près de 58 million de barils de pétrole ont été découverts dans 18 bassins (Pettingill and Weimer, 2002).

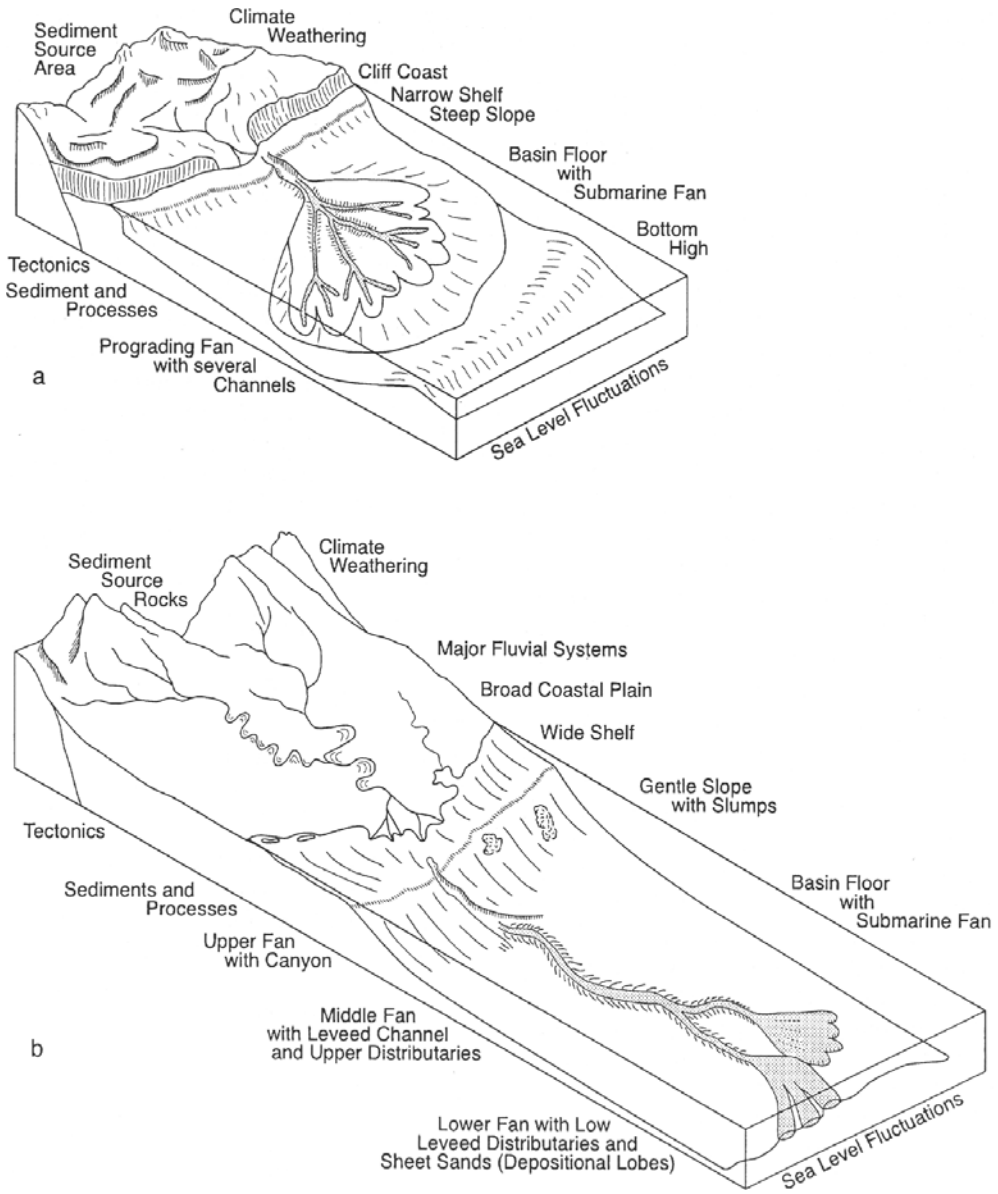


Figure I-17: Représentation schématique des deux types de systèmes turbiditiques chenalisés: a) système à grain grossier et b) système à grain fin (Bouma, 2004).

Les nombreuses études récentes sur les dépôts des systèmes turbiditiques ont révélé qu'ils étaient également des archives climatiques importantes. Les classifications proposées (Piper and Normark, 2001; Reading and Richards, 1994) ainsi que les modèles conceptuels des systèmes turbiditiques illustrent bien la complexité de ces systèmes. La morphologie des systèmes turbiditiques est la conséquence de l'interaction entre les différents facteurs de contrôle internes et externes ou primaires et secondaires (Bouma, 2004).

I.4.1. Morphologies et éléments architecturaux

Des deux types de systèmes présentés ci-dessus (Fig. I-17), le système chenalisé à dominante argileuse est celui qui correspond au mieux à notre système. Par conséquent, tout ce qui sera présenté par la suite ne concernera que ce type de système.

Les systèmes à dominante argileuse présents sur les marges passives sont situés au débouché d'une source sédimentaire relativement abondante et régulière, comme les fleuves. Les éléments architecturaux qu'on y retrouve communément sont (Fig. I-18) : le canyon et le chenal-levées. La partie la plus distale du système correspond à des dépôts de lobes terminaux ou distaux.

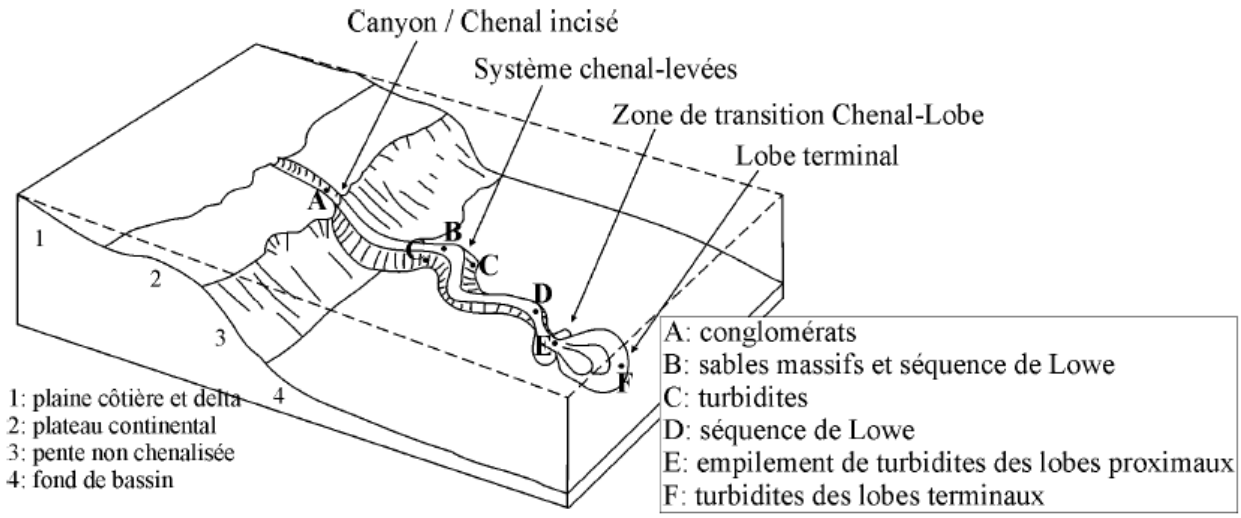


Figure I-18: Schéma d'un système turbiditique de type chenalisé et les types de dépôts rencontrés (Galloway, 1998; Reading and Richards, 1994) modifié par Mas (2009).

I.4.1.1. Les canyons

Les canyons jouent un rôle majeur dans les transferts sédimentaires terre-mer car ils sont des corridors qui permettent aux sédiments fluviatiles de transiter rapidement et efficacement du plateau continental vers le pied de pente et la plaine abyssale. L'efficacité dans ce transfert dépend de sa connexion avec la source sédimentaire et de l'influence du niveau marin. On distingue deux types de connexions: (1) la tête de canyon directement connectée avec l'embouchure des fleuves (canyon du Var ou du Zaïre) et (2) le canyon séparé du fleuve par un plateau continental (canyons du golfe du Lion, Amazone, Danube). Dans le premier cas, le fleuve est la principale source sédimentaire et le canyon reste actif même en période de haut niveau marin. La proximité avec la source va ainsi permettre une activité

importante au sein des canyons (Pratson et al., 1994). Pour les canyons en rebord de plateau continental, une connexion directe avec les apports des fleuves est possible pendant les périodes de bas niveau marin (Covault, 2011; Popescu et al., 2004). Toutefois, en haut niveau marin, ces canyons peuvent encore être actifs, activité favorisée par les processus hydro-sédimentaire sur le plateau et la pente continentale (Canals et al., 2006; Lastras et al., 2007; Palanques et al., 2006). Morphologiquement, le canyon est une profonde incision en forme de «V» ou «U» de la pente continentale pouvant remonter jusqu'au rebord du plateau continental selon sa maturité (Farre et al., 1983; Shepard, 1981). Si l'occurrence et les processus d'initiation et de développement des canyons sur les pentes continentales ne sont pas nécessairement bien compris, leur morphologie est la conséquence de la composition des sédiments qui y transitent et le fruit d'une longue évolution dans le temps. Cette évolution est marquée par plusieurs phases d'érosions et dépôt façonnant les grands traits morphologiques du canyon (Baztan et al., 2005; Lastras et al., 2007; Twichell and Roberts, 1982). L'un de ces grands traits est la présence d'une incision axiale appelée thalweg (Babonneau et al., 2002; Berné et al., 1999; Gaudin et al., 2006; Lastras et al., 2007; Torres, 1995), interprétée comme la conséquence de l'effet érosif des courants de turbidité de forte densité qui y transitaient (Baztan et al., 2005; Huang et al., 2014; Popescu et al., 2004). Développé en période de bas niveau marin, le thalweg est la preuve d'une connexion entre le canyon et un système fluviatile. Si l'érosion permet l'approfondissement du canyon, les dépôts liée au débordement des courants vont entraîner l'édification de levées (Andrews and Hurley, 1978) dont l'aggradation résulte de la succession de débordement des courants de turbidité. Un canyon peut avoir un relief élevé pouvant atteindre les 1 km comme dans le cas du système du Zaïre (Babonneau et al., 2002), ou sur la marge catalane (Andrews and Hurley, 1978). Ces reliefs imposants, sont le lieu d'instabilités, favorisant les glissements et donc l'extension latérale du canyon. La morphologie de la vallée principale des canyons évolue entre un aspect rectiligne et un aspect sinueux que Twichell et Roberts (1982) associent à l'âge des canyons. Ainsi, la sinuosité du canyon indique une certaine évolution du canyon dans le temps en lien avec les courants qui y transitent. Durant la période d'activité du canyon, les courants de turbidité seront liés aux effondrements en masse sur le rebord du plateau, la pente ou sur les apports directs du fleuve. Une fois inactif, généralement à cause d'un éloignement par rapport à la source, la sédimentation pélagique devient dominante.

I.4.1.2. Le complexe chenal-levée

La dynamique des courants de turbidités se caractérise par des phases d'érosion et des phases de dépôts associées à la fluctuation de la pente. Les dépôts de sédiments répétés sur les bords de l'écoulement construisent des accumulations sédimentaires appelées levées. Leur édification va induire une auto-chenalisation des courants de turbidité formant ainsi un système chenal-levée dans la continuité du canyon. Ce complexe ainsi initié sera entretenu par les courants de turbidité via les processus d'érosion et de dépôt. Le complexe chenal-levée est un élément morphologique commun des systèmes turbiditiques (Var, Indus, Danube, Zaïre, Amazone...). Ils représentent les principaux conduits sédimentaires en milieu profond et sont responsables de l'édification de larges systèmes de dépôts (Kane et al., 2010). Les complexes chenaux levées se distinguent par la présence de deux levées conjuguées pouvant être symétriques (Babonneau et al., 2002; Flood et al., 1991) ou asymétriques (Droz, 1983; Droz et al., 2006; Migeon et al., 2000; Torres, 1995). Les notions d'aggradation et d'incision permettent de distinguer les complexes chenaux-levées entre eux. Ils sont qualifiés d'aggradants quand la profondeur du chenal diminue simultanément avec l'augmentation des levées : type Amazone (Flood et al., 1991). Le type Zaïre (Babonneau et al., 2002) ou Bengale (Hübscher et al., 1997) correspond à l'approfondissement du chenal par l'érosion du fond du chenal. L'aggradation ou l'érosion du chenal se fait en réponse au changement dans les propriétés du courants de turbidité comme : la taille, la densité et/ou la granulométrie (Kneller, 2003). La circulation de ces courants, plus abondant en période de bas niveau marin, a fortement influencé l'évolution des systèmes turbiditiques conduisant à des morphologies très complexes. La morphologie des systèmes comme ceux de l'Amazone, du Zaïre du Bengale, du Mississippi, de l'Indus, du Rhône et bien d'autre encore en est l'exemple. Cette morphologie peut se caractériser par un chenal sinueux incisé par un thalweg lui aussi sinueux. Pour les complexes chenaux-levées des système turbiditiques dominés par des sédiments fins (*mud-rich system*), cette sinuosité y est particulièrement développée (David C. Twichell et al., 1996; Piper and Deptuck, 1997).

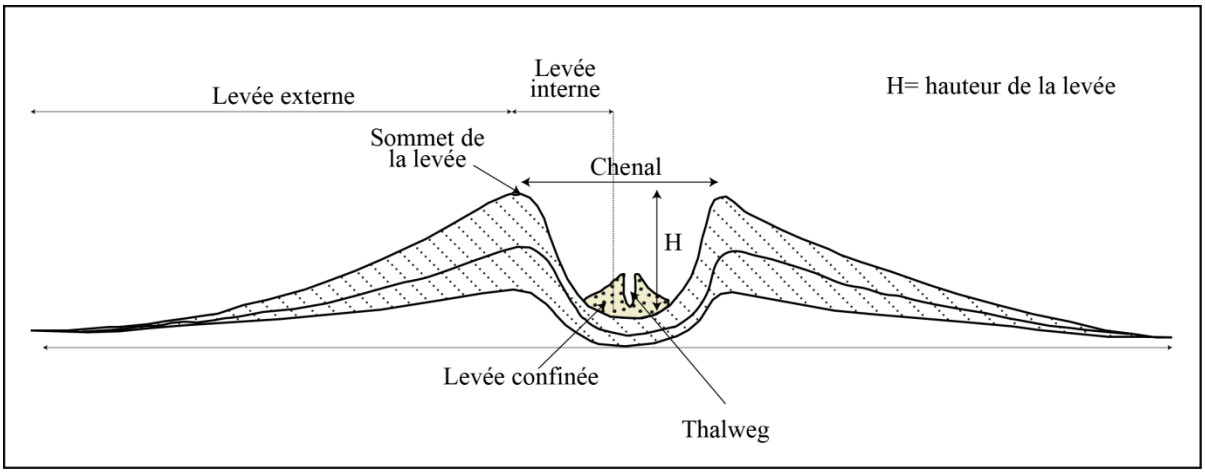


Figure I-19: Présentation schématique d'un complexe chenal-levée illustrant les éléments architecturaux, modifié d'après Kane et al (2007).

L'évolution de cette complexité morphologique est clairement visible d'amont en aval dans les systèmes turbiditiques du Congo (Babonneau et al., 2002), du Danube (Popescu, 2002) et du Rhône et est marquée une diminution de la sinuosité d'amont en aval. On y distingue comme éléments architecturaux (Fig. I-19), un chenal bordé par de levée (quelques centaines de mètres) et incisé par un thalweg méandriforme. Les levées du thalweg sont confinées entre les levées du chenal. D'amont en aval, la hauteur des levées ainsi que la sinuosité du chenal diminuent pendant que le thalweg aggrade (Fig. I-20). Cette évolution peut conduire à la disparition du chenal principal, le thalweg devient alors le chenal principal comme dans le cas du Rhône (Droz, 1983; Droz et al., 2006; Fanget, 2009; Torres, 1995).

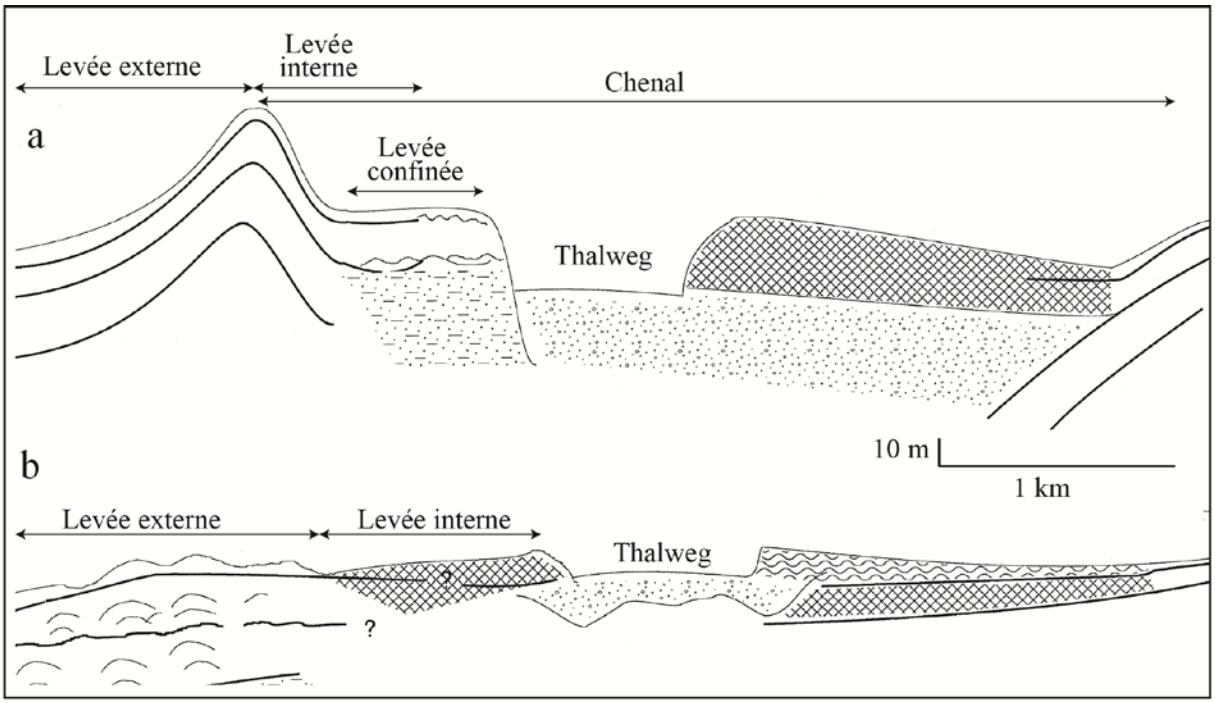


Figure I-20: Vu schématique de l'évolution morphologique d'un complexe chenal-levée d'amont (a) en aval (b) adapté d'après Piper et al (1999).

D'autres accumulations sédimentaires associées aux courants de turbidités, connues sous le nom de ride sédimentaire, sont également visibles en pied de pente et sur le glacis continental. D'après les exemples que nous connaissons en Méditerranée (ride du Var ou Pyrénéo-Languedocienne), elles correspondent à un hyper-développement d'une levée du chenal ou d'un flanc du canyon en lien avec les débordements des courants de turbidité (Berné et al., 1999; Jallet and Giresse, 2005; Jorry et al., 2011).

I.4.1.3. Les lobes distaux

L'extrémité d'un chenal-levée se caractérise par une diminution de la hauteur des levées qui induit une diminution puis une disparition du confinement des courants de turbidité. Cela aboutit à une perte d'énergie des courants, à leur arrêt et au dépôt de leur charge sédimentaire. Cette transformation, qui peut être plus ou moins progressive, se traduit par des épandages de sédiment et/ou des bifurcations (avulsions) fréquentes de chenaux peu profonds et qui aboutissent à une morphologie de dépôts divergente appelée « lobe ». Initialement utilisé pour décrire les corps sableux au débouché d'un complexe chenal-levée (Normark, 1970), ce terme correspond actuellement à la zone de dépôt la plus distale dans un système turbiditique. Les lobes peuvent être attachés ou détachés du chenal qui les alimente (Mutti and Normark, 1987; Van der Merwe et al., 2014). Cette distinction repose sur l'existence ou non d'une zone de transition chenal-lobe (CLTZ) qui dépend de la nature du sédiment transporté par les courants de turbidité (Mutti and Normark, 1987; Wynn et al., 2002).

Pour les lobes attachés, la CLTZ est absente à cause d'une forte baisse de la turbulence du courant conduisant à un dépôt rapide (Mutti and Normark, 1987) (Fig. I-21). Van der Merwe (2014) parle d'une continuité physique et d'une connectivité entre les apports du chenal et les dépôts du lobe. Associé à un courant transportant essentiellement du sable avec une faible proportion de particule fine, les lobes qui en résultent sont sableux, non chenalisés, et correspondent bien à la définition initiale de corps sableux au débouché d'un chenal (Mutti and Normark, 1987; Normark, 1970).

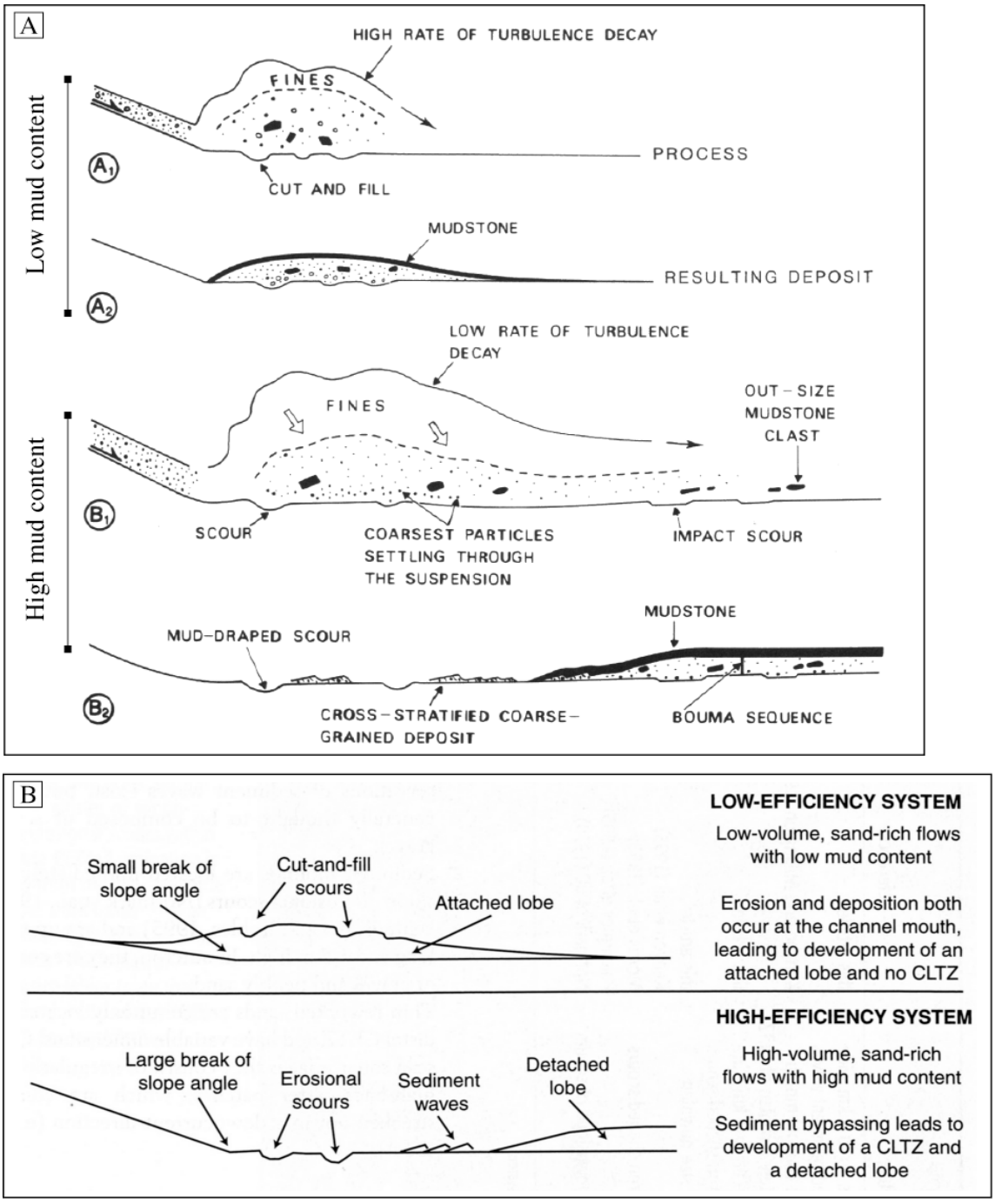


Figure I-21: Distinction entre un lobe attaché et un lobe détaché : (A) processus et marqueurs d'érosion et de dépôts en fonction de la teneur en particules fines (argile) et grossière (sable) d'un écoulement (Mutti and Normark, 1987) ; (B) Coupes longitudinales schématiques représentant, en fonction du volume et de la proportion d'argile d'un écoulement (Wynn et al., 2002) modifiés d'après Jégou (2008).

Les lobes détachés montrent une CLTZ lié à une faible diminution de la turbulence du courant, qui empêche le dépôt des particules fines (Fig. I-21). Cette zone qui marque la transition entre le complexe chenal-levée et les lobes va être une zone d'érosion (Wynn et al., 2002) ou de non-dépôt où seuls des sédiments grossiers s'y déposeront. Ce processus répété dans un intervalle de temps assez long conduit à un éloignement important entre le chenal et

le lobe en raison de l'allongement de la CLTZ (Mutti and Ricci Lucchi, 1975). Dans le cas des lobes détachés, les courants de turbidité transportent un sédiment à dominante argileuse qui conduisent à des lobes chenalisés, dont les chenaux et microchenaux montrent des dépôts sableux (Bonnel, 2005). Les travaux sur les lobes du Zaïre, du Var (Bonnel, 2005) et du Mississippi (Twichell et al., 1992) ont révélé l'importance de la chenalisation et du confinement dans ces lobes distaux. Pour des systèmes confinés comme le Zaïre ou le Néofan du Rhône, la sédimentation se caractérise par des dépôts fins tandis que pour les systèmes non confinés, le sédiment est plus grossier.

L'architecture des lobes permet de distinguer des lobes isolés ou groupés (Stow and Mayall, 2000) ne s'associant pas systématiquement aux notions attaché/détaché. En ce rapportant à la hiérarchisation des lobes (Mulder and Etienne, 2010; Prélat et al., 2009), le lobe isolé correspondrait à un élément de lobe au sens unitaire, et les lobes groupés à un lobe, un système ou un complexe de lobe (Fig. I-22). Selon Gardner et al (2003), les lobes groupés résultent des migrations de la CLTZ dans le temps. À cause de la présence de la CLTZ ils sont considérés comme des lobes détachés comme le montrent Van der Merwe et al (2014) en parlant de « complexe de lobe détaché ». Les lobes isolés pourraient correspondre au premier lobe formé après l'avulsion (avulsion lobe de Flood et al (1991)) ou encore au lobe précurseur (Jegou, 2008).

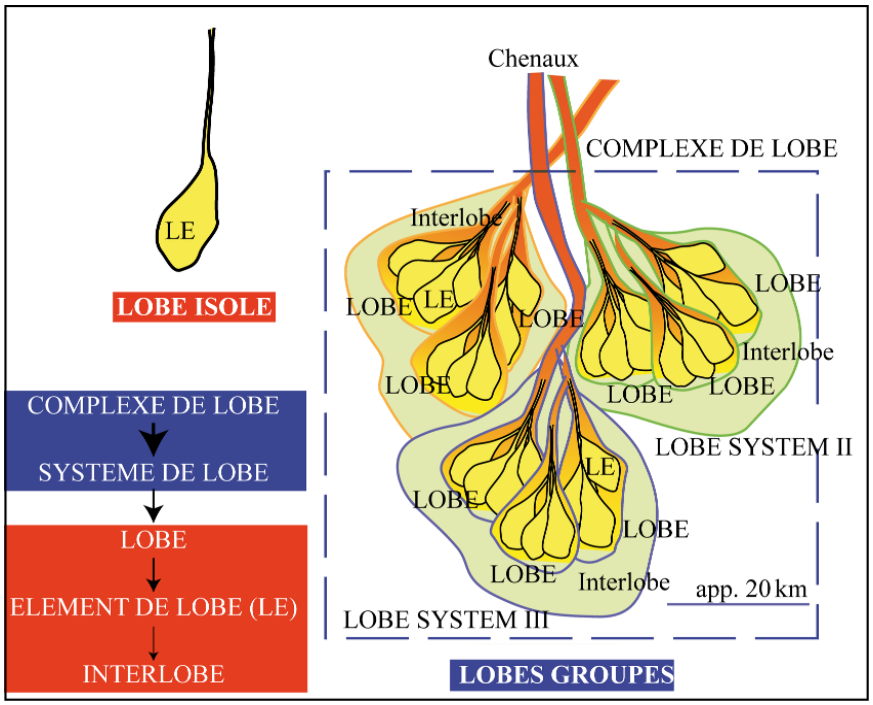


Figure I-22: Présentation architecturale des lobes groupés et isolés ainsi que la nomenclature utilisée. Figure modifiée d'après Mulder and Etienne (2010).

I.4.2. Les facteurs de contrôle sur l'évolution des systèmes turbiditiques

La tectonique, le climat, la variation du niveau marin ainsi que les processus sédimentaires au sein du système, contrôlent le fonctionnement des systèmes turbiditiques (Bouma, 2004). Ils peuvent être classés en deux principaux types de contrôle dits interne et externe, ou encore autogénique et allogénique (Cecil, 2003). L'impact de chacun de ces facteurs varie d'un système à l'autre (Bouma, 2000).

I.4.2.1. Le contrôle autogénique

La connexion du système turbiditique avec la source sédimentaire joue un rôle majeur dans la régulation du flux sédimentaire délivré au système turbiditique. Cette connexion va dépendre de la taille du plateau ou de l'incision du canyon. Ce trait morphologique du système turbiditique influe sur les conditions favorables à son fonctionnement. Ainsi, pour des plateaux très réduits comme le Var (Migeon et al., 2006; Mulder et al., 1997; Savoye et al., 1993) ou des canyons l'incisant profondément tel le Congo (Babonneau et al., 2002; Khripounoff et al., 2003), le système reste actif même en haut niveau marin. En revanche, pour des systèmes à large plateau continental comme le système du Danube, la remontée du niveau marin arrête les apports sédimentaires vers le système. Sur la répartition des sédiments dans le système turbiditique, d'autre trait morphologique sont à prendre en compte.

La profondeur du chenal influe sur le débordement latéral des courants de turbidités en les confinant. Du canyon aux lobes distaux, le confinement est une notion importante permettant de comprendre la localisation des zones de dépôt turbiditique. Le débordement des écoulements sur les levées et terrasses implique que leur hauteur est supérieure à ces obstacles. Pour des hauteurs d'obstacle plus importantes, le courant reste confiné ou peut développer des levées confinées (Babonneau et al., 2002; Kane et al., 2010; Mas, 2009).

La sinuosité dépend fortement de la migration latérale du chenal, qui peut varier aussi bien à l'échelle du système qu'à l'échelle du méandre (Kolla et al., 2001). Associée à la pente du chenal, elle va modifier la vitesse, la turbulence et l'énergie des courants de turbidité qui y circulent, conduisant à leur déversement par des processus de *stripping* ou *spilling* (Fig. I-24) (Clark and Pickering, 1996; Hiscott et al., 1997; Piper and Normark, 1983). Ces processus de débordement de courant de turbidité sont importants dans le développement et le maintien des complexes chenal-levées. Les débordements de type flow spilling (*overbanking ou overspilling*) se produit le long du système quand la hauteur de l'écoulement dépasse celle des levées (Fig. I-23a). En revanche le type *flow-stripping* (ou splitting) se produit

préférentiellement au niveau des méandres (Fig. I-23b) conduisant à des dépôts épais de granulométrie importante (Straub et al., 2011). Ce processus est particulièrement influencé par la force centrifuge qui favorise le débordement à l'extérieur de la concavité du méandre, et par la force de Coriolis qui accentue le dépôt et l'érosion sur le flanc droit du chenal (dans l'hémisphère nord). La sédimentation va combler l'espace disponible au sein du système et influencer la forme de celui-ci. Pour la forme des lobes distaux par exemple, on distinguera la forme allongée et la forme étalée selon l'intensité de la contrainte latérale qui limite l'espace disponible (Jegou et al., 2008). La création d'espace disponible est influencée par les facteurs de contrôle externes comme la subsidence et le niveau marin. Une contrainte supplémentaire peut être apportée par les morphologies préexistantes créant un confinement topographique (Jegou, 2008; Mulder, 2011).

L'enregistrement sédimentaire sur les levées va être caractérisée par des turbidites argilo-silteuses généralement laminées T_d et T_e (Bouma, 1962). Sur les levées externes, l'interaction entre le courant et la morphologie peut développer des vagues de sédiment (*sediment wave*) comme sur la ride du Var (Migeon et al., 2000), la ride Pyrénéo-Languedocienne (Berné et al., 1999; Jallet and Giresse, 2005) ou encore dans le complexe chenal-levée du Toyama (Nakajima et al., 1998). Elles sont associées à une augmentation de la capacité de débordement du courant en lien avec une baisse du confinement (Kane et al., 2010). Cette baisse est liée à une perte de relief entre le fond du chenal et le sommet des levées, généralement associée à une sédimentation plus importante dans le chenal que sur les levées.

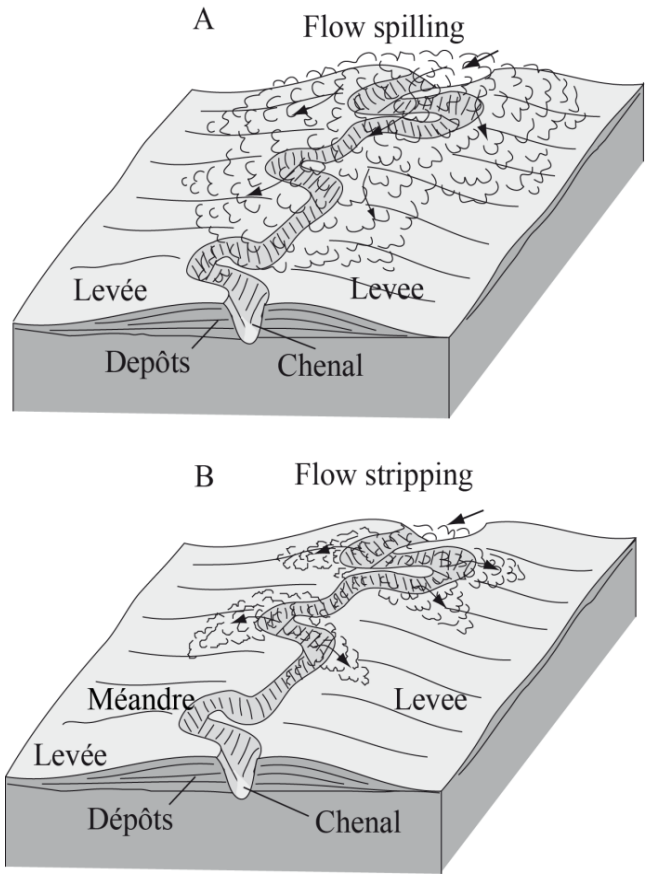


Figure I-23: Vu 3D des débordements de types A) spilling (Hiscott et al., 1997), B) stripping (Piper and Normark, 1983). La direction de l'écoulement est donnée par les flèches (Babonneau 2002 in Mulder 2011).

I.4.2.2. Le contrôle allogénique

Des facteurs externes déterminent l'évolution des systèmes turbiditiques en y contrôlant la qualité et la quantité de sédiment acheminé en pied de pente (climat, niveau marin, tectonique) et en contrôlant l'espace disponible pour le dépôt des sédiments (tectonique). Ces paramètres agissent à des échelles de temps variables allant de l'événementiel à l'échelle géologique (Posamentier, 1988; Vail, 1987; Vail et al., 1977).

I.4.2.2.1. La tectonique

Bouma (2004) la définit comme étant un facteur majeur qui influence la totalité du système depuis la source jusqu'au dépôt-centre. Les systèmes turbiditiques peuvent se développer dans différents contextes tectoniques définissant plusieurs types de marges (Stow et al., 1983). Deux grands types se distinguent à savoir les marges passives et les marges actives. Les marges actives (Ceinture de feu du Pacifique, Fosse de Manille, Indonésie…) sont des zones de forte activité tectonique marquées par des mouvements verticaux et horizontaux élevés (1 $m.ka^{-1}$ ou 1 $km.Ma^{-1}$, Fig. I-24) le long d'un plan de faille. Les marges

passives (Golfe du Mexique, Golfe du Lion ou Marges Atlantiques) se caractérisent par une faible activité tectonique, les taux de subsidence entre 10 et 250 m.Ma^{-1} (Fig. I-24). Dans ce type de marge caractéristique de notre zone d'étude, le développement des systèmes turbiditiques est contrôlé par le flux sédimentaire qui est supérieur à la subsidence (Stow et al., 1983). Par son influence (via la surrection) sur les reliefs dans le bassin versant, la tectonique va cependant contrôler l'érosion et le flux sédimentaire. Ce processus répond à l'établissement des conditions d'équilibre entre la topographie et l'activité tectonique (Allen, 2008) qui dépend de l'intensité de l'érosion. Pour des régions à haut relief, les taux de dénudation sont plus élevés de l'ordre 1 m.ka^{-1} (Stow et al., 1983) ou 2,7 m.ka^{-1} pour l'Himalaya (Vance et al., 2003). Tandis que dans des régions à faible reliefs, la dénudation est de l'ordre de 0,01 à 0,1 m. ka^{-1}.

La réactivité du système aux changements tectoniques correspond à des échelles de temps géologiques entre 0,1 à 1 Ma pour les zones tectoniquement actives et des échelles de temps plus longues pour les marges passives (Allen, 2008; Stow et al., 1983). Sur une échelle de temps de quelques milliers d'années, les variations induites par la tectonique n'influencent pas l'enregistrement turbiditique.

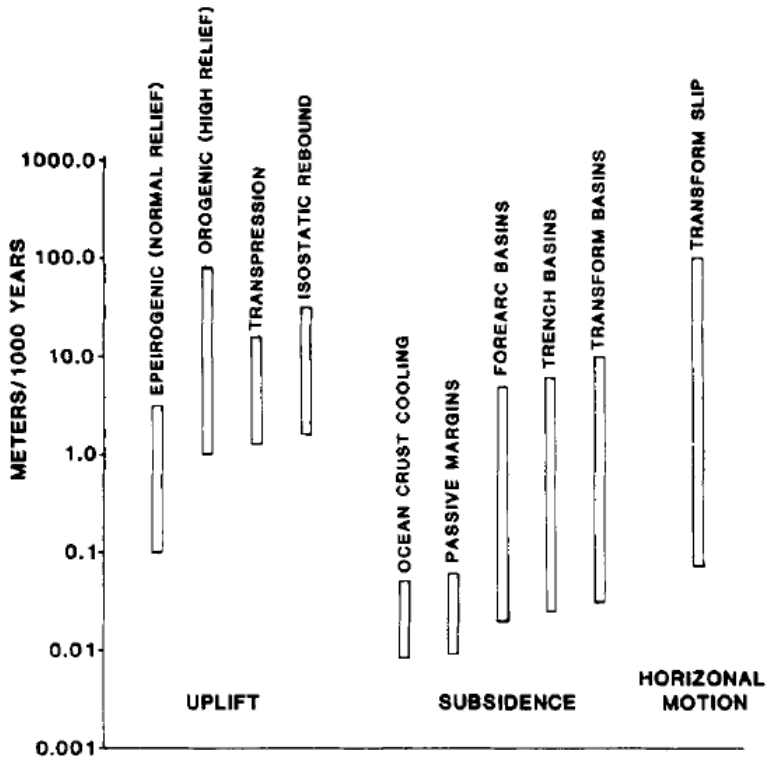


Figure I-24: Comparaison des taux tectoniques de surrection, de subsidence et de mouvements horizontaux (Stow et al., 1983).

I.4.2.2.2. Le climat

Les changements climatiques induisent des fluctuations importantes dans la quantité et la composition des apports en sédiments fluviaux (Cecil, 2003). En effet, les précipitations, l'érosion et la production de sédiment sont étroitement liées au type de climat, et par conséquent exercent un contrôle sur le type de matériel qui arrive dans les bassins profonds. La production sédimentaire dépend de l'exposition des sols aux agents d'érosions que sont les précipitations, les glaciers et les vents. Ainsi, selon les conditions climatiques (aride, humide, glaciaire ou interglaciaire), le taux de dénudation des sols varie considérablement. Hinderer et al (2001) estiment dans les alpes des taux entre 250 et 1060 $mm.ka^{-1}$ au cours de la dernière période glaciaire, contre 30- 360 $mm.ka^{-1}$ actuel. Pendant les périodes glaciaires, le climat sec et froid et l'absence de végétation sont propices à l'érosion mécanique par les glaciers et les sédiments sont relativement grossiers. La production sédimentaire est importante, mais l'absence de précipitation rend le transport très peu efficace (Ducassou, 2006; Hinderer, 2001). En revanche, pendant la déglaciation, les flux sédimentaires sont plus importants à cause d'un transport dynamique lié à la fonte des glaciers et d'une production de sédiment importante. La quantification des flux sédimentaires à l'aide des taux de dénudation dans les bassins versants, se fait en grande partie via les mesures des nucléides cosmogoniques (^{10}Be) pour des intervalles de temps de 1 ka à 100 ka (Blanckenburg, 2006; Schaller et al., 2001; Schaller et al., 2002). Les taux obtenus sont estimés comme non affectés par les changements rapides du climat compte tenu de l'échelle de temps d'exposition des sédiments. La quantification des dépôts terrigènes à l'océan mondial, montre que la masse sédimentaire la plus élevée (30.10^{18} kg) est observé à partie du Pliocène (5 Ma) (Hay et al., 1988). Ceci s'expliquerait par une production sédimentaire plus importante et une efficacité du transport par les fleuves comme le montrent Hinderer et al (2001) pour les derniers 140 ka dans les Alpes. Selon Schaller et al (2002), au cours des derniers 30 ka l'érosion moyenne en Europe centrale est estimée entre 30 et 80 $mm.ka^{-1}$. Cette période a probablement enregistré des fluctuations rapides en lien avec la déglaciation. Les variations climatiques à haute fréquence sont enregistrées dans les sédiments marins par une activité turbiditique.

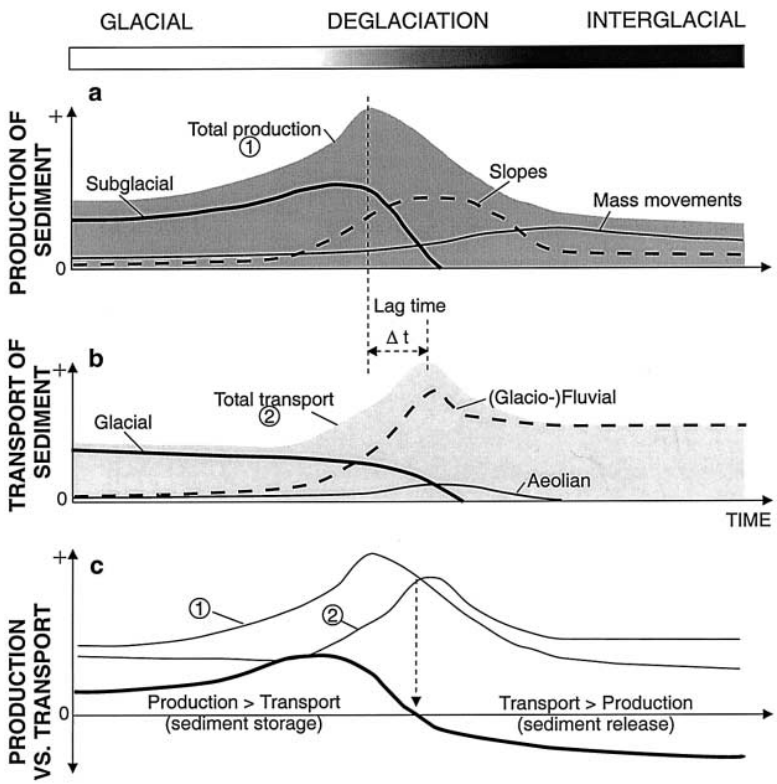


Figure I-25: Évolution temporelle de la production (a) et du transport (c) sédimentaire entre les périodes glaciaires, interglaciaire et pendant les transitions glaciaire-interglaciaires, (c) montre les phases de stockage et d'évacuation du sédiment (Church and Ryder, 1972) adapté par Hinderer et al (2001).

Les études menées dans le système turbiditique du Var (Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011) ou encore dans la mer du Japon (Nakajima and Itaki, 2007), montrent une activité turbiditique induite par des variations climatiques millénaires. Entre 30 et 16 ka le système turbiditique du Var enregistre des fréquences de turbidites de l'ordre d'un événement tous les 10 à 30 ans contre un évènement tous les 100 à 500 ans après 16 ka. Sachant que le système est directement connecté au fleuve, ces variations retracent l'activité des glaciers dans le bassin versant. Les travaux de modélisation de Kettner et Syvitski (2009) montrent également qu'au cours de cette période, les décharges liquides et solides des fleuves méditerranéens (Rhône, Pô et Têt), ont évolués sous l'influence de l'ablation des glaciers alpins.

I.4.2.2.3. Les fluctuations du niveau marin

Le niveau marin fluctue avec le volume d'eau dans les océans (eustatisme, lié au volume de glaces stockées dans les calottes et les glaciers et à la température moyenne des océans), et les mouvements verticaux des marges continentales (subsidence thermique, glacio- et hydro-isostasie). Ainsi, les fluctuations du niveau marin déterminent l'espace disponible à la sédimentation sur le plateau continental. En période de bas niveau marin (comme au

Dernier Maximum Glaciaire) le plateau est exondé et n'offre pas d'espace de sédimentation et les sédiments fluviatiles sont déversés dans un canyon pour alimenter le système turbiditique. Au cours de la remontée du niveau marin, les systèmes peuvent cesser de fonctionner où persister encore un certain temps (Ducassou, 2006). Cette persistance peut-être en lien avec un flux sédimentaire important ou des remobilisations sédimentaires sur le plateau par des phénomènes de *cascading* et les tempêtes (Canals et al., 2006; Dennielou et al., 2009; Palanques et al., 2006; Ulses et al., 2008). En période de haut niveau marin, comme actuellement, les systèmes turbiditiques développés au pied d'un plateau continental large (Amazone, Bengale, Mississippi, Danube, Rhône...etc.) sont inactifs car le plateau offre beaucoup d'espace pour le dépôt des sédiments fluviatiles et le développement de deltas et de prodelta. A l'opposé, les systèmes turbiditiques développés au pied d'un plateau continental étroit, (Zaïre, Var, La Jolla) sont actifs quel que soit le niveau marin (Khripounoff et al., 2003) car le plateau n'offre jamais d'espace disponible pour l'accumulation des sédiments fluviatiles. Par rapport aux variations du niveau marin les systèmes turbiditiques peuvent être classés en trois groupes (Covault and Graham, 2010): (1) les systèmes actifs en haut et bas niveau marin (Zaïre, La Jolla, Var, Toyama), (2) systèmes transgressifs (Bengale, Mississippi, Nil) et (3) les systèmes actifs en bas niveau marin (Amazone). Dans ce contexte, l'activité des systèmes du Var (mer Ligure) de Toyama (mer du Japon), est contrôlée par le climat et les fluctuations de production et de transport du sédiment dans le bassin versant. On peut également citer les « systèmes turbiditiques » dont les dépôts ont progradé jusqu'au rebord du plateau (e.g. Niger et Nil) et dont l'activité est également contrôlée par les fluctuations climatiques (Ducassou, 2006).

I.4.3. Les systèmes turbiditiques : archive des transferts sédimentaires terre-mer

Les évolutions majeures sur l'étude et la connaissance des systèmes turbiditiques profonds sont en grande partie liées à un intérêt économique car ils abritent des ressources en hydrocarbure très importantes (Pettingill and Weimer, 2002; Weimer et al., 2004). Les systèmes turbiditiques sont également des archives sédimentaires de l'histoire de la terre. Leurs sédiments recèlent quantité d'informations nécessaires à la compréhension et à la reconstruction des conditions climatiques, tectoniques et eustatiques (Covault, 2011; Covault et al., 2010). L'architecture et la composition sédimentaire des systèmes turbiditiques sont la conséquence de forçages externes et des processus sédimentaires (cf. paragraphe sur les facteurs de contrôle). La composition de la fraction terrigène déposée dans ces systèmes est la

conséquence de la production de sédiment dans le bassin versant et la dynamique du transfert. Dans le cas de systèmes réactifs comme le Var (Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011), La Jolla (Covault et al., 2010) ; le Zaïre (Khripounoff et al., 2003) ou le Toyama (Nakajima and Itaki, 2007), ils enregistrent les variations du flux de sédiment en rapport avec les conditions climatiques dans le bassin versant. La fonte des glaciers, les crues des fleuves ou l'érosion des continents sont ainsi enregistrés dans l'activité turbiditique du système. Les dépôts associés à ces systèmes représentent donc une archive sédimentaire à fort potentiel. Des approches multidisciplinaires et multiproxies permettent depuis quelques décennies de valoriser ce potentiel à différentes échelles de temps, y compris à l'échelle millénaire. Dans cette approche, l'une des grandes avancées dans l'étude des systèmes turbiditiques est l'intégration du facteur temps à l'échelle millénaire. En effet, les sédiments remobilisés, ceux déposés dans les systèmes turbiditiques étaient considérés impropres à toutes études paléoclimatiques. Cependant, au cours des dernières décennies, de nombreuses études ont révélé que le matériel hémipélagique entre les turbidites pouvait être utilisé pour des analyses isotopiques et faunistiques (Fig. I-26) (Bonneau et al., 2014; Henrich et al., 2010; Jorry et al., 2011; Lebreiro et al., 2009; Melki et al., 2009; Nakajima and Itaki, 2007; Pierau et al., 2010; Toucanne, 2008; Toucanne et al., 2008; Zaragosi et al., 2006) et que le matériel terrigène peut être utilisé pour y déterminer la source des sédiments et les processus d'érosion dans le bassin versant (Bonneau et al., 2014; Moreno et al., 2002; Revillon et al., 2011).

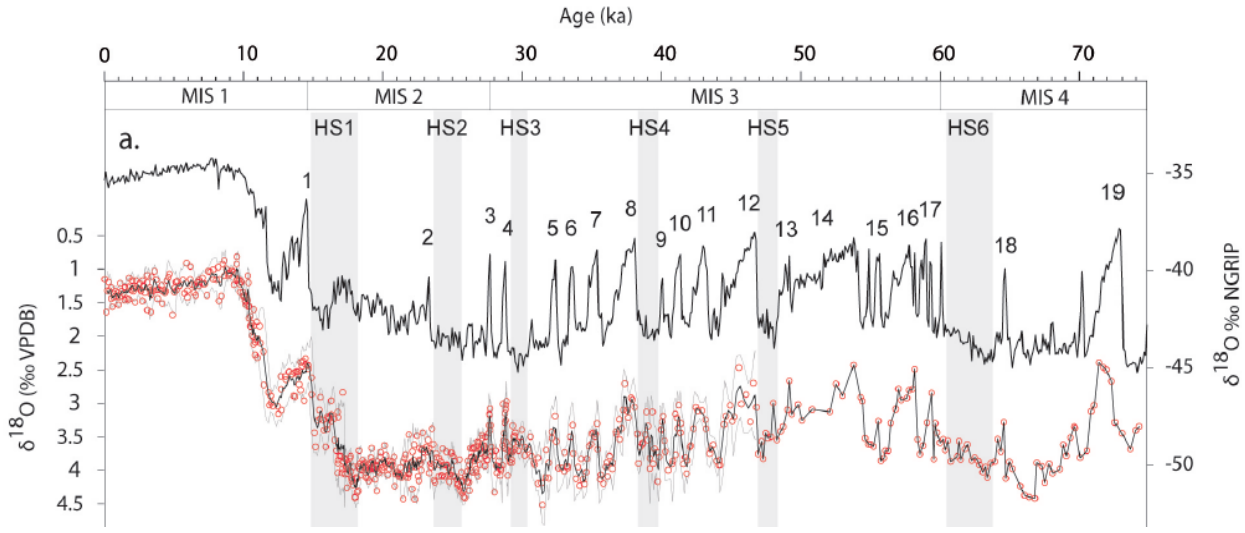


Figure I-26: Corrélation entre une courbe $\delta^{18}O$ composites des carottes turbiditiques du Var avec celle de la carotte de glace (NGRIP), (Bonneau et al., 2014).

Chapitre. II Cadre climatique et morpho-sédimentaire du système Rhône : de la source au système turbiditique

Introduction

Les apports sédimentaires sur la marge du Golfe du Lion sont largement liés à l'activité du Rhône et des fleuves pyrénéens et du Massif Central. Au cours du Dernier Maximum Glaciaire (DMG), leurs apports ont permis la construction de larges corps sédimentaires s'étendant depuis le pied de pente jusqu'à la plaine abyssale. Parmi ceux-ci, l'éventail turbiditique ou *deep-sea fan* du Rhône, qui forme, avec le canyon du Petit Rhône, le « Système turbiditique du Rhône (STR) ».

Avec un débit moyen d'environ 1708 ± 326 $m^3.s^{-1}$, le Rhône est le sixième plus large fleuve d'Europe, et constitue actuellement avec le fleuve Pô la plus importante source d'eau douce se déversant en Mer Méditerranéenne (Kettner and Syvitski, 2009). Dans le Golfe du Lion, il est le plus grand fleuve, et la principale source sédimentaire, soit environ 80% des sédiments déposés (Aloisi et al., 1977), c'est à dire environ 7.4 MT/an (Pont et al., 2002). Les études de Kettner et Syvitski (2009) montrent que pendant le DMG ce flux sédimentaire était plus important d'un facteur 12 que le flux actuel.

Comprendre la sédimentation dans le STR ainsi que les facteurs la contrôlant, implique de considérer le système de dépôt dans sa globalité c'est à dire de la source sédimentaire représentée par le bassin versant du Rhône jusqu'au système profond. Dans cette approche *source-to-sink*, la première partie de ce chapitre concernera le bassin versant du Rhône et se focalisera sur les aspects géologiques, morphologiques et climatiques qui le caractérisent.

II.1. Le bassin versant du Rhône

II.1.1. Contexte géologique et morphologique

Le Rhône prend sa source au Mont Gothard en Suisse à ~4000 m au-dessus du niveau de la mer (Torres, 1995). Il draine la région du Valais, et, au-delà du lac Léman, s'écoule entre le Jura les Alpes et le Massif central (Fig. II-1) (Coutterand, 2010; Olivier et al., 2009). Ces massifs font du bassin versant du Rhône un bassin montagneux d'environ 98 500 km^2, avec près de 50% du bassin culminant à plus de 500 m au-dessus du niveau marin. La charge sédimentaire transportée par le fleuve est constituée essentiellement d'argile et silts issus de la dénudation de ces massifs (Chamley, 1971).

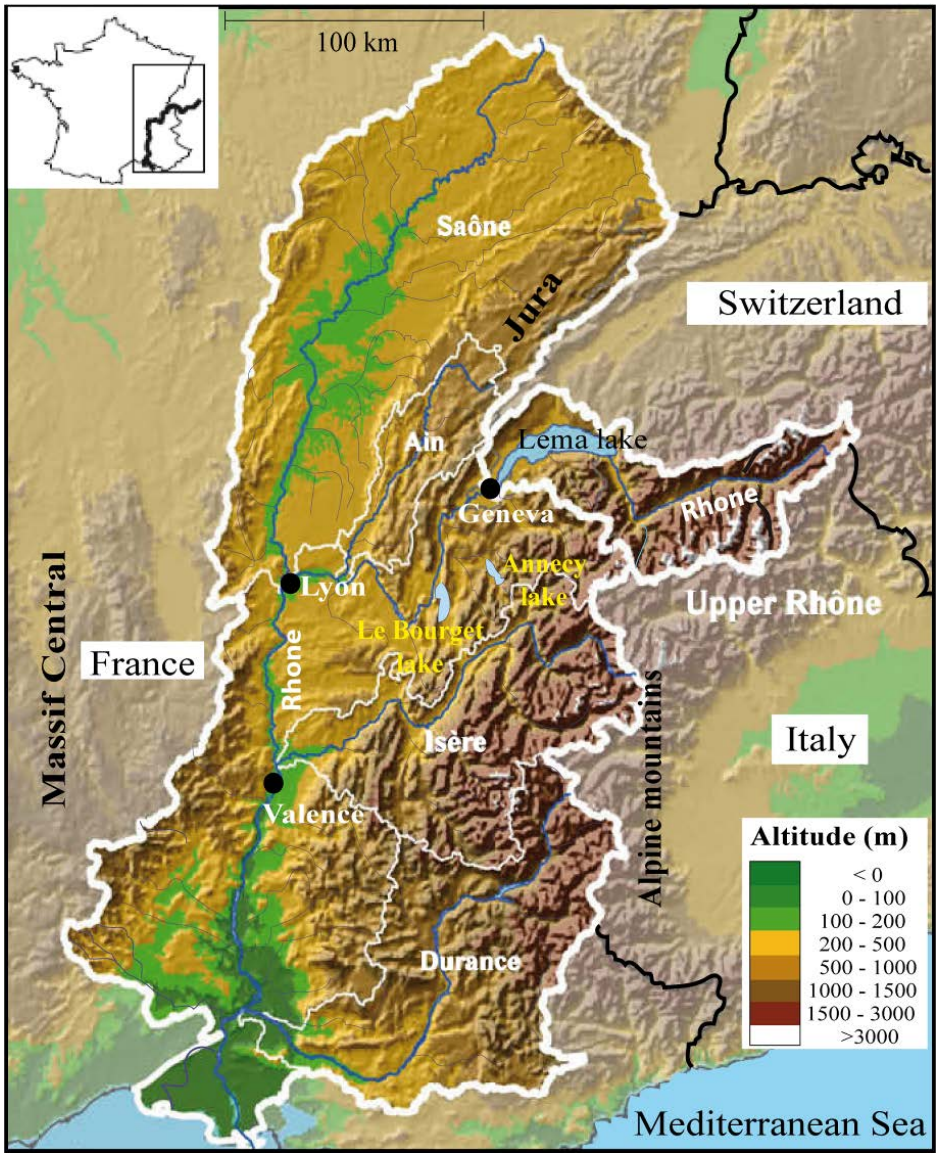


Figure II-1: Topographie et réseau hydrographique du bassin versant du Rhône modifiés d'après Olivier et al (2009).

II.1.1.1. Cadre géologique

L'importante hétérogénéité géologique, dont font mention Pont et al (2002) concernant le bassin versant du Rhône, est associée à la diversité des massifs qu'il recoupe (Fig. III-1). Les unités géologiques que le Rhône et ses affluents traversent (Alpes, Jura et Massif Central), sont en effet de nature sédimentaire, métamorphique et magmatique. Les Alpes bernoises sont essentiellement sédimentaires, alors que les Alpes valaisannes sont principalement cristallines (Olivier et al., 2009). On peut distinguer une zone externe représentée par le domaine continental Dauphinois plissé (pour la partie française) et une zone interne formée de matériel métamorphique (Besson, 2005; Coutterand, 2010; Manalt, 1998; Nomade, 2005). Les plateaux du Jura marqués par une tectonique due à un niveau de décollement dans les évaporites triasiques (Besson, 2005), sont essentiellement constitués de roches calcaires. Le Massif Central quant à lui est majoritairement composé de granites et de roches métamorphiques.

II.1.1.2. Cadre morphologique

La morphologie actuelle de la vallée du Rhône est principalement le résultat des glaciations du Würm et du Riss (Olivier et al., 2009). Les grands traits morphologiques de ce bassin sont constitués par l'ensemble des massifs qu'elle recoupe ainsi que les nombreuses dépressions qui jalonnent le parcours du fleuve et de ses affluents.

Les reliefs du bassin versant, qui peuvent être répartis en trois grands massifs, structurent fortement l'hydrologie. 1) Les chaînes alpines plus récentes (30 à 50 Ma) marquent la frontière Est particulièrement élevée par rapport à l'ensemble du bassin. On y rencontre des altitudes supérieures à 3000 m dont le point culminant est le Mont-Blanc qui s'élève à 4810 m. 2) Au nord-est, le Jura culmine à 1718 m au Crêt de Neige. 3) Le bassin versant comprend enfin à l'ouest la partie orientale du Massif Central avec un profil dissymétrique, les altitudes plus importantes au sud-est (>1500 m) et les plus faibles vers le nord-ouest (300 à 400 m), son point culminant est à 1886 m au Puy de Sancy.

Les dépressions quant-à-elles sont occupées par les différents lacs qui jalonnent le parcours du Rhône et de ses affluents. Le premier de ces lacs est le lac Léman qui se trouve dans la partie supérieure du bassin partagé entre la Suisse et la France. C'est le plus grand lac d'Europe occidentale avec une superficie de 580 km^2 et un volume de 89 km^3, il représente une importante réserve d'eau douce alimentée à 60 % par le Rhône (Olivier et al., 2009). Le lac Léman est d'origine glaciaire. Il est situé à environ 1670 m d'altitude, sa profondeur est comprise entre une moyenne de 153 m et un maximum de 310 m. Il est également un lieu

d'accumulation des apports sédimentaires du Rhône, visible par la construction d'un delta à l'embouchure lacustre du fleuve. D'autres lacs comme les Lacs du Bourget et d'Annecy couvrent la partie supérieure du bassin versant du Rhône au sud du lac Léman. Ils font également partie des plus grands lacs naturels français, et représentent des accumulations sédimentaires importantes (Arnaud, 2003; Coutterand, 2010; Manalt, 1998; Nomade, 2005).

II.1.2. Cadre climatique

Le bassin versant du Rhône subit à la fois des influences climatiques océaniques, continentales et méditerranéennes. Il peut être ainsi subdivisé en plusieurs zones climatiques telles que les présentent Olivier et al (2009). La partie Nord reçoit les plus fortes précipitations, l'Est est marqué par des tempêtes d'été liées à l'influence continentale. La partie sud quant à elle, influencée par le climat méditerranéen, se caractérise par des étés chauds et secs, et des printemps et automnes pluvieux. Cette hétérogénéité climatique qui caractérise le bassin versant du Rhône affecte la capacité de transfert sédimentaire du fleuve (Pont et al., 2002). Au cours de la dernière période glaciaire, le régime hydro-sédimentaire du bassin a été fortement influencé par l'activité des glaciers (Kettner and Syvitski, 2009). En considérant que l'activité des glaciers est marquée par des phases d'extension et de recul, la production sédimentaire semble être plus importante durant les phases de recul (Jorry et al., 2011; Kettner and Syvitski, 2009). Dans les Alpes, cela est mis en évidence par le remplissage des lacs alpins associés à la dernière déglaciation (Arnaud, 2003; Hinderer, 2001; Manalt, 1998; Nomade, 2005)

II.1.2.1. La déglaciation Alpine

Bien que les corrélations entre les stades glaciaires alpins et l'enregistrement isotopique du Groenland ne soient pas toujours évidentes (Mandier et al., 2003; Schoeneich, 1998), une corrélation entre le dernier maximum d'extension des glaciers alpins et le dernier maximum glaciaire (DMG) est communément admise (Chapron, 1999; Guiter et al., 2005; Ivy-Ochs et al., 2008). Ce maximum d'extension des glaciers correspond à la glaciation du Würmien terminal, et se situerait entre 21 et 22 ka cal. BP (Hinderer, 2001). Dans le glacier rhodanien considéré comme le plus important en France au Pléistocène moyen et supérieur, elle serait antérieure à 22 450 ±850 ans cal. BP comme le suggérent Guiter et al (2005). Pour Ivy-Ochs (2008) l'extension maximale se situe entre 30 et 18 ka (sur la base des études au ^{10}Be), plus de 80% des glaciers du Würmien terminal ayant déjà fondu à 18 ka.

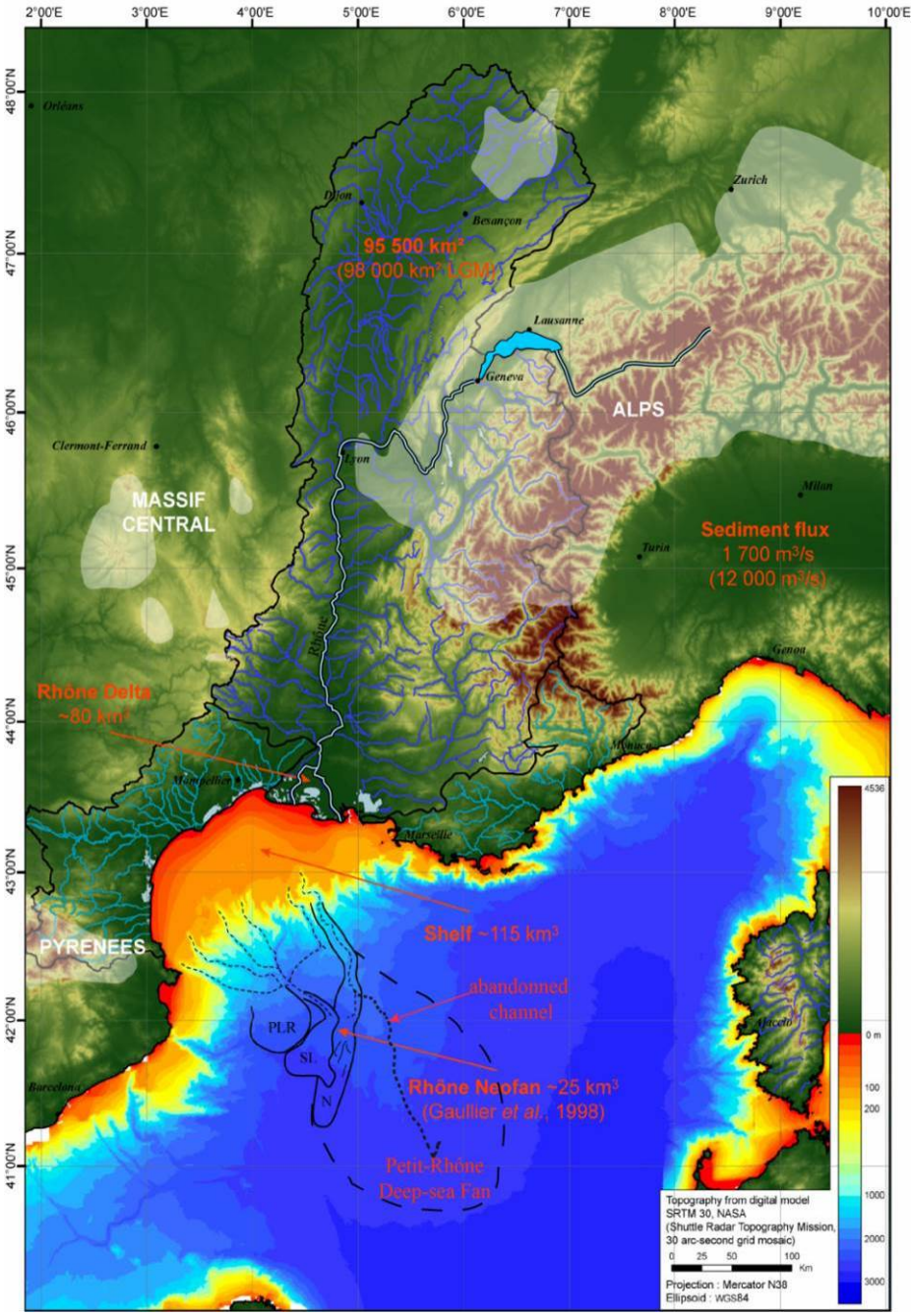


Figure II-2: Carte topographique et bathymétrique du Sud-est de la France. Hydrographie et extension des glaciers Alpins durant le DMG, Localisation des dépôts postglaciaires et estimation des volumes sédimentaires : PLR : Ride Pyrénéo-Languedocienne, SL : Lobe de Sète, N : Néofan du Rhône (Jouet, 2007).

La date ainsi proposée par Ivy-Ochs (2008) serait synchrone au début du remplissage des lacs et des vallées après le retrait des glaciers (Campy and Richard, 1988; Chapron, 1999; Hinderer, 2001; Manalt, 1998; Mandier et al., 2003; Nomade, 2005). Le retrait progressif des glaciers jusqu'à 16 ka environ est marqué par des phases de stabilisation identifiées au nombre de 5 dans le Jura (Campy and Richard, 1988) ou 4 stades (A B C D) de retrait du glacier rhodanien dans le lac Léman (Chapron, 1999) au cours de la déglaciation würmienne.

Considérés du plus récent au plus ancien, les stades A, B, C et D représentent les phases d'interruption de retrait du glacier rhodanien pendant la déglaciation. Elles sont comprises entre le DMG et l'événement de Heinrich 1 selon la corrélation de Chapron (1999), faite entre les données du lac du Bourget et l'enregistrement climatique des glaces du Groenland (GRIP). Après le retrait des glaciers entre 18 et 17 ka cal. BP, les glaciers Alpins connaissent encore quelques stades d'avancée dont la dernière (Egesen) correspondrait au Dryas récent (Chapron, 1999; Hinderer, 2001; Ivy-Ochs et al., 2008). En somme, la déglaciation würmienne est marquée par des phases de recul et d'avancée des glaciers. Ces variations vont influencer la dénudation des reliefs alpins ainsi que le transport du flux sédimentaire par le Rhône vers le Golfe du lion.

II.1.2.2. Les flux sédimentaires du Rhône depuis le DMG

Le flux sédimentaire délivré par le bassin versant dépend de la production sédimentaire et de la capacité de transport des fleuves ou des glaciers. La capacité de transport du Rhône a été fortement entravée par l'anthropisation. En effet, les 77 barrages construits dans le bassin versant dont 19 sur le Rhône, après 1950, ont réduit de près de 78% le flux sédimentaire (Arnaud-Fassetta, 2003). Le flux actuel qui arrive sur la marge du Golfe du Lion est estimé à 7.4 Mt/an (Pont et al., 2002), contre 35.7 Mt/an avant la construction des barrages (Arnaud-Fassetta, 2003). Cependant, les changements environnementaux et climatiques que le bassin versant du Rhône a connus depuis le DMG jusqu'à l'Holocène, ont aussi fortement affecté le flux sédimentaire du Rhône. Les travaux de Kettner et Syvitski (2009) et Hinderer et al (2001) illustrent assez bien l'influence de la déglaciation alpine sur le flux sédimentaire du Rhône. Au cours du DMG, la totalité du bassin versant du Rhône n'était pas couverte par les glaciers (Fig. II-2), et présentait par conséquent des terrains exposés à l'érosion. Cette production sédimentaire a permis d'alimenter les corps sédimentaires identifiés en pied de pente (Fig. II-2). Dans l'intervalle de temps situé entre 21 et 17 ka, correspondant à la phase d'ablation des glaciers alpins, Kettner et Syvitski (2009) identifient par modélisation une augmentation des flux sédimentaires du Rhône. En outre, il convient de noter que dans le transfert sédimentaire entre le Rhône et le Golfe du Lion, la morphologie et la taille du bassin versant jouent un rôle important. En effet, dès le retrait des glaciers (18–17 ka cal. BP), les sédiments sont déversés dans les lacs. À l'exemple du Lac du Bourget comblé par les apports du Rhône entre 15 et 10 ka cal. BP (Arnaud, 2003; Chapron, 1999).

II.2. Le Golfe du Lion

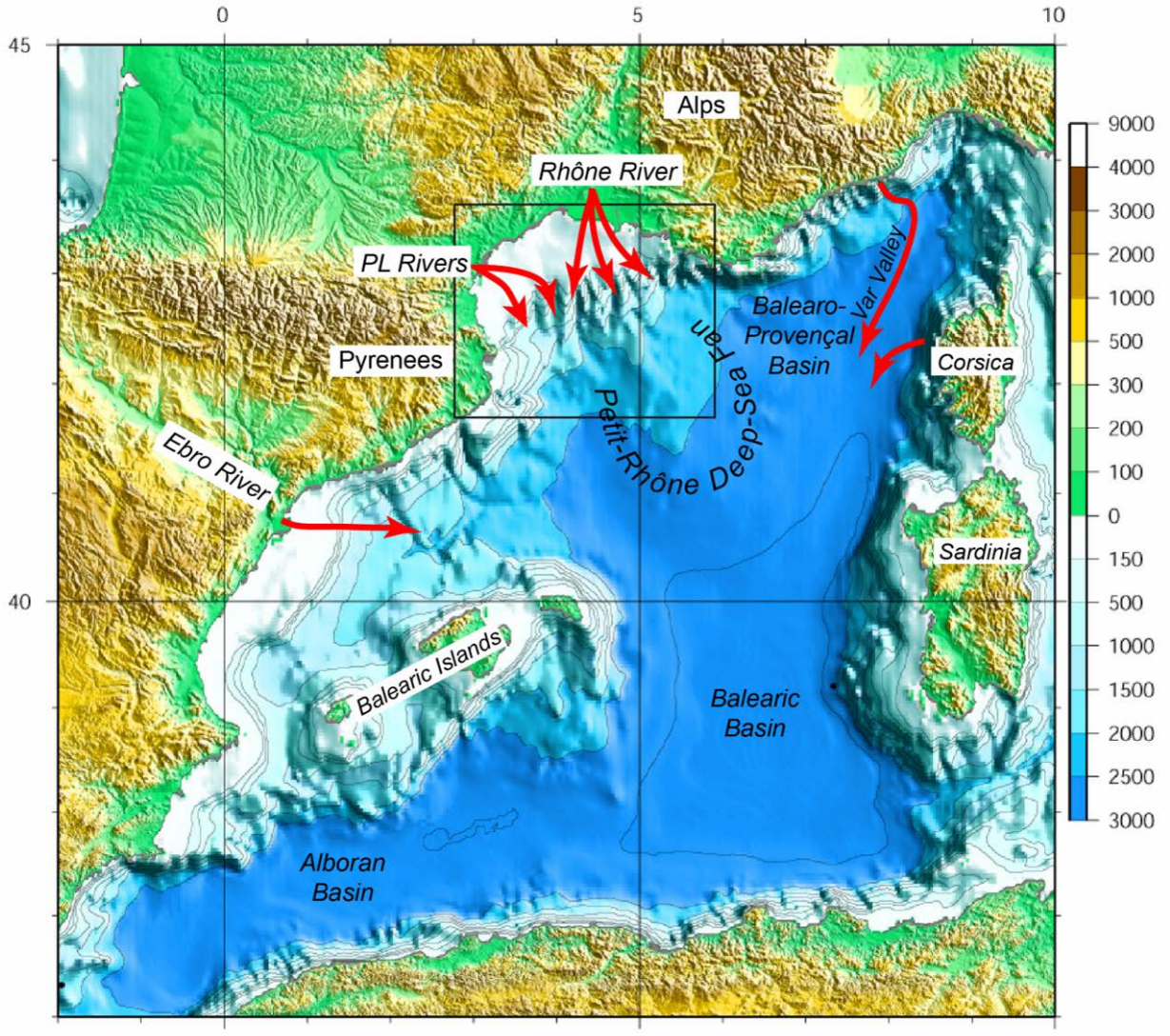


Figure II-3: Carte topographique de la Méditerranée occidentale d'après Droz et al (2006) et localisation de la zone d'étude.

Le Golfe du Lion est une marge passive progradante en subsidence, d'orientation générale ENE-OSO. Elle est située en Méditerranée occidentale entre deux grandes ceintures orogéniques : les Pyrénées à l'Ouest et les Alpes au Nord-Est (Fig. II-3). Sa morphologie actuelle est l'héritage aussi bien des phénomènes géologiques que climatiques à la fois globaux et régionaux. Les héritages géologique et structural sont associés à plusieurs phases tectoniques compressives et extensives survenues depuis la fin de l'orogenèse Hercynienne (Biju-Duval et al., 1978) ; au rifting Oligo-Aquitanien (Miocène) suivi de l'ouverture océanique du bassin Provençal vers le Burdigalien (Miocène supérieur) (Bache, 2008; Le Pichon et al., 1971; Séranne et al., 1995). Connecté à l'océan mondial via le détroit de Gibraltar (début du Pliocène), le GDL a également subi les effets des fluctuations climatiques

et eustatiques globales outre les variations régionales (crise de Salinité messinienne, phases de diminution la circulation océanique).

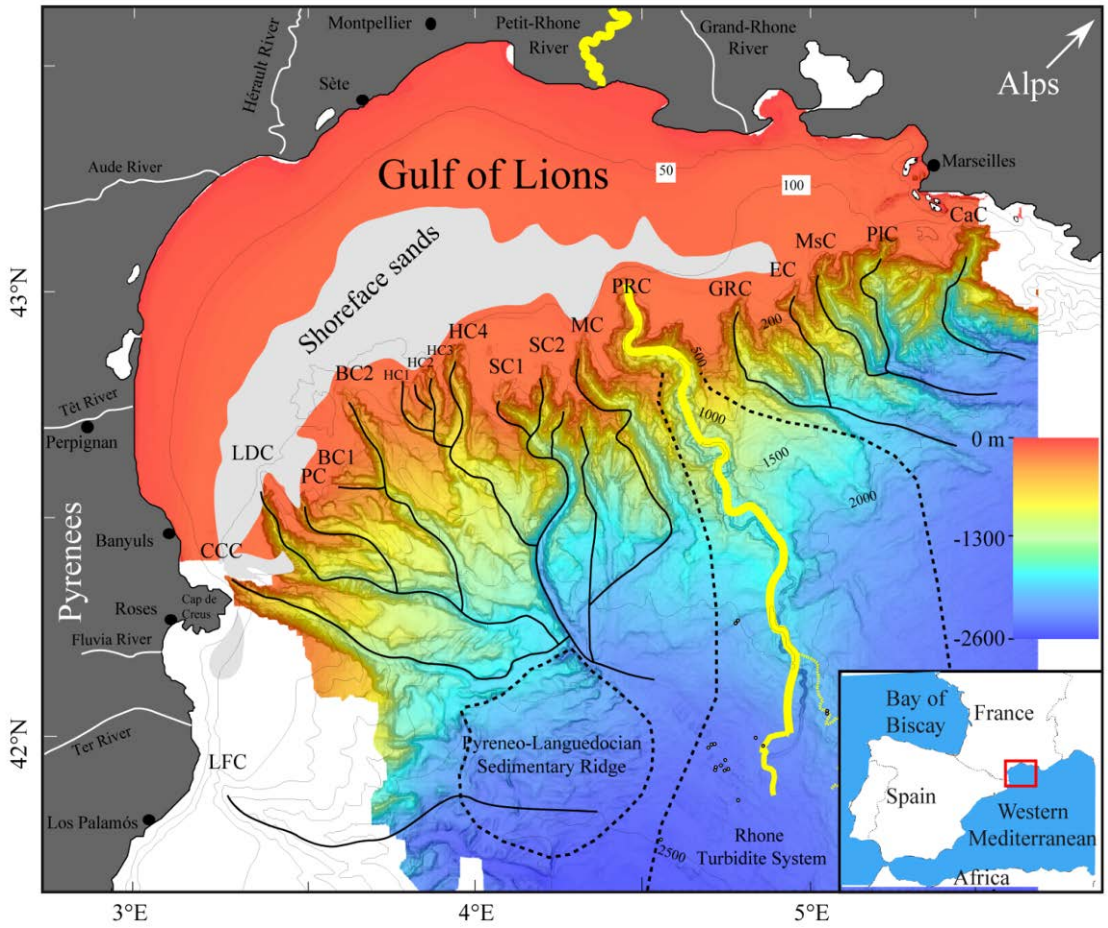


Figure II-4: Carte bathymétrique générale du Golfe du Lion modifiée d'après Dennielou et al (2009) et Berné et al (2002). En jaune le fleuve Rhône et le système turbiditique du Rhône.

Comme toutes les marges continentales passives, les 4 grands domaines physiographiques : le plateau, la pente, le glacis et la plaine abyssale, sont visibles sur la marge du Golfe du Lion. Leur morphologie et l'enregistrement sédimentaire y ont imprimé l'impact des fluctuations glacio-eustatiques. Selon Jouet (2007), la physiographique actuelle du plateau reflète l'organisation des dépôts postglaciaires.

Les différents aspects morphologiques présentés dans cette partie seront principalement illustrés et complétés par des données récentes.

II.2.1. Le plateau continental

Le plateau continental du Golfe du Lion large, de 70 km ou 80 km (Droz et al., 2006) dans la partie centrale, s'amincit aux extrémités Est et Ouest (20 km). Torres (1995) associe cette large expansion aux apports sédimentaires arrivant sur le plateau. Le rebord du plateau

est actuellement localisé entre 100 et 180 m de profondeur (Torres, 1995). Du point de vue hydrodynamique, le plateau est le siège d'une interaction entre: la circulation générale de la marge induite par le courant Liguro-Provençal, et le régime de plate-forme induit par les vents côtiers. (Millot, 1990; Ulses et al., 2008). Depuis l'Holocène, la sédimentation est fortement influencée par les apports du Rhône, marquée par le développement d'un large delta (environ 80 km^3 de sédiment, Fig. II-2) qui représente environ 1/3 de la côte (Fanget et al., 2014; L'homer et al., 1981; Vella et al., 2005). Cependant, les traces d'une activité sédimentaire au cours de la dernière période glaciaire restent encore visibles. Les travaux antérieurs ont permis de les mettre en évidence aussi bien sur le plateau interne qu'externe (Aloïsi, 1986; Bassetti et al., 2006; Berné et al., 2007; Fanget et al., 2014; Jouet, 2007; Jouet et al., 2006; Jouet et al., 2008). Ces marqueurs ou empreintes, indiquent aussi bien les variations glacio-eustatiques que la connexion entre les fleuves et les canyons qui entaillent la pente. Pour la partie externe de la plate-forme que nous présenterons, on observe une paléo-surface (sables du large) (Fig. II-5) caractérisée par sa rugosité témoignant de la position des rivages durant le dernier bas niveau marin. La remontée du niveau marin est marquée par des phases de stagnation ou de décélération, matérialisées sur le plateau par la présence de terrasses d'érosion datées entre 18 et 15 ka cal. BP (Jouet et al., 2006; Jouet et al., 2008), et de corps sableux probablement du Dryas récent (Bassetti et al., 2006). Outre ces structures parallèles aux courbes de niveaux, le plateau montre également des structures qui recoupent les courbes de niveaux. Ce sont des reliefs positifs interprétés comme les traces des paléo-fleuves (Rabineau, 2001). Elles traduisent une connexion entre les fleuves et les canyons qui incisent la pente continentale. Bien que particulièrement étudiées sur l'interfluve Bourcart-Hérault, toutes ces structures sont visibles à l'échelle de toute la plate-forme externe (Berné et al., 2007; Jouet, 2007; Jouet et al., 2006). On peut ainsi, observer au-dessus de la tête de canyon du Petit-Rhône, des reliefs positifs caractérisant le paléo-fleuve Rhône (Fig. II-5) qui suggèrent que le Rhône était connecté au canyon du Petit-Rhône pendant le bas niveau marin. D'autres aspects morphologiques telles que les incisions axiales permettent de démontrer la connexion entre les fleuves et les canyons (Baztan, 2004; Baztan et al., 2005; Berné et al., 1999).

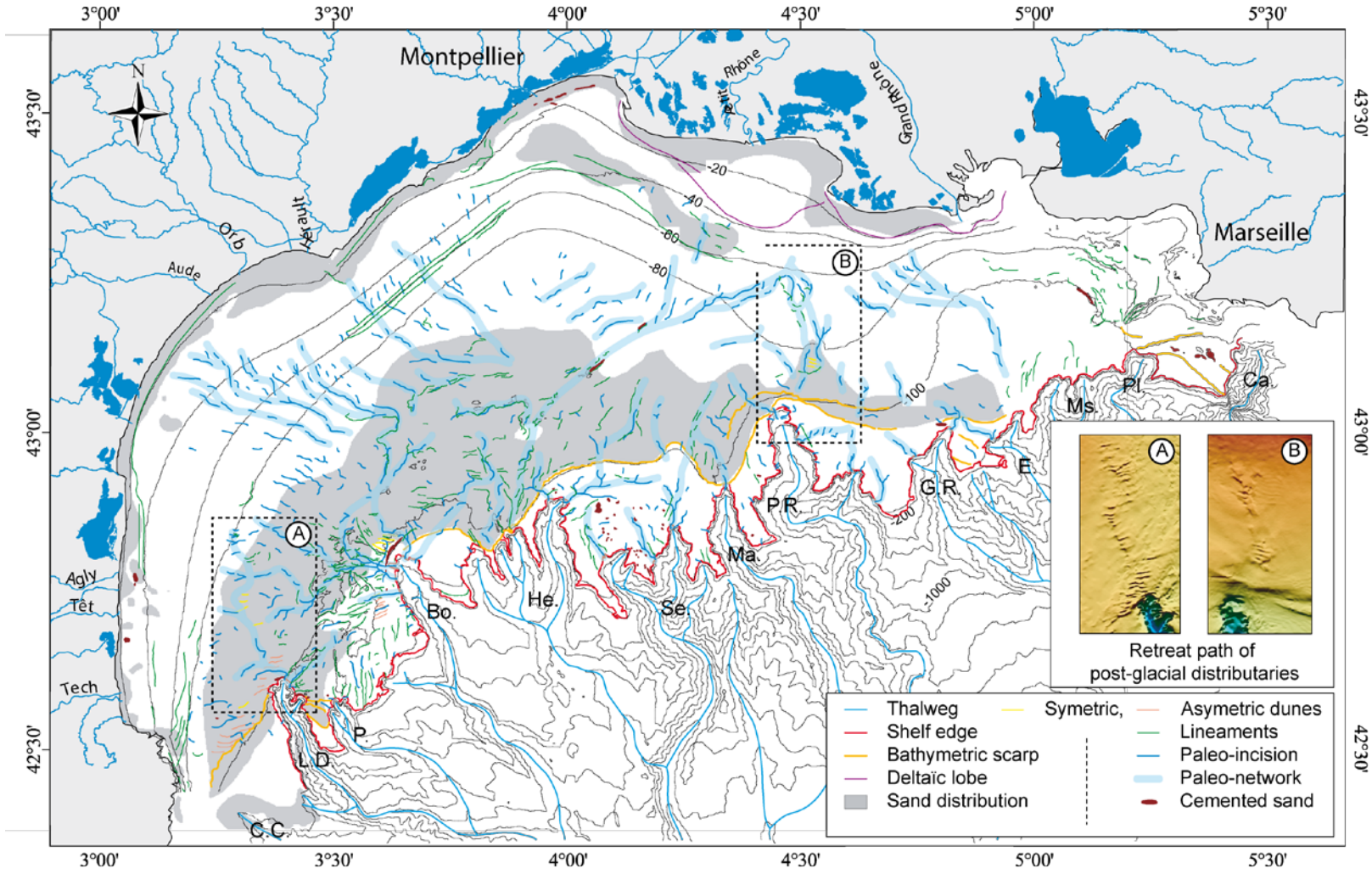


Figure II-5: Morphologie de la plateforme du Golfe du Lion présentant les figures sédimentaires et les tracés des paléo-réseaux fluviaux sur le plateau. Adapté d'après Jouet (2007). Les canyons qui entaillent la pente: Cap de Creus (CC), Lacaze-Duthiers (LD), Pruvot (P), Bourcart (Bo), Hérault (He), Sète (Se), Marti (Ma), Petit-Rhône (PR), Grand-Rhône (GR), Estaque (E), Marseille (Ms), Planier (Pl) et Cassidaigne (Ca).

II.2.2. La pente et les canyons

L'incision de la pente continentale par de nombreux canyons est un trait morphologique caractéristique du Golfe du Lion (Fig. II-4). Selon Droz et al (2006), ces canyons peuvent être classés en trois groupes : (1) à l'Ouest les canyons Pyrénéo-languedociens ; Cap Creus, Lacaze Duthiers, Aude, Hérault et, Sète. (2) au centre le canyon du Petit-Rhône, et (3) à l'Est les canyons du Grand-Rhône, Marseille, Planier et Cassidaigne. En dehors de la vallée majeure du canyon bornée par des flancs haut d'environ 800 m (Berné et al., 1999), une incision axiale caractérise le canyon du Petit-Rhône et les autres comme le montre Baztan et al, (2004) pour les canyons pyrénéo-languedociens. L'incision axiale de la vallée majeure que nous appellerons thalweg (hauteur des flancs entre 40 et 150 m), est interprétée par ces auteurs comme la conséquence de l'érosion du fond du canyon par des courants de turbidité de haute densité. L'activité de ces canyons entraîne une dynamique sédimentaire induite par plusieurs processus.

II.2.2.1. Dynamique sédimentaire sur la pente continentale

Les nombreux canyons qui entaillent la pente du Golfe du Lion jouent un rôle majeur dans la dynamique sédimentaire, ils permettent le transfert de sédiments entre le plateau et le bassin profond. Ce transfert repose sur les courants de turbidité qui les empruntent. Au cours du DMG, à cause du bas niveau marin, les courants de turbidité étaient alimentés directement par les apports des fleuves, ainsi que par les effondrements sédimentaires générés au rebord du plateau ou sur la pente. Tous ces processus ont permis d'alimenter les systèmes profonds (Berné et al., 1999; Dennielou et al., 2009; Droz, 1983; Droz, 1991; Droz et al., 2006; Jegou, 2008; Mear, 1984; Torres, 1995). Les apports au domaine profond ont fortement diminué dès la phase de remontée du niveau marin et de déconnexion des canyons avec leur fleuves, comme c'est montré pour le Néofan du Rhône (Dennielou et al., 2009). Désormais, le transfert sédimentaire vers la marge profonde s'effectue essentiellement par le biais des néphéloïdes profonds et des plongées d'eau dense ou *cascading* (Canals et al., 2006; Durrieu de Madron et al., 2008).

Le transport du panache hypopycnal des fleuves vers le large peut se faire par la formation d'une couche néphéloïde profonde ou intermédiaire (Parsons et al., 2001). Dans le Golfe du Lion, La turbidité sur le plateau est décrite en trois couches néphéloïdes : la couche de surface ; intermédiaire et profonde (Aloisi et al., 1982). La couche néphéloïde profonde (ou benthique) qui tapisse le plateau continental, est en continuité de l'embouchure du Rhône au plateau. Elle peut se détacher du fond, puis être canalisée vers les canyons par l'action de la circulation générale, contribuer au transport de matière en suspension vers le large (Aloisi et al., 1982; Durrieu de Madron et al., 1990; Ulses, 2005). La couche néphéloïde profonde, avec une épaisseur pouvant

atteindre 20 m et des concentrations entre 0.4 et 4 $mg.l^{-1}$ (Ulses, 2005), est une source sédimentaire pour les systèmes profonds. Cependant, les particules transportées restent fines, autour de 7 µm pour le cas du Rhône (Aloisi et al., 1982), et la charge baisse vers le large. La remobilisation des sédiments sur le plateau et la pente contribuent à alimenter cette couche néphéloïde.

Le *cascading* est la conséquence de l'interaction entre l'évaporation, l'action des vents froids continentaux (Tramontane et Mistral) et les tempêtes hivernales, qui refroidissent les eaux de surface (Durrieu de Madron et al., 2005; Gaudin, 2006; Herrmann et al., 2008). Ces eaux froides et denses plongent en formant de grandes cascades, qui s'écoulent le long du plateau et de la pente continentale. Leur transit dépend de la différence de densité avec les eaux environnantes, et la durée, du phénomène atmosphérique à l'origine de leur formation. Au cours d'un événement de *cascading*, le sédiment déposé sur la pente ou le rebord du plateau est remobilisé, et transporté à travers les canyons (Canals et al., 2006; Palanques et al., 2006; Palanques et al., 2009; Puig et al., 2008; Ulses et al., 2008). Ces évènements maintiennent une activité dans les canyons par les flux sédimentaires importants qu'ils mobilisent (Canals et al., 2006), et sont à l'origine de dépôts sableux métriques, observés dans le canyon Bourcart et appelés « *cascadites* » (Gaudin et al., 2006).

II.2.2.2. Fonctionnement des canyons

Considérés comme la voie préférentielle du transfert sédimentaire terre-mer, les canyons sont réactifs aux changements et variations climatiques et eustatiques. Dans le cas des marges ayant un plateau développé leur fonctionnement dépend fortement de la fluctuation de la position de la ligne de rivage et de leur connexion avec le fleuve. Les canyons du Golfe du Lion s'inscrivent aisément dans ce groupe de canyons (Berné et al., 2002; Berné et al., 2001). Pendant le DMG, le niveau marin était entre 110 et 120 m en dessous du niveau marin actuel en Méditerranée et dans le Golfe du Lion (Jouet, 2007; Lambeck and Bard, 2000). Cette baisse du niveau marin a entraîné le recul de la ligne rivage toujours plus vers le large, rapprochant ainsi les canyons des sources sédimentaires. Cette proximité est mise en évidence par les forts taux d'accumulation de l'ordre de 2.5 $m.ka^{-1}$ enregistrés sur la pente entre 20 et 18 ka (Jouet, 2007). Ainsi, les canyons connectés aux paléo-fleuves comme le Rhône, ont alimenté les systèmes de dépôts comme la Ride sédimentaire Pyrénéo-Languedocienne (à l'Ouest) et le Système turbiditique du Rhône (au centre) situés en pied de pente (Baztan, 2004; Droz et al., 2006; Torres, 1995). Ces systèmes, pendant le DMG, se comportaient comme les systèmes turbiditiques actuels ayant un plateau continental quasi absent tels le Var (Jorry et al., 2011; Mas, 2009; Migeon et al., 2006) ou entièrement incisé par les canyons tels le Congo (Babonneau et al., 2002; Khripounoff et al., 2003).

II.3. Le système turbiditique du Rhône (STR)

Le STR, est situé dans la partie centrale du Golfe du Lion. Il peut être défini comme les dépôts sédimentaires associés à des processus turbiditiques, c'est-à-dire à l'écoulement de courants de turbidités. Ainsi le STR débute de la tête du canyon du Petit-Rhône, dont la morphologie montre des chenaux méandriformes (Fig. II-8), et jusqu'à la plaine abyssale. Il représente le plus grand édifice sédimentaire de la Méditerranée occidentale avec une accumulation de sédiments de 3600 m d'épaisseur (Droz, 1991) dont environ 1300 m de sédiments quaternaires. Il est classé parmi les systèmes à dominante argileuse (Reading and Richards, 1994). Les séries quaternaires ayant pour source principale les apports du Rhône et les masses glissées, s'étendent jusqu'à 2850 m de profondeur et sont marquées par une alternance entre les dépôts hémipélagiques et turbiditiques (Dennielou et al., 2006; Dennielou et al., 2009; Droz, 1983; Droz et al., 2006; Droz et al., 2001; Mear, 1984; Torres, 1995). Sa forme allongée, suivant une direction nord-ouest, est contrôlée à la fois par la configuration du bassin délimitée par le bloc Corso-Sarde à l'Est et les îles Baléares à l'Ouest, et par la sédimentation (Normark et al., 1983).

II.3.1. Évolution du système au cours du Plio-Quaternaire

La formation du système turbiditique du Rhône commence avec le recouvrement des évaporites messiniennes par des sédiments terrigènes au début du Pliocène (Droz, 1983; Droz and Bellaiche, 1985; Droz et al., 2006). La sédimentation s'est poursuivie durant le Pléistocène avec des phases à dominante hémipélagique pendant les hauts niveaux marins et à dominante gravitaire durant les bas niveaux marins. Excepté quelques niveaux silteux à sableux mis en évidence par Dennielou et al (2009) comme trace d'une sédimentation turbiditique, la sédimentation actuelle, réduite, est essentiellement hémipélagique. Droz (1983) montre que l'architecture du STR est marquée par plusieurs phases de construction. Elles ont entraîné la superposition de trois complexes de chenaux-levées (Fig. II-6) marquée par des phases de construction et de destruction qui suivraient une certaine cyclicité. Toutes les étapes ont été décrites par Droz (1983) puis redéfinies par le même auteur en 1991.

II.3.1.1. Le complexe inférieur

Édifié sur un complexe basal d'âge Pliocène, le complexe inférieur au sens de Droz (1991) correspond à la première étape de construction Quaternaire du deep-sea fan du Petit-Rhône alimenté par le flux sédimentaire transitant par le canyon du Petit-Rhône (Fig. II-6 (1)) (Droz, 1983). Le complexe montre déjà un système chenal-levée orienté vers l'Est parallèlement à la marge Liguro-Provençale.

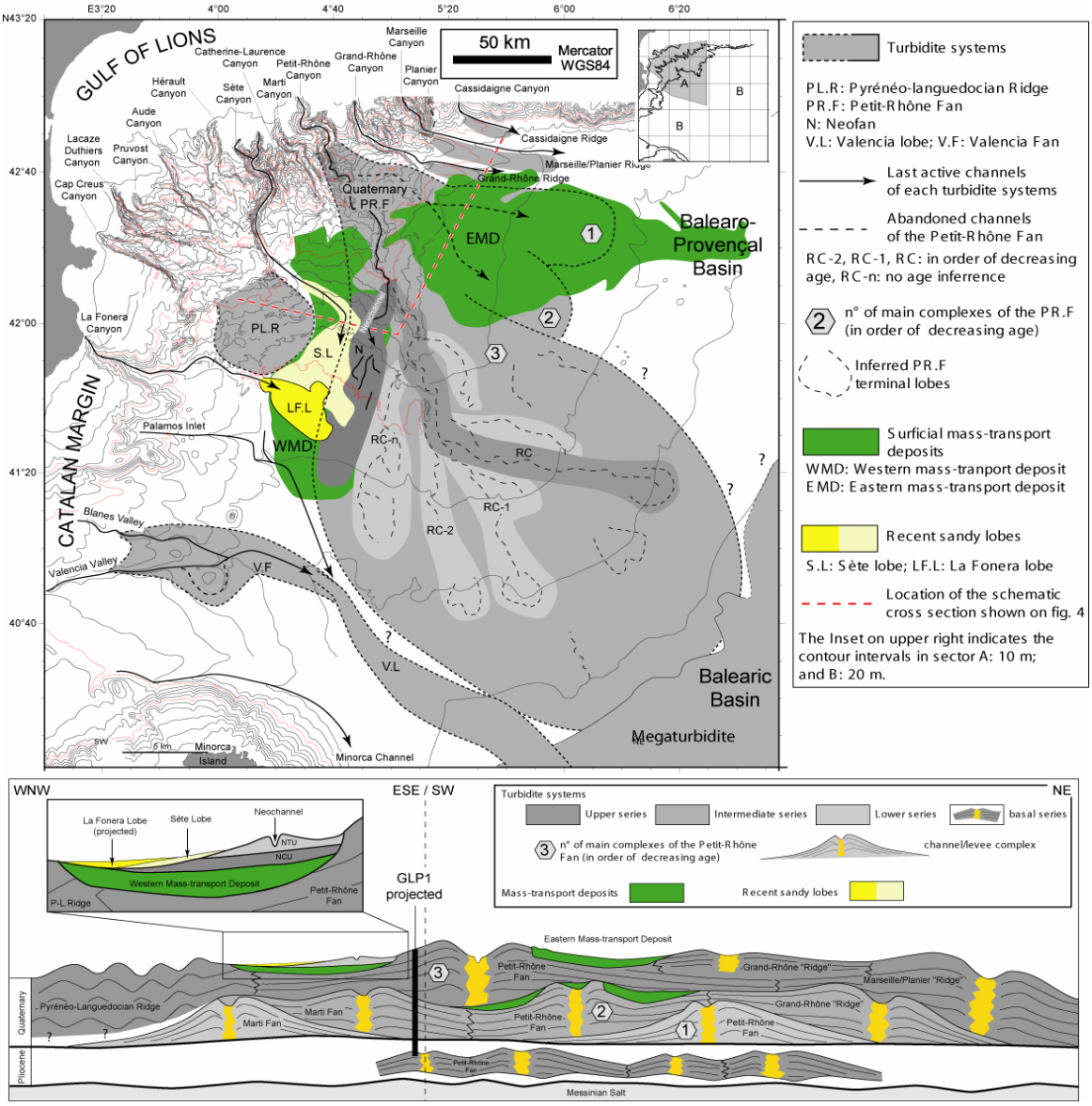


Figure II-6: Carte et profil synthétique des principaux systèmes turbiditiques et dépôts gravitaires Plio-Quaternaire sur les bordures Nord et Ouest du bassin des Baléares, et coupe synthétique montrant l'organisation du système turbiditique du Rhône (Droz et al., 2006). (1) complexe inférieure, (2) complexe intermédiaire et (3) complexe supérieur.

II.3.1.2. Le complexe intermédiaire

Il correspond à la série se mettant en place autour du chenal fossile (Droz, 1983),. Il est édifié à l'Ouest du complexe inférieur, qu'il recouvre partiellement et sa morphologie est très proche du système actuel (Fig. II-6 (2)). La sédimentation au sein du complexe se voit perturbée par la mise en place de masses sédimentaires déformées, résultant de glissements superficiels issus soit de la pente continentale, soit des levées turbiditiques. Après une phase de construction active, une phase de déstabilisation a conduit à la migration du chenal vers l'ouest, amorçant la construction du complexe supérieur.

II.3.1.3. Le complexe supérieur

Ce complexe associe la série supérieure et superficielle (Droz, 1983), et caractérise la morphologie actuelle du STR. On y identifie deux phases de migration du chenal : (1) la migration du deuxième chenal fossile (complexe intermédiaire) autour duquel se construit le complexe supérieur, (2) et la migration du dernier chenal actif entraînant la formation du complexe superficiel. L'étude de Droz (1983) a permis d'identifier quatre domaines morpho-structuraux au sein de ce complexe supérieur : (1) le domaine de la pente (canyon), (2) de l'éventail supérieur, (3) de l'éventail moyen et (4) l'éventail inférieur. Chacun de ces domaines morphostructuraux caractérise la morphologie actuelle du STR décrite en détail dans les paragraphes ci-dessous.

II.3.2. Morphologie actuelle

Des données bathymétriques haute-résolution acquises au cours de la campagne RHOSOS (2008) ont permis de mieux comprendre la complexité morphologique du système. Ces données ont déjà été utilisées par Fanget (2009) pour décrire la morphologie du canyon et du système chenal-levée. Dans la continuité de ses travaux, la description des différents domaines morpho-structuraux définis par Droz (1983) seront illustrés et précisés à l'aide de ces nouvelles données.

Comme le montre la figure II-7, le système turbiditique du Rhône (STR) s'étend du rebord du plateau continental jusqu' à la plaine abyssale. Il montre une variation morphologique marquée par le passage progressif d'un canyon incisant la pente en amont, à un système chenal-levée puis des lobes distaux en aval.

Les cartes présentées dans cette partie ont été réalisées dans le cadre de cette étude à partir des données de la campagne RHOSOS, avec en arrière-plan le modèle numérique de terrain (MNT) général du Golfe du Lion.

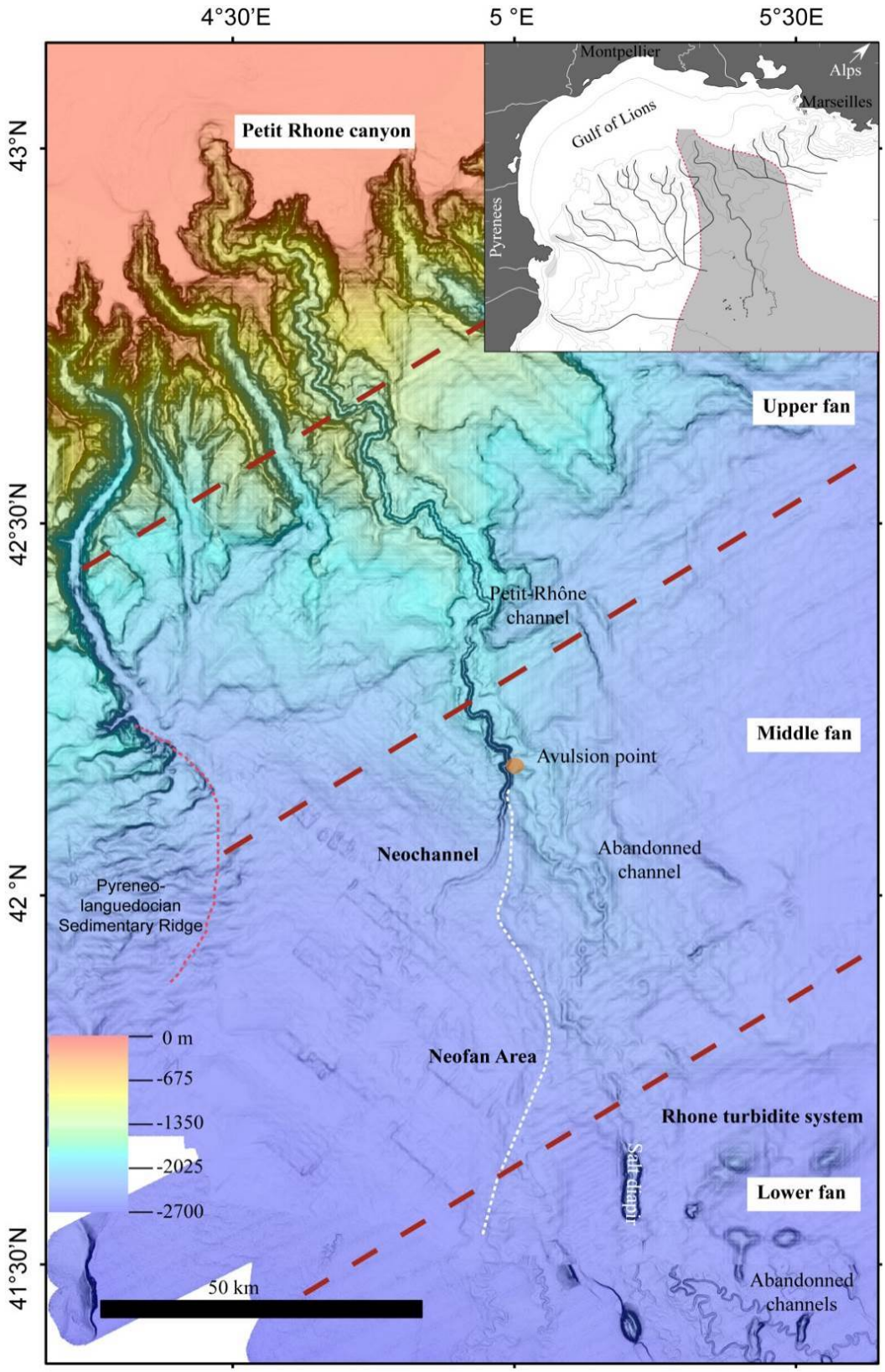


Figure II-7: Carte bathymétrique du système turbiditique du Rhône permettant d'identifier les domaines morpho-structuraux. En pointillés blanc la bordure Est du Néofan.

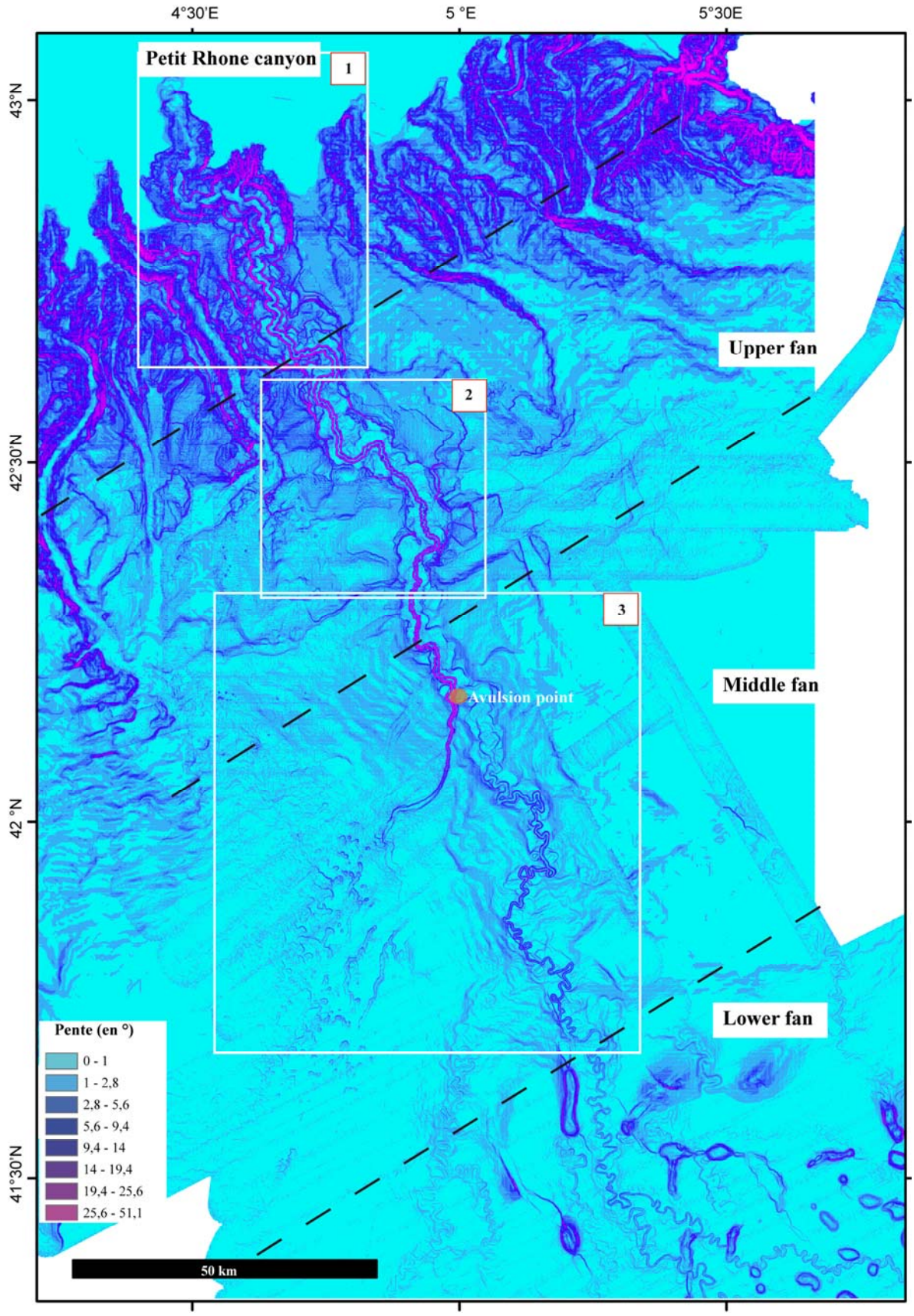


Figure II-8: Carte des pentes du système turbiditique du Rhône permettant de localiser (1) canyon (Fig. II-10), (2) domaine de l'éventail supérieur (Fig. II-12), (3) domaine de l'éventail moyen (Fig. II-13).

La morphologie générale du système montre une large vallée sinueuse profondément incisée par un thalweg lui aussi sinueux. Les pentes les plus élevés (Fig. II-8) concernent les levées confinées du thalweg et les terrasses sédimentaires qui bordent le canyon dont les valeurs sont comprises entre 14 et 50°. Par rapport à l'axe du chenal, la pente (Fig. II-9) montre une diminution progressive vers l'aval ponctuée par des ruptures de pente marquant la transition entre les différents domaines morpho-structuraux

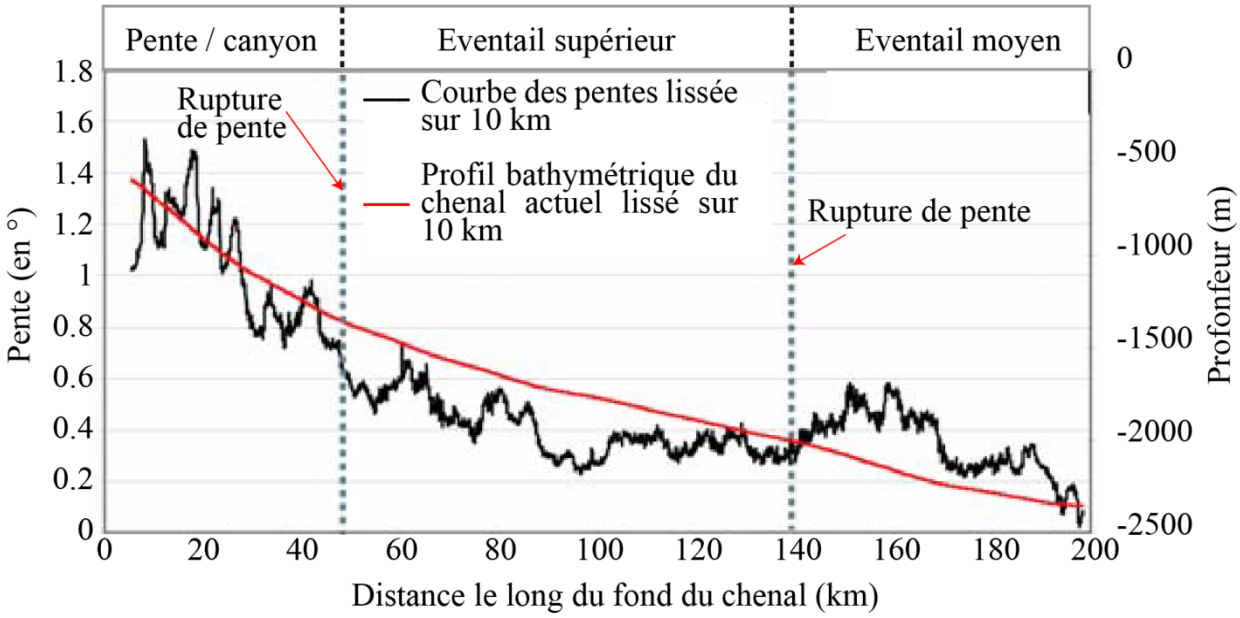


Figure II-9: Pente moyenne au fond du chenal du Petit-Rhône et du Néochenal modifié d'après Fanget (2009)

II.3.2.1. Le canyon (120 - 1350 m)

La pente est profondément entaillée par le canyon du Petit-Rhône qui forme une vallée d'environ 10 km de large et 650 m de profondeur et s'étend sur 50 km de long. Il est surcreusé par un thalweg à fond plat (Figs. II-9 et 10). Les flancs du canyon ont une inclinaison plus faible (entre 10 et 15 degrés) par rapport aux flancs du thalweg (une 20 ^{aine} de degrés). La morphologie du canyon diffère selon qu'on se trouve plus en amont ou en aval de celui-ci. En amont, il montre une forme en U avec un tracé moins sinueux. Dans cette partie, le thalweg est plus large, environ 2 km à proximité de la tête de canyon selon Fanget (2009). Dans la partie aval, il est caractérisé par une structure étagée formée par de nombreuses terrasses sédimentaires. Les parois des terrasses portent des marques d'érosion et d'instabilités gravitaires (Fig. II-9). La largeur du thalweg diminue vers le pied de pente (environ 1.5 km) et atteint une profondeur moyenne de 150 m tandis que la vallée devient très méandriforme.

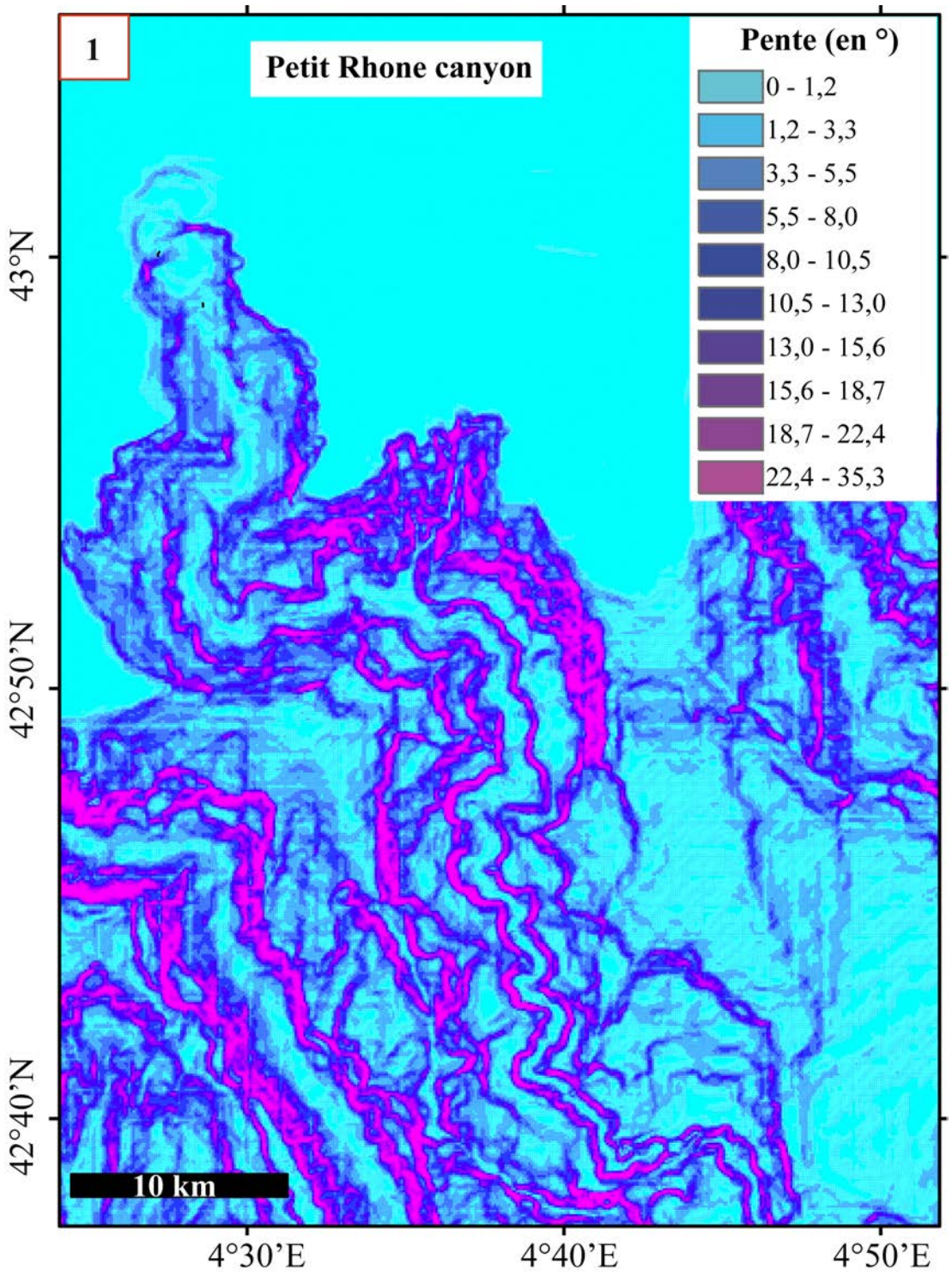


Figure II-10: Carte des pentes du canyon du Petit-Rhône.

La première rupture de pente du fond du chenal intervient à -1350 m de profondeur. Elle est marquée par une diminution de la pente de 1 à 0.6 degrés. Cette rupture correspond à la transition entre le canyon et l'éventail supérieur (*Upper fan*, Fig. II-9).

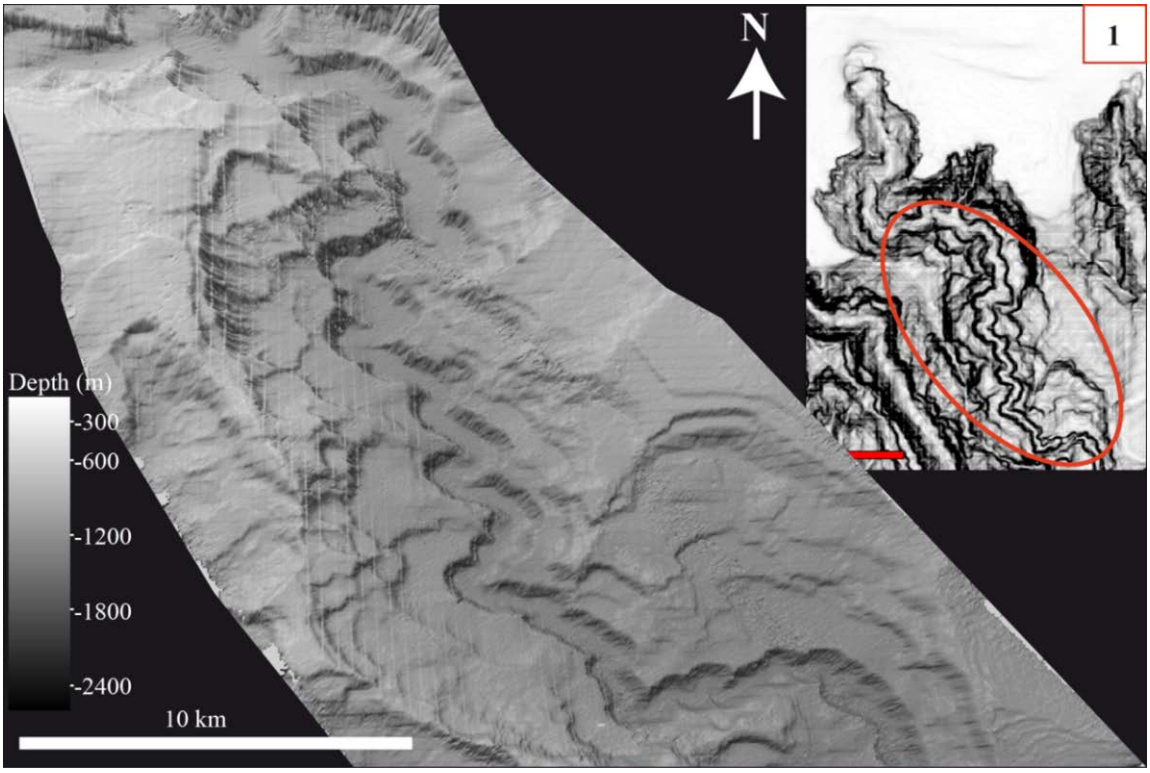


Figure II-11: Carte bathymétrique 3D de la partie avale du canyon du Petit-Rhône (exagération verticale de 5). Noter la morphologie en terrasses étagées.

II.3.2.2. Domaine de l'éventail supérieur (Upper fan, 1350 - 2000 m).

Localisé au niveau du glacis, l'éventail supérieur (Fig. II-8) correspond à la zone de transition entre le canyon et le système chenal-levée. Le chenal-levée est perché à environ 500 m au-dessus du fond sur la pente ouverte. Il est bordé par des levées asymétriques de 50 m (gauche) à 75 m (droite) de hauteur (Droz, 1983). Cette asymétrie est mise en relation avec la force de Coriolis qui favorise le débordement des courants de turbidité vers la droite (Droz and Bellaiche, 1985). Entre les levée se trouve une vallée qui fait entre 3 et 8 km de large (Fanget 2009) et qui est parcourue par le thalweg, dans le prolongement du canyon. Le thalweg se rétrécit progressivement passant de 800 m à 600 ou 500 m de large tandis que, sa profondeur reste relativement stable entre 110 et 120 m (Fig. II-12b). Dans la partie amont de ce domaine (à la sortie du canyon), les flancs de la vallée montrent des gradients de pente d'environ 20 degrés, comme les flancs du thalweg (Fig. II-12a). En moyenne la pente reste relativement faible sur les flancs internes de la vallée (< 16 degrés) et forte sur les flancs du thalweg (~20 degrés). On peut observer dans la morphologie des traces d'effondrement sur flancs internes de la vallée et les flancs des levées comme le montre la figure II-12b. Sur le fond du thalweg, la pente diminue progressivement avec des valeurs de pente de 0.4 à 0.3 degrés (Fig. II-9). Cette stabilité est interrompue par une augmentation brutale de la pente passant de 0.3 à 0.6 degrés.

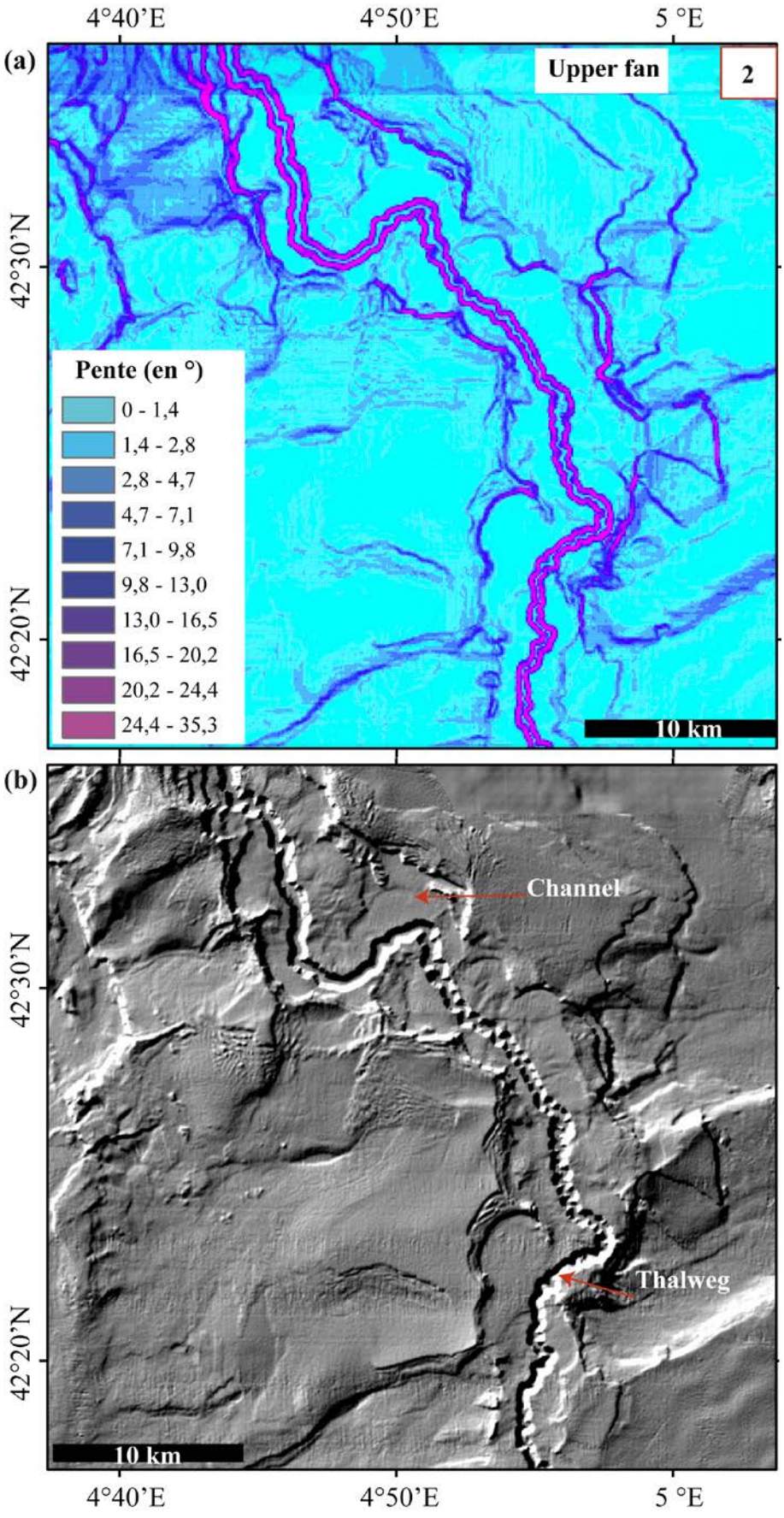


Figure II-12: (a) carte des pentes et (b) carte bathymétrique ombrée du domaine de l'éventail supérieur.

Cette augmentation se situe vers 2000 m de profondeur d'eau et correspond à la transition vers le domaine de l'éventail moyen (Fig. II-9). Cette rupture de pente se trouve légèrement en amont du point correspondant à la dernière avulsion du chenal, localisé à 2180 m de profondeur. L'augmentation de la pente correspond à une érosion régressive du thalweg qui correspond à la reconstitution d'un profil d'équilibre après l'avulsion du néochenal.

II.3.2.3. Domaine de l'éventail moyen (2000 - 2300 m)

Il est marqué par l'abandon du chenal principal et la mise en place du Néochenal et du Néofan du Rhône (Fig. II-13) (Dennielou et al., 2009), qui représente le dernier système actif. Il est la conséquence de la formation d'une brèche dans la levée droite du chenal principal.

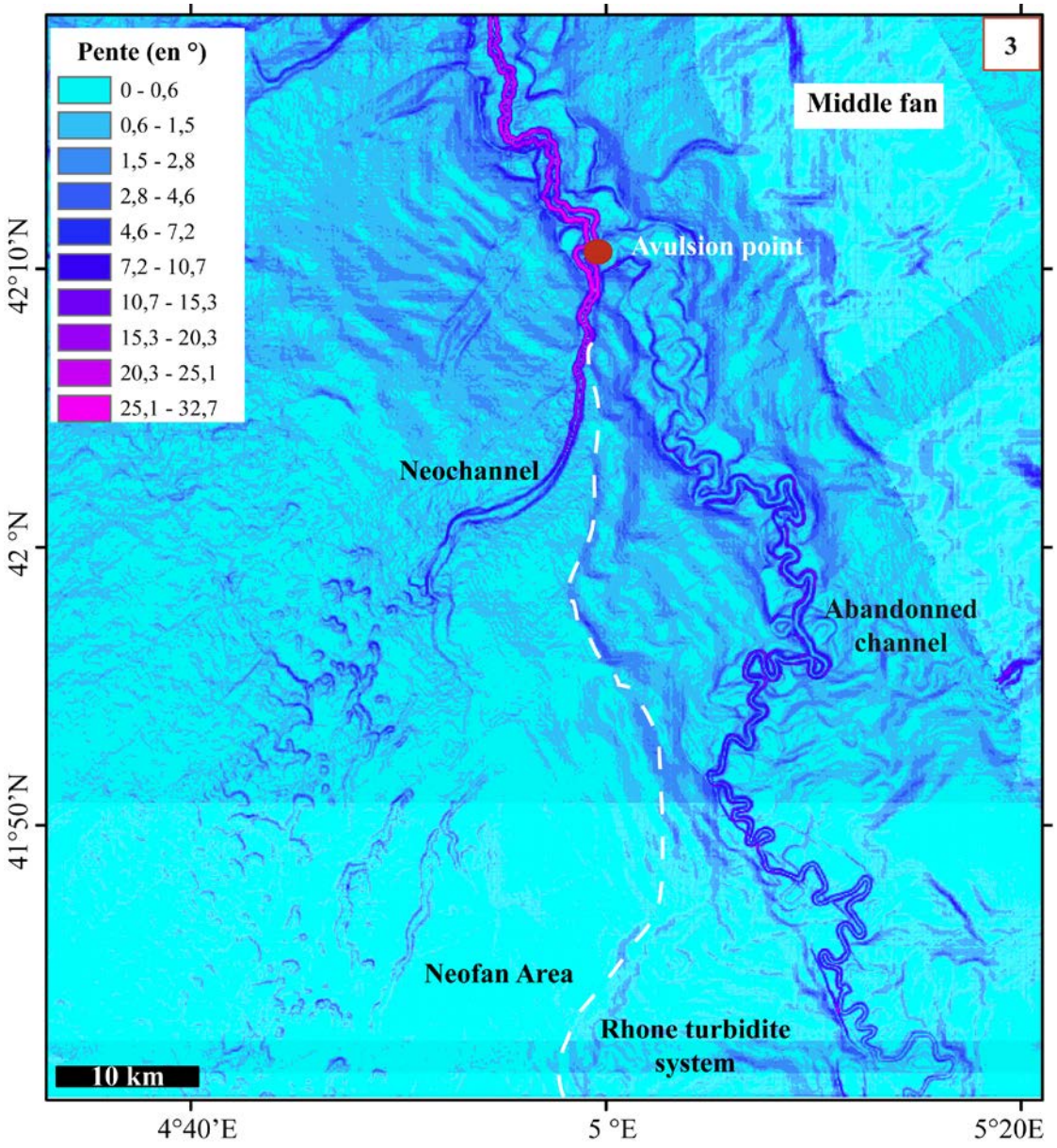


Figure II-13: Carte des pentes du domaine de l'éventail moyen.

L'aspect méandriforme du chenal en amont de l'avulsion ne se retrouve pas sur le néochenal, probablement en raison de sa forte pente. Le néochenal est visible sur une longueur de 45 km, jusqu'à une profondeur de 2 400 m. Au-delà de cette profondeur son empreinte sur le fond disparaît (Jegou, 2008). Le néofan fait 80 km de long et représente un volume de 27 km^3. A l'est, les méandres du chenal-levée abandonné sont encore visibles. Cependant, ceux situés à proximité du point d'avulsion se trouvent comblés par les débordements du Néochenal, par conséquent peu visibles sur la bathymétrie. Le néofan est situé 170 m plus bas que le chenal-levée abandonné (Fanget, 2009).

II.3.2.4. Domaine de l'éventail inférieur (2300 - 2600 m).

Il constitue la partie distale du système, et indique le passage d'un système chenal-levée proprement dit aux lobes distaux (Droz et al., 2006; Jegou, 2008). Cette zone est marquée par une pente très douce (0,24 à 0,3 degrés) et un réseau divergent de chenaux abandonnés (Fig. II-14). Au-delà de 2400 m de profondeur, la partie occidentale du système, représentée par le Néofan, se caractérise par plusieurs structures linéaires d'érosion. Par contre dans la partie est, le système est caractérisé par des chenaux fossiles ramifiés, formant des distributaires par rapport au chenal principal. Le dernier distributaire du chenal du Petit Rhône dans cette zone a alimenté le dernier lobe actif (lobe 1 a) avant le Néofan. Le Néofan est considéré comme le dernier lobe distal actif, alimenté par les apports du Néochenal de 21 à 18,5 ka cal. BP. Cette période de temps correspond à la mise en place du complexe superficiel défini par Droz (1983). La morphologie est perturbée par la présence de diapirs de sel qui constituent des obstacles aux écoulements turbiditiques. Au-delà des 2 600 m se trouve la plaine abyssale marquée par des fonds plats (Torres, 1995) ponctués par des diapirs salifères.

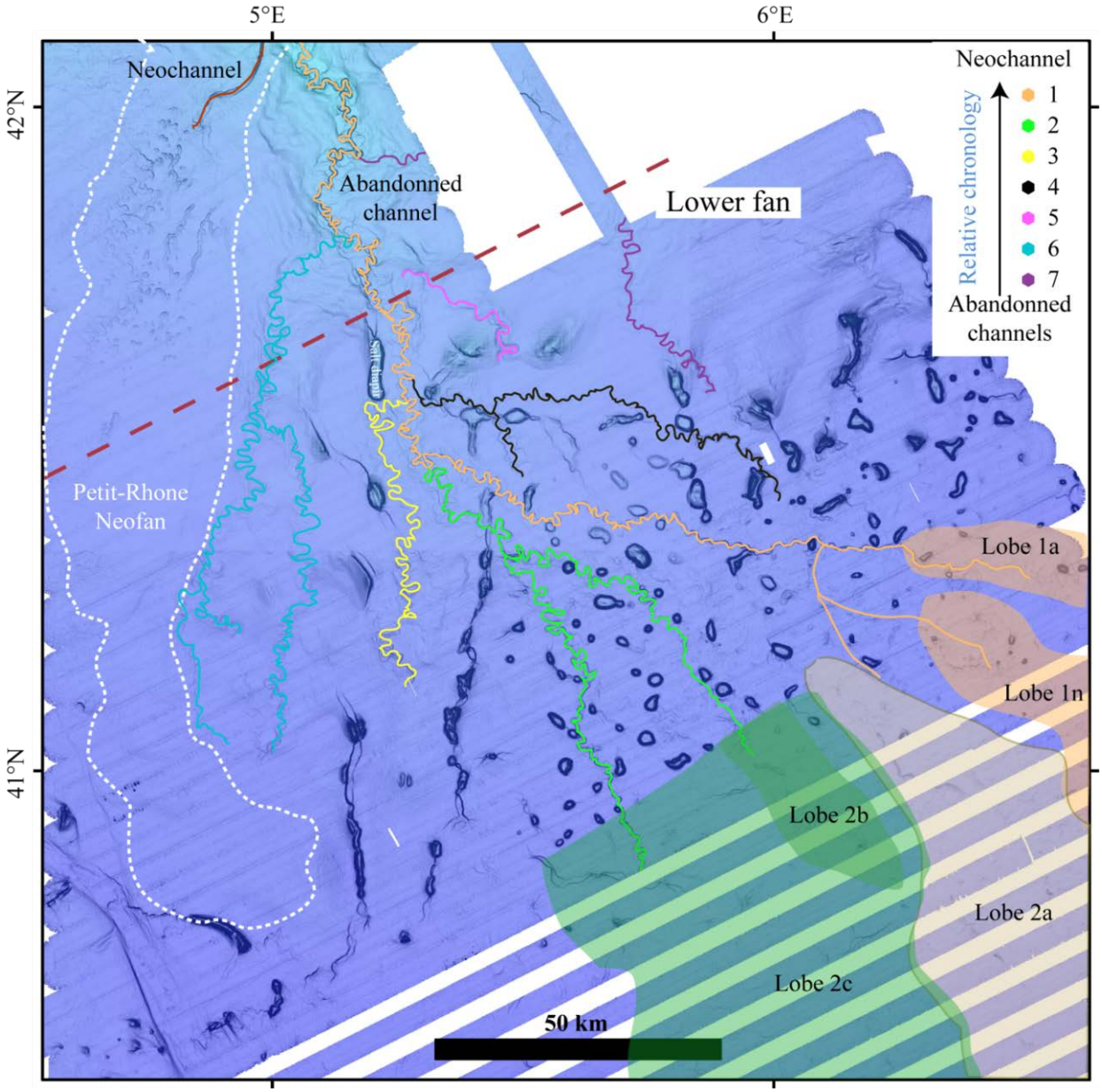


Figure II-14: Carte Bathymétrique de la partie avale du STR obtenue par compilation des données des campagnes RHOSOS (2008) et Progrès (2003). Cartographie des systèmes chenaux-levées abandonnés (les lobes distaux des anciens systèmes (1 et 2) et l'extension du Néofan du Petit-Rhône (d'après Jegou, 2008).

II.3.3.Lithofaciès et fonctionnement depuis le Dernier Maximum Glaciaire

Le STR s'est construit par le débordement des courants de turbidité qui circulent dans le canyon et le chenal. L'étude des sédiments prélevés dans le système révèle plusieurs niveaux turbiditiques de silts à sables grossiers alternant avec les dépôts hémipélagiques. Les turbidites sont attribuées aux forts apports détritiques glaciaires et postglaciaires, dont le Rhône était la principale source (Dennielou et al., 2006; Dennielou et al., 2009; Mear, 1984).

Les écoulements gravitaires, durant la période glaciaire, étaient liés à la connexion entre la tête de canyon du Petit-Rhône et le pro-delta du Rhône. Cette connexion a cessé autour de 18ka cal. BP. à cause de la remontée du niveau marin (Bonnel et al., 2005; Dennielou et al., 2009). Durant la période postglaciaire, les courants de turbidité seraient induits par les phénomènes hydrodynamiques et les instabilités gravitaires sur la pente, le plateau externe et les canyons pyrénéens fournissant la principale source sédimentaire (Dennielou et al., 2009).

Conclusion

Le système turbiditique du Rhône (STR) avec ces 3,6 km d'épaisseur sédimentaire, est le plus grand édifice sédimentaire du Golfe du Lion s'étendant de la tête du canyon du Petit-Rhône jusqu'à la plaine abyssale. La partie que nous étudions ne représente que le sommet de cette mégaséquence de dépôts turbiditique (complexe supérieur), qui se serait mis en place entre 500 et 200 ka au cours des phases de bas niveau marin (Bellaiche et al., 1989). Les grand traits morphologiques qui caractérisent le STR sont : (1) un large plateau continental, (2) un canyon entaillant profondément la pente depuis le rebord du plateau et borné par de hautes terrasses, (3) une vallée méandriforme bornée par des levées asymétriques et (4) un thalweg qui incise aussi bien le canyon que la vallée turbiditique. L'ensemble du système est connecté au large bassin versant du Rhône produisant l'essentiel du flux sédimentaire sur le plateau. Les turbidites sont attribuées aux forts apports détritiques glaciaires et postglaciaires, dont le Rhône était la principale source (Dennielou et al., 2006; Dennielou et al., 2009; Mear, 1984). L'absence d'un cadre chrono-stratigraphique précis rend difficile la détermination de l'importance relative (1) des variations du niveau marin, (2) de la charge sédimentaire du Rhône (influencée par le climat), et (3) du contrôle morphologique sur les processus et dépôts caractérisant le STR durant le dernier cycle glaciaire.

Chapitre. III Matériel et Méthodes

III.1. Données utilisées dans le cadre de cette étude

III.1.1. Origine des données

Ce travail de thèse repose essentiellement sur les données (carotte et sismiques) de la campagne RHOSOS (2008) mais également de plusieurs campagnes antérieures telles que GMO2-CARNAC (2002), TRANSRHO (1991-1992) et FLUMED2 (1982). Les sites de prélèvements retenus couvrent la totalité du système turbiditique du Rhône récent (Tab. II-1). Ils se répartissent de l'amont (canyon) à l'aval (lobes distaux) ainsi que, latéralement, du chenal vers l'extérieur de la vallée turbiditique. Les carottes ont été acquises à l'aide d'un carottier gravitaire à piston de type Küllenberg. Les nombreuses études menées précédemment dans le Golfe du Lion à l'exemple de Melki et al (2009) et Sierro et al (2009), respectivement sur la Ride sédimentaire Pyrénéo-Languedocienne (MD99-2346) et sur la pente continentale du Golfe du Lion (MD99-2348 et PRGL1), nous ont permis de disposer de références chrono-stratigraphiques. La bathymétrie est une compilation des données multifaisceaux EM300 acquises au cours des campagnes MARION (2000); GMO2-CARNAC (2002); PROGRES (2003) ; SEEPGOL (2008) et RHOSOS (2008).

III.1.1.1. Les données sismiques

Elles proviennent toutes de la campagne RHOSOS au niveau du système turbiditique du Rhône. Ces données sont acquises par un sondeur de sédiment haute résolution de type « Chirp » fixé sous la coque du Navire. Les interprétations de ces profils sismiques (Fig. III-1) ont été faites dans l'étude de Fanget (2009). Dans le cas qui nous concerne, les données de sismiques ont été utilisées pour replacer les carottes dans le contexte morphologique de leur prélèvement. Dans cette approche, les distances en milliseconde (ms) temps double qui correspondent au temps de double parcours des ondes sont converties en mètres (m) en utilisant la vitesse des ondes p de 1500 $m.s^{-1}$.

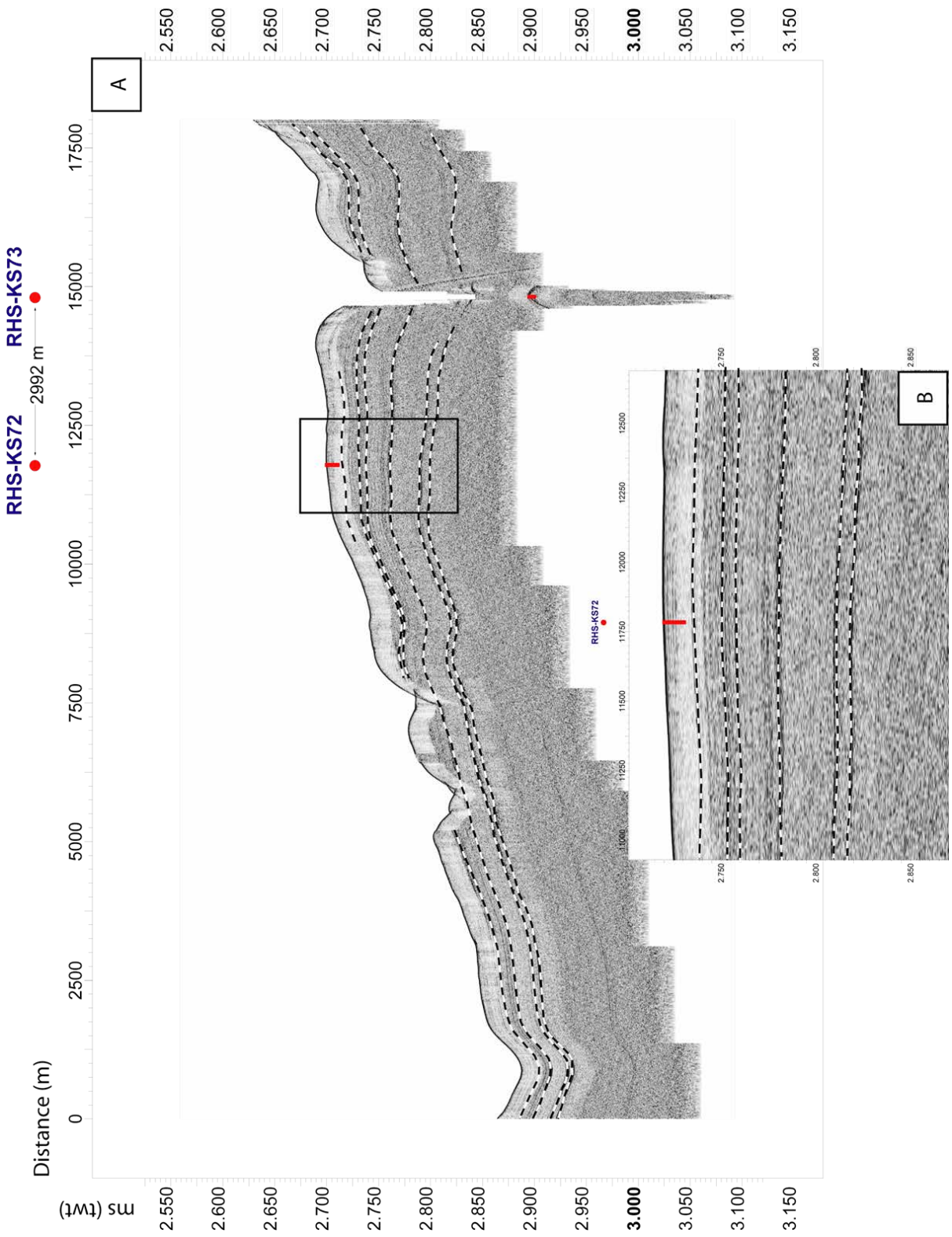


Figure III-1:Profil sismique passant par deux carottes de la campagne RHOSOS interprété par Fanget (2009). A) le profil sismique et B) un zoom sur la carotte RHS-KS72 reprise dans notre étude.

III.1.1.2. Les données bathymétriques

La campagne RHOSOS a permis de cartographier le canyon et le système chenal-levées du système turbiditique du Rhône à l'aide d'un sondeur de type EM300 adapté pour des profondeurs allant de 20 à 3000 m (Fig. III-2). Le traitement de ces données s'est fait en utilisant le logiciel Caraïbes développé par l'Ifremer. Il permet d'obtenir un jeu de données sous forme de modèle numérique de terrain (MNT) d'une résolution de 50 m et exportable sous ArcGis (Fig. III-2). C'est sous cette forme que j'ai obtenu les données bathymétriques présentées dans ce manuscrit. Toutes les cartes réalisées au cours de cette étude, sauf indication contraire, sont faites en utilisant les données bathymétriques de la campagne RHOSOS. Afin de combler les vides, un MNT général du Golfe du Lion au pas de 100 m est utilisé en arrière-plan.

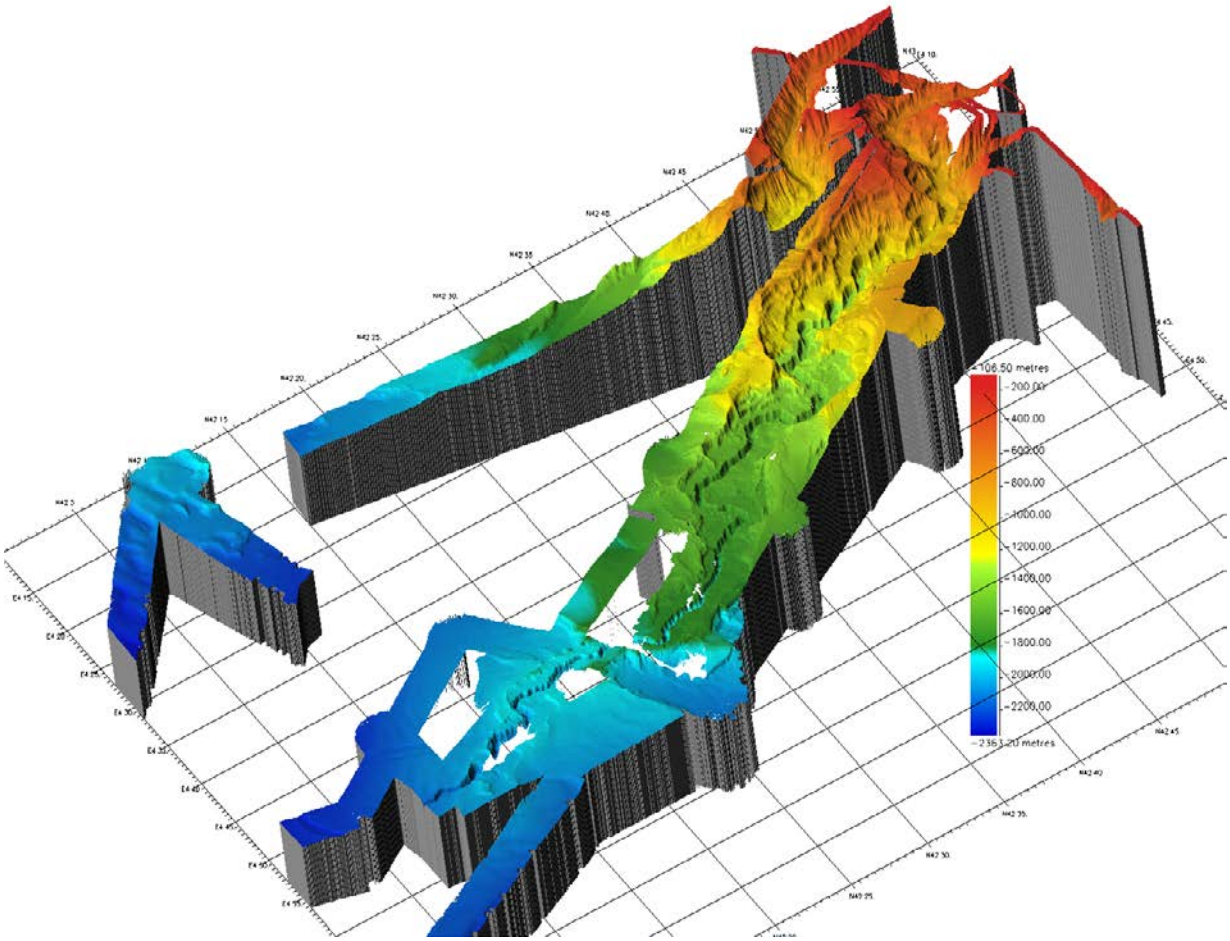


Figure III-2: Morphologie du système turbiditique du Rhône à partir des données multifaisceaux acquises pendant la campagne RHOSOS à bord du N/O Le Suroit (2008).

III.1.2. Les prélèvements sédimentaires

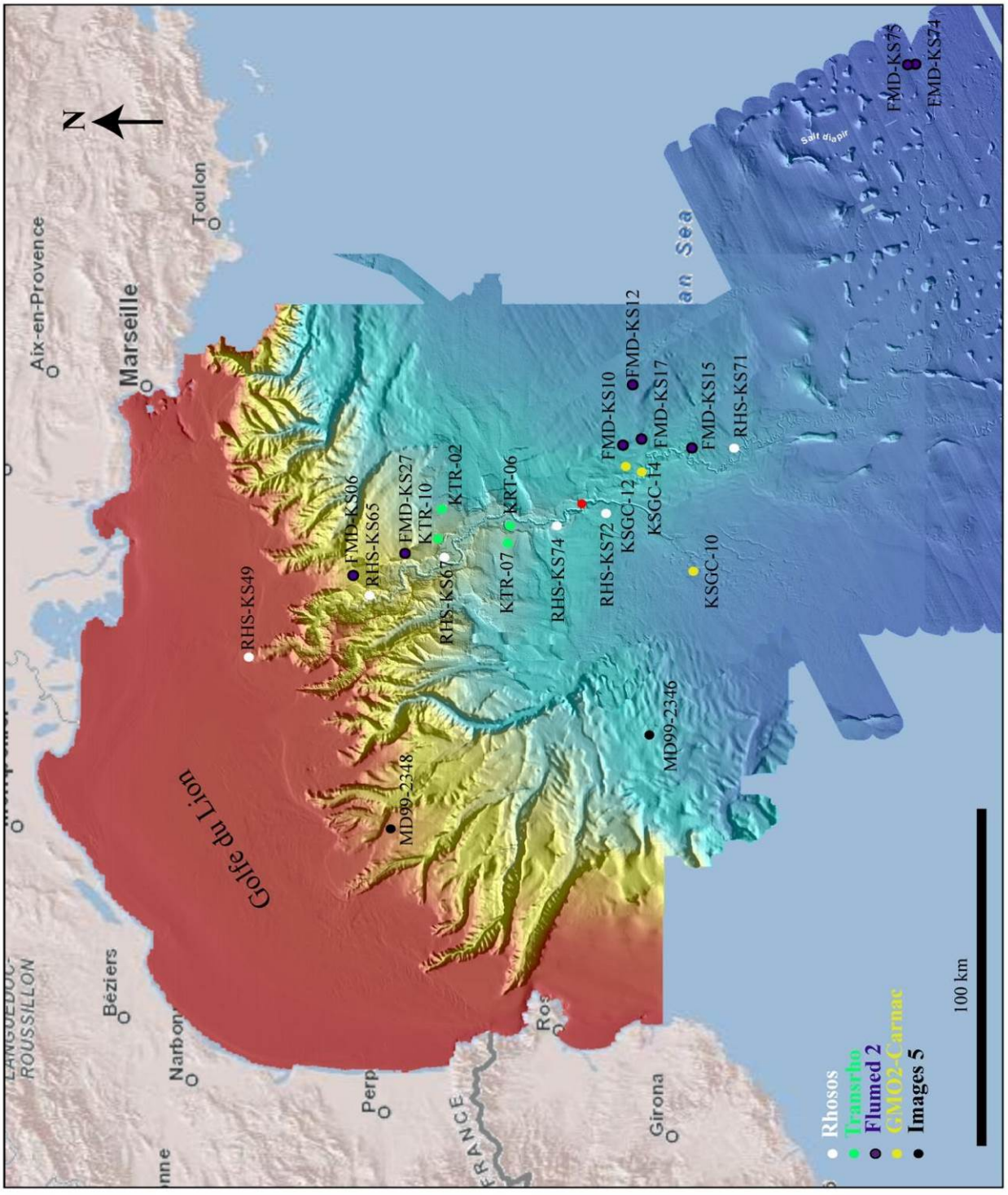


Figure III-3: MNT général du Golfe du Lion permettant de localiser les carottes prélevées dans le Golfe du Lion au cours de différentes campagnes océanographiques et sélectionnées pour l'étude.

Les séries sédimentaires forment la principale mémoire de l'histoire de la Terre. Cette mémoire est interrogée avec particulièrement de succès sur les séries marines, qui sont en général plus continues et moins perturbées que les séries continentales. Cependant, l'accès à

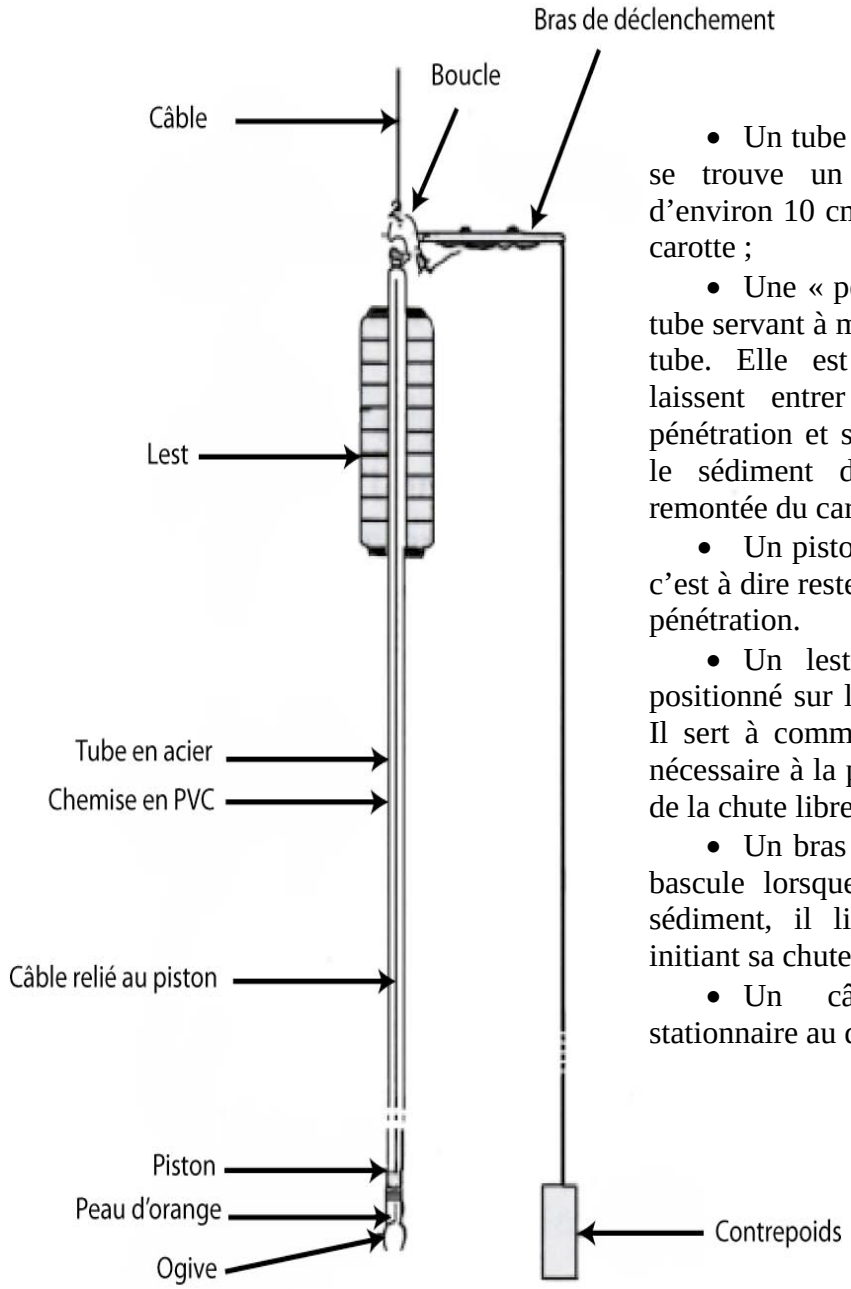
ces séries ainsi que leurs qualités restent étroitement tributaires des outils utilisés, par conséquent de l'évolution technologique.

Tableau III-1: Caractéristiques des carottes utilisées dans cette étude.

Carottes	**Positions géographiques**		**Campagnes**	**Profondeur (m)**	**Longueur (m)**	**Localisation**
	Latitudes	Longitudes				
RHS-KS49	N43°20.5698	E4°27.632	RHOSOS	149	7.1	Tête de canyon
RHS-KS65	N42°43.489	E4°41.369	RHOSOS	1010	6.88	Terrasse inférieure gauche
RHS-KS67	N42°32.216	E4°47.455	RHOSOS	1566	7.97	Levée confinée gauche
RHS-KS71	N41° 48.854	E5° 10,801	RHOSOS	2274	7,32	Chenal abandonné
RHS-KS72	N42°08.085	E4°56.741	RHOSOS	2077	8.28	Levée droite du Néofan
RHS-KS74	N42° 15,746	E4°54.595	RHOSOS	1905	7.60	Rive droite vallée turbiditique
KTR-02	N42°33.49	E4°56.19	TRANSRHO	1660	6.75	Terrasse supérieure gauche
KTR-06	N42°23.57	E4°54.51	TRANSRHO	1817	6.57	Rive droite vallée turbiditique
KTR-07	N42°23.21	E4°51.90	TRANSRHO	1725	7.18	Levée externe droite
KTR-10	N42°33.82	E4°51.83	TRANSRHO	1793	6.49	Levée externe gauche
KSGC-10	N41°55.2768	E4°44.6082	GMO2-CARNAC	2074	6.25	Levée externe droite
KSGC-12	N42°3.7782	E5°5.2488	GMO2-CARNAC	2080	5.5	Chenal abandonné
KSGC-14	N41°3.1902	E5°5.2452	GMO2-CARNAC	2122	2.52	Intérieur du chenal abandonné
FMD-KS06	N42°46.59	E4°44.051	FLUMED 2	720	7.68	Interfluve Petit-Grand Rhône
FMD-KS10	N42°6.0199	E5°10.77	FLUMED 2	2090	3.68	Chenal abandonné
FMD-KS15	N41°55.57	E5°10.166	FLUMED 2	2324	4.39	Chenal abandonné
FMD-KS17	N42°3.208	E5°11.958	FLUMED 2	2167.5	7.5	Chenal abandonné
FMD-KS27	N42°38.809	E4°48.562	FLUMED 2	1210	4.87	Terrasse supérieure gauche
FMD-KS74	N41°21.509	E6°28.883	FLUMED 2	2646	3.6	Lobes distaux
FMD-KS75	N41°22.675	E006°28.791	FLUMED 2	2640	5.31	Lobes distaux
MD99-2346	N42°2.61	E4°9.0402	Images 5	2089	12.17	Ride Pyréneo-Languedocienne
MD99-2348	N42°41.58	E3°50.5002	Images 5	296	22.77	Pente continentale
Nombre de carotte analysée		**21**		**Longueur totale de sédiment**		**116.34 m**

III.1.2.1. L'acquisition : le carottier Küllenberg

Les lettres KS figurant dans le nom de nos carottes (RHS-KS ou encore KSGC) renvoient au type de carottier Küllenberg mis en œuvre pour leur acquisition. C'est un carottier gravitaire à piston qui, contrairement au carottier d'interface, permet de récupérer de longues carottes de sédiments, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Il est constitué comme suit (Fig.III-4) :



- Un tube en acier à l'intérieur duquel se trouve un tube en PVC (chemise d'environ 10 cm de diamètre), contenant la carotte ;
- Une « peau d'orange » à la base du tube servant à maintenir le sédiment dans le tube. Elle est formée de lamelles qui laissent entrer le sédiment pendant la pénétration et se referment pour empêcher le sédiment de s'échapper lors de la remontée du carottier.
- Un piston, qui doit être stationnaire, c'est à dire rester au niveau du sol lors de la pénétration.
- Un lest d'environ 250 kg à 4t positionné sur la partie supérieure du tube. Il sert à communiquer l'énergie cinétique nécessaire à la pénétration du tube à l'issue de la chute libre.
- Un bras de déclenchement. Celui-ci bascule lorsque le contrepoids touche le sédiment, il libère ainsi le carottier en initiant sa chute libre.
- Un câble reliant le piston stationnaire au déclencheur.

Figure III-4: Carottier Küllenberg (Roubi et al., 2009)

La mise en œuvre du carottier s'opère sur le bord du bateau, le carottier étant suspendu verticalement à un câble en acier ou en Kevlar, il descend le long de la colonne d'eau précédé de quelques mètres par le contrepoids, qui actionne le bras déclencheur en touchant la surface du sédiment. Le carottier ainsi lâché en chute libre, pénètre dans le sédiment grâce au lest qui lui donne l'énergie cinétique nécessaire, et au piston qui génère un effet d'aspiration permettant de collecter le sédiment dans la chemise PVC (Fig.III-4). Le carottier est ensuite extrait du sesiment et ramenée à bord par l'intermédiaire du câble. La chemise PVC remplie de sédiments (appelée la carotte) est retirée du tube en acier et découpée en sections de 1 m. La longueur de la carotte ainsi récupérée dépend de la taille du tube, du poids du lest ainsi que

de la taille du bateau sur lequel la manœuvre est exécutée. Sur le N/O Le Suroît, bateau utilisé lors de la Campagne RHOSOS (2008), le lest pesait 994 kg, et la longueur des tubes est limitée à 15 ou 10 m.

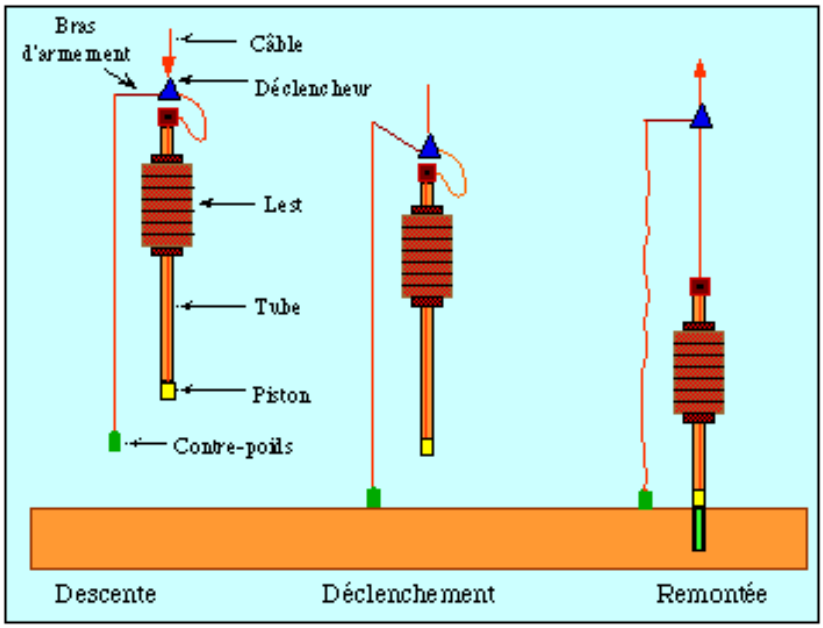


Figure III-5: Fonctionnement d'un carottier de type Küllenberg, source: Ifremer.

Bien que son fonctionnement relativement simple permette de récupérer des séries sédimentaires dans l'état où elles se seraient déposées, le dispositif entraîne quelquefois des déformations, En effet, le câble passe instantanément d'une charge de plus d'une tonne à zéro lors du déclenchement et subit un rebond élastique violent. Ce rebond ne permet pas de conserver le piston stationnaire et les mouvements engendrés produisent une aspiration et/ou un effet pieux bouché. Cela peut engendrer la déformation des sédiments, des problèmes de sous-échantillonnage et de sur-échantillonnage. Les effets de pistonnage (déformation concave des structures sédimentaires) ou de fluage (remontée des sédiments non-cohésifs le long de la carotte) sont les déformations habituellement observées et qui peuvent affecter différents niveaux de la carotte.

Afin de minimiser ces déformations, lors de la campagne RHOSOS, le carottier Küllenberg était équipé de capteurs (immersion et accéléromètres) sur le lest et le bras de déclenchement afin d'évaluer le rebond élastique du câble. Ces mesures ont permis d'optimiser les réglages du carottier (hauteur de chute, longueur de la boucle) (Fanget, 2009; Woerther et al., 2012).

III.1.2.2. La sélection des carottes

Un total de 21 carottes pour une longueur totale de 116.34 m a été analysé afin de caractériser l'enregistrement turbiditique du système du point de vue sédimentologique et stratigraphique (Tab. III-1). Certaines carottes utilisées dans cette étude n'ont pas été prélevées pour des objectifs sédimentologique et stratigraphique. Par exemple, les carottes de la campagne TRANSRHO qui, avaient été prélevées pour des objectifs de stabilité des pentes et géotechniques, et les carottes FLUMED 2 qui avaient été prélevées pour réaliser des mesures de flux de chaleur. Cependant, ces carottes se positionnent bien dans notre stratégie visant à avoir des prélèvements depuis le canyon jusqu'aux lobes distaux. Chaque site de prélèvement est caractérisé par deux grandeurs : **H** qui représente la hauteur par rapport au fond du chenal ou du canyon, et **L** qui définit l'éloignement par rapport à l'axe du chenal turbiditique. Les carottes situées dans le dernier chenal actif vont permettre de caractériser cette dernière période d'activité tandis que, les carottes situées dans la partie du chenal abandonné donneront des informations sur l'activité turbiditique qui a précédé la dernière avulsion du chenal. Les carottes des campagnes RHOSOS et TRANSRHO couvrent assez bien la partie du chenal située en amont du point d'avulsion. De la tête du canyon (RHS-KS49) jusqu'au Néochenal après le point d'avulsion (RHS-KS74), 10 carottes y sont reparties entre les terrasses sédimentaires, les levées internes et externes du dernier chenal actif du système. Pour la partie du chenal abandonné, l'enregistrement sédimentaire est complété par les carottes des campagnes GMO2-Carnac et FLUMED 2 couvrant également les lobes distaux (Tab. III-1).

III.2. Analyses sur les carottes sédimentaires

III.2.1. Approche sédimentologique

Une grande partie de ce travail de thèse repose sur l'analyse sédimentologique des 116.34 m de carottes sélectionnées (Tab. III-1) Cette approche vise à déterminer les lithofaciès. L'acquisition de nouveaux outils par le laboratoire a permis une plus grande précision sur certaines analyses.

III.2.1.1. Photographie

Une fois la carotte découpée en section puis ouverte, une des deux demi-sections est photographiée à l'aide d'un dos numérique leaf aptus-II 12 équipé d'un capteur CCD (53,7 x 40,3 mm) de 10 320 x 7 752 pixels soit 80 Mégapixels. Les reconstitutions des tronçons sont

faites manuellement sur Adobe Photoshop. Afin de mieux ressortir les contrastes ainsi que les structures existantes, quelques traitements supplémentaires de l'image sont quelquefois nécessaires. Cette photo ainsi obtenue s'ajoute à l'archive numérique de la carotte. Pour cette thèse, toutes les sections des carottes avaient déjà été ouvertes et photographiées. Cependant, pour des carottes plus anciennes (FLUMED 2 et TRANSRHO) les photographies n'étaient pas numériques. Par conséquent, elles ont été re-photographiées à l'aide de cet appareil numérique haute-résolution (80 Mégapixels).

III.2.1.2. Radiographie rX

La radiographie rX permet de visualiser les contrastes de densité et, ainsi les structures sédimentaires, parfois peu ou pas visibles à l'œil nu (Lofi and Weber, 2001; Migeon et al., 1998). Le principe de cette méthode est basé sur la traversée du sédiment par un rayon X. Une source rX 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 (Ducassou, 2006). La radiographie rX telle qu'elle est faite à Bordeaux, ne s'applique que sur des plaques de sédiments de 1 cm d'épaisseur. À l'Ifremer, le banc MSCL-XCT GEOTEK permet des acquisitions aussi bien linéaires qu'en 3D. Les analyses peuvent se faire sur la section non ouverte ou la demi-section. Avec la section pleine (non ouverte) la radiographie peut se faire sur plusieurs angles à l'aide d'un système de rotation manuel ou automatique. La visualisation de l'image linéaire acquise se fait via le logiciel GQuickView livré avec l'appareil.

Cet appareil est arrivé au cours de ma thèse nécessitant un temps d'adaptation et de prise en main de l'outil. Seule la carotte RHS-KS67 a été analysée par cette méthode.

III.2.1.3. Description visuelle

Elle consiste à consigner dans des logs synthétiques, toutes les caractéristiques lithologiques des dépôts ainsi que les structures internes visibles à l'œil nu. Les informations telles que : l'estimation de la granulométrie ; la couleur ; l'état d'oxydation ; les figures sédimentaires ; la bioturbation, et quelquefois le contenu biologique visible y sont rapportés.

Cette description visuelle est ainsi améliorée par l'élaboration de frottis sur lame mince. Elle permet d'évaluer la quantité et la nature du matériel faunistique et minéral avec une estimation de la granulométrie. Une fine quantité de sédiment est prélevée, et étalée entre lame et lamelle. La préparation est séchée avant d'être observée au microscope.

III.2.1.4. Analyses granulométriques

Les analyses ont été réalisées à l'aide du granulomètre Laser Coulter LS 230 du laboratoire LES de l'Ifremer. Cet appareil permet l'analyse des particules d'une taille comprise entre 0.4 et 2000 µm. L'analyse repose sur le principe de la diffraction de faisceaux laser par les particules sédimentaires en suspension. Au contact des particules, le faisceau laser diffracte vers le banc optique qui mesure l'angle de la diffraction. Cet angle est ensuite associé à la taille des particules. Les particules de même taille diffractent le faisceau au même angle permettant ainsi de déduire la taille et le taux représentatif de ces particules dans l'échantillon.

Selon le matériel analysé, les particules peuvent former des agrégats par floculation et modifier ainsi la taille réelle des particules. Pour des conditions d'analyse optimale, un protocole a été mis en place au laboratoire par rapport à la préparation de l'échantillon. Il consiste à prélever une quantité de sédiment permettant d'avoir une obscuration entre 8 et 12%. Il est ensuite mis en suspension dans de l'eau distillée à l'aide d'un agitateur magnétique. La quantité de sédiment ainsi que le temps d'agitation dépendent de sa nature (cohésif ou non).

Le traitement des données obtenues s'est fait en utilisant Gradistat (une feuille de calcul Excel™) et un programme Granulocoulter développé au laboratoire. Le paramètre utilisé est la médiane (D50) pour la représentation des courbes de distribution granulométrique. Selon les objectifs de l'étude, deux types d'échantillonnages ont été réalisés :

Un échantillonnage régulier avec un pas de 5 à 15 cm pour les carottes sans dépôts silteux ou sable (RHS-KS65 ; FMD-KS06, FMD-KS27) et pour les intervalles argilo-silteux des carottes turbiditiques (exemple RHS-KS67). Cette approche permet de suivre l'évolution granulométrique de chaque carotte.

Un échantillonnage de détail avec un pas de 0.5 à 2 cm selon l'épaisseur de la séquence. Cet échantillonnage s'est focalisé sur des intervalles silteux et/ou sableux et sur des sections de carottes sélectionnées pour une analyse plus détaillée. Cette approche vise à caractériser les séquences de dépôts en y associant la dynamique et les agents de transport en fonction du granoclassement normal et/ou inverse.

III.2.2. Approche chrono-stratigraphique

L'établissement d'un cadre chrono-stratigraphique des dépôts turbiditiques est nécessaire pour comprendre leur évolution dans le temps, l'influence des facteurs externes

(climat, niveau marin), et les comparer à d'autres prélèvements. Cependant, cette approche est compromise à cause de la nature terrigène et remaniée qui caractérise ces dépôts. Ainsi, pour établir ce cadre chrono-stratigraphique, il faut s'intéresser aux intervalles pélagiques ou hémipélagiques présents entre deux dépôts terrigènes. Sachant que le dépôt fin assimilé aux sédiments hémipélagiques peut dans ces milieux correspondre à la partie fine du dépôt terrigène, la grande difficulté se pose sur la détermination des limites entre terrigène et non terrigène et, par conséquent sur la fiabilité des échantillons prélevés pour des analyses stratigraphiques.

Pour tenter de s'affranchir de cette difficulté, une étude haute-résolution sur des intervalles précis permettra de définir des paramètres pour qualifier un bon échantillon.

III.2.2.1. Évaluation des échantillons

Cette évaluation repose sur l'analyse du contenu de l'échantillon en considérant : la proportion, l'état (fragmenté ou non), l'origine (autochtone ou allochtone) et la composition (benthique ou planctonique) des foraminifères. Cette analyse est ainsi faite sur la fraction > 125 µm des sédiments prélevés.

La méthode mise en place se base sur un pas d'échantillonnage de 1 à 2 cm au sein d'une séquence d'environ 20 cm et permet de suivre la transition entre les dépôts terrigènes et hémipélagiques. Une séquence pélagique à hémipélagique est également échantillonnée pour servir de référence. Les échantillons sont tamisés sous un jet d'eau à l'aide d'un tamis de 63 µm de maille. Le refus est ensuite séché et tamisé à nouveau afin d'avoir la fraction > 125 µm. À l'aide d'un plateau de comptage et d'une loupe binoculaire, chaque échantillon est rigoureusement analysé. La totalité des particules (biologiques et minérales) présentes dans l'échantillon est comptée et identifiée. Les résultats sont ensuite représentés sous forme de pourcentages ou de rapports. Les caractéristiques retenues sont :

- ***Le pourcentage de foraminifère (F)*** : calculé d'après la formule (**$F(\%) = T_F * 100/T_P$**). **T_F** représente le nombre de tests de foraminifères présents dans l'échantillon. Il tient également compte des foraminifères cassés dans la mesure où ceux-ci sont encore identifiables (Benthique ou planctonique). **T_P** représente la totalité des particules de l'échantillon clairement identifiables.

- ***Le taux de fractionnement (F_C)*** est le pourcentage de tests de foraminifères cassés obtenu d'après la formule **($F_C(\%)= T_C * 100/T_F$)**. **T_C** représente le nombre total de

tests cassés. Un taux de fractionnement par assemblage (benthique ou planctonique) est également déterminé par la même formule.

- ***L'indice de productivité (P/(P+B))*** qui est le rapport entre les foraminifères planctoniques et benthiques **P** = nombre total de foraminifères planctoniques et **B** = nombre total de foraminifères benthiques.

Une caractérisation des assemblages par l'identification des espèces présentes a également été faite afin de déterminer la proportion des espèces autochtones et allochtones. L'abondance relative de chaque espèce est calculée par rapport au nombre total de planctoniques ou de benthiques selon l'assemblage considéré. Par exemple **% *G. bulloides* = n * 100/P** avec **n** pour le nombre de tests de l'espèce *G. bulloides* et **P** car c'est un foraminifère planctonique.

L'abondance relative des espèces allochtones nous renseigne sur le degré de remaniement des assemblages.

III.2.2.2. Étude éco-stratigraphique

Elle consiste à utiliser les abondances relatives de certaines espèces de foraminifères pour faire des reconstitutions paléo-environnementales telles que les températures de surface des eaux de mer. Les foraminifères sont des micro-organismes dont la distribution spatio-temporelle et l'abondance dans les sédiments marins est fortement influencée par les caractéristique biologiques et physico-chimiques de la colonne d'eau. Pour les foraminifères planctoniques, il est montré que leur distribution ainsi que leur abondance sont étroitement liées à l'interaction entre ces facteurs (Bé and Hutson, 1977). Plusieurs études montrent par exemple que l'abondance ou l'absence de certaines espèces serait contrôlée par la variation des températures de surface des océans qui entraîne une variation dans les assemblages des foraminifères (Cacho et al., 2002; Melki et al., 2009; Rasmussen et al., 2003). Par exemple, l'espèce *G. bulloides* sera abondante pour une température moyenne de surface de 13,4 °C tandis que, les espèces *G. ruber et G. inflata* nécessiteront des températures plus élevées (respectivement 24,2 et 16,5°C). Ainsi, les espèces dites froides vont être utilisées pour caractériser les stades (froid) tandis que, les espèces chaudes ou subtropicales caractériseront les interstades (chaud).

L'étude éco-stratigraphique consiste à identifier les différentes espèces et à les compter. Pour ce faire, les échantillons obtenus par la même méthode d'échantillonnage décrite précédemment avec un pas de 20 cm ont été analysés. Selon l'abondance en matériel,

certains échantillons ont été divisés à l'aide d'un splitter (en 2, 3 ou 4 fractions) pour faciliter l'analyse tout en gardant un effectif statistiquement correct (300 individus environ).

Tableau III-2: Nombre d'individus comptés par espèces sélectionnées dans chaque carotte.

RHS-KS65					RHS-KS67	KTR-10	RHS-KS72
Foraminifères planctoniques	Température	chaude	*G. ruber*	1543	2589	229	839
			G. inflata	3730	4382	408	1356
		Froide	*N. pachyderma. S*	1856	1999	293	2863
			T. quinqueloba	3410	1382	293	6892
	Productivité		*G. bulloides*	25157	24319	5568	38966
			N. pachyderma D	5756	9785	1324	8366
Foraminifères benthiques	Indicateur stratigraphique		*G. altiformis*	517	204	53	137
	Hydrodynamisme et oxygénation		*C. wuellerstorfi*	508	304	328	414
Total			Planctoniques (P)	55277	59716	11297	83949
			Benthiques (B)	13719	6963	1390	8190
			P+B	68996	66679	12687	92139

Outre le fait de compter tous les foraminifères, un intérêt particulier a été porté à l'identification et le comptage de certaines espèces planctoniques et benthiques (Tab.III-2). Ainsi, en foraminifères planctoniques, nous avons distingué: 1) les marqueurs de température de surface ; *Globigerinoides ruber et Globorotalia inflata* (pour le chaud) ; *Neogloboquadrina pachyderma* senestre et *Turborotalia quinqueloba* (pour le froid), 2) les marqueurs de productivité de surface; *Globigerina bulloides* et *Neogloboquadrina pachyderma dextre*. Pour les foraminifères benthiques : 1) un indicateur stratigraphique (*Gyroidina altiformis*); 2) un indicateur des courants et de l'oxygénation du fond (*Cibicidoides wuellerstorfi*).

Afin d'avoir des valeurs comparables entre les différentes carottes, le nombre d'individus dénombrés par échantillon a été rapporté à un pourcentage donnant l'abondance relative (%) de l'espèce. Ces abondances relatives sont rapportées au groupe auquel appartiennent les espèces considérées. Ainsi, pour une espèce planctonique l'abondance relative sera obtenue par la formule suivante : X(%)= (n/P)*100 avec : n= le nombre d'individus de l'espèce (planctonique) dans l'échantillon ; P= le nombre de foraminifères planctoniques de l'échantillon. Pour une espèce benthique P est remplacé par B et représente également le nombre de foraminifères benthiques de l'échantillon.

III.2.2.3. Stratigraphie isotopique ($\delta^{18}O$)

L'utilisation du rapport des isotopes de l'oxygène ($^{18}O/^{16}O$) dans la reconstruction des paléotempératures (Emiliani, 1955), a révolutionné la compréhension de l'histoire paléoclimatique de la terre (Grossman, 2012). Dans la molécule d'eau, l'atome de l'oxygène est caractérisé par deux isotopes stables principaux, ^{18}O lourd et ^{16}O plus léger. L'eau des précipitations est plus chargée en ^{18}O que la phase vapeur des nuages. Lors du transport de la vapeur d'eau vers les hautes latitudes, celle-ci « s'allège » donc avant d'alimenter les calottes glaciaires. Relativement, l'isotope ^{16}O sera plus piégé dans les calottes pendant les périodes glaciaires, alors que l'eau des océans sera plus concentrée en ^{18}O. Cet enrichissement sera enregistré dans les tests des foraminifères présents dans la colonne d'eau et les sédiments. Une analyse par spectrométrie de masse permet de mesurer le rapport isotopique de l'oxygène contenu dans ces tests :

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

où le standard PDB (*Pee Dee Belemnite*) correspond au rapport obtenu à partir d'une calcite de l'espèce *Belemnite Belemnitella americana* d'âge Crétacé (Urey et al., 1951). Les variations du $\delta^{18}O$ obtenues sur les foraminifères sont interprétées en considérant le type de foraminifère choisi. Pour les foraminifères planctoniques affectés par les variations de température et de salinité de surface, elles donneront une information plus influencée par des évènements régionaux comme des arrivées d'eau douce. En revanche, pour les foraminifères benthiques, elles donneront un signal global sur la composition de l'eau profonde, principalement influencée par le changement du volume des glaces et du niveau marin. Pour cette étude, les analyses sont faites sur les foraminifères planctoniques

Pour nos travaux, le pas d'échantillonnage le long des carottes était de 10 cm, ajustable selon les sections et l'abondance des niveaux terrigènes. Certains de ces échantillons avaient déjà été utilisés pour l'étude éco-stratigraphique. Pour chaque analyse, j'ai effectué le piquage d'environ 20 spécimens de l'espèce *G. bulloides* dans la fraction > 250 µm. Le choix de cette espèce est basé sur son abondance dans les échantillons ainsi que sur sa présence tout au long de l'enregistrement. La courbe de variation $\delta^{18}O$ obtenue pour chaque carotte est ensuite mise en corrélation avec celle de la carotte de référence (Melki et al., 2009; Sierro et al., 2009). J'obtiens ainsi quelques points de calage constitués chacun d'une profondeur et de son équivalence en âge par rapport à la carotte de référence pour la réalisation du modèle d'âge.

La stratigraphie isotopique mise en œuvre pour établir un modèle d'âge n'a pu être appliquée sur toutes les carottes de l'étude et l'approche chrono-stratigraphique a été complétée par des datations radiocarbones et la composition chimique élémentaire des sédiments.

III.2.2.4. Datation radiocarbone (^{14}C) et composition chimique des sédiments Ca/Fe ***(XRF)***

III.2.2.4.1. Datations radiocarbones

La datation radiocarbone est basée sur la mesure de la quantité restante de carbone radiogénique (^{14}C) dans le matériel organique après la mort de l'organisme. La production de l'isotope radioactif ^{14}C est liée aux bombardements cosmiques interagissant avec l'azote pendant la vie de l'organisme. A la mort de celui-ci, les tissus n'incorporent plus le ^{14}C, il se désintègre selon une demi-vie de 5 568 ± 30 ans (Stuiver and Polach, 1977). L'âge de l'organisme est directement obtenu en mesurant la radioactivité restante avec un spectromètre de masse. Avec les foraminifères, cette mesure peut se faire sur du matériel mono-spécifique ou sur un mélange (bulk) de foraminifère planctonique ou benthique. Pour la viabilité de l'analyse, 10 mg ou un minimum de 7 mg par échantillon sont nécessaires.

Tout comme pour les analyses isotopiques et écologiques, les datations radiocarbones ont été faites sur des échantillons prélevés dans l'intervalle hémipélagique entre les turbidites. Le protocole d'échantillonnage et de traitement est le même que celui déjà décrit dans ce chapitre. Les analyses ont été faites sur la fraction > 200 µm des foraminifères planctoniques, en mono-spécifique (*G. bulloides*) lorsque cette espèce était suffisamment abondante, ou en « bulk ». Plusieurs datations avaient déjà été faites par l'équipe de l'Université de Perpignan (Dr. Bassetti) et par l'Ifremer (Dennielou et al., 2009 ; Fanget). Ces analyses ont été réalisées dans le *Laboratoire de Mesure du Carbone 14 de Saclay* (Sac) et au *Poznan Radiocarbon Laboratory* (Poznàn). J'ai réalisé le piquage de 15 échantillons pour des datations.

Toutes ces datations (Tab.III-3) ont été corrigées d'un âge réservoir moyen de 400 ans et calibrées avec le programme Calib7.01 et la courbe de calibration "Marine 13" (Reimer et al., 2013). Ce même programme a également été appliqué pour re-calibrer les datations des carottes de référence MD99-2346 (Melki et al., 2009) et MD99-2348 (Sierro et al., 2009).

Tableau III-3: Datations radiocarbones des carottes du système turbiditique du Rhône utilisées dans cette étude. Le bulk est fait sur les foraminifères planctoniques.

Carottes	Côtes	Matériel	Laboratoire	14C (Age BP)	Age calibré (Calib 7.01
RHS-KS65	80-81	*G. bulloides*	SacA-15958	10 690±40	11870-12328
	160-161	*G. bulloides*	SacA-15959	11 825±40	13190-13405
	380-381	*G. bulloides*	SacA-15960	13 965±50	16145-16557
	610-611	*G. bulloides*	SacA-23218	15020±60	17608-17980
	687-688	*G. bulloides*	SacA-23219	15 330±50	17954-18317
RHS-KS67	170-171	*G. bulloides*	SacA-23220	13 215±45	15102-15469
	230-231	*G. bulloides*	SacA-23221	13105±45	14917-15256
	380-381	*G. bulloides*	SacA-23222	15310±50	17969-18297
	784-785	Bulk	Poz-56260	15640±90	18285-18720
RHS-KS71	3-4	*G. bulloides*	Poz-56261	14 900±70	17464-17898
	304-305	Bulk	Poz-56262	18 130±90	21130-21774
	508-509.5	Bulk	Poz-56263	18 470±90	21607-22192
	673.5-682.5	Bulk	Poz-56264	18 380±90	21486-22042
RHS-KS72	20-21	*G. bulloides*	SacA-15964	14 500±45	16951-17383
	170-171	*G. bulloides*	SacA-23223	15 690±50	18406-18705
	380-381	*G. bulloides*	SacA-15965	17 440±70	20312-20767
	550-551	*G. bulloides*	SacA-23224	18 560±60	21813-22236
	819-820	*G. bulloides*	SacA-23225	18 820±70	22027-22470
RHS-KS74	38-39	*G. bulloides*	SacA-23226	13 595±45	15681-16040
	108-109	*G. bulloides*	SacA-23227	15 330±50	17954-18317
KTR-02	252-253	*G. bulloides*	Poz-49651	18590 ± 100	21790-22340
	275-276	*G. bulloides*	Poz-49652	42200 ± 1100	43177-47240
	665-666	*G. bulloides*	Poz-49652	48000 ± 2000	
	671-672	*G. bulloides*	SacA 27209	38680 ± 520	41694-43098
KTR-06	8-10	*G. bulloides*	Poz-13820	13 930±70	16052-16549
	49-51	*G. bulloides*	Poz-13821	13 730±70	15796-16247
	89-92	*G. bulloides*	Poz-14651	14 870±70	17427-17880
	342-343	Bulk	Poz-56308	12810 ± 60	14150-14873
	632-633	Bulk	Poz-56309	15370 ± 70	17965-18382
KTR-07	74-77	*G. bulloides*	Poz-14652	14 880±80	19495-19991
	677-683	*G. bulloides*	Poz-14652	19 010±100	21288-21862
KTR-10	312-313	*G. bulloides*	Poz-49553	16740 ± 90	19495-19991
	646-648	*G. bulloides*	SacA 27210	18220 ± 90	21288-21862
KSGC-10	1-2	*G. inflata*	Poz-13817	840±30	421-518
KSGC-12	22-25	*G. bulloides*	Poz-14631	15 150±70	17719-18147
	150-153	*G. bulloides*	Poz-13818	18 170±90	21203-21818
	218.5-219.5	Bulk	Poz-56265	17960 ± 90	20913-21518
	283-284	Bulk	Poz-56266	15230 ± 70	17840-18253
	494-495	Bulk	Poz-56267	18850 ± 100	21995-22516
KSGC-14	51-54	*G. bulloides*	Poz-14625	14 420±70	16720-17316
	69-71	*G. bulloides*	Poz-14627	15 230±80	17827-18276
	116-119	*G. bulloides*	Poz-14628	15 890±80	18577-18904
	197-200	*G. bulloides*	Poz-13819	18 010±90	20969-21590
	230-233	*G. bulloides*	Poz-14629	17 660±90	20553-21079

III.2.2.4.2. Mesure en continu de la fluorescence X (XRF)

La composition chimique élémentaire semi-quantitative des carottes est obtenue par une analyse non-destructive réalisée avec un scanner à fluorescence X : l'Avaatech® XRF Core Scanner. Cet appareil réalise la mesure sur la surface du sédiment de la demi-carotte après

ouverture, les résultats sont exprimés en coups par seconde. Le principe de l'analyse XRF est basé sur l'excitation des électrons de chaque élément chimique par une irradiation aux rayons X. Chaque atome excité émet un rayonnement fluorescent dans un spectre de longueur d'onde caractéristique de l'élément, et permet ainsi d'estimer son abondance relative dans le sédiment. L'irradiation (rayon X primaire) du sédiment et la réception du rayonnement secondaire émis sont assurées lors du déplacement d'un système motorisé le long de la carotte. Ce système est formé par un tube à rayons X, d'un prisme et d'un détecteur. Pour des conditions optimales d'analyse, la section doit avoir un diamètre compris entre 30 et 150 mm, une longueur maximal de 1850 mm et doit être recouverte par un film Ultralène ® (4 µm). Ce film est utilisé pour diminuer la rugosité de la carotte et éviter la contamination du capteur du Scanner XRF lors de l'analyse (Richter et al., 2006). Le Scanner XRF permet d'analyser un grand nombre d'éléments chimiques (de l'Aluminium Al^{13} au Baryum Ba^{56}) grâce à différentes tensions comprises entre 10 kV et 50 kV (le voltage nécessaire augmente avec le numéro atomique (Z) des éléments dans la classification périodique).

Pour cette étude, j'ai réalisé une analyse tous les 1 cm avec deux passages (à 10 kV et 30 kV). Les données obtenues ont été exportées vers le logiciel WinAxilBtach afin d'obtenir des tableaux Excel et des profils d'éléments. Je me suis intéressé en particulier au rapport Ca/Fe, car il permet de caractériser la part relative de l'origine terrestre ou marine des sédiments. En effet, le calcium (Ca) tracerait la source biogénique et le fer (Fe) la source terrigène. Il faut cependant noter que, s'agissant du Rhône et du Golfe du Lion, la teneur en calcium peut également être affectée par les apports de carbonates détritiques en provenance des pré-Alpes, ou du remaniement des sables de plateforme émergés pendant les périodes glaciaires (Sierro et al., 2009). Quoi qu'il en soit, ce rapport a une signification propre au système et peut permettre de comprendre les fluctuations des sources sédimentaires. Enfin, les variations identifiées dans les carottes ont permis les corrélations entre elles, et par conséquent de propager un modèle d'âge à l'aide d'une carotte de référence.

Partie. II Évolution spatio-temporelle des transferts sédimentaires dans le système turbiditique du Rhône

Chapitre. IV Les turbidites comme enregistreur des transferts terre-mer, évaluation de l'approche sur le système turbiditique du Rhône

Introduction

Les turbidites et les systèmes turbiditiques sont majoritairement étudiés pour leur potentiel en matière de réservoir pétrolier et en matière de risque naturel (glissements et avalanches sous-marines). Ils sont ainsi généralement abordés sous l'angle de leur structure interne, composition des sédiments et plus particulièrement l'emplacement et la composition des sables. Les courants de turbidités, principal processus d'alimentation de ces systèmes, sont fréquemment liés à des événements climatiques tels que les crues, soit directement, sous la forme de courants hyperpycnaux (Khripounoff et al., 2012; Mulder et al., 2001) soit indirectement par des instabilités gravitaires (Mulder et al., 2001). Les systèmes turbiditiques enregistrent ainsi des événements et des fluctuations climatiques dont le potentiel est encore largement sous exploité pour la compréhension des transferts sédimentaires terre-mer à l'échelle du Quaternaire terminal et du dernier cycle glaciaire/interglaciaire.

L'enregistrement sédimentaire des systèmes turbiditiques présente des avantages comme : (1) les très forts taux de sédimentation permettant d'aborder des résolutions temporelles millénaires, centennales et même saisonnières ; (2) l'enregistrement « direct » d'événements climatiques (crues) et géologiques (avalanches sous-marines) ; (3) ils sont répartis sur toute la planète. Ils présentent cependant des inconvénients tels que : (1) la faible proportion de matériel pélagique et le risque de mélange avec du matériel remanié ; (2) la complexité de leur structure et morphologie ; la difficulté de séparer les fluctuations liées au climat et à l'environnement (allogéniques) de celles liées à l'évolution propre au système (autogénique).

Au cours de ces dernières années, plusieurs marges et systèmes turbiditiques ont été étudiés dans l'objectif d'exploiter le potentiel de ces enregistrements sédimentaires pour la compréhension des facteurs agissant sur leur fonctionnement: la marge portugaise (Lebreiro et al., 2009) ; la marge de Makran, dans le Golfe d'Oman (Bourget et al., 2010; Prins and Postma, 2000) ; La marge Hikurangi en Nouvelle-Zélande (Pouderoux et al., 2012) ; La fosse Sud Chili (Blumberg et al., 2008) ; Le chenal turbiditique Toyama, en Mer du Japon (Nakajima and Itaki, 2007) ; La marge Nord-Ouest africaine (Henrich et al., 2010; Pierau et al., 2010) ; le fan du Bengale (Weber et al., 2003); la plaine abyssale de Madeire (Weaver and Kuijpers, 1983) ; Le système turbiditique du Var (Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011; Mas et al., 2010) ; Les systèmes turbiditiques « Manche » du Golfe de Gascogne (Toucanne et al., 2012; Toucanne et al., 2010; Zaragosi et al., 2006).

Les relations de l'enregistrement turbiditique avec les variations climatiques et fluctuations du niveau marin faites dans ces études, ont été possibles grâce à l'établissement d'un cadre chronologique. Dans cette approche chrono-stratigraphique, seule la faction hémipélagique entre les turbidites a été échantillonnée pour des analyses $\delta^{18}O$ ou l'étude des assemblages faunistique. Ces modèles d'âge reposaient donc sur les corrélations des courbes de variations $\delta^{18}O$ ou la distribution de certaines espèces (*N. pachyderma*, *Coccolite…*) des carottes turbiditiques avec les carottes de références (glaciaires, marines sans turbidite…) en y associant des datations radiocarbones.

Dans le système turbiditique du Rhône il n'existe pas de cadre chrono-stratigraphique à l'échelle du Quaternaire Terminal. Quelques contraintes existent pour le dernier maximum glaciaire et la dernière déglaciation (Bonnel et al., 2005; Dennielou et al., 2009), mais l'absence de cadre chrono-stratigraphique dans les faciès turbiditiques limite la compréhension de son fonctionnement en relation avec les fluctuations climatiques et environnementales. Par conséquent, notre objectif est d'y établir un cadre chrono-stratigraphique Cette première tentative d'introduire le facteur temps à l'échelle millénaire dans les turbidites du Rhône a été évaluée à partir deux carottes prélevées l'une sur une terrasse sédimentaire dans le canyon du Petit-Rhône (carotte RHS-KS65), et l'autre dans la vallée turbiditique de l'éventail supérieur (carotte RHS-KS67).

IV.1. Préservation d'un signal océanique dans les turbidites

Le caractère remanié qui caractérise les dépôts turbiditiques silicoclastiques les rend à priori inappropriés pour des datations C-14 ou des analyses isotopiques de l'oxygène sur les carbonates marins. Toutefois le caractère événementiel des courants de turbidités, permet d'affirmer qu'un environnement sédimentaire dit turbiditique en terme de volumes de dépôt est en fait majoritairement hémipélagique à pélagique dans le temps. Ainsi, une sédimentation hémipélagique bien que très peu représentative en terme d'épaisseurs de dépôt, est présente dans ces environnements majoritairement terrigènes. En ciblant précisément les intervalles susceptibles de contenir le matériel pélagique (foraminifères) nécessaire, il est théoriquement possible d'établir un modèle d'âge. Dans une séquence turbiditique complète (Fig. IV-1), les intervalles pélagiques se trouvent au sommet de la séquence correspondant au terme F (Piper and Stow, 1991; Stow and Piper, 1984). Cependant, il est fréquent que les séquences turbiditiques soient incomplètes et peu

épaisses. Dans ce cas les intervalles pélagiques se confondent souvent avec la partie fine de la turbidite correspondant au terme T_e de la séquence de Bouma (1962). Ils peuvent également être absents par érosion ou par un temps de latence court entre deux courants de trubidité. Dans ce cas il est compliqué de cibler un échantillonnage pélagique exempt de contamination par du matériel remanié déposé par le courant de turbidité. Afin de comprendre la préservation du matériel pélagique non-remainié dans les turbidites, nous avons déterminé la composition des échantillons issus des diffrérents lithofaciès des deux carottes prélevées dans le système turbiditique du Rhône (STR).

Quatre principaux lithofaciès ont été déterminés. Les trois premiers (1 à 3) sont interprétés comme des lithofaciès hémipélagiques et sont visibles sur les deux carottes. Le lithofaciès 4, visible uniquement sur la carotte RHS-KS67, est interprété comme turbiditique et a été subdivisé en 4 lithofaciès secondaires (4a, 4b, 4c et 4d). La présentation détaillée des lithofaciès est abordée dans l'article joint à ce chapitre (cf. paragraphe IV.2.) et dans le chapitre V.

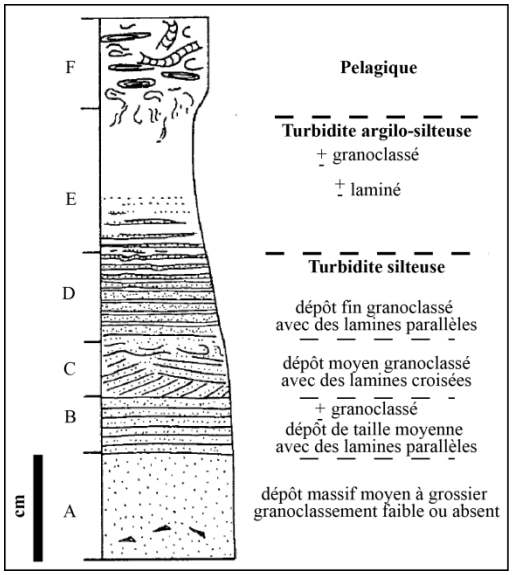


Figure IV-1: Séquence modèle d'une turbidite silteuse (Stow and Piper, 1984). La subdivision des faciès (A, B, C, D et E) est basée sur la séquence de Bouma (1962).

IV.1.1. Caractérisation des échantillons

Afin d'évaluer la préservation du signal océanique dans les turbidites, des échantillons ont été collectés dans les lithofaciès 2, 3, 4b et 4d sur des intervalles de 10 à 20 cm (Fig. IV-2) avec un pas d'échantillonnage de 1 à 2 cm (cf. matériels et méthodes). Les autres lithofaciès n'ont pas été analysés à cause de leurs similitudes avec les lithofaciès choisis (1 et 4c).

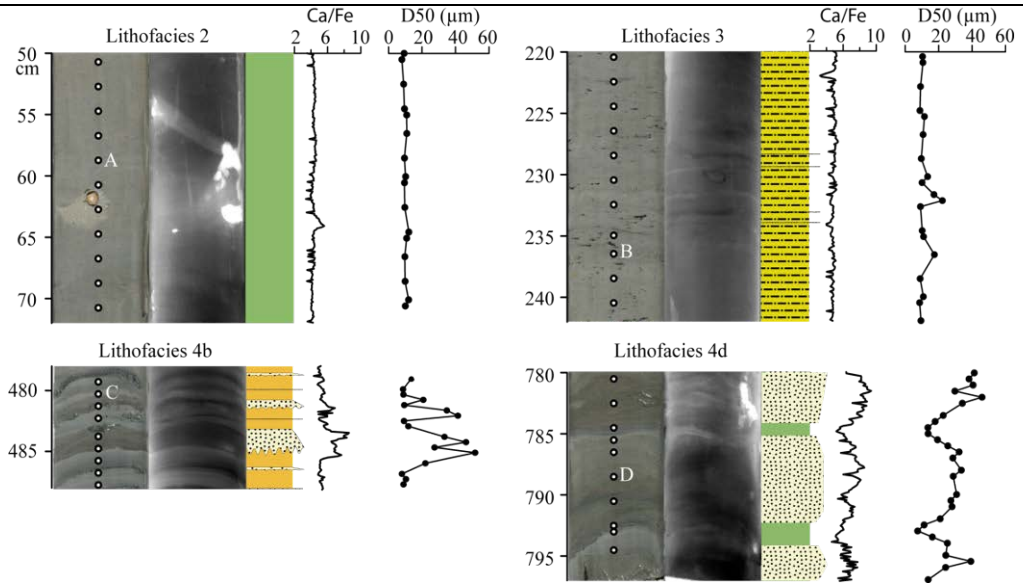


Figure IV-2:Présentation générale des sections échantillonnées. Les cercles blancs indiquent les points d'échantillonnage, les lettres A, B, C et D sont les échantillons pris en exemples et photographiés. D50 indique la taille moyenne du sédiment et le rapport Ca/Fe issue de l'analyse XRF (composition élémentaire semi-quantitative) indique l'origine biogène ou terrigène du sédiment.

La fraction granulométrique > 150 µm ne représente qu'une proportion faible du sédiment (~10% cf. chapitre V) mais rassemble l'essentiel du matériel biogène. C'est la fraction choisie pour caractériser la préservation du signal biogène dans le sédiment.

IV.1.1.1. Composition et état du matériel turbiditique/ hémipélagique

Les sables sont composés aussi bien du matériel terrigène que biogène avec une grande hétérogénéité. Foraminifère, débris coquillés, sulfure de fer, quartz, micas, carbonates détritiques ou résidus carbonatés constituent tous les échantillons à des proportions variables. On peut distinguer 3 fractions (Fig. IV-3):

La fraction biogène en bon état (F1), formée par les tests de foraminifères non recristallisés ni brisés. Ce sont les foraminifères susceptibles d'être prélevés pour des analyses isotopique, éco-stratigraphique ou pour des datations radiocarbones.

La fraction biogène détériorée (F2), formée par l'ensemble des tests carbonatés (bivalves, gastéropodes, foraminifères) brisés et/ou recristallisés. La saturation actuelle des eaux de fond en calcite et aragonite rend la fragmentation des tests de foraminifères improbable par une quelconque dissolution à 1566 m. La proportion de test de foraminifères brisés sera utilisé comme un indice de transport et donc du remaniement.

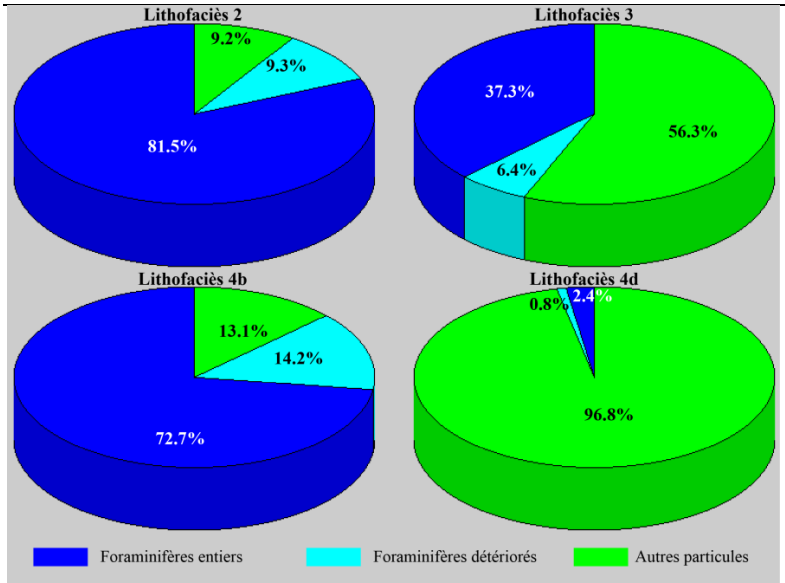


Figure IV-3: Caractérisation de la composition d'un échantillon illustrée par les échantillons A (lithofaciès 2), B (lithofaciès 3), C (lithofaciès 4b) et D (lithofaciès 4d) pris en exemple. La position de ces échantillons est donnée dans la figure IV-2.

La fraction terrigène ou authigène (F3), constituée de quartz, micas, sulfures de fer, carbonates détritiques. La présence de carbonates détritiques ne permet pas d'utiliser le rapport Ca/Fe mesuré à l'aide du scanner XRF comme indice de détritisme. En effet, on constate que le rapport Ca/Fe augmente dans les lithofaciès turbiditiques 4b et 4d (Fig. IV-2) et met en évidence l'enrichissement de la fraction terrigène en carbonates détritiques. Cette corrélation entre détritisme et teneur en carbonate est visible également à l'échelle des cycles glaciaires/ interglaciaires (Frigola et al., 2012).

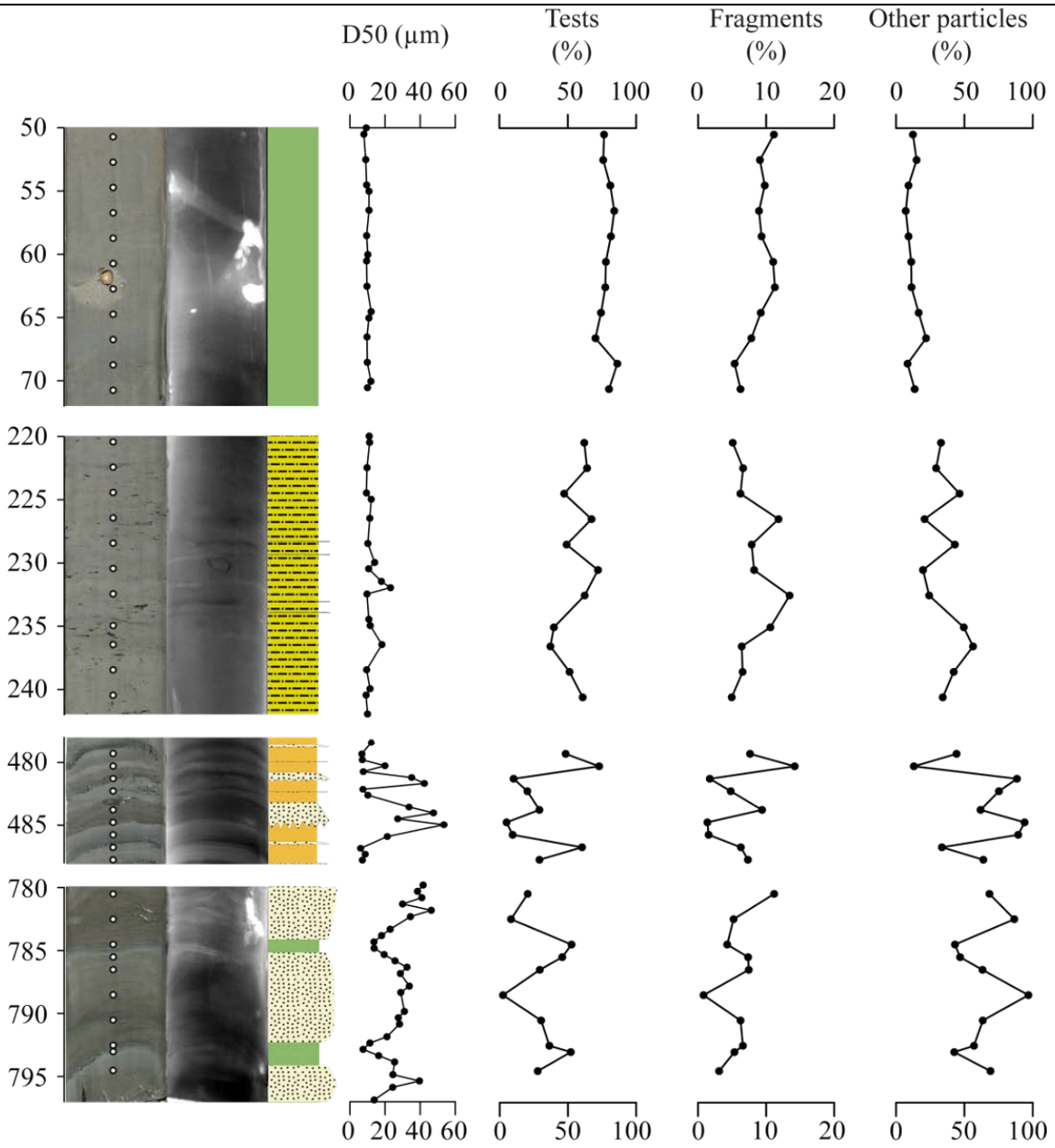


Figure IV-4:Caractérisation des échantillons sélectionnés le long des sections choisies en considérant la fraction > 150 µm. les courbes sont faites par rapport à la profondeur (cm) Tests : correspond aux foraminifères en bon état ; Fragments ; correspond aux tests de foraminifères brisés et recristallisés ; D50 représente la taille médiane du sédiment.

La répartition des fractions fluctue d'un lithofaciès à l'autre mais également au sein d'un lithofaciès. Les fractions 1 et 3 sont respectivement abondantes dans les lithofaciès 2 (hémipélagique) et 4d (turbiditique). Le lithofaciès 3 (hémipélagique) se caractérise par une fraction terrigène plus importante que la fraction biogène. En revanche, l'intervalle fin dans le lithofaciès 4b (turbiditique) montre une composition très proche de celle du lithofaciès 2 avec une dominance de la fraction biogène en bon état (Fig. IV-3). Un échantillonnage fait avec un pas régulier au sein des différents lithofaciès confirme ces observations (Fig. IV-4). Le lithofaciès 2 montre une forte dominance de la composante biogène intacte (78%) complétée par une fraction terrigène ou authigène (12%). Les lithofaciès 4b et 4d montrent des fluctuations qui marquent bien

l'alternance entre les intervalles grossiers et fins caractéristiques des turbidites. Leurs niveaux fins ont une composition proche du lithofaciès 2 et peuvent être considérés comme des dépôts hémipélagiques.

La fraction biogène qui intègre les foraminifères en bon état et les détériorés, est essentiellement constituée par les foraminifères planctoniques et benthiques à des proportions variables.

Les foraminifères planctoniques : dans le lithofaciès 2 (hémipélagique) les tests de foraminifères planctoniques en bon état représentent en moyenne 82 % de la fraction biogène tandis que les tests brisés n'en représentent que 10 % (Fig. IV-5). À l'inverse, dans les faciès turbiditiques, la proportion varie entre la fraction grossière et la fraction fine. Dans la fraction fine, les tests de foraminifères en bon état représente plus de 70 % de la fraction biogène tandis que dans la partie grossière, elle est inférieure à 50% avec un pourcentage des tests brisés pouvant atteindre 30 % (Fig. IV-5).

Les foraminifères benthiques sont généralement très peu abondants dans les échantillons (5-10%) et présentent un état de préservation similaire aux foraminifères planctoniques. Ils peuvent néanmoins représenter 30 % de la fraction biogène dans les sables turbiditiques des lithofaciès 4b et 4c (Fig. IV-5), dans ce cas ils sont associés à des pourcentages de foraminifères planctoniques faibles (Fig. IV-5). Les pourcentages de tests préservés et brisés sont corrélés positivement et sont plus élevés dans les sables turbiditiques. Il semble donc que l'abondance de foraminifères benthiques soit étroitement liée aux transports sur le fond dans les courants de turbidités.

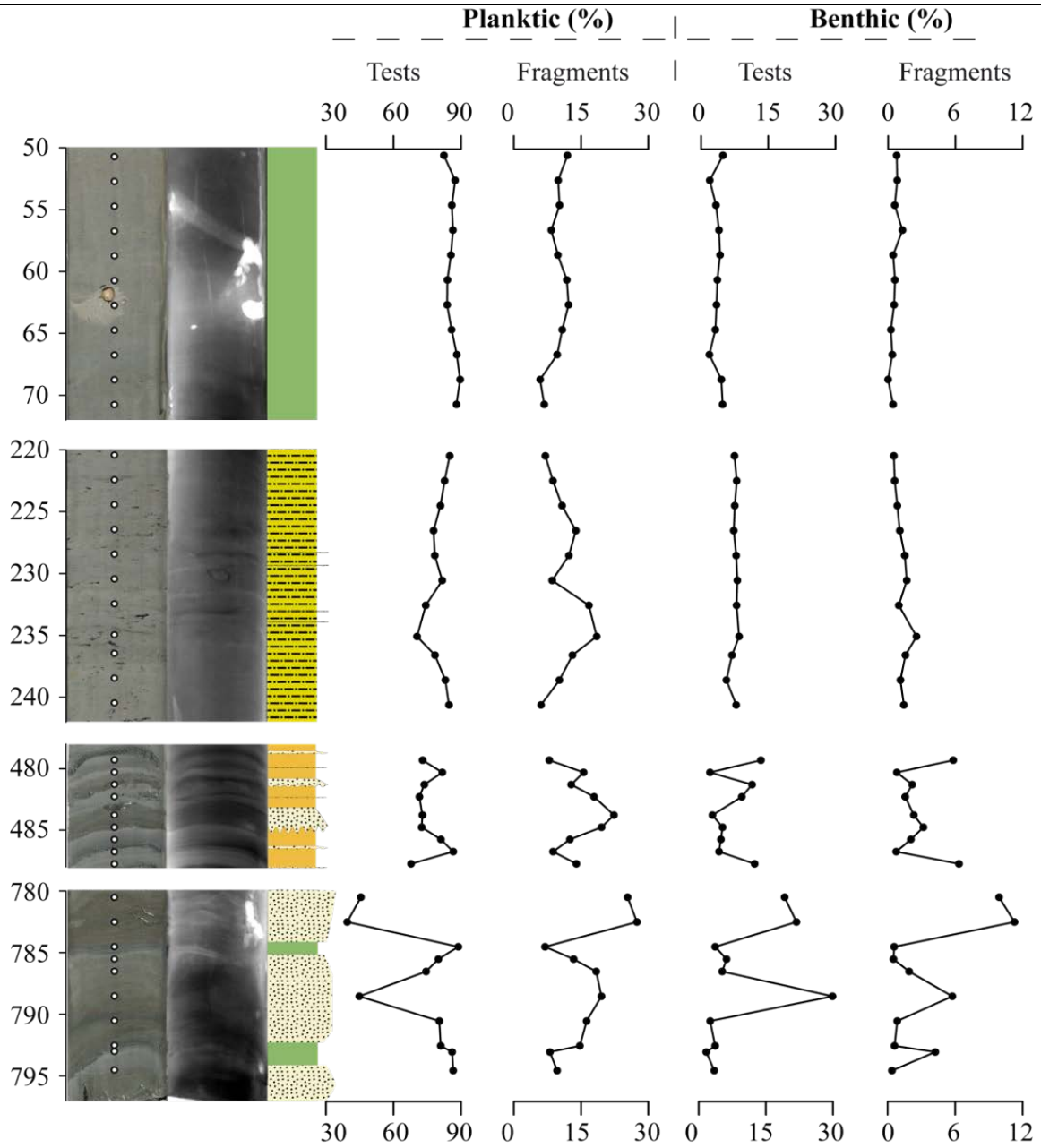


Figure IV-5:Composition de la fraction biogène > 150 µm des échantillons le long des sections choisies. Les courbes sont faites par rapport à la profondeur (cm). Tests correspond aux foraminifères en bon état, fragments pour les foraminifères cassés et recristallisés.

IV.1.1.2. Assemblages autochtones versus assemblages allochtones

Au sein des assemblages de foraminifères morts présent dans les carottes sédimentaires, la distinction entre autochtone et allochtone pour les planctoniques reste très subjective.

Les assemblages planctoniques sont relativement proches dans tous les lithofaciès, à l'exception des espèces *Globigerinoides ruber* et *Globorotalia inflata* visibles uniquement dans le lithofaciès 2 (Fig. IV-7). La distinction entre autochtone allochtone des espèces n'est pas clairement établie entre les niveaux fins et les niveaux grossiers. Cependant, elle nous donne des indications sur les conditions de température et de productivité de surfaces qui prévalaient pendant la formation des dépôts. L'abondance relative des espèces

telles que *Neogloboquadrina pachyderma dextre (~40%), Globigerina bulloides (~20%), Globigerinata glutinata (~20%) Globorotalia inflata et Globigerinoides ruber* indique un réchauffement des eaux de surface associée à une forte productivité primaire. En Méditerranée, cet assemblage est caractéristique de la déglaciation (Blanc-Vernet, 1969; Melki et al., 2009). La disparition de *G. ruber et G. inflata*, la baisse de *G. glutinata* ainsi que l'augmentation de *Turborotalia quinqueloba* (une espèce subpolaire) dans les autres lithofaciès indiquent des conditions glaciaires.

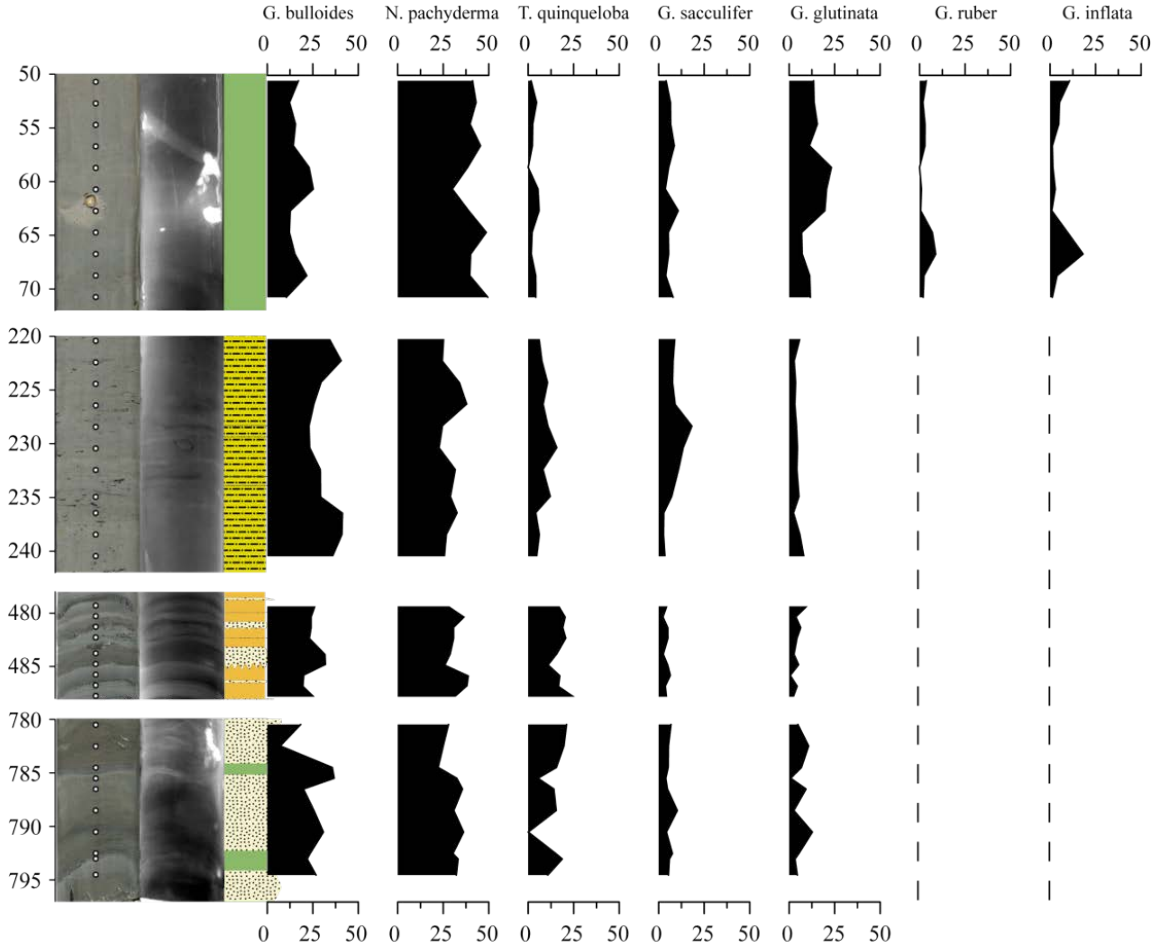


Figure IV-6: Distribution des foraminifères planctoniques dans les différentes sections par rapport à la profondeur. Les traits en pointillés indiquent l'absence des espèces (Fig. A1).

Les assemblages benthiques : la distinction entre les espèces autochtones et allochtones est faite sur la base de leur distribution bathymétrique. En effet, certaines espèces sont caractéristiques du plateau (*Elphidium, Siphonaperta aspera*) tandis que d'autres seront caractéristiques du pied de pente (*Mélonis barleeanus, Bolivina spathulata*). Sachant que la carotte RHS-KS67 a été prélevée à 1566 m en pied de pente, les espèces du plateau seront donc considérées comme allochtones et celles du pied comme autochtones.

Les espèces autochtones (Fig. IV-7) dominées par *Cibicides pachyderma, Melonis barleeanus et Bolivina spathulata,* sont abondantes dans les lithofaciès et intervalles hémipélagiques. Leur présence dans les sables est associée à une remobilisation locale, c'est le cas par exemple de *Chilostomella ovoidea*. Bien que la

longueur des sections ne soit pas propice aux interprétations écologiques de ces assemblages, elles révèlent néanmoins des conditions oligotrophes à mésotrophes avec une bonne ventilation des eaux de fonds. Ces conditions sont illustrées par l'abondance de l'espèce *C. pachyderma* caractéristique en Méditerranée (Schmiedl et al., 2000). Les autres espèces telles que *M. barleeanus, B. spathulata, G. altiformis et C. wuellestorfi* qui sont généralement autotrophes à oligotrophes, ou nécessitant des taux d'oxygénation élevés (Fontanier et al., 2002; Mojtahid et al., 2009; Murray, 1973; Schmiedl et al., 2000) semblent s'y adapter.

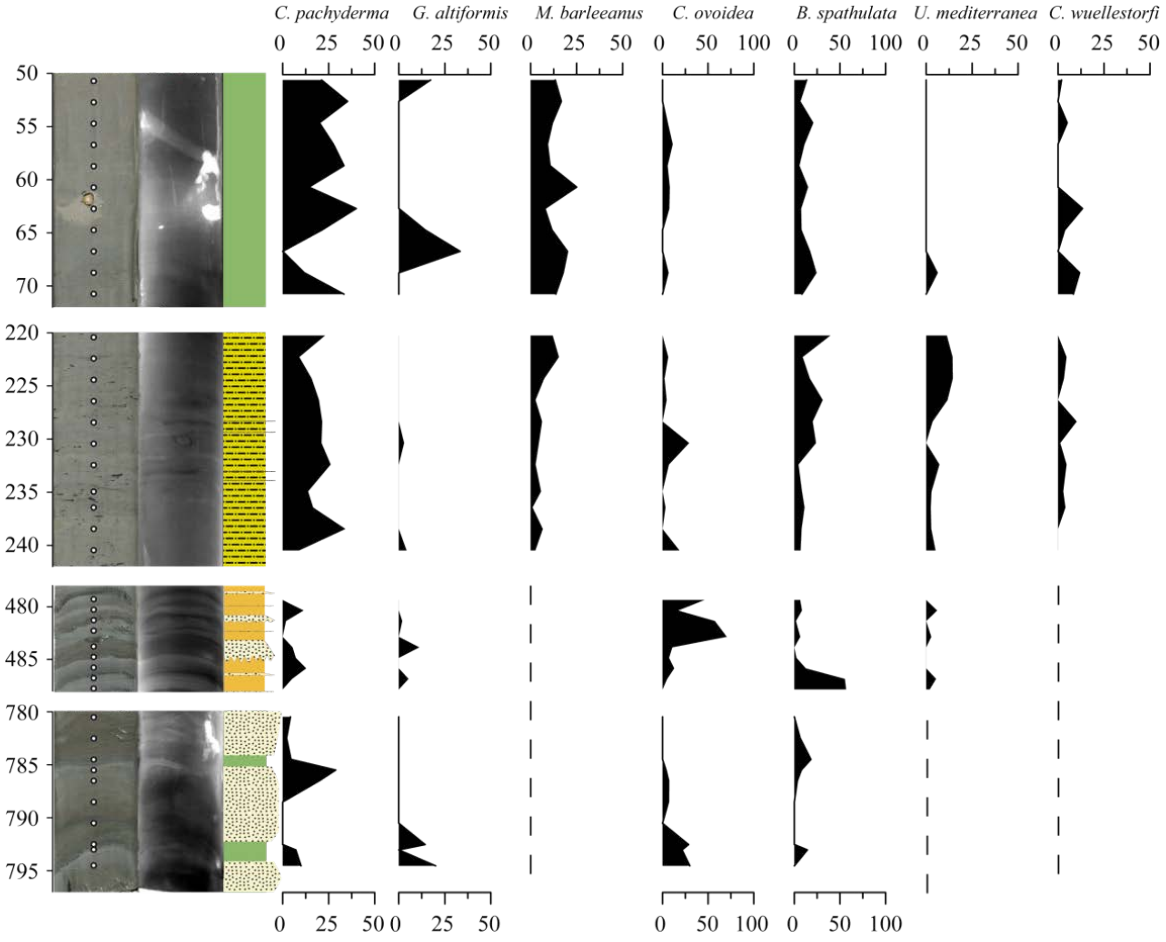


Figure IV-7: Distribution verticale des foraminifères benthiques autochtones dans chaque section (Fig. A2).

Les espèces allochtones (Fig. IV-8) sont essentiellement présentes dans les lithofaciès turbiditiques 4b et 4d, à l'exception de l'espèce *Cassidulina laevygata var carinata* (*C. carinata*) qui est également abondante dans le lithofaciès 3. Deux espèces du plateau dominent les assemblages : *C. carinata et Siphonaperta aspera*. L'espèce *C. carinata* est très peu visible dans les intervalles grossiers, elle semble être autochtone car elle est également abondante dans les lithofaciès hémipélagiques. Cette espèce est connue pour son caractère opportuniste pouvant coloniser les milieux profonds lors d'un apport important en matière organique (Abu-Zied et al., 2008). Outre cet aspect, *C. carinata* est très légère donc facilement transportable par les couches néphéloïdes (Duros et al., 2011). En revanche, l'espèce *Siphonaperta aspera* (*S. aspera*), de plus grande taille, est très majoritairement abondante dans les sables des turbidites (lithofaciès 4d). Sa présence est en

conséquence associée au transport dans les courants de turbidités. D'autres espèces du plateau telles que *Pyrgo sp* et *Elphidium sp* sont également plus abondantes dans le lithofaciès 4d.

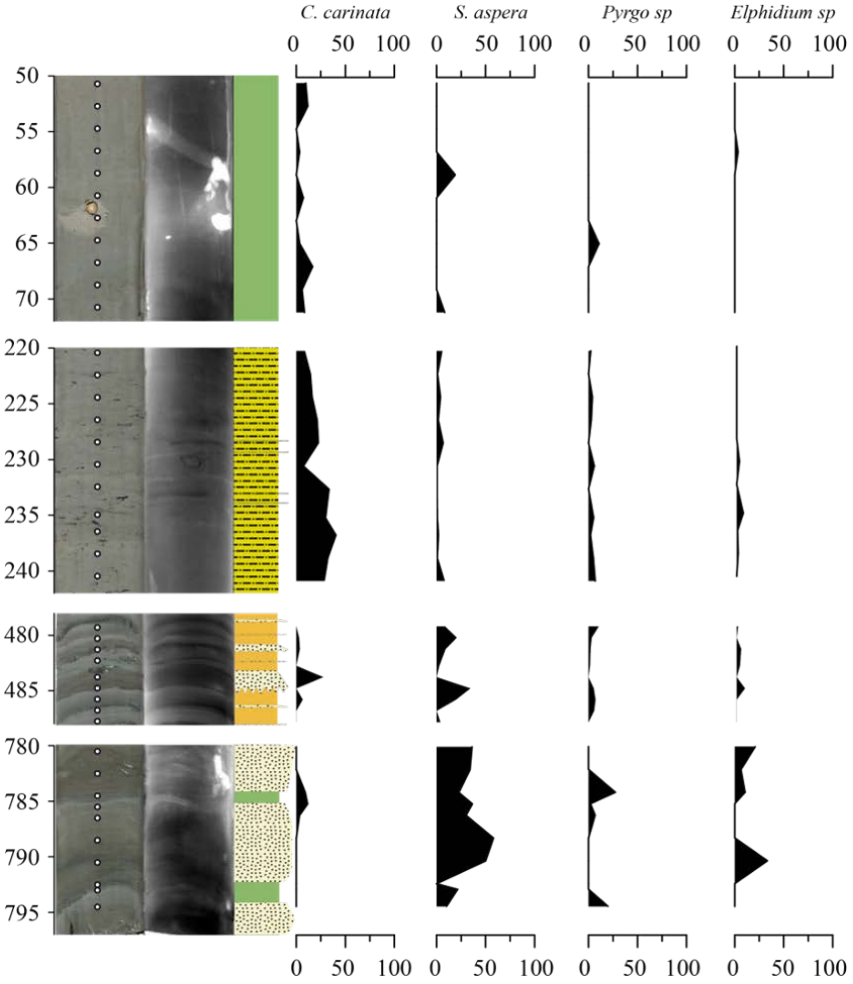


Figure IV-8: Distribution verticale des foraminifères benthiques allochtones dans chaque section (Fig. A3).

IV.1.2. Limite turbidite-hémipélagique et préservation du signal océanique dans les lithofacies turbiditiques

L'ensemble des informations recueillies après cette analyse détaillée des échantillons issus des principaux lithofaciès, nous permet de proposer quelques critères caractérisant l'échantillon idéal. Pour ce faire, il est indispensable d'identifier où s'arrête la turbidite et où commence le dépôt hémipélagique.

Sur la base de la composition et des assemblages de foraminifères de la fraction sableuse, nous venons de mettre en évidence plusieurs différences entre turbidite et hémipélagique. La limite majeure qui doit être établie doit l'être entre la fraction fine de la turbidite (T_e) et l'hémipélagique qui se confondent généralement. Zaragosi et al (2006) distinguaient déjà dans ce terme T_e deux fractions, une fraction terrigène à la base T_et et une fraction hémipélagique T_eh. Cette transition est clairement visible sur la préservation des foraminifères planctoniques (Fig. IV-6). Tant que le taux de foraminifère en bon état sera à son maximum et celui des foraminifères brisés à son minimum, l'intervalle pourra être considéré comme pélagique. On peut estimer qu'au-delà de 50% de tests préservés la composante pélagique en place domine.

Les assemblages de foraminifères planctoniques des sédiments hémipélagiques sont caractérisés par des foraminifères en bon état avec très peu de tests cassés comme nous pouvons l'observer dans le lithofaciès 2 (Fig. IV-5). L'identification de l'intervalle susceptible de préserver un signal océanique dans un lithofaciès turbiditique devra se faire sur des caractéristiques identiques à celles des lithofaciès hémipélagiques. Ainsi, pour notre étude, le bon échantillon sera premièrement composé d'une fraction biogène > 60%. Cette fraction se constituera à plus de 80% d'assemblage planctonique en bon état et moins de 15 % de foraminifères cassés. La présence de foraminifères allochtones facilement identifiables dans les assemblages benthiques n'est pas toujours représentative du transport par le courant de turbidité. Leur présence peut être le résultat d'un transport par les couches néphéloïdes. Sur la base de leurs pourcentages négligeable dans la fraction biogène (~10%), les assemblages benthiques n'influenceront pas le choix des échantillons appropriés pour notre étude.

IV.2. Fluctuations millénaires de l'enregistrement sédimentaire

La caractérisation de l'enregistrement sédimentaire depuis le dernier maximum glaciaire dans le canyon du Petit-Rhône (RHS-KS65) et de l'éventail supérieur (RHS-KS67) du Rhône repose sur l'établissement d'un cadre chrono-stratigraphique à l'échelle millénaire. Pour la carotte RHS-KS67, le modèle d'âge a été réalisé en échantillonnant dans les intervalles hémipélagiques situés en dessous de la turbidite supérieure dans la limite turbidite-hémipélagique. La fluctuation de la sédimentation dans cette partie du STR fait l'objet d'un article sous presse dans la revue « Sedimentary Geology ». Nous présenterons les principaux résultats avant d'y ajouter l'article.

IV.2.1. Résumé des principaux résultats de l'article

Une contrainte chronostratigraphique robuste dans les dépôts turbiditiques est la première étape indispensable dans la valorisation de ces dépôts. Pour les dépôts du système turbiditique du Rhône, la valorisation de leur potentiel dans l'enregistrement des évènements et fluctuations climatiques s'est faite grâce à l'établissement d'un cadre chronostratigraphique millénaire pour les carottes RHS-KS65 et RHS-KS67 prélevées dans le système turbiditique du Rhône. Le modèle d'âge est obtenu par corrélation des courbes de variations $\delta^{18}O$ de ces carottes avec celle de la carotte de référence MD99-2346 (Ride Pyrénéo-Languedocienne). Ce premier modèle d'âge dans le STR a permis de comprendre la complexité dans les processus de transfert terre-mer impliquant l'interaction entre le niveau marin et le flux sédimentaire du Rhône. Les principaux résultats de cette étude sont les suivants :

(1) L'enregistre sédimentaire de ces deux carottes se caractérise par 4 principaux lithofaciès dont 3 lithofaciès hémipélagiques (lithofaciès 1 à 3) et 1 lithofaciès turbiditique reparti en 4 sous-lithofaciès (lithofaciès 4a à 4d). La distinction de ces lithofaciès est faite sur la base des figures sédimentaires, la couleur, la bioturbation, et la granulométrie. Les lithofaciès 1 et 2 sont des boues carbonatées à nannoplancton et foraminifère, le lithofaciès 3 se distingue par la présence des taches noires d'hydrotroïlite (sulfure de fer)

formés par la dégradation de la matière organique. Les lithofaciès turbiditique sont des intervalles silteux d'épaisseurs variables alternant dans un sédiment argilo-sliteux. Les lamines (*laminea*) seront associées aux turbidites millimétriques, les niveaux plus épais (plurimillimétrique à centimétrique) avec généralement une base érosive seront appelés intervalle turbiditique (*bed*).

(2) Les analyses granulométriques nous ont permis de distinguer deux types de dépôts turbiditiques associés à des processus sédimentaires différents. Les turbidites du type Bouma (1962) se caractérisent par un granoclassement normale. Les courants de turbidité impliqués dans ces dépôts sont produits par les instabilités de pente ou du rebord de la plateforme. L'autre type de turbidites appelé « hyperpycnite » montre un granoclassement inverse à la base qui évolue en granoclassement normal au sommet. Ce type particulier de turbidites est lié aux apports directs du fleuve qui, lors des crues par exemple produit des décharges très concentrées en particules et suffisamment dense pour plonger sous forme de courant dit courant hyperpycnal.

(3) La caractérisation des assemblages de foraminifères le long de quatre intervalles caractérisant des séquences de dépôt complètes (partie fine et grossière) a permis de distinguer au sein du terme T_e de la séquence de Bouma (1962) la limite entre la fraction terrigène et la fraction biogène. Cette distinction a entraîné la définition de deux critères nécessaires dans l'évaluation des foraminifères contenus dans les intervalles hémipélagiques préservés entre deux turbidites : le taux de foraminifères brisés qui donne une indication sur le transport, et l'abondance des foraminifères planctoniques en bon état qui informe sur la préservation du signal biogène dans le sédiment. Ainsi, la fraction biogène des dépôts hémipélagiques préservés entre les turbidites se caractérisent par des taux de foraminifères brisés < 15% avec un pourcentage de foraminifères planctoniques > 50%.

(4) La préservation du signal océanique dans les lithofaciès turbiditiques a permis d'établir la chrono-stratigraphie des dépôts sédimentaires dans le canyon du Petit-Rhône (carotte RHS-KS65) et dans la vallée turbiditique (carotte RHS-KS67). Sur la base de ce modèle d'âge, les derniers 20 ka cal. BP de sédimentation dans le STR ont été reconstruits permettant d'identifier les fluctuations des flux sédimentaires à l'échelle millénaire.

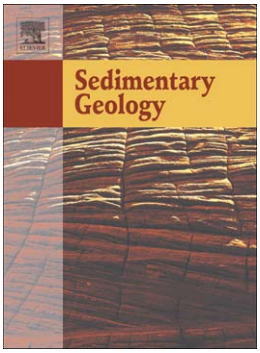
- Les hyperpycnites décrites pour la première fois dans le STR sont identifiées entre 20 et 19 ka cal. BP. Elles sont favorisées par une bonne connexion entre le débouché du fleuve et la tête de canyon au cours du DMG, et par des flux sédimentaires importants alimentés par une forte érosion du bassin versant associée au retrait rapide des glaciers lors de la déglaciation alpine.
- La variation du niveau marin est le forçage principal sur l'activité turbiditique du STR. En contrôlant la connexion entre le fleuve et le canyon, le niveau marin va influer sur la fréquence des turbidites et les facteurs déclencheurs des courants de turbidité.
- Depuis le DMG, le fonctionnement du système peut être résumé en trois grandes phases en réponse aux variations du niveau marin : 1) entre 20 ka (limite de l'enregistrement sédimentaire sur la carotte RHS-

KS67) et 19 ka, une phase de connexion directe entre le Rhône et le canyon du Petit-Rhône au cours de laquelle les flux sédimentaires arrivaient directement dans le système générant des courants hyperpycnaux, 2) entre 19 et 18 ka cal. BP, suite au premier meltwater pulse (MWP-19 ka)

- La déconnexion entre le fleuve et le canyon s'initie entraînant l'édification d'un Prodelta en rebord du plateau. L'activité turbiditique continue, probablement par des instabilités gravitaires récurrentes à proximité de la tête de canyon; après 18.5 ka cal. BP, la remontée du niveau marin déplace de dépôt centre sur le plateau éloignant ainsi la tête de canyon du Prodelta avec pour conséquence l'arrêt de l'activité turbiditique dans le système. On note cependant la persistance d'une faible activité jusqu'à 16.5 ka cal. BP.
- L'activité turbiditique du STR importante pendant le bas niveau marin suggère qu'il devrait être classé parmi les systèmes actifs en bas niveau marin et non parmi les systèmes dits transgressifs comme l'estimaient Covault et Graham (2010).

IV.2.2. Sea-level control on turbiditic activity in the Rhone canyon during the last glacial maximum and early Deglacial

Accepted Manuscript



Sea-level control on turbidite activity in the Rhone canyon and the upper fan during the Last Glacial Maximum and early Deglacial

S. Lombo Tombo, B. Dennielou, S. Berné, M.-A. Bassetti, S. Toucanne, S. Jorry, G. Jouet, C. Fontanier

PII: S0037-0738(15)00100-1
DOI: doi: 10.1016/j.sedgeo.2015.04.009
Reference: SEDGEO 4852

To appear in: *Sedimentary Geology*

Received date: 3 February 2015
Revised date: 15 April 2015
Accepted date: 16 April 2015

Please cite this article as: Lombo Tombo, S., Dennielou, B., Berné, S., Bassetti, M.-A., Toucanne, S., Jorry, S., Jouet, G., Fontanier, C., Sea-level control on turbidite activity in the Rhone canyon and the upper fan during the Last Glacial Maximum and early Deglacial, *Sedimentary Geology* (2015), doi: 10.1016/j.sedgeo.2015.04.009

This is a PDF file of an unedited manuscript that has been accepted for publication. As a service to our customers we are providing this early version of the manuscript. The manuscript will undergo copyediting, typesetting, and review of the resulting proof before it is published in its final form. Please note that during the production process errors may be discovered which could affect the content, and all legal disclaimers that apply to the journal pertain.

Sea-level control on turbidite activity in the Rhone canyon and the upper fan during the Last Glacial Maximum and Early deglacial

S. Lombo Tombo [a,b], B. Dennielou [b,*], S. Berné [a], M.-A. Bassetti [a], S. Toucanne [b], S.J. Jorry [b], G. Jouet [b], C. Fontanier [b]

[a] CEFREM UMR 5110, Université de Perpignan Via Domitia, 52 Avenue Paul Alduy, 66860 Perpignan Cedex, France
[b] IFREMER, UR Géosciences Marines, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP70, 29280 Plouzané, France

Article info

Article history:
Received 3 February 2015
Received in revised form 15 April 2015
Accepted 16 April 2015
Available online 26 April 2015

Editor: B. Jones

Keywords:
Rhone Turbidite System
Turbidites
Hyperpycnite Sea level
Last Glacial Maximum Western Mediterranean

Abstract

The timing, routing, and processes of sediment transfer from the continents to the oceans at millennial time-scale are still largely unknown. The potential of turbidite systems (dominantly deposited during sea-level lowstands) to record global or regional environmental fluctuations is usually under-exploited because of the difficulty to ob- tain robust chronostratigraphic constraints in turbiditic deposits, and therefore to tie changes in sedimentary processes to environmental fluctuations. We were able to obtain a millennial-scale chronostratigraphy based on oxygen isotopes of the scarce foraminifera preserved in turbiditic deposits of the Rhone Turbidite System within the Western Mediterranean. Our results show that 1) objective criteria can be defined for the selection of foraminifera preserved within the pelagic intervals between the turbiditic sequences, in order to obtain a re- liable isotope stratigraphy; 2) turbidites triggered by hyperpycnal currents are described for the first time within the Rhone Turbidite System. They are related to the periods of direct fluvial connection with the canyon head (during the sea-level lowstand and early rise), and to a period of high sediment flux in relation to the massive recession of the Rhone glaciers in the Alps; 3) the lithofacies change passing from hyperpycnal to "Bouma-type" is dated at ca 19 cal. ka BP, which might correspond to an acceleration of sea-level rise (19-ka Meltwater Pulse).

1. Introduction

It is commonly accepted that most of the detrital sediments are transferred to the deep-sea during sea-level lowstands, accumulating along the continental slope and rise as gravity deposits, especially in the form of turbidites (Posamentier and Vail, 1988). However, the precise timing, as well as the processes that control these transfers, are still largely unknown or constitute matter for debate (Castelltort and Van Den Driessche, 2003; Allen, 2008; Covault and Graham, 2010). The influence of climate and environmental changes on the nature of turbidites has been recognized (Bouma, 2001), but in return, these deposits are considered unusable for paleoceanographic and paleoclimatic reconstructions because they are, by definition, made of reworked material. Some studies, however, have shown that the hemipelagic sediments interbedded within turbiditic series can provide valuable and very expanded archives of past climate changes (Nakajima and Itaki, 2007; Toucanne et al., 2008; Lebreiro et al., 2009; Bourget et al., 2010; Henrich et al., 2010; Pierau et al., 2010; Jorry et al., 2011; Pouderoux et al., 2012; Bonneau et al., 2014). The quality of the results relies on the capacity to distinguish hemipelagic from turbiditic beds, and on the presence of a pelagic component (commonly biogenic carbonate)

* Corresponding author. Tel.: +33 2 98 22 42 22; fax: +33 2 98 22 45 70.
E-mail addresses: Swesslath.Lombo.Tombo@ifremer.fr (S. Lombo Tombo), BernardDennielou@ifremer.fr (B. Dennielou)

http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.04.009

to obtain chronostratigraphic constraints based on radiocarbon dating, oxygen isotopes, or microfaunal assemblages.

In this paper, we establish a precise chrono-stratigraphic framework of the Rhone Turbidite System, western Mediterranean Sea, during the Last Glacial Maximum (LGM) and Early Deglacial. This enables us 1) to quantify fluctuations in the sediment accumulation rates, 2) to characterize the sedimentary processes that have controlled the fluctuations of turbiditic overbank processes, and 3) to link the functioning of the Rhone Turbidite System to sea-level fluctuations and to climate changes in the Mediterranean area.

2. Study area: general framework and previous work

2.1. The Gulf of Lions continental margin

The Gulf of Lions is a young (23 Myr, Aquitanian) passive margin constituting the north-western part of the Mediterranean Sea (Le Pichon et al., 1971). It comprises a relatively large (50–70 km) continental shelf, with the shelf break being situated at water depths ranging from 120 to 170 m. The continental slope is incised by several canyons, up to 1000 m deep (Berne et al., 1998) (Fig. 1). The source of sediments is dominated by the Rhone River and outlined by the large delta that composes nearly 1/3 of the coast of the Gulf of Lions (L'homer et al., 1981; Vella et al., 2005).

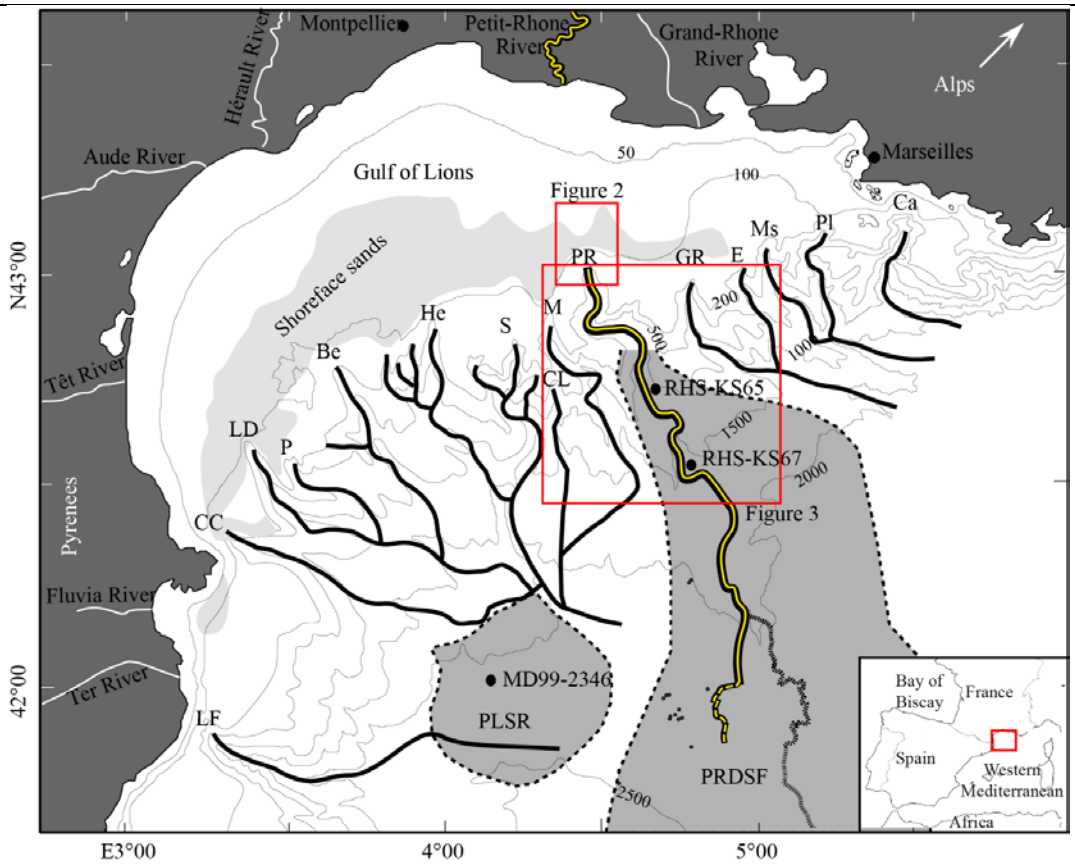


Fig 1: Map of the Gulf of Lions (Dennielou et al., 2009) with position of the study area and the cores used in this study (Figs. 2 and, 3). CC: Cap de Creus Canyon,; LD: Lacaze-Duthiers Canyon; LF: La Fonera Canyon; P: Pruvot Canyon ; Bo: Bourcart Canyon; He: Hérault Canyon; Se: Sète Canyon; Ma: Marti Canyon; PR: Petit-Rhone Canyon; GR: Grand-Rhone Canyon; Ms: Marseille Canyon; Pl : Planier Canyon; Ca: Cassidaigne Canyon,; PLSR: Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge.; RTS: Rhone Turbidite System. Light grey on the shelf indicates location of shoreface sands after Aloïsi (1986) and modified by Berné et al. (2007). Medium grey with dashed rim indicates the location of the Rhone Turbidite System and of the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge. Yellow line indicates the Rhone River, the Petit-Rhone Canyon and the turbiditic channel. Black circles indicate sediment cores.

In addition, the general anti-clockwise circulation in the Gulf of Lions has contributed to the westwards development of an elongated mud belt on the mid-shelf (Berné et al., 2007; Fanget et al., 2013). Along the shelf edge, modern hydrodynamic processes are dominated by wind-driven circulation (Ulses et al., 2008) and dense water cascades (Canals et al., 2006) that rework relict sand bodies at the shelf edge and contribute to the export of sediment through the canyon and onto the base of slope (Bassetti et al., 2006; Canals et al., 2006; Gaudin et al., 2006a; Palanques et al., 2006; Dennielou et al., 2009).At the base of slope, two large sedimentary bodies, the Rhone Turbidite System and the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge have dominantly developed during the Plio-Quaternary high-frequency glacio-eustatic fluctuations (dos Reis et al., 2005; Droz et al., 2006). They belong to the Lowstand Systems Tracts of fourth-order glacio-eustatic cycles in the early "Exxon" model of sequence stratigraphy (Posamentier and Vail, 1988).

2.2. Morphology and structure of the Rhone Turbidite System

The Rhone Turbidite System is the largest sediment body in the western Mediterranean. It is a thick (3 600 m) accumulation of sediments from the base of the slope down to the Balearic Abyssal Plain at water depths up to 2 850 m. The early development of the Rhone Turbidite System, during the Pliocene (Droz et al., 1991; dos Reis et al., 2005), identified as the Rhone Basal Complex (Droz et al., 2006) followed the re-flooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis (Clauzon, 1973; Hsü et al., 1973; Lofi et al., 2003; Bache et al., 2012). In the distal domain, the radial channel network connects the Rhone Turbidite System to the Petit-Rhone Canyon (Jegou, 2008). This morphology characterizes dominantly muddy sediment sources, as is the case for the Amazon fan (Flood et al., 1991; Pirmez and Flood, 1995), the Bengal Fan (Curray et al., 2002), and the Indus fan (Kolla and Coumes, 1987).

Our study is focused on the canyon and upper fan initially described by Droz (1983). This will be illustrated through recent bathymetric data (Figs. 2 and, 3) acquired during the RHOSOS (RHOne SOurce to Sink) cruise (2008). The Petit-Rhone Canyon is, at mid-slope, about 12.6 km wide and 500 m deep. In its upper part (between 500 and 1350 water depths) the canyon has a U-shape with a stepped structure and well-developed internal terraces (Droz, 1983; Dennielou et al., 2009). Similar well-developed terraces have been already described in canyons feeding turbidite systems like the Cap Breton canyon (Cirac et al., 2001), the Cap Timiris Canyon (Antobreh and Krastel, 2006), and the Zaire/Congo canyon (Babonneau et al., 2002). Sedimentary records on the terraces are interpreted as dominantly aggradational and therefore indicate a sedimentary environment favourable for the record of past turbiditic activity (Babonneau et al., 2004; Gaudin et al., 2006b). As in other canyons of the Gulf of Lions (Baztan et al., 2005), a narrow meandering axial incision is observed in the canyon, but it only starts beyond the 300 m depth contour line (compared to 120 to 200 m for other canyon heads).

The upper fan, between 1 350 m and 2 000 m water depths, displays a perched valley, 12 to 4 km wide and 500 to 200 m deep, that progressively decreases in depth and width in the seaward direction (Droz, 1983; Torres et al., 1997; Fanget, 2009). The valley is cut by an axial meandering, called thalweg, between 1 000 and 600 m wide and 150 to 100 m deep. Locally the thalweg shows very tight meanders that are cuspate shaped, with radii less than 250 m (O'Connell et al., 1991; Fanget, 2009).

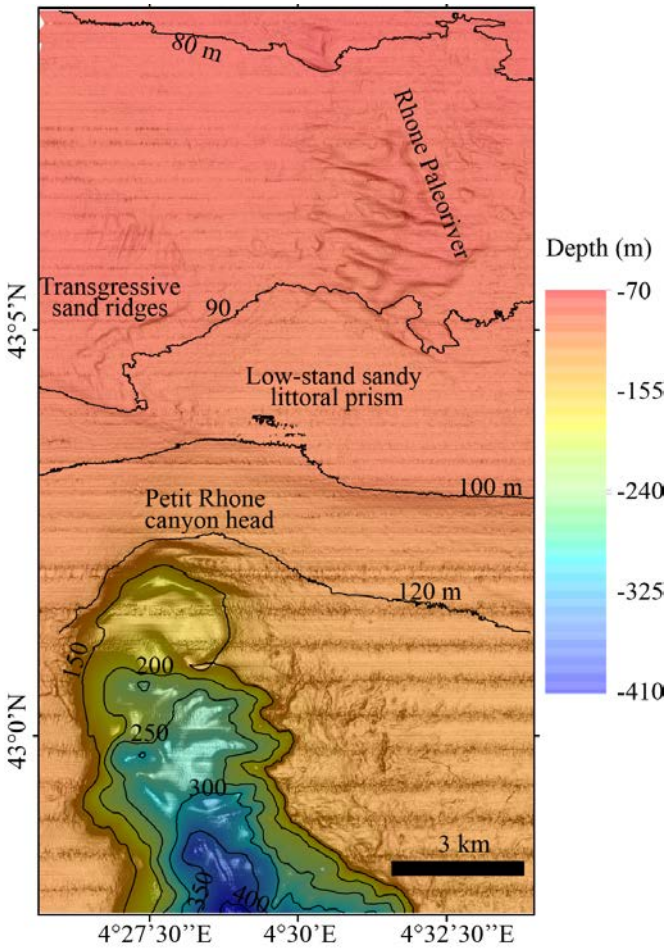


Fig 2: Detailed bathymetric map of the Petit-Rhone Canyon head and outer shelf, using Simrad EM300 swath-bathymetry system (RHOSOS cruise).

2.3. Chrono-stratigraphic framework

Most of the chrono-stratigraphic constraints available in the Gulf of Lions for the last 30 kyr were obtained on sediment cores from the continental shelf (Aloïsi, 1986; Bassetti et al., 2006; Jouet et al., 2006; Berné et al., 2007; Jouet, 2007; Bassetti et al., 2008; Fanget et al., 2014) and the upper slope (Sierro et al., 2009). On the outer shelf, upper Pleistocene deposits are organized as prograding wedges bounded by discontinuities (Tesson et al., 1990; Rabineau et al., 2006). They are interpreted as forced-regressed deposits while transgressive deposits are limited to a thin veneer of reworked sands that top the regressive shoreface deposits (Berne et al., 1998; Bassetti et al., 2006; Jouet et al., 2006). Therefore, most of the outer shelf is covered by a condensed interval, most of the Deglacial sediments being found on the middle shelf, with a Younger Dryas transgressive parasequence remaining at depths between 40 and 60 m (Berné et al., 2007). Finally, the late Holocene Highstand Systems Tract is confined to the inner shelf where it reaches up to 50 m in thickness in the vicinity of the present Rhone delta coastline (Gensous et al., 2009).

At the base of slope, very few chronological constraints exist on the Rhone Turbidite System or on the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge for the Late Pleistocene. On the Rhone Turbidite System the post-glacial period is recorded by the end of the turbiditic activity and dated at 15,510 ± 50 14C years (~ 18 cal. ka BP) (Bonnel et al., 2005; Dennielou et al., 2009). Pollen and dynocists assemblages determined in the turbiditic facies allowed to assign a maximum age of ca. 30 cal. ka BP for turbidites situated 10 m below sea-floor (Beaudouin et al., 2004).

On the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge, core MD99-2346 retrieved at 2 100 m water depth covers the last ca. 27 kyr (Melki et al., 2009). The oxygen isotope records, as well as planktonic foraminifera assemblages at this site, show that the changes of sea-surface temperature were synchronous with Northern-Hemisphere climate changes (Younger Dryas, Heinrich Stadials 1 and 2, Bolling/Allerod interstadial) (Melki et al., 2009). These proxies may therefore be utilized as chrono-stratigraphic references in the area. Both sites show that the turbiditic activity stopped during the last deglaciation, resulting in a decrease of the sedimentation rate in the order of 80%.

3. Methods and data

This study focuses on two Kullenberg piston cores recovered from the Rhone Turbidite System during the RHOSOS cruise (2008, aboard R/V Le Suroit) (Figs. 1 and, 3). Core RHS-KS65 was collected on a terrace of the eastern (left) side of the Petit-Rhone Canyon (1010 m water depth), where the canyon is 382 m deep (Fig. 4A). Core RHS-KS67 was located on the eastern (left) side of the upper-fan valley (1566 m water depth), within the straight, 138 m-deep valley (Fig. 4B). More details about these cores are given in Table 1. Chirp seismic profiles were acquired during the same cruise. The bathymetric compilation combines multi-beam EM300 data acquired during several cruises (MARION 2000; GMO2-CARNAC; 2002; SEEPGOL, 2008; RHOSOS, 2008).

3.1. Sedimentological approach

This approach implies the determination of lithofacies based on sediment composition, grain-size, and sedimentary structures. In this paper, we use the term of laminae to describe layers < 1 mm, and bed for those > 1 mm. Lithofacies were determined by using visual description of colour, lithology, primary sedimentary structures, ichnofacies, and microfossil content. X-ray photographs (core RHS-KS67) were used to better visualize sedimentary structures. Grain-size analyses were performed on bulk sediment with a Coulter LS230 laser micro-granulometer with the primary objective to characterize the turbidites. The sampling strategy was determined by this objective and we focused on coarse intervals and on the transition with adjacent muddy interval. The sampling interval in turbiditic beds was in the order 2 cm, and adapted to bed thickness. A quantity of sediment sufficient for a good obscuration (between 8 and 12%) has been measured after stirring in distilled water until desegregation was complete.

3.2. Chronological approach

In order to establish a chronology framework in the Rhone Turbidite System, both cores were sampled for isotope analyses, 14C AMS dating and foraminifera counting. Samples were collected at ca. 10 cm interval in the hemipelagic intervals, and at the top of the turbiditic beds/laminae in the turbiditic lithofacies. Sediment samples were dried and sieved with water using a 63 µm mesh; residue was dried again.

For oxygen isotope analysis, the samples were dry sieved to retain the size fraction > 200 -µm. 20 tests of Globigerina bulloides were picked for analyses that were performed at the Leibniz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research of CAU Kiel.

For foraminiferal assemblages analysis, benthic and planktonic foraminifera counting was carried out under a binocular microscope on the size fraction > 150 -µm. The relative abundance of planktonic and benthic foraminifera was determined by counting at least 300 specimens including allochtonous and autochtonous benthic foraminifera (Tables A1 and A2). In order to determine the imprint of turbiditic processes on foraminiferal assemblages, four intervals were sampled with 2-cm spacing in core RHS-KS67 (50–-75 cm; 220–-242 cm; 478–-488 cm; 780–-796 cm). In these samples, all specimens from the size fraction > 125 -µm were counted because of the scarcity of foraminifera.

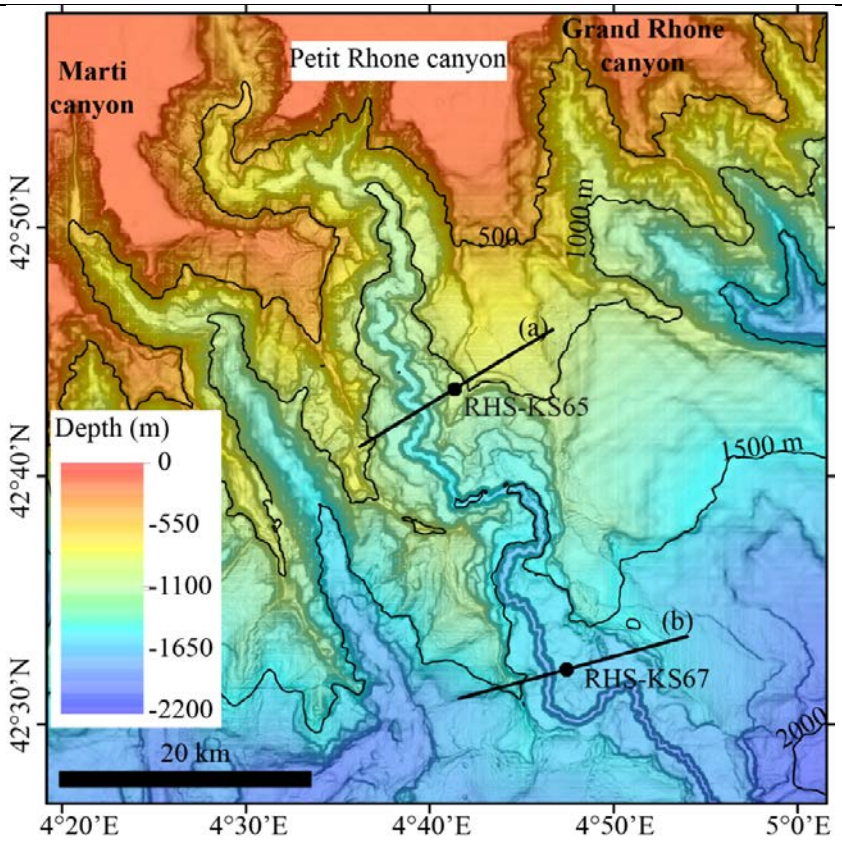


Fig 3: Close-up view on the Petit-Rhone Canyon, turbiditic valley and thalweg. Location of cores used in this study. (a) and (b) represent the location of chirp profiles shown in Fig. 4.

Radiocarbon dating was determined by accelerator mass spectrometry on mono-specific samples of G. bulloides when possible, or on mixed planktonic species. A minimum of 7 mg per sample was collected in the size fraction > 200 µm. Analyses were carried out at the Laboratoire de Mesure du Carbone 14 de Saclay (Sac) and at Poznan Radiocarbon Laboratory (Poznàn) (Tables 2 and 3). Conversion into calendar years was obtained with Calib7.01 software and the "Marine 13" calibration curve (ΔR = 0) (Reimer et al., 2013).

This approach was completed by data from core MD99-2346 collected within the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge (Table 1), and studied by Melki et al. (2009). In this core, the age model is based on 13 radiocarbon dating for the interval 0-28 cal. ka BP. In order to be consistent with recent radiocarbon calibration, these dates were recalibrated using the Calib7.01 software and the "Marine 13" calibration curve (ΔR = 0) (Reimer et al., 2013).

In order to quantify the turbiditic activity of the Rhone Turbidite System, turbiditic beds/laminae were counted and characterized by their grain-size (median) and thickness. Counts were converted into frequencies of occurrence at 250-year intervals.

4. Results

4.1. Lithofacies and corresponding sedimentary interpretation

Up to 7 lithofacies were determined in both studied cores (Figs. 5, 6A and B). The details of lithofacies and correspondence to other studies are given in Table 4.

Lithofacies 1 (Fig. 6A) corresponds to a bioturbated foraminifera and calcareous nannoplankton ooze. It is found at the top of both cores. Lithofacies 2 (Fig. 6A) corresponds to a bioturbated foraminifera and nannoplankton mud is found below lithofacies 1 in both cores.

Lithofacies 3 (Fig. 6A) corresponds to a laminated terrigeneous mud. In core RHS-KS65 laminations consist of hydrotroïlite (black specks) --rich laminae. In core RHS-KS67, laminae are silty and suggest that small size turbiditic overflows occurred in the upper-fan valley.

Lithofacies 4 (Fig. 6A and B) is found only in the upper-fan valley (RHS-KS67) and corresponds to thinning and fining upward silty beds (up to 7 cm thick) evolving to silty laminae, intercalated with homogeneous grey mud. The silty beds frequently display a normal grading and, sometimes, an erosional basis. Four sub-facies can be distinguished on the basis of bed/laminae thickness and grading. Lithofacies 4a to 4c (Fig. 6A), are characterized by thinning and fining upward silty beds (up to 3 cm thick) with a normal grading. Lithofacies 4d (Fig. 6A) is characterized by thick silty beds (up to 3 cm) among which some of them show a distinct reverse grading at the base changing to normal grading at the top (Fig. 6A).

Lithofacies 1 and 2 are interpreted as dominantly pelagic. The lithofacies 3 is interpreted as hemipelagic with terrigenous pulses as indicated by the high sedimentation rate (up to 100 cm .kyr-− 1) and by the occurrence of discontinuous laminae of hydrotroïlite that would have been generated by organic matter input from continental origin. A similar laminated facies in the Bay of Biscay has been interpreted as the result of large terrigenous supplies, possibly triggered by the cascading of nepheloid layers and driven by seasonal sedimentary discharges from the rivers (Zaragosi et al., 2006). Lithofacies 4 (a, b, c and d) is interpreted as turbidites resulting from the overflow of sediment-laden density currents (turbidity currents) from the narrow thalweg. Lithofacies 4a to 4c, characterized by fining upward (Fig. 6A), are interpreted as fine-grained turbidites probably triggered by intra-canyon sediment failures. Lithofacies 4d is interpreted as turbidites triggered by the sinking of a hyperpycnal plume (Mulder and Alexander, 2001), probably in relation with to the discharge of the Rhone River (see Section 5).

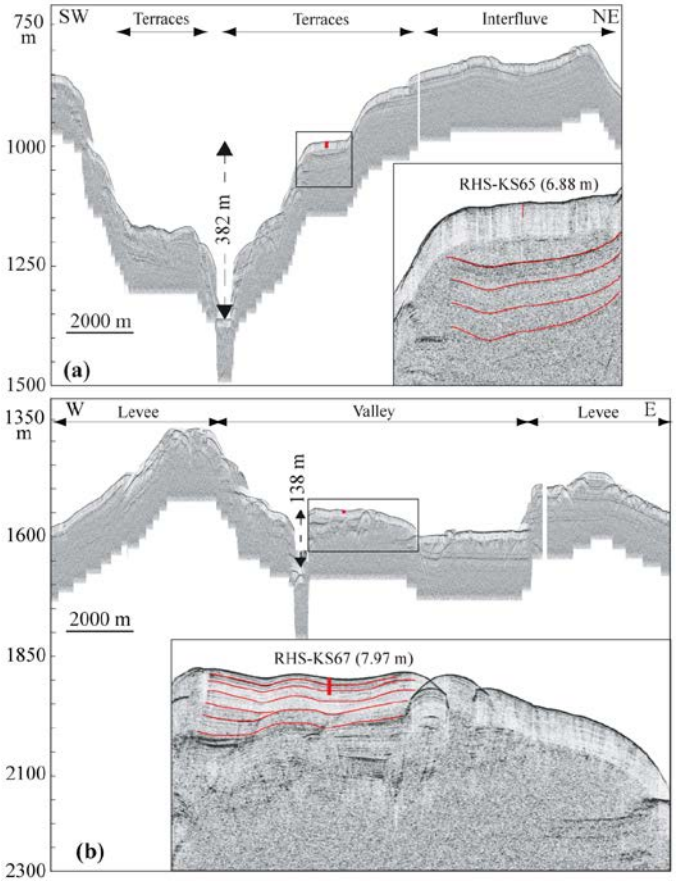


Fig 4: Chirp profiles across the Rhone Turbidite System at the position of studied cores. A) Petit-Rhone Canyon head with close-up view at the position of sediment core RHS-KS65; B) Rhone turbiditic valley and thalweg with close-up view at the position of sediment core RHS-KS65; B) Rhone turbiditic valley and thalweg with close-up view at the position of sediment core RHS-KS67. The reds lines outline the seismic reflectors in the turbiditic deposits.

4.2. Abundance and preservation of foraminifera in the lithofacies

Planktonic and benthic foraminifera assemblages are determined by trophic and oceanographic conditions. However, the preservation of assemblages is also governed by sedimentary processes, such as turbiditic processes that are able to erode and rework the sediment. The occurrence, preservation, and assemblages of planktonic and benthic foraminifera were determined in order to identify suitable samples for chronostratigraphy, and to identify oceanographic changes as those determined in core MD99-2346 (Melki et al., 2009). The details of assemblages are given in Table 6 and in the Appendices.

In both cores, foraminifer assemblages show characteristics very similar to those observed on core MD99-2346 (Melki et al., 2009). The difference between the end of the MIS (Marine Isotope Stage) 2 and MIS 1, marked by respectively high and low $\delta^{18}O$ values, is well-recognized by the relative abundance of planktonic species (Fig. 7 and Tables A1 and A2). This is comforted by the high abundance of *Gyroidina altiformis*, a mesotrophic benthic species which was used as an indicator of Holocene benthic conditions (Melki et al., 2009). Thus, the end of MIS 2 (LGM and Heinrich Stadial 1 – HS 1) is characterized by the abundance of *G. bulloides* while during MIS 1 there appears *Globorotalia inflata*, *Globigerinoides ruber*, and *G. altiformis*.

The most recent interval of the LGM (ca. 20-18.5 cal. ka BP) is identified between 688 and 645 cm in core RHS-KS65 and, from 797 to 410 cm in core RHS-KS67 (Fig. 7). It is characterized by the dominance of G. bulloides and of the subpolar/polar species *Turborotalita quinqueloba* and *Neogloboquadrina pachyderma*. HS 1 is found between 645 and 250 cm and 410 to 150 cm respectively in cores RHS-KS65 and RHS-KS67.

Lithofacies 1 is characterized by the high abundance of planktonic species, the presence of *G. inflata*, of the subtropical species *G. ruber*, and by the high abundance of the benthic species *G. altiformis*, a mesotrophic benthic species that was used as an indicator of Holocene benthic conditions (Melki et al., 2009), similar to those of today. It corresponds to the Holocene period, starting at ca. 11.7 cal. ka BP. It is identified in the upper 90 cm in core RHS-KS65 and in the upper 50 cm in core RHS-KS67.

Lithofacies 2 is characterized by abundant foraminifera with few fragmented tests (Fig. 8). The planktonic foraminifer assemblage, with *N. pachyderma* and *G. bulloides* as the most abundant species, is typical of the Deglacial period in the Mediterranean (Blanc-Vernet, 1969; Melki et al., 2009). Benthic foraminifer assemblage is dominated by autochthonous species (*Cibicidoides pachyderma, Chilostomella ovoidea, Melonis barleeanus*) and with only few species reworked from the upper slope and shelf settings (*Cassidulina laevigata var. varinata*) (Fig. A3).

Lithofacies 3 yields less abundant foraminifera and only a few fragmented tests (Fig. 8). The planktonic foraminifer assemblage is similar to that of lithofacies 2 and characteristic of the early stage of the deglaciation in the Mediterranean. Benthic foraminifer assemblages reveal abundant neritic species, which are typical for shelf and upper slope settings (*Cibicides lobatulus* and *C. laevigata var. varinata*), and thus indicate intense reworking of shelf/slope deposits. Reworking is possibly driven by transport in the nepheloid layer during major storm events (Duros et al., 2012). Within lithofacies 3, the quasi-disappearance of the transitional/subtropical species *G. inflata* and *G. ruber* between 150 to 90 cm in core RHS-KS65, and 80 to 50 cm in core RHS-KS67 (Fig. 7) is correlated to the Younger Dryas (12.8–11.7 cal. ka BP). From 250 to 150 cm in core RHS-KS65 and from 150 to 90 cm in core RHS-KS67, the sharp decrease of G. bulloides and the appearance of the benthic foraminifera *G. altiformis* and of warm planktonic foraminifera species is are correlated to the Bølling–Allerød, starting at ca. 14.7 cal. ka BP.

In lithofacies 4b, the muddy intervals contain abundant foraminifera with few fragmented tests (Fig. 8). Planktonic assemblage (Table 6 and Fig. A1) dominated by *N. pachyderma, G. bulloides,* and *Turborotalia quinqueloba* is characteristic of the Glacial period (Melki et al., 2009). Benthic assemblage is dominated by autochtonous species such as *C. pachyderma, Bolivina spathulata,* and *C. ovoidea* (Fig. A2), suggesting that no reworking by turbiditic processes occurred. The coarse intervals contain few foraminifera with a large amount of fragmented tests. The planktonic assemblage is the same as in the mud but more fragmented. The benthic assemblage is dominated by allochtonous species, among which *Siphonaperta aspera* (30-50%) is dominant and indicative of transport by energetic currents. Lithofacies 4d shows similar assemblages as lithofacies 4b but reworked species are more abundant both in the muddy and in the coarse-grained intervals (Figs. 8 and, A3). Within lithofacies 4, the dominance of *G. bulloides* and of the subpolar/polar species *T. quinqueloba* and *N. pachyderma* (s) between 688 and 645 cm in core RHS-KS65, and from 797 to 410 cm in core RHS-KS67 (Fig. 7) are is representative of the last part of the LGM (ca. 20-18.5 cal. ka BP).

Table 1: List of studied cores (RHS-KS65 and RHS-KS67) and of core MD99-2346 (Melki et al., 2009). PLSR: Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge.

Core label	Latitude	Longitude	Water depth (m)	Length (m)	Location	Cruise
RHS-KS65	N42°43.489	E004°41.369	1010	6.95	Terrace in canyon	RHOSOS
RHS-KS67	N42°32.216	E004°47.445	1566	7.97	Turbidites valley	RHOSOS
MD99-2346	N42°02.610	E004°09.040	2100	10.61	PLSR	MD114-IMAGES V

Table 2: List of radiocarbon analyses on planktonic foraminifera from sediment cores RHS-KS65 and RHS-KS67.

Core label	Depth (cm)	Laboratory number	Corrected ^{14}C age (year BP)	2σ cal. BP age range (year)	Cal BP average age (year)	Dated material
RHS-KS65	80–81	SacA-15958	10,600 ± 40	11,870–12,318	12,099	G. bulloides
	160–161	SacA-15960	11,825 ± 40	13,190–13,405	13,297.5	G. bulloides
	380–381	SacA-23219	13,965 ± 50	16,145–16,557	16,351	G. bulloides
	610–611	SacA-15959	15,020 ± 60	17,608–17,980	17,794	G. bulloides
	687–688	SacA-23218	15,330 ± 50	17,954–18,317	18,135.5	G. bulloides
RHS-KS67	170–171	SacA-23220	13,215 ± 45	15,102–15,469	15,285.5	G. bulloides
	230–231	SacA-23221	13,105 ± 45	14,917–15,296	15,106.5	G. bulloides
	380–381	SacA-23222	15,310 ± 90	17,969–18,297	18,133	G. bulloides
	784–785	Poz-56260	15,640 ± 90	18,285–18,720	18,502.5	Bulk planktonic foraminifera

4.3. Age model

The age model of both cores is based upon the correlation of the oxygen isotope fluctuations of *G. bulloides* with those in the reference core MD99-2346 (Melki et al., 2009). Because the 0- 20 cal. ka BP interval shows striking resemblances on all cores (Fig. 9a-d), we estimated that the synchronization of isotopic signals between these cores (Table 5) would give a more precise age model than the simple use of 14C calibrated ages. Time boundaries of climatic events used here correspond to the synthesis between the stratigraphic timescale for the NGRIP ice core (Rasmussen et al., 2006) and the GICCO5 chronology (Andersen et al., 2007).

Oxygen isotopes values and fluctuations in cores RHS-KS65 and RHS-KS67 match remarkably well those in cores located in the western Gulf of Lions (i.e. MD99-2346), and in the Ligurian Sea (Jorry et al., 2011; Bonneau et al., 2014), showing that sea–surface hydrographical parameters were similar in these areas during the last 20 cal. ka BP (Fig. 9a–d). The events identified and dated in detail by Melki et al. (2009) are therefore easy to identify on cores RHS-KS65 and RHS-KS67. A maximum in the ∂18O (~ 4.3‰) is clearly observed in both cores and can be correlated to the last part of the Last Glacial Maximum (LGM) between 18.5- and 20 cal. ka BP (Table 5 and Fig. 9b) (Melki et al., 2009; Sierro et al., 2009; Jorry et al., 2011). HS 1 starts around 18.5 cal. ka BP and terminates at ca. 14.7 cal. ka BP (Melki et al., 2009; Jorry et al., 2011). During this event, the sharp increase of $\delta^{18}O$ clearly identified on both cores is attributed to the freshening and to the slight cooling of the Mediterranean surface waters (Melki et al., 2009), in relation with to the inflow of Northern Atlantic water during the episode of massive iceberg melting dated at ca. 16–15 cal. ka BP (Sierro et al., 2005; Melki et al., 2009). The ensuing rapid decrease of $\delta^{18}O$ is correlated to the warming of surface waters during the Bølling–Allerød interstadial between 14.7 and 12.7 cal. ka BP (Melki et al., 2009). The Younger Dryas Stadial that interrupted the warming between ca. 12.8- and 11.7 cal. ka BP is well marked by a plateau of ∂18O at 3.0‰. The onset of the Holocene is characterized by the lowest values of ∂18O about 1.0‰, and is dated at 10 cal. ka BP (Melki et al., 2009). In both cores, the Holocene interval is condensed and represents less than 90 cm of sediment. Radiocarbon dating carried out on G. bulloides planktonic foraminifera in cores RHS-KS65 and RHS-KS67 (Table 2) show some discrepancies, ranging between + 800 to -and − 1400 years with our age model, and one age reversal in core RHS-KS67. This shows that in such depositional environment, prone to reworking, it is more reliable to develop an age model based on the fluctuations of a continuous record, such as oxygen isotopes, rather than on few punctual radiocarbon dates. This is further evidenced by the good agreement of oxygen isotopes chronostratigraphy with the fluctuations of foraminifer assemblages described in paragraph 4.2 (Fig. 7).

4.4. Linear sedimentation rate, turbidite frequency, grain-size, and thickness

4.4.1. Linear sedimentation rates

The post-glacial hemipelagic lithofacies at both sites show remarkably synchronous fluctuations of the linear sedimentation rate (LSR). The LSR gradually decreases, but is always much higher on the canyon terrace (RHS-KS65), where it ranges between 40 and 130 cm .kyr^{-1}, than on the turbiditic levee (RHS-KS67) where it ranges between 70 and 20 cm .kyr^{-1} (Fig. 9e). This difference is particularly pronounced during HS 1. On the other hand, during the LGM, the LSR on the levee is much higher and reaches 280 cm .kyr^{-1} while it reaches only 120 cm .kyr^{-1} on the terrace (Figs. 9e and, 10c). However, for this period, the age model is not well constrained on the canyon terrace and this result must be interpreted with caution. During the Holocene, LSR is similar at both sites, around 2–3 cm .kyr^{-1}.

Table 3: Updated calibration of radiocarbon analyses on planktonic foraminifera from sediment core MD99-2346 after Melki et al. (2009). Calibration made with Marine13 calibration curve (Reimer et al., 2013).

Depth (cm)	Laboratory number	Corrected ^{14}C age (year BP)	2σ cal. BP age ranges (year)	Cal BP average age (year)	Dated material
30–31	LLNL-87498	3,535 ± 30	3,340–3,513	3,426.5	G. bulloides
46–47	ARTEMIS-1258	4,830 ± 50	4,963–5277	5,120	G. bulloides
155–156	ARTEMIS-1259	11,120 ± 70	12,526–12,764	12,645	G. bulloides
210–211	ARTEMIS-1260	12,010 ± 70	13,301–13,641	13,471	G. bulloides
280–281	LLNL-87500	12,370 ± 35	13,723–13,982	13,852.5	G. bulloides
340–341	LLNL-87501	13,025 ± 35	14,768–15,170	14,969	G. bulloides
370–371	LLNL-87502	13,295 ± 45	15,201–15,606	15,403.5	G. bulloides
435–436	ARTEMIS-1261	14,010 ± 90	16,118–16,738	16,428	G. bulloides
499–500	ARTEMIS-1369	14,700 ± 80	17,139–17,641	17,390	G. bulloides
579–580	ARTEMIS-1262	16,330 ± 110	18,933–19,512	19,222.5	G. bulloides
690–692	LLNL-87503	17,820 ± 45	20,823–21,238	21,030.5	G. bulloides
748–749	ARTEMIS-1263	18,400 ± 130	21,430–22,194	21,812	G. bulloides
880–881	ARTEMIS-1264	20,750 ± 150	24,056–24,980	24,518	N. pachyderma s.

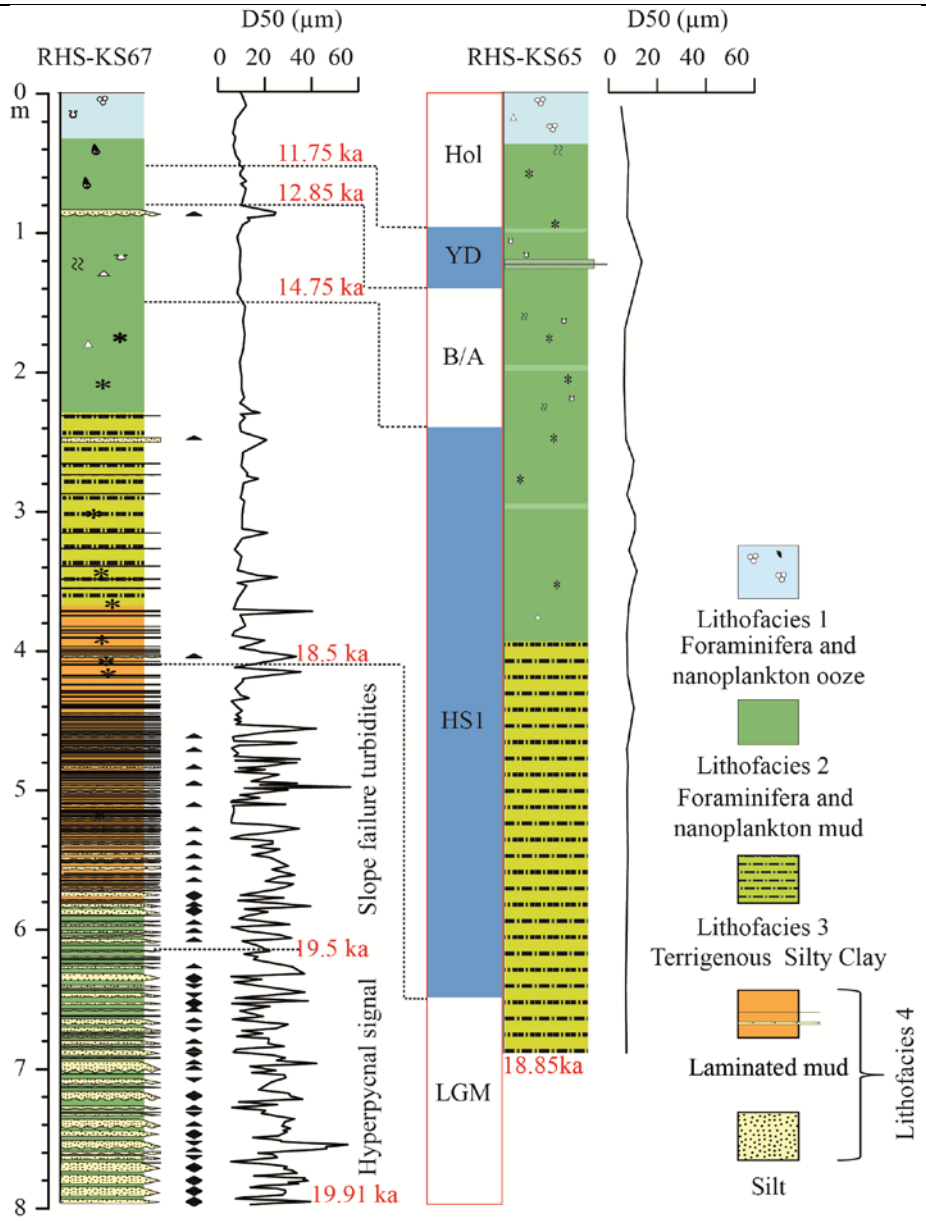


Fig 5: Distribution of lithofacies and evolution of the sediment grain size (median) in sediment cores RHS-KS65 and RHS-KS67.

4.4.2. Frequency of turbidites

Turbidites were identified on the basis of the occurrence of coarse layers (i.e. silt or coarser), and counted in two groups: laminae (thickness < 1 mm) and beds (thickness > 1 mm). Turbidites are only found in the levee (core RHS-KS67), while on the terrace, inside the canyon, (core RHS-KS65) only one discontinuous silt lamina at ca. 12 cal. ka BP (during the Younger Dryas) can be interpreted as a turbidite (Fig. 5). On the levee, the frequency of turbidites varies between 1 and 42 turbidites/250 years (Figs. 9f and, 10d). The turbiditic lithofacies can be divided into four periods: (1) between 20 and 19 cal. ka BP, the frequency is around 15-20 turbidites/250 years with a maximum at ~ 40 turbidites/250 years, around 19 cal. ka BP; (2) between 19 and 18.5 cal. ka BP, the frequency decreases gradually to 12 turbidites/250 years,; (3) between 18.25- and 16.5 cal. ka BP the frequency fluctuates between 1 and 4 turbidites/250 years; and (4) between 16 cal. ka BP and the Present, only one turbidite was deposited at the end of the Bølling–Allerød. The frequency of turbiditic beds and laminae shows slightly different patterns. The frequency of "bed" turbidites remains constant at ca. 20 turbidites/250 years until ca. 19 cal. ka BP when it decreases abruptly, reaching 2 turbidites/250 years at 18 cal. ka BP. The frequency of "laminae" turbidites increases to ~ 30 turbidites/250 years at 19 cal. ka BP and decreases at zero at 16.5 cal. ka BP. Between 20 and 19 cal. ka BP, "bed" turbidites are dominant (60-94% of the turbidites), whereas between 19- and 16.5 cal. ka BP, "laminae" turbidites are dominant (60-–100% of the turbidites).

4.4.3. Thickness of turbidites and grain size patterns

The thickness of "bed" turbidites ranges from 0.2 to 8 cm, and the median grain size, at the base of the beds, ranges from 20 to 60 µm (Fig. 10a and b). Sand is very rare and represents only 1-4% in the coarsest part of the beds (Fig. 6A and B). Fluctuations in grain-size and thickness show a rough sub-millennial time-scale periodicity of ca. 200 years between 19.5- and 18.5 cal. ka BP (Fig. 10a and b). This corresponds to depositional intervals of ca. 30 cm. In addition to this periodicity, both parameters show significant trends. The overall thickness of turbidites gradually decreases

from "bed" turbidites to "laminae" turbidites. In addition, the grain size decreases gradually between 20- and 19.5 cal. ka BP and then increases gradually until 17 cal. ka BP (Fig. 10b). The particularly thick turbiditic beds at the base of core RHS-KS67 correspond to lithofacies 4d that is characterized by reverse grading, and interpreted as hyperpycnites, (see Section 5). It is noticeable that between 19- and 20 cal. ka BP, the fluctuations in the basal grain size are well, inversely, correlated to the frequency of bed turbidites with a marked change in trends around ca. 19.25-–19.5 cal. ka BP (Fig. 10d). It is noteworthy that the change in the trends is also coeval to the transition from lithofacies 4d (hyperpycnites) to lithofacies 4c (slope failure turbidites) (Fig. 5). This shows that hyperpycnal turbidity currents were more frequent and coarser than slope failure turbidites.

5. Discussion

5.1. Assessing the preservation of the pelagic signal in a turbiditic environment.

Establishing a chronostratigraphic framework in turbiditic deposits remains a challenge because the datable particles deposited by turbidity currents (organic carbon, biogenic carbonates) have been eroded and reworked (either onshore or offshore).

Nevertheless, in turbiditic environments, the accumulation of sediment occurs dominantly during short-lived events (a few hours to a few days) and the quiescence between two turbidity currents can be long enough to accumulate and preserve some hemipelagic materials (Te term, see Stow and Piper (1984) for a thorough review). It is therefore reasonable to target these intervals in order to build a chronostratigraphic framework based on the microfossil record.

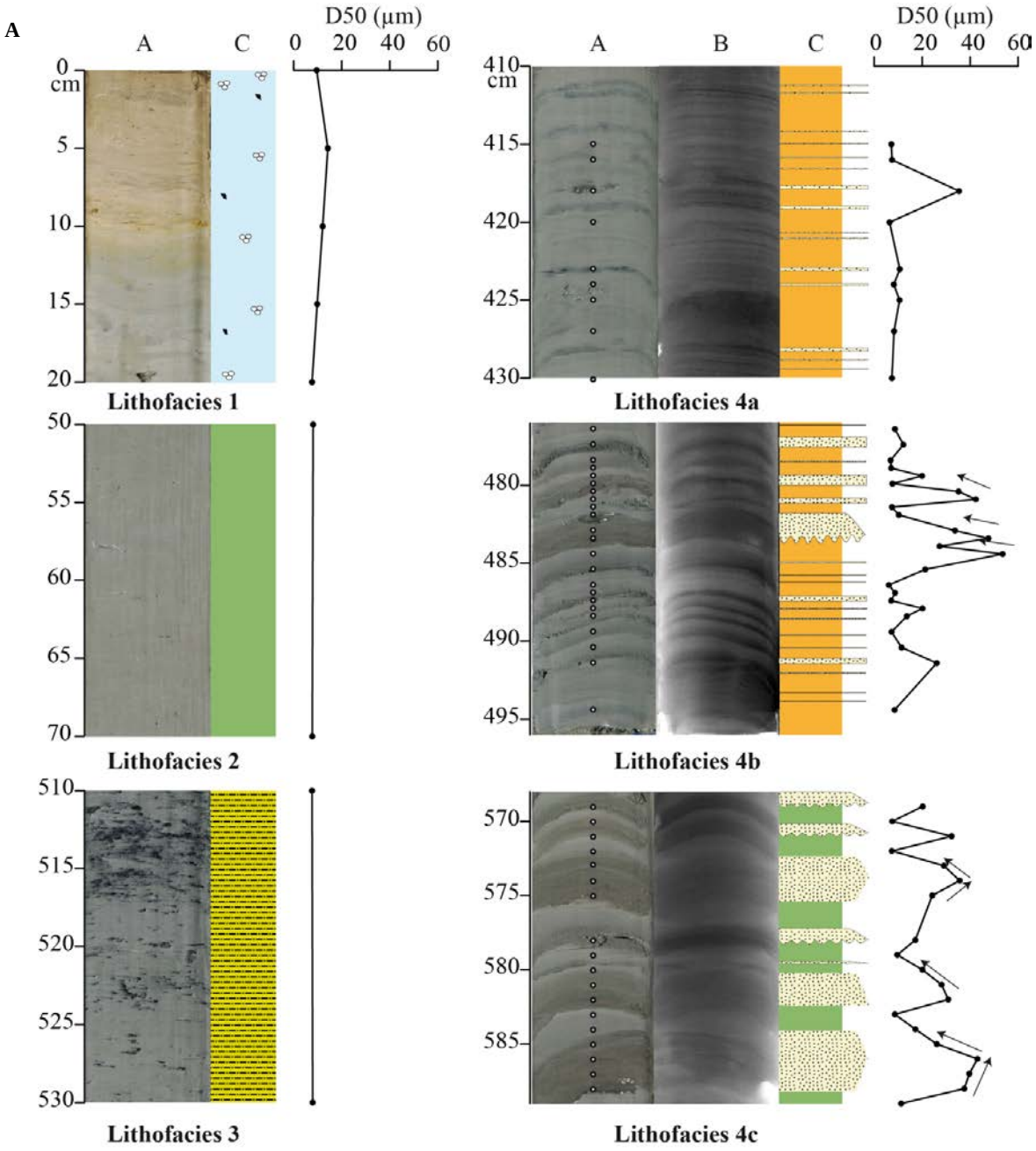


Fig 6: A. Sedimentary lithofacies identified in sediment cores RHS-KS65 and RHS-KS67. Lithofacies 1 to 3 are interpreted as pelagic and hemipelagic lithofacies, they are present on both cores. Lithofacies 4 (a to c) are interpreted as turbiditic and are only. A) Photography, B) radiography, C) lithofacies, median grain-size (D50). The key of lithofacies is shown in Fig. 5 and described in detail in Table 4. 3 open circles show the location of samples analysed for grain-size distribution.. B. Turbiditic lithofacies with reverse then normal grading within thick (3-8 cm) beds, suggesting a hyperpycnal origin. A) Photography, B) radiography, C) lithofacies, median grain-size (D50) and particle diameter. Open circles show the location of samples analysed for grain-size distribution.

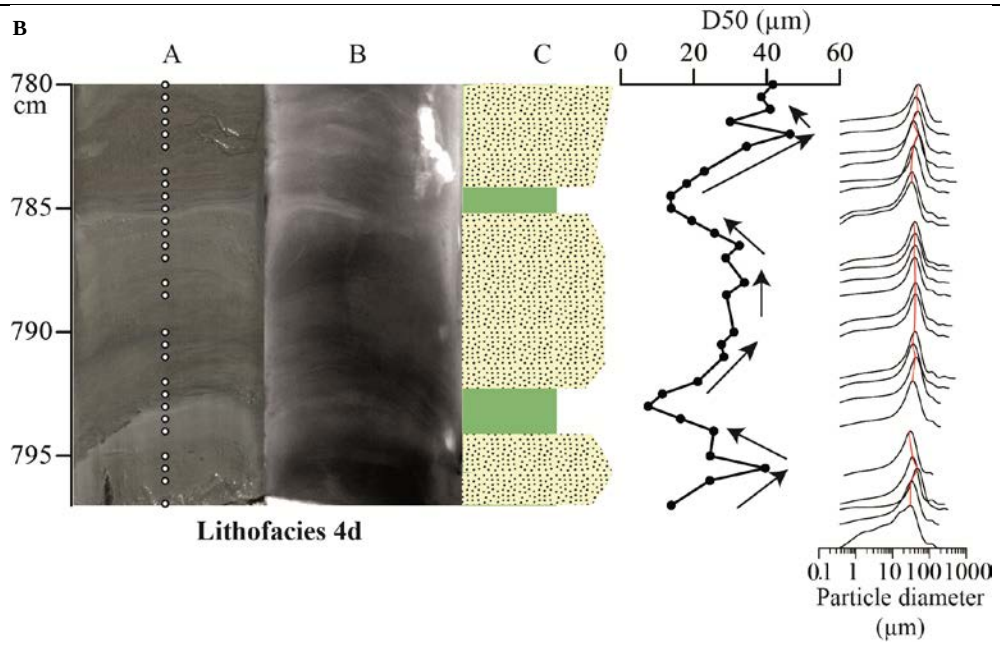


Fig. 6 (continued)

This approach has been successfully used in several turbidite systems for the Late Pleistocene, e.g. in the Mediterranean Sea (Ducassou, 2006; Jorry et al., 2011; Bonneau et al., 2014), North Atlantic (Henrich et al., 2010; Pierau et al., 2010; Toucanne et al., 2012), West Africa (Henrich et al., 2010; Pierau et al., 2010), Arabian sea (Bourget et al., 2010), and in the Pacific Ocean (Nakajima and Itaki, 2007; Pouderoux et al., 2012).

The same approach was followed for dating the Rhone turbidites. Since a pelagic interval was nearly impossible to differentiate from the muddy top of a turbidite, the sampling was done in the muddy interval of lithofacies 4b and 4d and in lithofacies 4a by avoiding as much as possible the silt laminae. The planktonic and benthic foraminiferal abundances and assemblages were determined at a high resolution in turbiditic sequences in order to evaluate the degree of dilution of the biogeneous material by the terrigenous material, as well as their degree of reworking.Unsurprisingly, it is in the coarser layers of the turbidites that evidence of reworking and transport is found (Zaragosi et al., 2006). Foraminifera are less abundant (ca. 0−10%) than in the pelagic interval (60−90%), but they can sometimes represent up to 40% of the sand fraction (Fig. 8, lithofacies 4d) showing that a significant amount of biogenous material can be transported in the turbidity currents. Within turbiditic lithofacies, benthic foraminifera are more

Table 4: Summary of lithofaciès characteristics and comparison with other classifications.

Lithofacies number	Grain-size D50 (µm)	Colour and composition	Sedimentary structures and observations	LSR	Lithofacies type	Correspondence to other classification		
						Bouma (1962) Shanmugam (2000)	Stow and Piper (1984)	RTS (Dennielou et al 2006, 2009)
1	< 15	Brownish silty-clay, abundant foraminifera and calcareous nannoplancton	Homogeneous and bioturbated	4	Pelagic	Te	F	Facies 1 (2009)
2	< 15	Light-gray silty-clay abundant foraminifera and calcareous nannoplancton	Homogeneous and bioturbated	20 to 40	Pelagic to hemipelagic	Te	F/E3	Facies 2 (2009)
3	7 - 15	Dark-grey mud with foraminifera and calcareous nannoplancton and abundant black specks (sulphur)	Discontinuous laminae of black specks; few discontinuous silt laminae	71 to 125	Hemipelagic with probable pulses of terrigenous input	Te (T6-T8)	E2	Not described
4a	20 (laminae)	Dark gray silty-clay with silt laminae	Silt laminae (ca. 1 laminae/5 cm)	270		Td – Te (T3 – T4)	E1	Facies 4 (2006) and Facies 5 (2009)
4b	20 (laminae)	Dark grey silty-clay with abundant parallel and regular silty laminea,	Silt laminae (ca. 1 laminae/cm)		Turbiditic with possible overlaying hemipelagic	Td – Te (T3)	E1	Facies 3 (2006)
4c	20 - 40 (beds)	Alternance of dark gray silty-clay and dark grey silty beds	Silty-clay layers thicker than silty beds (1-3 cm). Silty beds show normal gradded			Td – Te	E1 and F	Facies 2 (2006)
4d	20 - 55 (beds)	Alternance of dark gray silty-clay with dark gray silty beds	Silty clay ca. 1 cm thick Silty beds (ca. 3 cm) can show reverse gradding		Hyperpycnal turbidites with possible overlaying hemipelagic	Td and Te	E1 and F	Not described

LSR: linear sedimentation rate

Table 5: Chronological tie points used for the age models of cores RHS-KS65 and RHS-KS67. Ages of tie points are based on the correlation of oxygen isotopes of Globigerina bulloides with those from core MD99-2346 (Melki et al., 2009). Calendar ages from core MD99-2346 are based on radiocarbon dating (Melki et al., 2009) calibrated with the Marine13 calibration curve (Reimer et al., 2013) (cf. Table 3).

Core label	Depth (cm)	Cal age (year BP)
RHS-KS65	31	10,105
	131	12,699
	260	14,876
	420	16,719
	640	18,427
	688	18,854
RHS-KS67	20	10,105
	70	13,699
	150	14,876
	270	16,719
	390	18,427
	792	19,891

abundant than in the pelagic lithofacies and among the benthic foraminifera, the shelf species Siphonaperta. aspera is the most abundant. This is additional evidence for the shelf-related source of the reworked material, but probably also the consequence of the selective sorting by the hydro-sedimentary processes because S. aspera is a large flat-shaped foraminiferal species, prone to move with bottom currents and subsequently to be deposited with turbiditic sands. The amount of fragmented tests (20–-40%) is more important than in the pelagic and hemipelagic facies (10–-20%) giving further evidence of reworking and transport. Cassidulina. laevigata var. carinata is a species with high abundance at the uppermost slope and outermost shelf. Hence, its high presence in the terrigenous sediments is a good indicator for reworking and resuspension by downslope/turbidity currents. (Duros et al., 2012, 2014). The reworked sediments can contain up to 20% of G. bulloides. Hence, sampling of foraminifers from these intervals for isotope analysis has to be avoided.

The muddy layers on top of turbiditic lithofacies show very similar characteristics to hemipelagic lithofacies regarding the abundance and assemblages of foraminifera, the amount of test fragments and the relative abundance of planktonic foraminifera. Shelf species (S. aspera) are slightly more abundant than in the hemipelagic lithofacies. However, it is probably mixed with the muddy term of the turbidites by the bioturbation, so that this muddy interval corresponds to the T8 term (Stow and Piper, 1984).

Our results show that the pelagic material found in the muddy intervals of the turbidites is suitable for chronostratigraphic and paleoceanographic purposes. A particular attention must be paid to avoid the underlying coarse (silty) intervals because they can contain a significant amount of pelagic foraminifera, among which G. bulloides that is commonly used for oxygen isotopes analysis. The amount of shelf benthic foraminifera seems useless as indicator of reworking by turbidity currents because the reworking of shelf benthic foraminifera can also be attributed to other processes such as sediment particle transport by nepheloid plumes (Duros et al., 2012) and can thus occur in pelagic environments. On the other side, shell fragmentation, and, indeed, the amount of lithic grains, seems a reliable proxy for reworking by turbidity currents. We conclude that muddy turbiditic layers with more than 15% of test fragments may contain too much reworked material and may not be suitable for chronostratigraphic purpose. This assumption is valid only if fragmentation of tests is not related to the dissolution of carbonates.

5.2. Spatial and morphological controls on sedimentary processes

The canyon terrace and the turbiditic valley show drastically different sedimentary lithofacies and sedimentation rates. Having a good chronostratigraphic framework at both sites allows disentangling temporal fluctuation from those related to the site morphological features. The lithofacies point out that during the LGM, turbidites were deposited only in the turbiditic valley while at the same time the canyon terrace has recorded hemipelagic-type silty-clay lithofacies (Fig. 5). This demonstrates that during this period, the main depocenter was located at the base of slope and not close to the canyon head (i.e. to the Rhone River mouth), and that the transfer of sediment onto the margin was dominated by seabed transport (turbidity currents) along the Petit-Rhone Canyon. The absence of turbidites on the terrace (RHS-KS65, situated 382 m above the canyon) suggests that the turbidity currents remained confined within the canyon (Fig. 4A), while overflows have occurred along the turbiditic valley where the thalweg is shallower (138 m) (Fig. 4B). Nevertheless, it cannot be discarded that the faint laminae in lithofacies 3 result from the overflow of the highest parts of turbiditic plumes, since turbidites have been reported at very high elevations with respect to the turbiditic channel in other turbiditic systems such as the Var Sedimentary Ridge (Jorry et al., 2011; Migeon et al., 2012) or on terraces in the Congo Canyon (Babonneau et al., 2004) (400 m and 800 m, respectively). It is noteworthy that the shallow, most recent, deposits on the Petit-Rhone Canyon terraces (Fig. 4) show a horizontal and parallel seismic stratigraphic pattern, indicative of deposition under hemipelagic processes. Deeper buried deposits clearly show a wedged pattern, thicker towards the canyon (Fig. 4), that is indicative of deposition by sediment spillover from the canyon, as this is commonly described on turbiditic levees in several mud-rich turbidite systems (e.g. Droz and Bellaiche, 1985 on the Rhone; Flood et al., 1991 on the Amazon; Babonneau et al., 2002 on the Zaire/Congo). This shows that energetic sediment spillover from the canyon has occurred on the terrace in the past, possibly during the Last Glacial period, but that during the Early Deglacial, hemipelagic settling was dominant and very important when regarding the high sedimentation rates (up to 130 cm .kyr-− 1) (Fig. 9). This pattern of sedimentation during the Early Deglacial can be explained by the overflow and settling of the low-energy suspension cloud of the upper part of turbidity currents, as still some turbidites have been deposited in the turbiditic valley at the same period of time. On the other hand, this can be also explained by the settling of the Rhone River plumes, because, nowadays, during major floods such as during the December 2003 Rhone flood, the River plume can propagate tens of kilometres offshore, as seen on satellite images (Nasa Visible Earth, 2003), and this is in the range of the distance between the terrace and the Rhone River mouth during the Deglacial. After the LGM, despite the occurrence of some turbidites in the valley, the deposits in the two cores do not show evidence of energetic hydro-sedimentary processes. Having higher hemipelagic sedimentation rates on the canyon terrace (proximal location) than on the valley (distal location) is further evidence that sedimentary processes were driven by the settling of the surface hypopycnal river plume whose sediment concentration and settling gradually decrease seawards. Similar gradients of LSR related to settling of a river plume have been described in the Bay of Biscay during the Deglacial discharge of the Fleuve Manche palaeoriver (Toucanne et al., 2010) and show that during this period of time, the transfer of sediment on the slope and base of slope was dominated by surface hypopycnal transport.

Table 6: Foraminiferal assemblages in lithofacies 2, 3, 4b, and 4d. Assemblages were determined on the fraction N 125 µm. Neogloboquadrina pachyderma dextral (N. pachyderma d); Chilostomella ovoidea (C. ovoidea); Gyroidina altiformis (G. altiformis); Melonis barleeanus (M. barleeanus); Cassidulina laevigata var. carinata (C. carinata); Bolivina spathulata (B. spathulata); Cibicides lobatulus (C. lobatulus); Siphonaperta aspera (S. aspera).

Lithofacies		Abundance of foraminifera (> 125 µm)	P/P+B ratio	Planktonic foraminifera		Benthic foraminifera		Interpretation
Number	Types			Species (%)	Fragments (%)	Species (%)	Fragments (%)	
2	Pelagic to hemipelagic	78-93 %	0.92–0.98	*N. pachyderma d. (30-40)* *G. bulloides (10-40)* *G. glutinata (3-23)* *G. inflata (1-18)* *G. ruber (0-9)* *G. sacculifer (4-11)* *T. quinqueloba (0-6)*	6-13	Autochtonous: *C. pachyderma (11-35)* *C. ovoidea (5-10)* *G. altiformis (0-33)* *M. barleeanus (12-20)* Allochtonous: *C. carinata (6-17)*	7-17	Planktonic assemblage: characteristic of the deglacial period in the western Mediterranean (Blanc-Vernet, 1969; Melki et al., 2009). Benthic assemblage: very few reworking, mostly transported in nepheloid layer
3	Hemipelagic	43-80 %	0.89-0.93	*G. bulloides (23-41)* *N. pachyderma d. (23-38)* *G. sacculifer (3-18)* *T. quinqueloba (5-16)*	7-20	Autochtonou: *C. pachyderma (9-34)* *B. spathulata (2-19)* *M. barleeanus (1-15)* Allochtonous: *C. carinata (9-34)* *C. lobatulus (2-5)*	7-23	Planktonic assemblage: characteristic of early stage of degleciation (Melki et al. 2009) Benthic assemblage: abundant reworking, mostly transported in nepheloid layer
4b	Mud	Pelagic or turbiditic (Te)	55-87 %	0.81-0.92	*N. pachyderma d. (40)* *G. bulloides (20)* *T. quinqueloba (20)*	9-16	Autochtonous: *C. ovoidea (44-69)* *B. spathulata 1-55)* *Pyrgo anomala (0-9)* Allochtonous: *S.aspera (0-8)*	14-16	Planktonic assemblage: characteristic of glacial (Melki et al. 2009) Benthic assemblage: Few reworking
	Silt	Turbiditic laminated (Td)	6-38 %	0.74-0.97	*N. pachyderma d. (30)* *G. bulloides (20)* *T. quinqueloba (10)*	17-24	Allochtonous: *S. aspera (30-50)* *C. carinata (5-50)* Autochtonous reworked : *C. ovoidea (10-20)* *G. altiformis (5-40)*	28-47	Planktonic assemblage: no interpretation Benthic assemblage: abundant reworking indicative of transport by turbidity currents
4d	Mud	Pelagic or turbiditic (Te)	52-57%	0.93-01	*G. bulloides (23-41)* *N. pachyderma d. (23-38)* *T. quinqueloba (5-16)*	7-14	Autochtonous: *B. spathulata (0-18)* *C. ovoidea (3-30)* *C. pachyderma (7-29)* Allochtonous: *C. carinata (0-11)* *S. aspera (16-36)*	8-14	Planktonic assemblage: no interpretation Benthic assemblages: few to moderate reworking
	Silt	Turbiditic (Td)	13-37	0.64-0.97	*G. bulloides (10-30)* *N. pachyderma d. (30-40)* *T. quinqueloba (0-30)*	15-41	Allochtonous: *S. aspera (40-70)* *Elphidium spp (10-35)* Autochtonous reworked: *C. ovoidea (10)*	14-35	Planktonic assemblage: no interpretation Benthic assemblage: Abundant reworking indicative of transport by turbidity currents

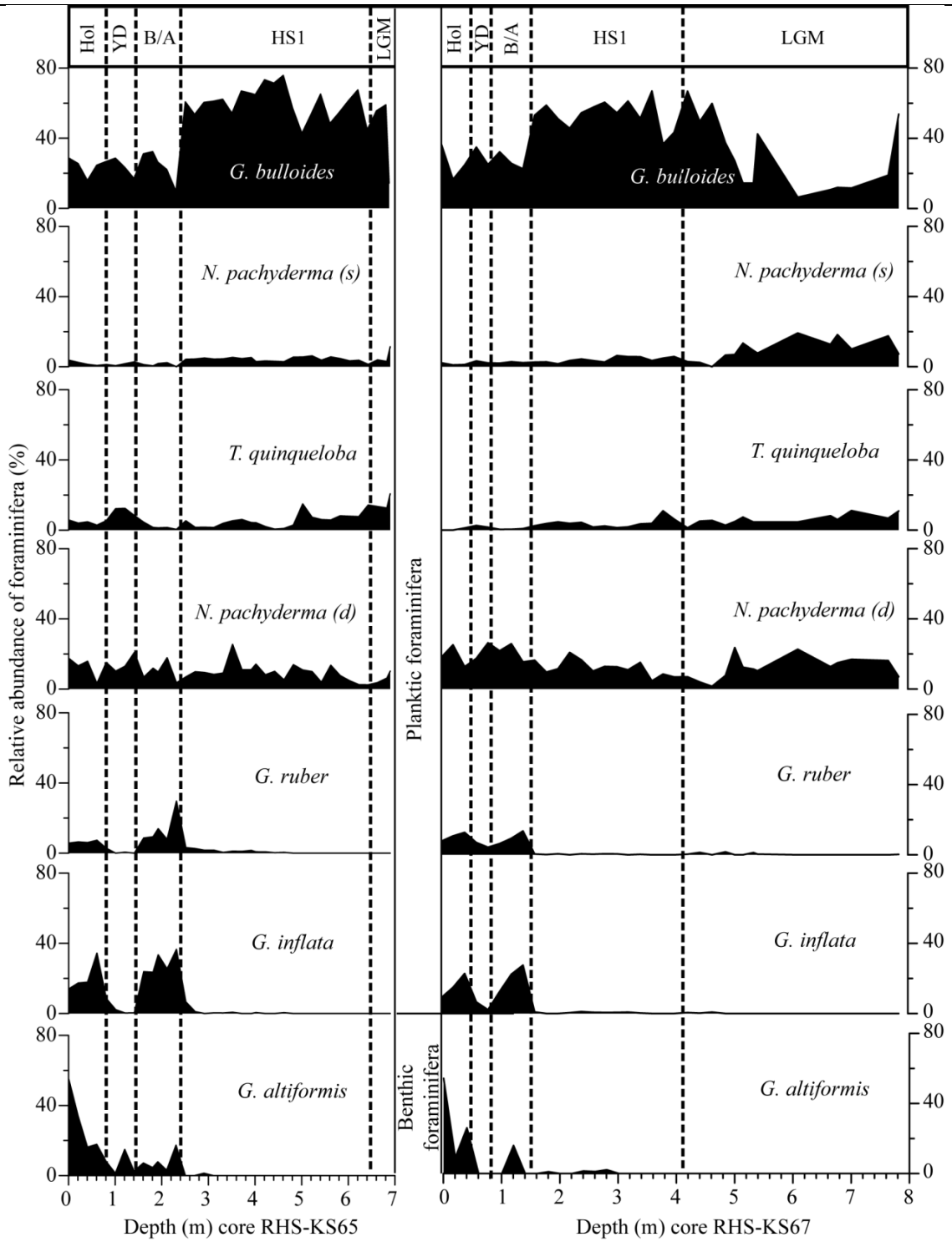


Fig 7: Foraminifera relative abundances (%) versus depth in (a) core RHS-KS65 and (b) core RHS-KS67. Climatic events were determined in accordance with our age model based on correlation of oxygen isotopes with that obtained on core MD99-2346 (Melki et al., 2009).

5.3. Hyperpycnites within the Rhone turbidite system

Hyperpycnites record the waxing and waning flow of a river flood (Mulder and Syvitski, 1995; Mulder et al., 2003). These deposits differ from classic Bouma turbidites by reverse to normal graded beds and sedimentary structures illustrating waxing to waning flow. In total, we identified 11 turbiditic beds of possible hyperpycnal origin within the lowermost 170 cm of core RHS-KS67, which corresponds to the period of time from 20 to 19.5 cal. ka BP. These beds show a very distinct coarsening then fining-upward pattern (Fig. 6A). This suggests the presence in the turbiditic valley of high-density gravity flows triggered by hyperpycnal currents within the Rhone River at a time of direct fluvial-canyon connection. Indeed, sediment concentrations about 40 kg m-– 3, able to induce these processes, are produced preferentially within small-sized rivers (Mulder and Syvitski, 1995), but it has been proposed

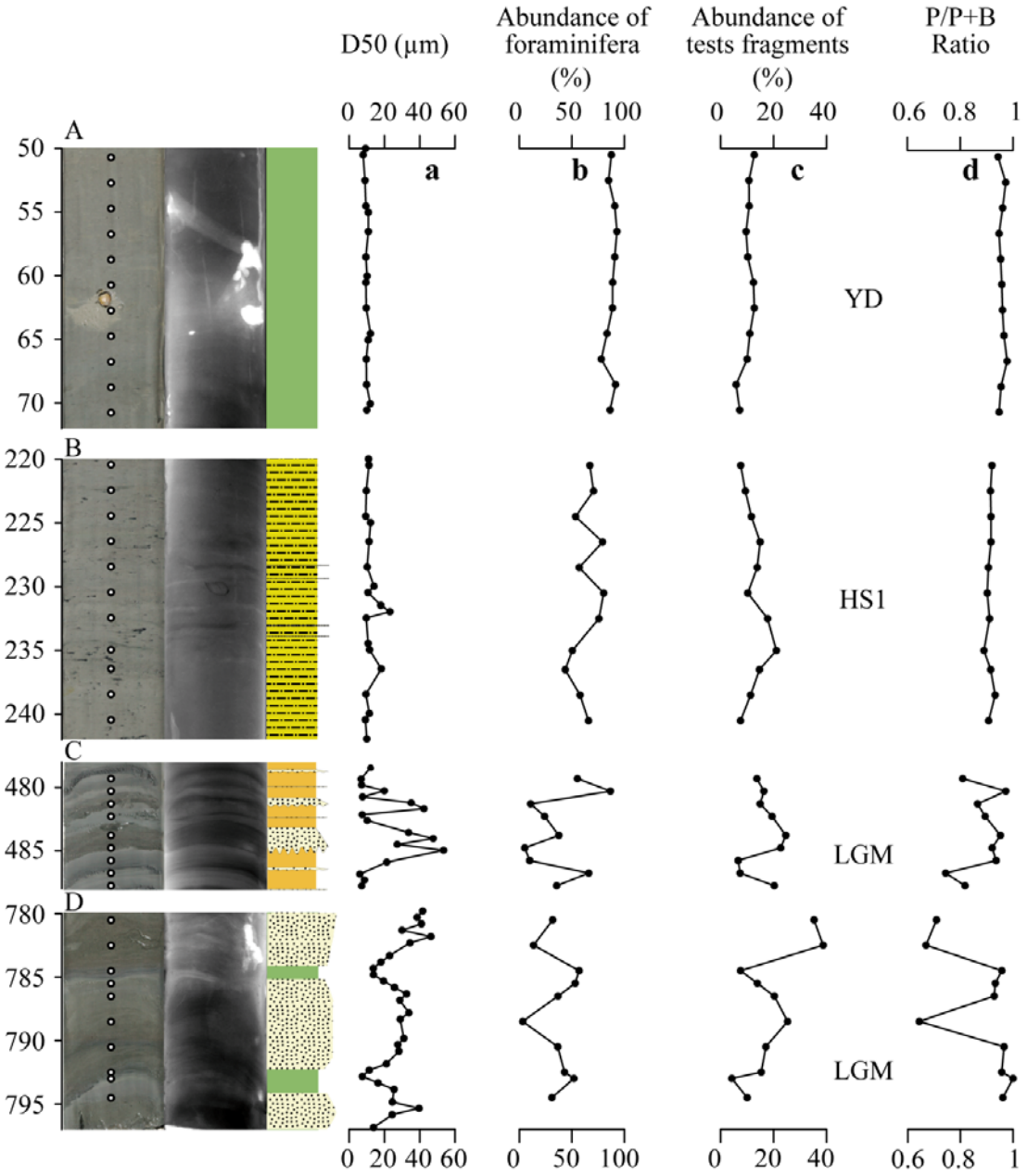


Fig 8: Foraminiferal assemblages in the size fraction > 125 µm in various lithofacies of core RHS-KS67. A) Lithofacies 2, B) lithofacies 3, C) lithofacies 4b, D) lithofacies 4d. a) Median grain size, b) relative abundance of foraminiferal tests, c) relative abundance of broken foraminiferal tests, d) P / (P + B) ratio, representative of productivity. Open circles represent sampling intervals used for this characterization.

that concentration of sediment by convection processes within hypopycnal plumes at sediment concentrations as low as 1 kg .m3 can generate hyperpycnal plumes (Parsons et al., 2001). Kettner and Syvitski (2009) modelled sediment fluxes of 3 Mediterranean rivers (Rhone, Po and Tet) and showed that only the Tet River had presently the ability to generate hyperpycnal plumes. However, these authors predicted, for the Last Glacial Maximum, sediment discharges from the Rhone in the order of 10–12 times present-day values, due to glacier ablation. They also calculated sediment concentrations of about 30 kg .m-− 3 (with a recurrence interval of 200 years), a value in the same order as that required for hyperpycnal processes. It can be pointed that, after a maximum extension of ice sheets in the Alps during the LGM, a phase of retreat of the Rhone Glacier started at ca. 20 cal. ka BP, with a massive recession around 18 cal. ka BP (Ivy-Ochs et al., 2008) (Fig. 11b). Our findings are in very good agreement with the expected high sediment flux resulting from this retreat, if we consider that the dampening effect of periglacial lakes was minor (Hinderer, 2001).

Moreover, before ca 19.5 cal. ka BP, sea level was relatively stable or rose slowly at a rate of ca. 1 m kyr^{-1} (Hanebuth et al., 2000; Clark et al., 2004; Hanebuth et al., 2009; Clark et al., 2012). That stillstand condition around 120 m below present sea level maintained the connection between the Rhone River mouth and the Petit Rhone Canyon head, favouring a direct transfer of sediment from the river into the canyon.

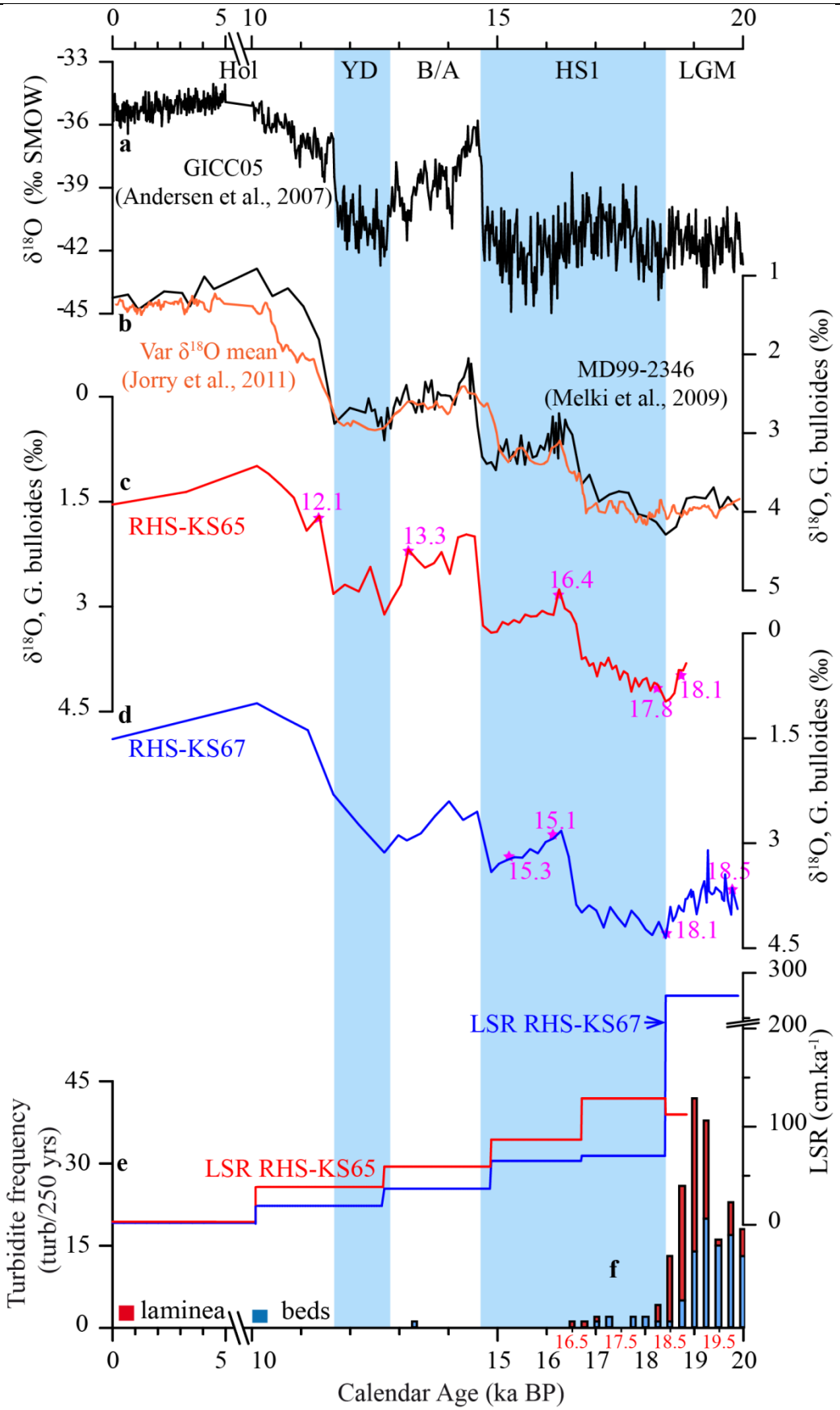


Fig 9: a) Oxygen isotopes of ice core GICC50 (Andersen et al., 2007), b) oxygen isotopes of Globigerina bulloides of core MD99-2346 from the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge (Melki et al., 2009) (black curve) and from the average of several cores from the Var turbidite ridge (Jorry et al., 2011) (orange curve), c) oxygen isotopes of G. bulloides from core RHS-KS65, blue stars and numbers indicate calibrated radiocarbon dates, d) oxygen isotopes of G. bulloides from core RHS-KS67, blue stars and numbers indicate calibrated radiocarbon dates, e) linear sedimentation rates (LSR) on cores RHS-KS65 (red curve) and RHS-KS67 (blue curve), frequency of turbidites in core RHS-KS67 by interval of 250 years: blue bars for layers > 1 mm ("beds"), red bars for layers < 1 mm ("laminae"). LGM: Last Glacial Maximum, HS 1: Heinrich Stadial 1, B/A: Bølling–Allerod, and YD: Younger Dryas

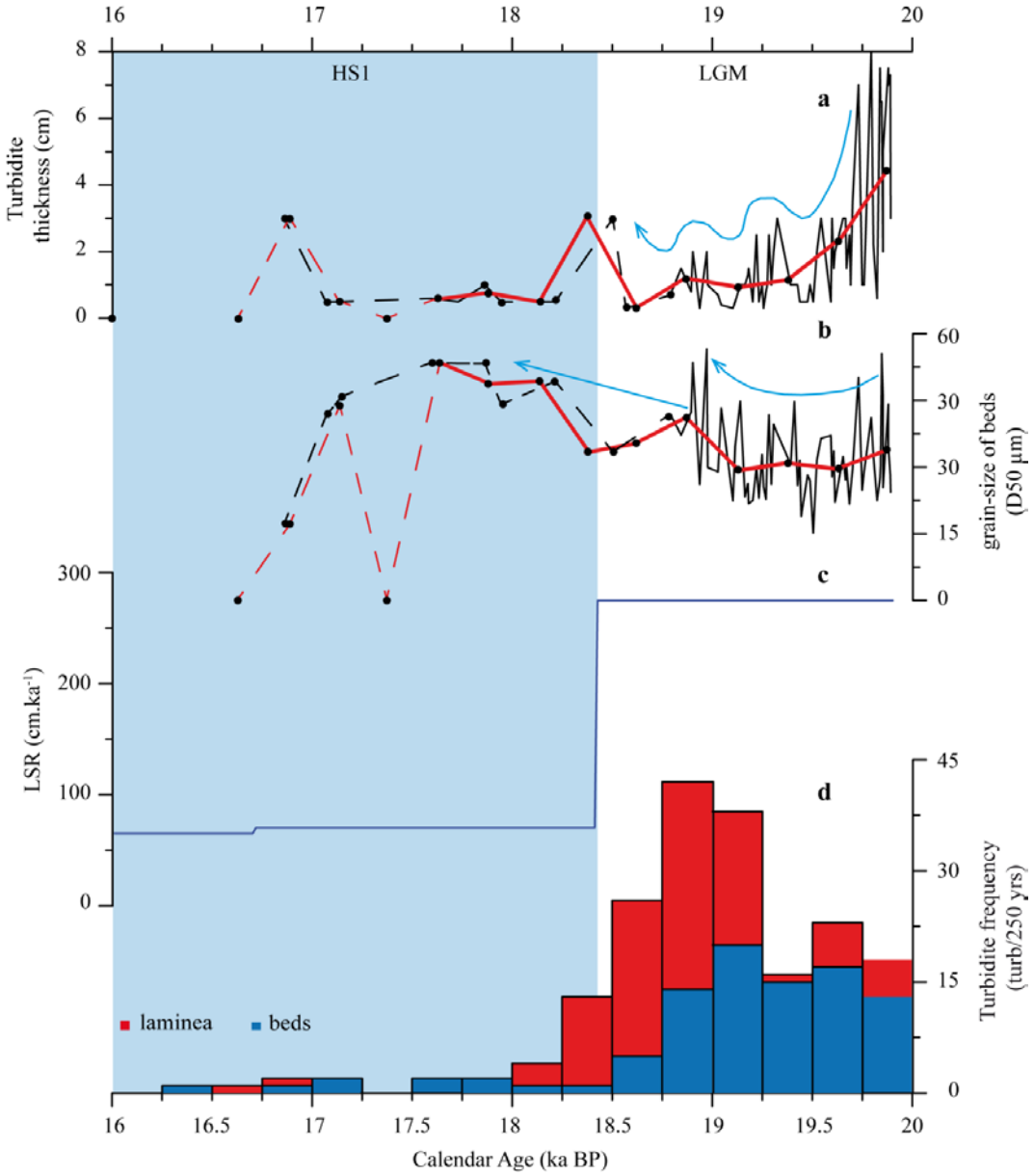


Fig 10: Close up view of characteristics of turbidites in core RHS-KS67 between 20 and 16 cal. ka BP: a) thickness of the coarse terms of the turbidites (black curve: all analyses, red curve: average by intervals of 250 years), b) median (D50) grain size at the base of the coarse bed of turbidites (black curve: all data, red curve: average by intervals of 250 years), c) linear sedimentation rates (LSR) (blue curve); d) frequency of turbidites by interval of 250 years: blue bars represent the frequency of "bed" turbidites (thickness > 1 mm), red bars represent the frequency of laminae (thickness ≤ 1 mm). LGM: Last Glacial Maximum, HS 1: Heinrich Stadial 1

5.4. Sea-level control on turbiditic activity along the Rhone Turbidite System

Our data show major changes in the sedimentation processes in the canyon and in the turbiditic valley, that we can accurately date and correlate to sea-level fluctuations (Figs. 11 and, 12):

–Between 20 and ca. 19.5-19 cal. ka BP, lithofacies 4c and 4d outline turbiditic processes controlled by a probable direct connection between the Rhone River mouth and the canyon and including hyperpycnites.

–At ca. 19.5-19 and 18.5 cal. ka BP, lithofacies 4a and 4b outline turbiditic processes controlled by small-scale sediment failures at the canyon head.

–After 18.5-18 cal. ka BP, the turbidites become scarce and the LSR drastically decreases in the valley.

–During the Holocene, lithofacies 1 is dominantly pelagic and shows no evidence of major terrigenous input. The cessation of hyperpycnal processes between 19.5 and 19 cal. ka BP, is concomitant to the 19-ka MWP that has been described by several authors (Hanebuth et al., 2000; Yokoyama et al., 2001; Clark et al., 2004; Hanebuth et al., 2009; Clark et al., 2012). The onset of this event is dated between 19.4 and 19.0 cal. ka BP, depending on the different authors, and lasted about 500-–800 years, with a rise in the order of 10 m. We postulate that this rise generated a disconnection of the Rhone River with the canyon head and a change in the triggering mechanism of turbidity currents, shifting from hyperpycnal currents initiated at the river mouth to ignitive currents generated by slope failures at the canyon head.

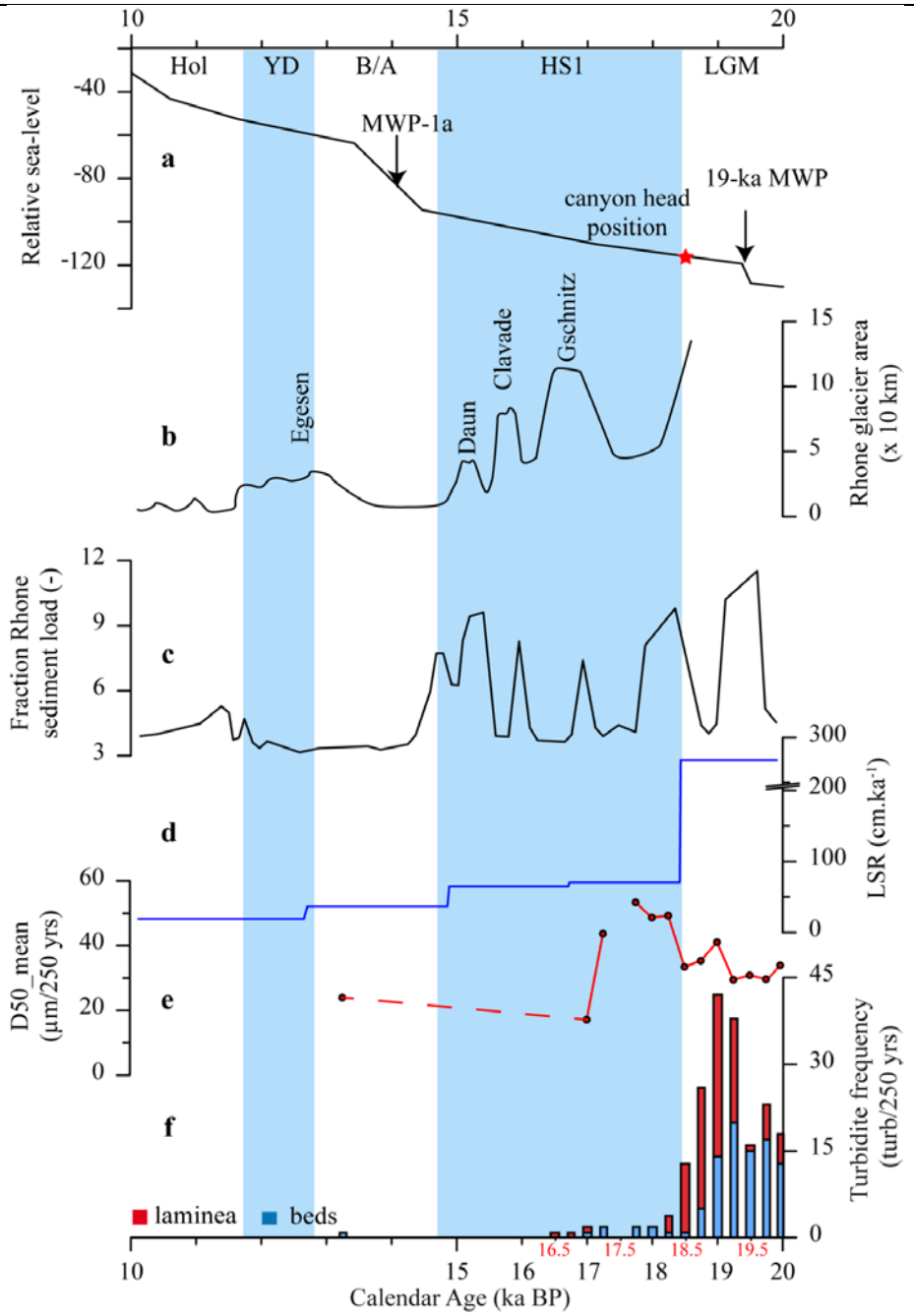


Fig 11: Correlation of the turbiditic record in the Rhone Turbidite System (core RHS-KS67) with: a) Relative Sea Level (Clark et al., 2009), and various parameters in the Rhone watershed: b) fluctuation of Swiss and Rhone glaciers extension,s (in Jorry et al., 2011), adapted from Ivy-Ochs et al. (2008), c) mean sediment load of the Rhone River by intervals of 200 years normalized to the present mean annual load (Kettner and Syvitski, 2009), d) linear sedimentation rates (LSR) in the Rhone turbiditic valley (core RHS-KS67), e) median grain size at the base of the coarse terms of turbidites in core RHS-KS67, f) frequency of turbidites in the Rhone turbiditic valley (core RHS-KS67).

The abrupt fall of LSR and frequency of turbidites at 18.5-18 cal. ka BP (Fig. 11f), corresponds to the end of the 19-ka MWP, when the sea-level was comprised between 110 and 100 m (Lambeck and Bard, 2000; Hanebuth et al., 2009; Clark et al., 2012). According to these authors, global sea-level was comprised between 110 and 100 m at this time.. At this time, the distance between the canyon head and the Rhone outlet was in the order of 50 km, and most of the suspended sediment supplied by the river was probably advected towards the west by the thermohaline and wind-driven circulation, as presently observed in the modern "highstand" situation (Millot, 1991). Therefore, mass failures became rare, and the entire Rhone Turbidite System was starved of sediment as demonstrated by studies on the Deep Sea-Fan (Bonnel et al., 2005; Dennielou et al., 2006), which yield a similar age (ca. 18 cal. ka BP) for cessation of functioning of the turbiditic channel. Episodic turbiditic activity persisted however along the entire continental margin, during the Deglacial and the entire Holocene, in relation withto other processes such as dense water cascades, earthquakes and/or localized mass wasting (Dennielou et al., 2009). Our finding contradicts the classification of the Rhone Turbidite System as a "transgression-dominant system" by Covault and Graham (2010). Indeed, our results as well as previous studies of Bonnel et al. (2005) and Dennielou et al. (2006), demonstrate that the Rhone Turbidite System is a lowstand-dominant system in the terminology of these authors, i.e. a system where maximum deposition occurred during the sea-level lowstand.

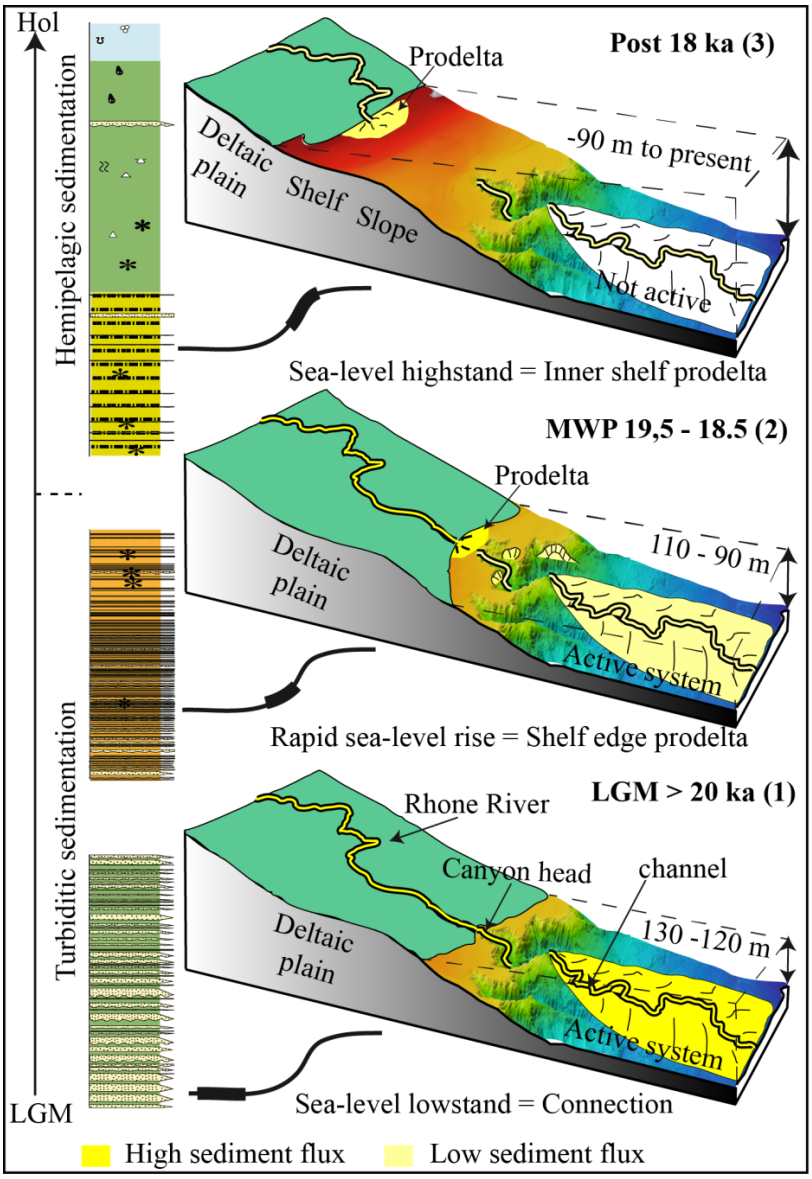


Fig 12: Schematic evolution of the routing of the Rhone River sediment onto the shelf, canyon, and turbidite system since the Last Glacial Maximum. (1) LGM: high sediment flux from the Rhone River and the sea-level lowstand (120 –130 m below present-day) allowed the direct connection with the Petit Rhone canyon and favoured the deposition of hyperpycnites, 2) after the "19 ka" meltwater pulse (MWP 19 ka), between 19.5 and 18.5 cal. ka BP (Hanebuth et al., 2000; Clark et al., 2012), the Rhone River mouth was disconnected from the Petit Rhone canyon; the sediment input into the Rhone Turbidite System decreased despite a still high sediment load of the Rhone River (Kettner and Syvitski, 2009). Trigger mechanisms of turbidites were controlled by slope failures near the canyon head, 3) after ca. 18 cal. ka BP, due to the sea level rise, the depot centre shifted landward and the canyon head became starved of sediments; the turbiditic activity stopped in the Rhone Turbidite System.

6. Conclusions

1- Our study shows that paleoceanographic fluctuations recorded by planktonic foraminifera can be satisfactory preserved in a dominantly turbiditic sedimentary environment, provided that samples are carefully sampled at the top of each depositional sequence (from non-reworked specimens within hemipelagic beds, i-–e Td and Te terms of the Bouma classification). This methodology allows to carry out paleoceanographic studies at very high resolution, due to high sedimentation rates that prevail in such settings, at least during periods of connection between fluvial systems and canyon heads.

2- For the first time in the Rhone Turbidite System, we show evidences of turbidites generated by hyperpycnal currents. This process was favoured by (a) the direct connection of the Rhone River with the Petit-Rhone Canyon head during the LGM and Early Deglacial, and (b) high sediment load related to the onset of massive recession of the Rhone Glaciers, which may have generated high-density gravity flows at the river mouth, with concentration sufficient to plunge into the canyon head.

3- The Rhone Turbidite System is a lowstand-dominant system in the sense of Covault and Graham (2010). This is outlined by the frequent deposition of turbidites during the LGM (up to 40 per kyr) and by the abrupt drop of turbiditic activity after the 19-ka MWP. The 19-ka MWP is not only marked by a decrease of turbiditic activity, but also by a change of turbiditic lithofacies due to different processes before and after fluvial disconnection: (a) hyperpycnal currents initiated at the river mouth before 19-ka MWP, (b) ignitive flows generated by slope failures at the canyon head after 19-ka MWP.

4- Sea-level is therefore a major controlling factor of the functioning of the Rhone Turbidite System, not only in terms of frequency of gravity events, but by controlling the processes (hyperpycnal vs "Bouma-type") at the origin of the turbiditic record.

Supplementary data to this article can be found online at http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2015.04.009.

Acknowledgements

The Master and crew of "R/V Suroit" and technical staff of Genavir are thanked for their assistance during the "RHOSOS" cruise. IFREMER technical staff is thanked for helping in processing of sedimentological data (G. Floch, M. Rovere, A. Roubi), multibeam data (A. Normand), and chirp data (E. Thereau). N. Andersen (Leibniz Laboratory for Radiometric Dating and Stable Isotope Research) and R. Schneider (Institut für Geowissenschaften, University of Kiel) are thanked for their help for stable isotopes analysis. C. Angué Minto''o is thanked for picking foraminifera used for oxygen isotopes analysis. E. Petit helped for picking foraminifera for radiocarbon dating and isotope analysis, and A. Boissier was a great support for the use of Grapher software. S. Lombo Tombo received a mobility fellowship from LabexMER (http://www.labexmer.eu) Axis 4 "Sediment transfer from the coast to the abyss", supported by Agence Nationale de la Recherche (ANR-10-LABX-19-01). S. Lombo Tombo acknowledges the Gabonese Agence Nationale des Bourses (ANBG) and IFREMER for awarding a doctoral scholarship. This work is a contribution to IFREMER project "Systèmes et Evolutions Sédimentaires" and to Université Perpignan Via Domitia and CNRS "Centre de Formation et de Recherche sur les Environnements Méditerranéens" (UMR 5110) project "Archives Sédimentaires". We thank the ARTEMIS programme (INSU-CNRS) for providing 14C dates at Mass Spectrometer Accelerator Laboratory (Saclay, Gif-sur-Yvette). Walter R. Roest kindly corrected the English. We thank Heinrich Bahlburg and an anonymous reviewer for their constructive reviews.

References

Allen, P. A., 2008. Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems. Geological Society, London, Special Publications 296, 7-28.

Aloïsi, J.-C., 1986. Sur un modèle de sédimentation deltaïque. Contribution à la connaissance des marges passives, University of Perpignan.

Andersen, K. K., Bigler, M., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E., Heinemeier, J., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Muscheler, R., Olsen, G. J., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Ruth, U., Seierstad, I. K., Siggaard-Andersen, M.-L., Steffensen, J. P., Svensson, A. M., and Vinther, B. M., 2007. Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05) and 20 year means of oxygen isotope data from ice core NGRIP. PANGAEA - Data Publisher for Earth & Environmental Science.

Antobreh, A. A. and Krastel, S., 2006. Morphology, seismic characteristics and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: A newly discovered canyon preserved-off a major arid climatic region. Marine and Petroleum Geology 23, 37-59.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., and Bez, M., 2004. Multiple terraces within the deep incised Zaire Valley (ZaïAngo Project): are they confined levees? In: Lomas, S. A. and Joseph, P. Eds.), Confined Turbidite Systems. Geological Society. Special Publications, London.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., and Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. Marine and Petroleum Geology 19, 445-467.

Bache, F., Popescu, S.-M., Rabineau, M., Gorini, C., Suc, J.-P., Clauzon, G., Olivet, J.-L., Rubino, J.-L., Melinte-Dobrinescu, M. C., Estrada, F., Londeix, L., Armijo, R., Meyer, B., Jolivet, L., Jouannic, G., Leroux, E., Aslanian, D., Dos Reis, A. T., Mocochain, L., Dumurdzanov, N., Zagorchev, I., Lesic, V., Tomic, D., Cagatay, M. N., Brun, J.-P., Sokoutis, D., Csato, I., Ucarkus, G., and Cakir, Z., 2012. A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. Basin Research 24, 125-153.

Bassetti, M. A., Berne, S., Jouet, G., Taviani, M., Dennielou, B., Flores, J. A., Gaillot, A., Gelfort, R., Lafuerza, S., and Sultan, N., 2008. The 100-ka and rapid sea level changes recorded by prograding shelf sand bodies in the Gulf of Lions (western Mediterranean Sea). Geochemistry Geophysics Geosystems 9.

Bassetti, M. A., Jouet, G., Dufois, F., Berné, S., Rabineau, M., and Taviani, M., 2006. Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial history and modern processes. Marine Geology 234, 93-109.

Baztan, J., Berné, S., Olivet, J. L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J. P., and Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). Marine and Petroleum Geology 22, 805-826.

Beaudouin, C., Dennielou, B., Melki, T., Guichard, F., Kallel, N., Berné, S., and Huchon, A., 2004. The Late-Quaternary climatic signal recorded in a deep-sea turbiditic levee (Rhône Neofan, Gulf of Lions, NW Mediterranean): palynological constraints. Sedimentary Geology 172, 85-97.

Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M. A., Dennielou, B., and Taviani, M., 2007. Late Glacial to Preboreal sea-level rise recorded by the Rhone deltaic system (NW Mediterranean). Marine Geology 245, 65-88.

Berne, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J. F., and De Batist, M., 1998. Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: Examples from tide- and wave-dominated environments of France. Journal of Sedimentary Research 68, 540-555.

Blanc-Vernet, L., 1969. Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée: relations entre la microfaune et le sédiment ; biocoenoses actuelles, thanatocoenoses pliocènes et quaternaires. Impr. Louis-Jean, Marseille.

Bonneau, L., Jorry, S. J., Toucanne, S., Jacinto, R. S., and Emmanuel, L., 2014. Millennial-Scale Response of a Western Mediterranean River to Late Quaternary Climate Changes: A View from the Deep Sea. The Journal of Geology 122, 687-703.

Bonnel, C., Dennielou, B., Droz, L., Mulder, T., and Berné, S., 2005. Architecture and depositional pattern of the Rhône Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (western Mediterranean). Marine and Petroleum Geology 22, 827-843.

Bouma, A. H., 2001. Fine-grained submarine fans as possible recorders of long- and short-term climatic changes. Global and Planetary Change 28, 85-91.

Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, S., Ducassou, E., Prins, M. A., Garlan, T., Lanfumey, V., Schneider, J. L., Rouillard, P., and Giraudeau, J., 2010. Highstand vs. lowstand turbidite system growth in the Makran active margin: Imprints of high-frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems. Marine Geology 274, 187-208.

Canals, M., Puig, P., de Madron, X. D., Heussner, S., Palanques, A., and Fabres, J., 2006. Flushing submarine canyons. Nature 444, 354-357.

Castelltort, S. and Van Den Driessche, J., 2003. How plausible are high-frequency sediment supply-driven cycles in the stratigraphic record? Sedimentary Geology 157, 3-13.

Cirac, P., Bourillet, J., Griboulard, R., Normand, A., and Thierry, 2001. Canyon of Capbreton: new morphostructural and morphosedimentary approaches. First results of the ITSAS cruise. Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science 332, 447-455.

Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., and McCabe, A. M., 2009. The Last Glacial Maximum. Science 325, 710-714.

Clark, P. U., McCabe, A. M., Mix, A. C., and Weaver, A. J., 2004. Rapid rise of sea level 19,000 years ago and its global implications. Science 304, 1141-1144.

Clark, P. U., Shakun, J. D., Baker, P. A., Bartlein, P. J., Brewer, S., Brook, E., Carlson, A. E., Cheng, H., Kaufman, D. S., Liu, Z., Marchitto, T. M., Mix, A. C., Morrill, C., Otto-Bliesner, B. L., Pahnke, K., Russell, J. M., Whitlock, C., Adkins, J. F., Blois, J. L., Clark, J., Colman, S. M., Curry, W. B., Flower, B. P., He, F., Johnson, T. C., Lynch-Stieglitz, J., Markgraf, V., McManus, J., Mitrovica, J. X., Moreno, P. I., and Williams, J. W., 2012. Global climate evolution during the last deglaciation. Proceedings of the National Academy of Sciences 109, E1134-E1142.

Clauzon, G., 1973. The eustatic hypothesis and the pre-Pliocene cutting of the Rhône valley. In: Ryan, W. B. F. and Hsü, K. J. Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.

Covault, J. A. and Graham, S. A., 2010. Submarine fans at all sea-level stands: Tectono-morphologic and climatic controls on terrigenous sediment delivery to the deep sea. Geology 38, 939-942.

Curray, J. R., Emmel, F. J., and Moore, D. G., 2002. The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. Marine and Petroleum Geology 19, 1191-1223.

D.S, G., 1988. Submarine fans and related turbidite systems: (Frontiers in Sedimentary Geology.) A.H. Bouma, W.R. Normark and N.E. Barnes (Editors). Springer, New York, N.Y., 1985, ISBN 3-540-96142-9, xiv + 351 pp., DM 220 (hardcover). Sedimentary Geology 54, 347-348.

Dennielou, B., Huchon, A., Beaudouin, C., and Berne, S., 2006. Vertical grain-size variability within a turbidite levee: Autocyclicity or allocyclicity? A case study from the Rhone neofan, Gulf of Lions, Western Mediterranean. Marine Geology 234, 191-213.

Dennielou, B., Jallet, L., Sultan, N., Jouet, G., Giresse, P., Voisset, M., and Berné, S., 2009. Post-glacial persistence of turbiditic activity within the Rhône deep-sea turbidite system (Gulf of Lions, Western Mediterranean): Linking the outer shelf and the basin sedimentary records. Marine Geology 257, 65-86.

dos Reis, A. T., Gorini, C., and Mauffret, A., 2005. Implications of salt–sediment interactions on the architecture of the Gulf of Lions deep-water sedimentary systems—western Mediterranean Sea. Marine and Petroleum Geology 22, 713-746.

Droz, L., 1983. L'éventail sous-marin profond du Rhône (Golfe du Lion) : grands traits morphologiques et structure semi-profonde, Université Paris 6.

Droz, L., dos Reis, A. T., Rabineau, M., Berne, S., and Bellaiche, G., 2006. Quaternary turbidite systems on the northern margins of the Balearic Basin (Western Mediterranean): a synthesis. Geo-Marine Letters 26, 347-359.

Droz, L., and Bellaiche, G., 1985, Rhone Deep-Sea Fan - Morphostructure and growth-pattern: Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists, v. 69, p. 460-479.

Droz, L., l'ocean, G. d. é. d. l. m. c. e. d., sous-marine, L. d. g., oceanologique, O., and Curie, U. P. e. M., 1991. Les Eventails sous-marins profonds: structure et evolution sedimentaire : a partir de l'étude comparative des troisedifices: l'eventail du Rhône, la ride du Var, le cone de l 'Indus.

Ducassou, E., 2006. Évolution du système turbiditique profond du Nil au cours du Quaternaire récent.

Duros, P., Fontanier, C., de Stigter, H. C., Cesbron, F., Metzger, E., and Jorissen, F. J., 2012. Live and dead benthic foraminiferal faunas from Whittard Canyon (NE Atlantic): Focus on taphonomic processes and paleo-environmental applications. Marine Micropaleontology 94-95, 25-44.

Duros, P., Jorissen, F. J., Cesbron, F., Zaragosi, S., Schmidt, S., Metzger, E., and Fontanier, C., 2014. Benthic foraminiferal thanatocoenoses from the Cap-Ferret Canyon area (NE Atlantic): A complex interplay between hydro-sedimentary and biological processes. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 104, 145-163.

Fanget, A.-S., 2009. Morphologie du canyon et du système turbiditique du Petit-Rhône et faciès sédimentaires Glaciaires et Holocènes. Université de Brest, Brest.

Fanget, A.-S., Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M.-A., Dennielou, B., Maillet, G. M., and Tondut, M., 2014. Impact of relative sea level and rapid climate changes on the architecture and lithofacies of the Holocene Rhone subaqueous delta (Western Mediterranean Sea). Sedimentary Geology 305, 35-53.

Fanget, A. S., Bassetti, M. A., Arnaud, M., Chiffoleau, J. F., Cossa, D., Goineau, A., Fontanier, C., Buscail, R., Jouet, G., Maillet, G. M., Negri, A., Dennielou, B., and Berné, S., 2013. Historical evolution and extreme climate events during the last 400 years on the Rhone prodelta (NW Mediterranean). Marine Geology 346, 375-391.

Flood, R., Manley, P., Kowsmann, R., Appi, C., and Pirmez, C., 1991. Seismic Facies and Late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan. In: Weimer, P. and Link, M. Eds.), Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. Springer New York.

Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J. M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., and Imbert, P., 2006a. Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea). Marine Geology 234, 111-128.

Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S., and Imbert, P., 2006b. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. Geo-Marine Letters 26, 331-345.

Gensous, B., Williamson, D., and Tesson, M., 2009. Late-Quaternary Transgressive and Highstand Deposits of a Deltaic Shelf (Rhône Delta, France), Sequence Stratigraphy and Facies Associations. Blackwell Publishing Ltd.

Hanebuth, T., Stattegger, K., and Grootes, P. M., 2000. Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late-glacial sea-level record. Science 288, 1033-1035.

Hanebuth, T. J. J., Stattegger, K., and Bojanowski, A., 2009. Termination of the Last Glacial Maximum sea-level lowstand: The Sunda-Shelf data revisited. Global and Planetary Change 66, 76-84.

Henrich, R., Cherubini, Y., and Meggers, H., 2010. Climate and sea level induced turbidite activity in a canyon system offshore the hyperarid Western Sahara (Mauritania): The Timiris Canyon. Marine Geology 275, 178-198.

Hinderer, M., 2001. Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads. Geodinamica Acta 14, 231-263.

Hsü, K. J., M.B. Cita and Ryan, W. B. F., 1973. The origin of the Mediterranean evaporites. In: Ryan, W. B. F. and Hsü, K. J. Eds.), Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P. W., and Schluchter, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. Journal of Quaternary Science 23, 559-573.

Jegou, I., 2008. Etude de la transition chenal-levées/lobe dans les systèmes turbiditiques récents. Application à l'éventail turbiditique de l'Amazone et au Néofan du Petit-Rhône, Université de Brest.

Jorry, S. J., Jégou, I., Emmanuel, L., Silva Jacinto, R., and Savoye, B., 2011. Turbiditic levee deposition in response to climate changes: The Var Sedimentary Ridge (Ligurian Sea). Marine Geology 279, 148-161.

Jouet, G., 2007. Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et eustatiques du Quaternaire terminal - Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion, Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M. A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F. J., Flores, J. A., and Taviani, M., 2006. Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean). Marine Geology 234, 21-42.

Kettner, A. J. and Syvitski, J. P. M., 2009. Fluvial responses to environmental perturbations in the Northern Mediterranean since the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews 28, 2386-2397.

Kolla, V. and Coumes, F., 1987. Morphology, internal structure, seismic stratigraphy, and sedimentation of Indus Fan. Aapg Bulletin 71, 650-677.

L'homer, A., Bazile, F., Thommeret, J., and Thommeret, Y., 1981. Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours; variations du niveau marin. Oceanis 7, 389-408.

Lambeck, K. and Bard, E., 2000. Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years. Earth and Planetary Science Letters 175, 203-222.

Le Pichon, X., Pautot, G., Auzende, J.-M., and Olivet, J.-L., 1971. La méditerranée occidentale depuis l'oligocène, schéma d'évolution. Marine Geophysical Researches 13, 145-152.

Lebreiro, S. M., Voelker, A. H. L., Vizcaino, A., Abrantes, F. G., Alt-Epping, U., Jung, S., Thouveny, N., and Gracia, E., 2009. Sediment instability on the Portuguese continental margin under abrupt glacial climate changes (last 60 kyr). Quaternary Science Reviews 28, 3211-3223.

Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu Dos Reis, A., Mountain, G. S., Ryan, W. B. F., Steckler, M. S., and Fouchet, C., 2003. Plio–Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. Marine Geology 198, 289-317.

Melki, T., Kallel, N., Jorissen, F. J., Guichard, F., Dennielou, B., Berne, S., Labeyrie, L., and Fontugne, M., 2009. Abrupt climate change, sea surface salinity and paleoproductivity in the western Mediterranean Sea (Gulf of Lion) during the last 28 kyr. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology 279, 96-113.

Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., and Sage, F., 2012. Hydrodynamic processes, velocity structure and stratification in natural turbidity currents: Results inferred from field data in the Var Turbidite System. Sediment. Geol. 245–246, 48-62.

Millot, C., 1991. Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean. Dynamics of Atmospheres and Oceans 15, 179-214.

Mulder, T. and Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48, 269-299.

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

Mulder, T., Syvitski, J. P. M., Migeon, S., Faugères, J.-C., and Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. Marine and Petroleum Geology 20, 861-882.

Nakajima, T. and Itaki, T., 2007. Late Quaternary terrestrial climatic variability recorded in deep-sea turbidites along the Toyama Deep-Sea Channel, central Japan Sea. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 247, 162-179.

Nasa Visible Earth., 2003. Floods in the southern France http://visibleearth.nasa.gov/view.php?id=69536.

O'Connell, S., Normark, W. R., Ryan, W. B. F., and Kenyon, N. H., 1991. An entrenched thalweh channel on the Rhone fan: interpretation from a seabeam and SEAMARC I survey. SEPM 46, 259-270.

Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillén, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S., and Bonnin, J., 2006. Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. Marine Geology 234, 43-61.

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

Pierau, R., Hanebuth, T. J. J., Krastel, S., and Henrich, R., 2010. Late Quaternary climatic events and sea-level changes recorded by turbidite activity, Dakar Canyon, NW Africa. Quaternary Research 73, 385-392.

Pirmez, C. and Flood, R., 1995. Morphology and structure of Amazon ChannelProceedings of the Ocean Drilling Program. Initial Reports. Ocean Drilling Program.

Posamentier, H. and Vail, P. R., 1988. Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes—An Integrated Approach. SEPM Special Publication 42, 125 - 154.

Pouderoux, H., Proust, J.-N., Lamarche, G., Orpin, A., and Neil, H., 2012. Postglacial (after 18 ka) deep-sea sedimentation along the Hikurangi subduction margin (New Zealand): Characterisation, timing and origin of turbidites. Marine Geology 295–298, 51-76.

Rabineau, M., Berne, S., Olivet, J. L., Aslanian, D., Guillocheau, F., and Joseph, P., 2006. Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). Earth and Planetary Science Letters 252, 119-137.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and van der Plicht, J., 2013. IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP.

Sierro, F. J., Andersen, N., Bassetti, M. A., Berné, S., Canals, M., Curtis, J. H., Dennielou, B., Flores, J. A., Frigola, J., Gonzalez-Mora, B., Grimalt, J. O., Hodell, D. A., Jouet, G., Pérez-Folgado, M., and Schneider, R., 2009. Phase relationship between sea level and abrupt climate change. Quaternary Science Reviews 28, 2867-2881.

Sierro, F. J., Hodell, D. A., Curtis, J. H., Flores, J. A., Reguera, I., Colmenero-Hidalgo, E., Barcena, M. A., Grimalt, J. O., Cacho, I., Frigola, J., and Canals, M., 2005. Impact of iceberg melting on Mediterranean thermohaline circulation during Heinrich events. Paleoceanography 20.

Stow, D. A. V. and Piper, D. J. W., 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies models. Geological Society, London, Special Publications 15, 611-646.

Tesson, M., Gensous, B., Allen, G. P., and Ravenne, C., 1990. Late Quaternary deltaic lowstand wedges on the Rhône continental shelf, France. Marine Geology 91, 325-332.

Torres, J., Droz, L., Savoye, B., Terentieva, E., Cochonat, P., Kenyon, N. H., and Canals, M., 1997. Deep-sea avulsion and morphosedimentary evolution of the Rhône Fan Valley and Neofan during the Late Quaternary (north-western Mediterranean Sea). Sedimentology 44, 457-477.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Dennielou, B., Jorry, S. J., Jouet, G., and Cremer, M., 2012. External controls on turbidite sedimentation on the glacially-influenced Armorican margin (Bay of Biscay, western European margin). Marine Geology 303–306, 137-153.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Marieu, V., Cremer, M., Kageyama, M., Van Vliet-Lanoe, B., Eynaud, F., Turon, J. L., and Gibbard, P. L., 2010. The first estimation of Fleuve Manche palaeoriver discharge during the last deglaciation: Evidence for Fennoscandian ice sheet meltwater flow in the English Channel ca 20-18 ka ago. Earth Planet. Sci. Lett. 290, 459-473.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Naughton, F., Cremer, M., Eynaud, F., and Dennielou, B., 2008. Activity of the turbidite levees of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events. Marine Geology 247, 84-103.

Ulses, C., Estournel, C., Durrieu de Madron, X., and Palanques, A., 2008. Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Impact of extreme storms and floods. Continental Shelf Research 28, 2048-2070.

Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F., and Bourcier, M., 2005. Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene. Marine Geology 222–223, 235-265.

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., and Fifield, I. K., 2001. Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima (vol 406, pg 713, 2000). Nature 412, 99-U19.

Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., and Lanfumey, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). Geo-Marine Letters 26, 317-329.

Chapitre. V Caractérisation de l'activité turbiditique à l'échelle de tout le système

Nous présentons dans ce chapitre l'activité du système turbiditique du Rhône (STR) depuis le DMG. L'enregistrement sédimentaire est traité aussi bien dans la dimension spatiale que temporelle. Pour ce faire, un modèle d'âge est établi sur chaque carotte selon l'approche chrono-stratigraphique la plus adéquate. Il permettra d'identifier les principaux événements climatiques dans le système. Les principaux lithofaciès hémipélagiques et turbiditiques sont ensuite identifiés puis répartis dans le système par rapport à l'axe du canyon et du chenal. Les résultats permettent de discuter des changements temporels dans les processus sédimentaires au sein du système depuis le DMG.

Les carottes analysées dans cette étude peuvent être réparties en trois grands ensembles :

En amont du point d'avulsion (Fig. V-1 et Tab. V-1), la carotte RHS-KS49 se situe dans la tête du canyon du Petit-Rhône, la carotte RHS-KS65 est localisée sur une terrasse perchée à 382 m au-dessus du fond du canyon, la carotte FMD-KS06 est située sur la pente, dans la prolongation de l'interfluve des canyons Petit-Rhône et grand-Rhône. Les autres carottes collectées depuis le pied de pente jusqu'au point d'avulsion se localisent dans la vallée turbiditique (RHS-KS67, RHS-KS74 et KTR-06) et les levées externes (KTR-02. KTR-10, KTR-07 et FMD-KS27). Cette répartition des carottes permet de suivre l'évolution spatiale de l'enregistrement turbiditique par rapport à l'éloignement au thalweg. Contrairement au domaine de la pente (en amont), cette partie aval se caractérise par une diminution de la hauteur des levées et la profondeur du thalweg. Soit des conditions plus favorables au débordement des courants de turbidité sur les levées.

En aval du point d'avulsion (Fig. V-2), les carottes sont réparties le long du Néochenal (RHS-KS72 et KSGC-10) et du chenal abandonné (KSGC-12, KSGC-14, FMD-KS10, FMD-KS12, FMD-KS15, FMD-KS17 et RHS-KS71). En aval du point d'avulsion, les reliefs sont faibles ainsi que la profondeur du thalweg, et toutes les carottes sont relativement proches du thalweg en dehors de la carotte FMD-KS12, qui est plus éloignée de l'ordre de 20 km. Ainsi, la carotte RHS-KS72 située sur la levée droite du Néochenal permettra d'enregistrer l'activité de celui-ci, tandis que les carottes du chenal abandonné enregistreront l'arrêt de l'activité turbiditique dans cette partie du STR en lien avec l'avulsion du chenal.

Tableau V-1: Localisation et caractéristiques des carottes utilisées dans cette étude.

Carottes	**Positions géographiques**		**Campagnes**	**Profondeur (m)**	**Longueur (m)**	**Localisation**
	Latitudes	Longitudes				
RHS-KS49	N43°20.5698	E4°27.632	RHOSOS	149	7.1	Tête de canyon
RHS-KS65	N42°43.489	E4°41.369	RHOSOS	1010	6.88	Terrasse inférieure gauche
RHS-KS67	N42°32.216	E4°47.455	RHOSOS	1566	7.97	Levée confinée gauche
RHS-KS71	N41° 48.854	E5° 10,801	RHOSOS	2274	7,32	Chenal abandonné
RHS-KS72	N42°08.085	E4°56.741	RHOSOS	2077	8.28	Levée droite du Néofan
RHS-KS74	N42° 15,746	E4°54.595	RHOSOS	1905	7.60	Rive droite vallée turbiditique
KTR-02	N42°33.49	E4°56.19	TRANSRHO	1660	6.75	Terrasse supérieure gauche
KTR-06	N42°23.57	E4°54.51	TRANSRHO	1817	6.57	Rive droite vallée turbiditique
KTR-07	N42°23.21	E4°51.90	TRANSRHO	1725	7.18	Levée externe droite
KTR-10	N42°33.82	E4°51.83	TRANSRHO	1793	6.49	Levée externe gauche
KSGC-10	N41°55.2768	E4°44.6082	GMO2-CARNAC	2074	6.25	Levée externe droite
KSGC-12	N42°3.7782	E5°5.2488	GMO2-CARNAC	2080	5.5	Chenal abandonné
KSGC-14	N41°3.1902	E5°5.2452	GMO2-CARNAC	2122	2.52	Intérieur du chenal abandonné
FMD-KS06	N42°46.59	E4°44.051	FLUMED 2	720	7.68	Interfluve Petit-Grand Rhône
FMD-KS10	N42°6.0199	E5°10.77	FLUMED 2	2090	3.68	Chenal abandonné
FMD-KS15	N41°55.57	E5°10.166	FLUMED 2	2324	4.39	Chenal abandonné
FMD-KS17	N42°3.208	E5°11.958	FLUMED 2	2167.5	7.5	Chenal abandonné
FMD-KS27	N42°38.809	E4°48.562	FLUMED 2	1210	4.87	Terrasse supérieure gauche
FMD-KS74	N41°21.509	E6°28.883	FLUMED 2	2646	3.6	Lobes distaux
FMD-KS75	N41°22.675	E006°28.791	FLUMED 2	2640	5.31	Lobes distaux
MD99-2346	N42°2.61	E4°9.0402	Images 5	2089	12.17	Ride Pyréneo-Languedocienne
MD99-2348	N42°41.58	E3°50.5002	Images 5	296	22.77	Pente continentale

Dans la partie des lobes distaux, seul le dernier lobe actif, alimenté par le chenal abandonné (lobe 1a, Fig. III-11), a été échantillonné via les carottes FMD-KS74 et FMD-KS75 (Fig. V-2).

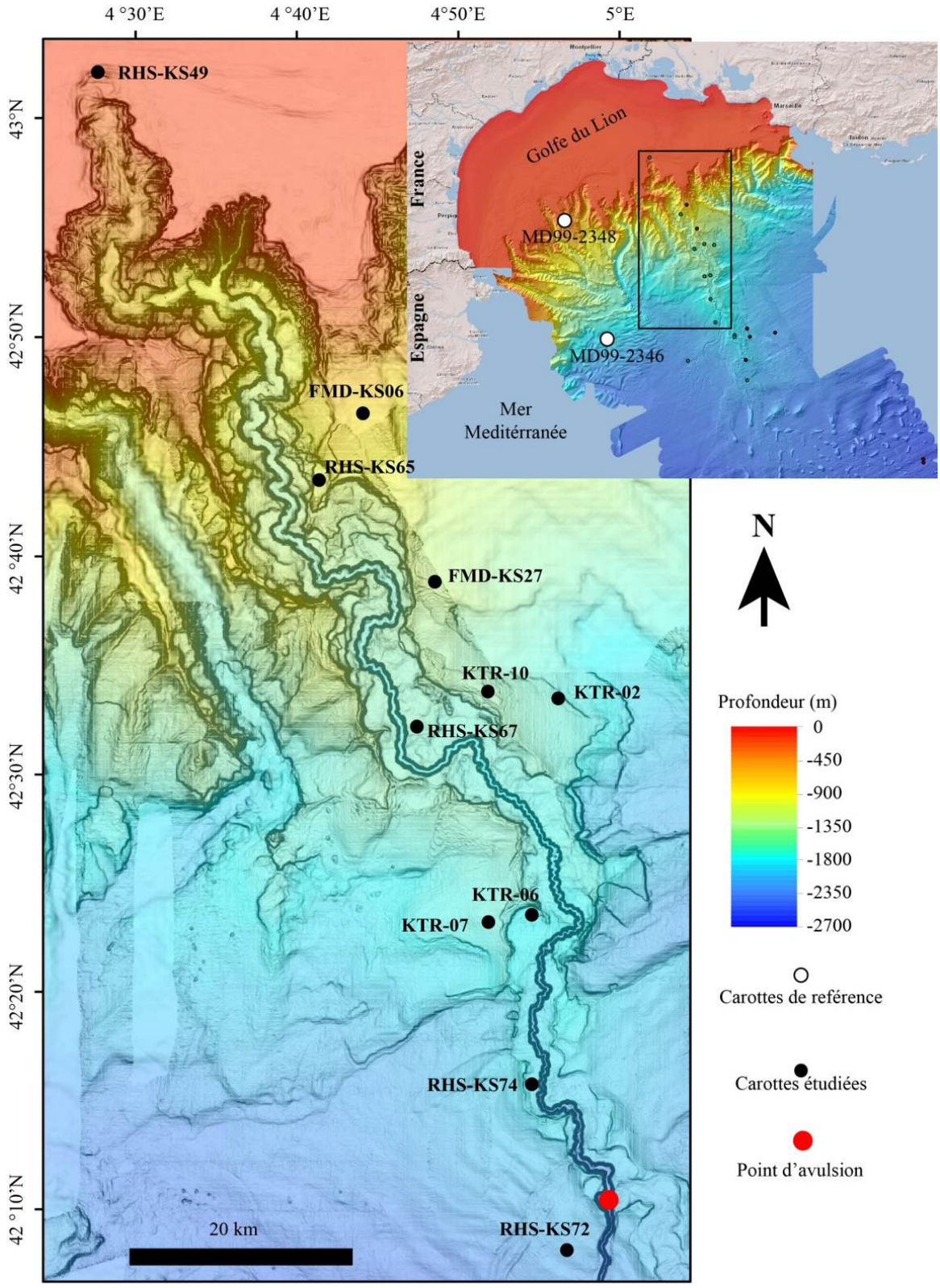


Figure V-1: Carte de localisation des carottes collectées depuis la tête de canyon du Petit-Rhône jusqu'au Néochenal.

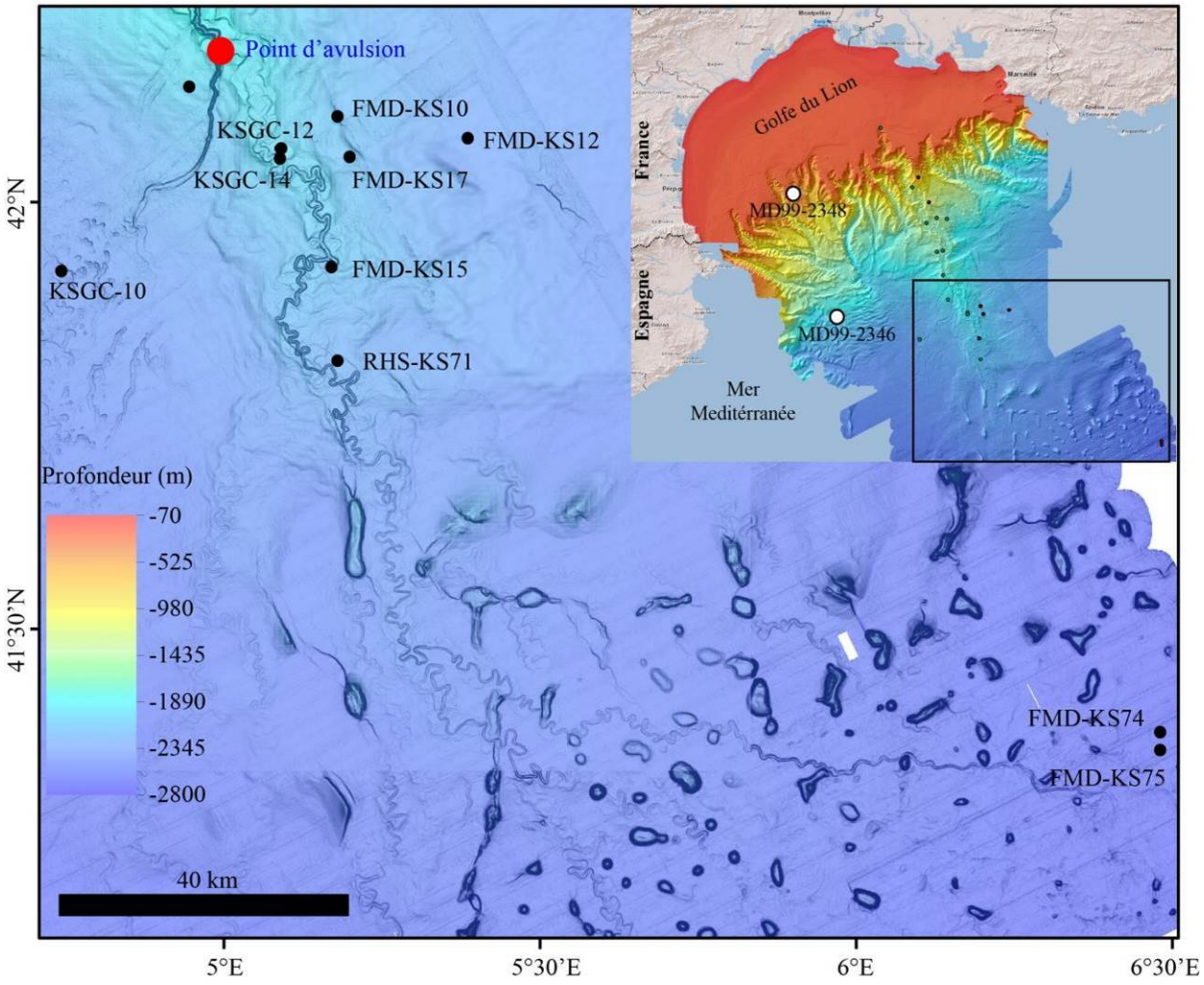


Figure V-2: Localisation des carottes en aval du point d'avulsion et dans les lobes distaux.

V.1. Cadre chrono-stratigraphique et modèle d'âge

V.1.1. Les références chrono-stratigraphique de l'étude

Les carottes MD99-2346 (Melki et al. 2009), MD99-2348 (Sierro et al., 2009), les carottes du Var (Bonneau et al., 2014) nous ont servi de références chrono-stratigraphiques pour établir le modèle d'âge des carottes de cette étude.

La carotte MD99-2346 (Melki et al., 2009) collectée à 2100 m de profondeur sur la ride sédimentaire Pyrénéo-Languedocienne (Golfe du Lion), se localise dans un champ de dunes sédimentaires (*sediment waves*) formé par débordement des courants de turbidité empruntant les canyons pyrénéens (Berné et al., 1999; Jallet and Giresse, 2005) ou par les phénomènes de « *cascading* » (Canals et al., 2006; Gaudin et al., 2006). La lithologie de cette carotte se caractérise par une sédimentation hémipélagique interrompue par des niveaux

turbiditiques visibles majoritairement après 320 cm (Fig. V-3). Le modèle d'âge de cette carotte de référence repose sur 13 dates ^{14}C qui ont été re-calibrées par le programme calib 7.01 (Reimer et al., 2013) dans un souci de cohérence avec les nouvelles datations (Tab V-2). Une interpolation linéaire a été appliquée entre ces différentes dates en considérant les taux de sédimentation constants. Ce cadre chronologique a permis de mettre en âge la courbe de variation $\delta^{18}O$ obtenue sur l'espèce *G. bulloides* (foraminifère planctonique) issue de la carotte, et de couvrir ainsi les derniers 28 ka cal. BP de l'enregistrement isotopique dans le Golfe du Lion.

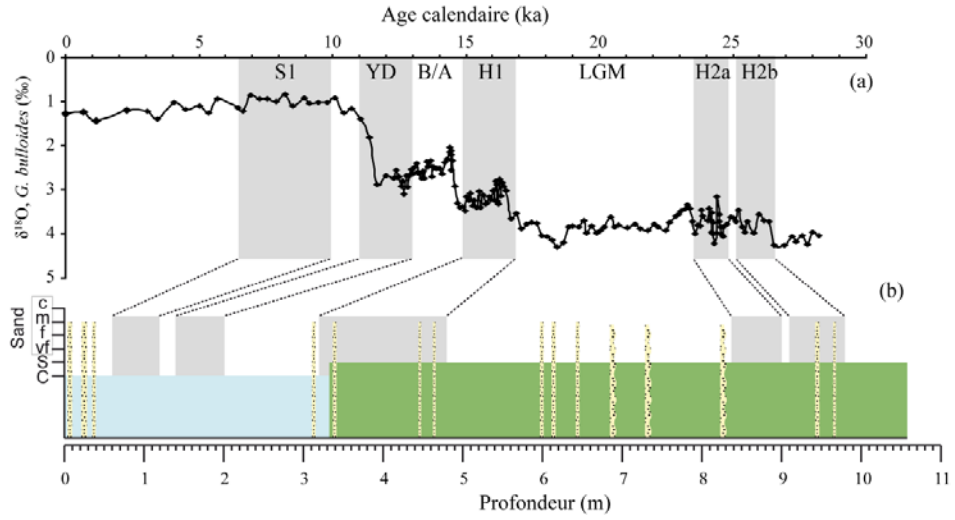


Figure V-3: (a) courbe de variation de l'isotope de l'oxygène (d18O) de la carotte MD99-2346 reporté en âge, (b) la lithologie de la carotte. S1: période de formation du sapropèle 1 en Méditerranée, YD: Dryas récent, B/A Bolling-Allerod, H1: Heinrich 1, LGM: Dernier Maximum Glaciaire, H2a: Heinrich 2a, H2b : Heinrich 2b, modifié d'après Melki et al (2009).

La carotte MD99-2348 (Sierro et al., 2009) a été collectée à 300 m de profondeur. Elle se situe dans la zone d'interfluve Bourcart-Hérault sur la partie supérieure de la pente (Golfe du Lion). Cette carotte représente les premiers 24 m du forage PRGL1 du projet européen Promess-1 (2004). Du point de vue lithologique, la carotte montre un aspect relativement monotone dominé par des argiles silteuses à forte composante carbonatée fluctuant entre 15 et 42% (Fig. V-4). Quelques intervalles de sables riches en foraminifères, interprétées comme des niveaux condensés (Sierro et al., 2009), plus visibles sur le reste du forage, s'intercalent dans cette accumulation d'argiles prodeltaïques (Jouet, 2007). Le modèle d'âge de cette carotte est basé sur une corrélation des variations $\delta^{18}O$ avec celles de la carotte de glace du Groenland (NGRIP), et sur des datations radiocarbones obtenues sur des coquilles. Pour les besoins de notre étude, le modèle d'âge de cette carotte reposera uniquement sur 11 dates ^{14}C re-calibrées par le programme calib 7.01 (Reimer et al., 2013) dans un souci de cohérence

avec les nouvelles datations (Tab V-2). Sur la base de ce modèle d'âge obtenu par interpolation linéaire, la courbe des fluctuations de la teneur en carbonate de calcium du sédiment a été mise en âge (Fig. V-4).

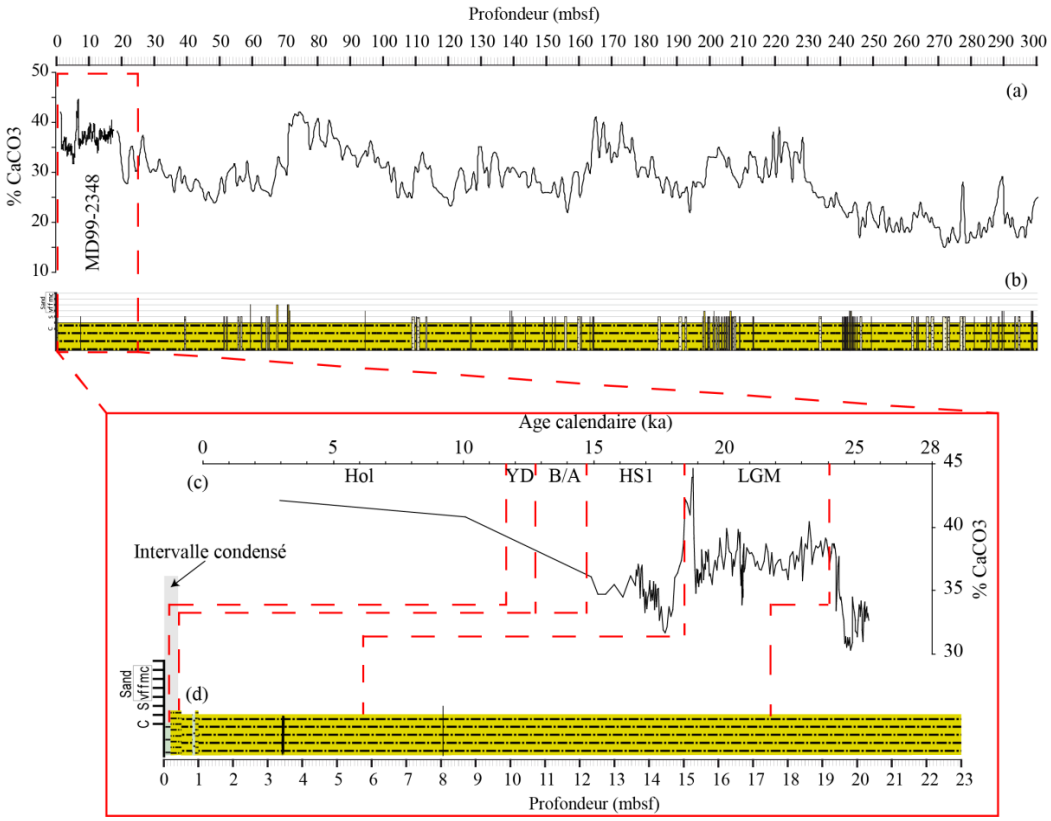


Figure V-4: (a) courbe de variation en $CaCO_3$ des sédiments du forage PRGL1, (b) lithologie du forage, (c) courbe de variation de $CaCO_3$ mesuré sur la carotte MD99-2348 représenté en âge, (d) lithologie de la carotte MD99-2348. Les limites des évènements climatiques sont basées sur la synthèse utilisée pour cette étude (cf. Tableau. V-2).

La référence chrono-stratigraphique que nous utiliserons provenant de la ride sédimentaire du Var, repose sur la compilation des données isotopiques des carottes ESSKO8-CS13, ESSKO8-CS01, ESSKO8-CS05 et KNI22 collectées sur cette ride (Bonneau et al., 2014). Le modèle d'âge de ces carottes turbiditiques est basé sur les dates ^{14}C, puis affiné en corrélant les courbes de variation $\delta^{18}O$ de ces carottes avec la courbe de la carotte glaciaire NGRIP (Nord du Groenland).

Tableau V-2: Modèle d'âge de la carotte MD99-2346 basé sur les datations radiocarbones. Les calibrations sont faites en utilisant la courbe de calibration "Marine 13" du programme calib. 7. 01 (Reimer et al., 2013), LLNL: Laboratoire National Lawrence Livermore (Californie).

Carottes	Profondeur (cm)	Matériel	Laboratoires	Age ^{14}C (ans)	Age calendaire (ans)	Note
MD99-2346 (Ride Pyrenéo-Languedocienne)	0				0	Extrapolation
	30-31	*G. bulloides*	LLNL-87498	3 535 ±30	3 340-3 513	Marine 13
	46-47	*G. bulloides*	ARTEMIS-1258	4 830 ±50	4 963-5 277	Marine 13
	155-156	*G. bulloides*	ARTEMIS-1259	11 120 ±70	12 526-12 764	Marine 13
	210-211	*G. bulloides*	ARTEMIS-1260	12 010 ±70	13 301-13 641	Marine 13
	280-281	*G. bulloides*	LLNL-87500	12 370 ±35	13 723-13 982	Marine 13
	340-341	*G. bulloides*	LLNL-87501	13 025 ±35	14 768-15 170	Marine 13
	370-371	*G. bulloides*	LLNL-87502	13 295 ±45	15 201-15 606	Marine 13
	435-436	*G. bulloides*	ARTEMIS-1261	14 010 ±90	17 139-17 641	Marine 13
	499-500	*G. bulloides*	ARTEMIS-1369	14 700 ±80	13 301-13 641	Marine 13
	579-580	*G. bulloides*	ARTEMIS-1262	16 330 ±110	18 933-19 512	Marine 13
	690-692	*G. bulloides*	LLNL-87503	17 820 ±45	20 823-21 238	Marine 13
	748-749	*G. bulloides*	ARTEMIS-1263	18 400 ±130	21 430-22 194	Marine 13
	880-881	*N. pachyderma (I. c.)*	ARTEMIS-1264	20 750 ±150	24 056-24 980	Marine 13
MD99-2348 (Interfluve Bourcart-Hérault)	0	*Coquilles carbonatées*			0	Extrapolation
	25			13 020 ±40	14 750-15 171	Marine 13
	80			14 350 ±60	16 628-17 145	Marine 13
	190			14 640 ±60	17 116-17 535	Marine 13
	360			14 960 ±70	17 531-17 944	Marine 13
	518			15 890 ±70	18 592-18 891	Marine 13
	748			16 600 ±70	19 298-19 786	Marine 13
	1 018			17 910 ±80	20 873-21 427	Marine 13
	1 231			18 060 ±60	21 077-21 605	Marine 13
	1 498			19 750 ±90	23 000-23 574	Marine 13
	1 680			20 560 ±80	23 981-24 460	Marine 13
	2 218			21 150 ±120	24 546-25 355	Marine 13

Les courbes isotopiques issues de ces différents sites montrent de grandes similitudes (Fig. V-5) qui indiquent des conditions de température et de salinité similaires, aussi bien à l'échelle du Golfe du Lion (Melki et al., 2009; Sierro et al., 2009) qu'à l'échelle de la Méditerranée occidentale (Bonneau et al., 2014; Cacho et al., 1999; Jorry et al., 2011).

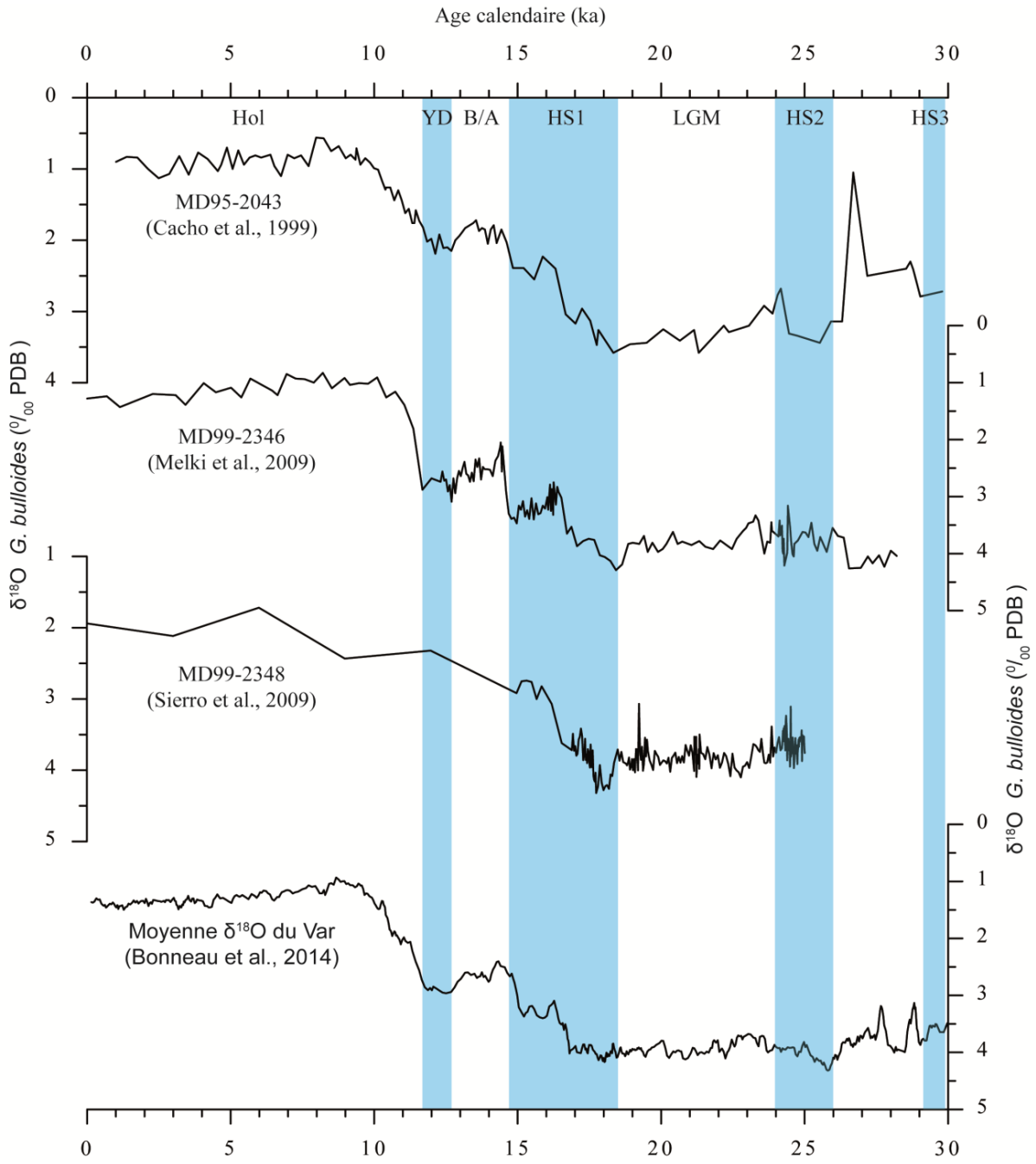


Figure V-5: Courbes isotopiques de *G. bulloides* des différentes carottes de la Méditerranée occidentale de la mer d'Alboran (MD95-2043) à la mer Ligure (Var) représentées en âge.

Les variations de température des eaux de surface et de salinité sont liées à l'influence régionale (vent et apport des fleuves) et aux échanges hydrologiques avec l'océan Atlantique. Les courbes isotopiques des carottes retracent donc l'évolution paléoclimatique et paléohydrologique de la Méditerranée occidentale, en enregistrant l'impact des changements climatiques globaux. Plusieurs intervalles chronologiques ont ainsi pu être identifiés. Les limites d'âge adoptées pour cette étude sont indiquées dans le tableau V-3. Elles représentent la synthèse des limites utilisées dans les études récentes (Andersen et al., 2007; Bonneau et

al., 2014; Broecker et al., 2010; Clark et al., 2012; Jorry et al., 2011; Rasmussen et al., 2006; Rouis-Zargouni et al., 2010).

La figure V-5 montre des valeurs de $\delta^{18}O$ les plus basses (3 et 4‰) entre 30 et 15 ka cal. BP avec un allègement isotopique majeur autour de 27 ka cal. BP. Ces valeurs couvrent les intervalles HS2, DMG et HS1 marqués par une baisse des températures des eaux de surface et de la salinité (Cacho et al., 1999; Melki et al., 2009). L'allègement isotopique commence au début du Bølling-Allerød (14.7 ka cal. BP) et se stabilise pendant l'Holocène avec des valeurs de l'ordre de 1‰. Cette période correspond au réchauffement des eaux de surface observé à l'échelle de toute la Méditerranée (Cacho et al., 1999; Essallami et al., 2007; Kallel et al., 1997; Rouis-Zargouni et al., 2010)

Tableau V-3: Limites chronologiques adoptées dans cette étude pour les différents évènements climatiques (Melki et al., 2009) et ensuite identifiés dans les carottes sédimentaires du STR.

Événements climatiques	**Limites (ka cal. BP)**
Holocène : **Hol**	11,7 à l'actuel
Dryas récent : **YD**	12,8 – 11,7
Bølling/ Allerød : **B/A**	14,7 – 12,8
Stade de Heinrich 1 : **HS1**	18,5 – 14,7
Dernier Maximum Glaciaire : **DMG**	18,5 – 24

La chronostratigraphie des carottes prélevées sur le STR a été obtenue par trois approches complémentaires (le tableau V-5 résume les approches utilisées pour chaque carotte):

- Les ressemblances des fluctuations du $\delta^{18}O$ de G. bulloides,
- Les datations radiocarbone (Tableau V-4)
- Les ressemblances entre les fluctuations de l'abondance relative en Calcium et Fer (rapport Ca/Fe)

La méthode privilégiée a été celle des fluctuations des isotopes de l'oxygène (RHS-KS65, RHS-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12). Lorsque les données d'isotopes de l'oxygène n'ont pas permis de corrélation ou n'ont pas été acquises, nous avons privilégié les fluctuations du rapport Ca/Fe (KTR-07, KTR-10, FMD-KS06, FMD-KS27, FMD-KS10, FMD-KS12, FMD-KS15, FMD-KS17, FMD-KS74). Lorsque les fluctuations des rapports Ca/Fe n'ont pas permis de corrélation nous n'avons utilisé que les datations radiocarbone (RHS-KS71, RHS-KS72, KTR-06). Enfin, dans certains cas il n'a pas été possible d'établir de corrélation stratigraphique (KSGC-10, FMD-KS75 et KTR-02).

Tableau V-4: Synthèse des dates ^{14}C disponibles pour les carottes du STR.

Carottes	Côtes	Matériel	Laboratoires	^{14}C (Age BP)	Age calibré (Calib 7.01
RHS-KS65	80-81	*G. bulloides*	SacA-15958	10 690±40	11 870-12 328
RHS-KS65	160-161	*G. bulloides*	SacA-15959	11 825±40	13 190-13 405
RHS-KS65	380-381	*G. bulloides*	SacA-15960	13 965±50	16 145-16 557
RHS-KS65	610-611	*G. bulloides*	SacA-23218	15 020±60	17 608-17 980
RHS-KS65	687-688	*G. bulloides*	SacA-23219	15 330±50	17 954-18 317
RHS-KS67	170-171	*G. bulloides*	SacA-23220	13 215±45	15 102-15 469
RHS-KS67	230-231	*G. bulloides*	SacA-23221	13 105±45	14 917-15 256
RHS-KS67	380-381	*G. bulloides*	SacA-23222	15 310±50	17 969-18 297
RHS-KS67	784-785	Bulk	Poz-56260	15 640±90	18 285-18 720
RHS-KS71	3-4	*G. bulloides*	Poz-56261	14 900±70	17 464-17 898
RHS-KS71	304-305	Bulk	Poz-56262	18 130±90	21 130-21 774
RHS-KS71	508-509.5	Bulk	Poz-56263	18 470±90	21 607-22 192
RHS-KS71	673.5-682.5	Bulk	Poz-56264	18 380±90	21 486-22 042
RHS-KS72	20-21	*G. bulloides*	SacA-15964	14 500±45	16 951-17 383
RHS-KS72	170-171	*G. bulloides*	SacA-23223	15 690±50	18 406-18 705
RHS-KS72	380-381	*G. bulloides*	SacA-15965	17 440±70	20 312-20 767
RHS-KS72	550-551	*G. bulloides*	SacA-23224	18 560±60	21 813-22 236
RHS-KS72	819-820	*G. bulloides*	SacA-23225	18 820±70	22 027-22 470
RHS-KS74	38-39	*G. bulloides*	SacA-23226	13 595±45	15 681-16 040
RHS-KS74	108-109	*G. bulloides*	SacA-23227	15 330±50	17 954-18 317
KTR-02	252-253	*G. bulloides*	Poz-49651	18 590 ± 100	21 790-22 340
KTR-02	275-276	*G. bulloides*	Poz-49652	42 200 ± 11 00	43 177-47 240
KTR-02	665-666	*G. bulloides*	Poz-49652	48 000 ± 2 000	
KTR-02	671-672	*G. bulloides*	SacA 27209	38 680 ± 520	41 694-43 098
KTR-06	8-10	*G. bulloides*	Poz-13820	13 930±70	16 052-16 549
KTR-06	49-51	*G. bulloides*	Poz-13821	13 730±70	15 796-16 247
KTR-06	89-92	*G. bulloides*	Poz-14651	14 870±70	17 427-17 880
KTR-06	342-343	Bulk	Poz-56308	12 810 ± 60	14 150-14 873
KTR-06	632-633	Bulk	Poz-56309	15 370 ± 70	17 965-18 382
KTR-07	74-77	*G. bulloides*	Poz-14652	14 880±80	19 495-19 991
KTR-07	677-683	*G. bulloides*	Poz-14652	19 010±100	21 288-21 862
KTR-10	312-313	*G. bulloides*	Poz-49553	16 740 ± 90	19 495-19 991
KTR-10	646-648	*G. bulloides*	SacA 27210	18 220 ± 90	21 288-21 862
KSGC-10	1-2	*G. inflata*	Poz-13817	840±30	421-518
KSGC-12	22-25	*G. bulloides*	Poz-14631	15 150±70	17 719-18 147
KSGC-12	150-153	*G. bulloides*	Poz-13818	18 170±90	21 203-21 818
KSGC-12	218.5-219.5	Bulk	Poz-56265	17 960 ± 90	20 913-21 518
KSGC-12	283-284	Bulk	Poz-56266	15 230 ± 70	17 840-18 253
KSGC-12	494-495	Bulk	Poz-56267	18 850 ± 100	21 995-22 516
KSGC-14	51-54	*G. bulloides*	Poz-14625	14 420±70	16 720-17 316
KSGC-14	69-71	*G. bulloides*	Poz-14627	15 230±80	17 827-18 276
KSGC-14	116-119	*G. bulloides*	Poz-14628	15 890±80	18 577-18 904
KSGC-14	197-200	*G. bulloides*	Poz-13819	18 010±90	20 969-21 590
KSGC-14	230-233	*G. bulloides*	Poz-14629	17 660±90	20 553-21 079

Tableau V-5: Résumé de l'approche chrono-stratigraphique sur l'ensemble des carottes de l'étude. Le modèle d'âge de la carotte KTR-02 est "proposé" car il n'est pas considéré comme abouti à l'issue de la corrélation.

Carottes	Turbidites		Données existantes			Méthodes utilisées			Modèle d'âge
	Présentes	absentes	$\delta^{18}O$	^{14}C	Ca/Fe	$\delta^{18}O$	^{14}C	Ca/Fe	
RHS-KS49	x			x	x		x		Oui
RHS-KS65		x	x	x	x	x			Oui
RHS-KS67		x	x	x	x	x			Oui
RHS-KS71	x		x	x			x		Oui
RHS-KS72	x		x	x			x		Oui
RHS-KS74	x		x	x		x			Oui
KSGC-10	x			x	x				Non
KSGC-12	x		x	x	x	x			Oui
KSGC-14	x			x	x		x	x	Oui
KTR-02		x	x	x	x	x	x		Proposé
KTR-06	x		x	x	x		x	x	Oui
KTR-07	x		x	x	x		x	x	Oui
KTR-10		x	x	x	x		x	x	Oui
KS06		x			x			x	Oui
KS10	x				x			x	Oui
KS12	x				x			x	Oui
KS15	x				x			x	Oui
KS17	x				x			x	Oui
KS27		x			x			x	Oui
KS74	x				x			x	Oui
KS75	x				x				Non

^{14}C | $\delta^{18}O$ | Ca/Fe | ^{14}C & Ca/Fe | ^{14}C & $\delta^{18}O$ | Sans modèle

V.1.2. Isotopes stables de l'oxygène ($\delta^{18}0$)

Le modèle d'âge des carottes du STR par cette approche chrono-stratigraphique repose sur la corrélation avec la courbe isotopique de la carotte de référence MD99-2346 (Melki et al., 2009). Des analyses isotopiques ont été réalisées sur 10 des 21 carottes de notre étude (Fig. V-6). Mais seules quatre courbes isotopiques (RHS-KS65, RHS-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12) ont pu être exploitées (Fig. V-7).

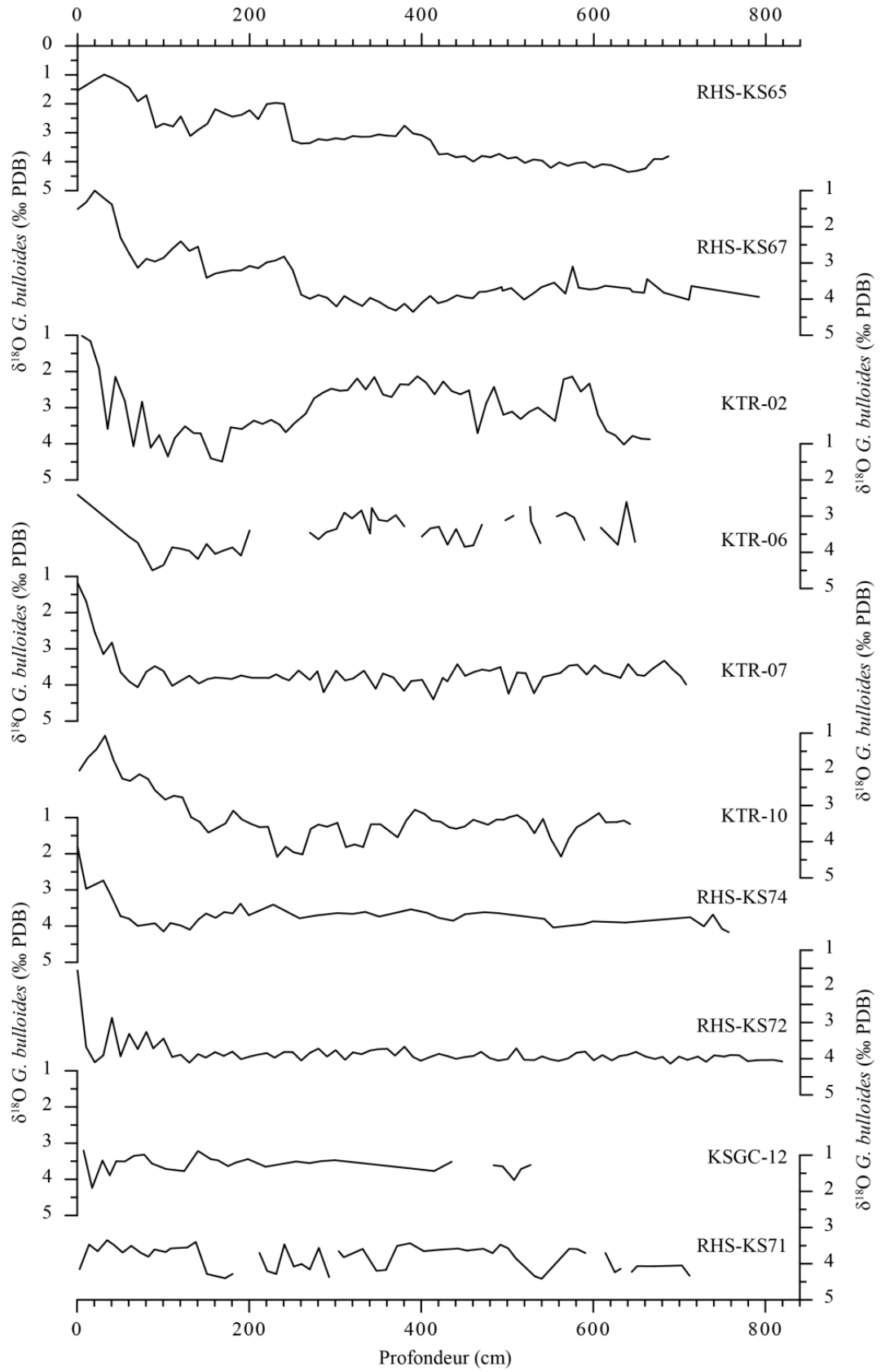


Figure V-6: Courbes isotopiques des carottes du STR réalisées sur les foraminifères planctoniques de l'espèce *G. bulloides* et représentées en profondeur.

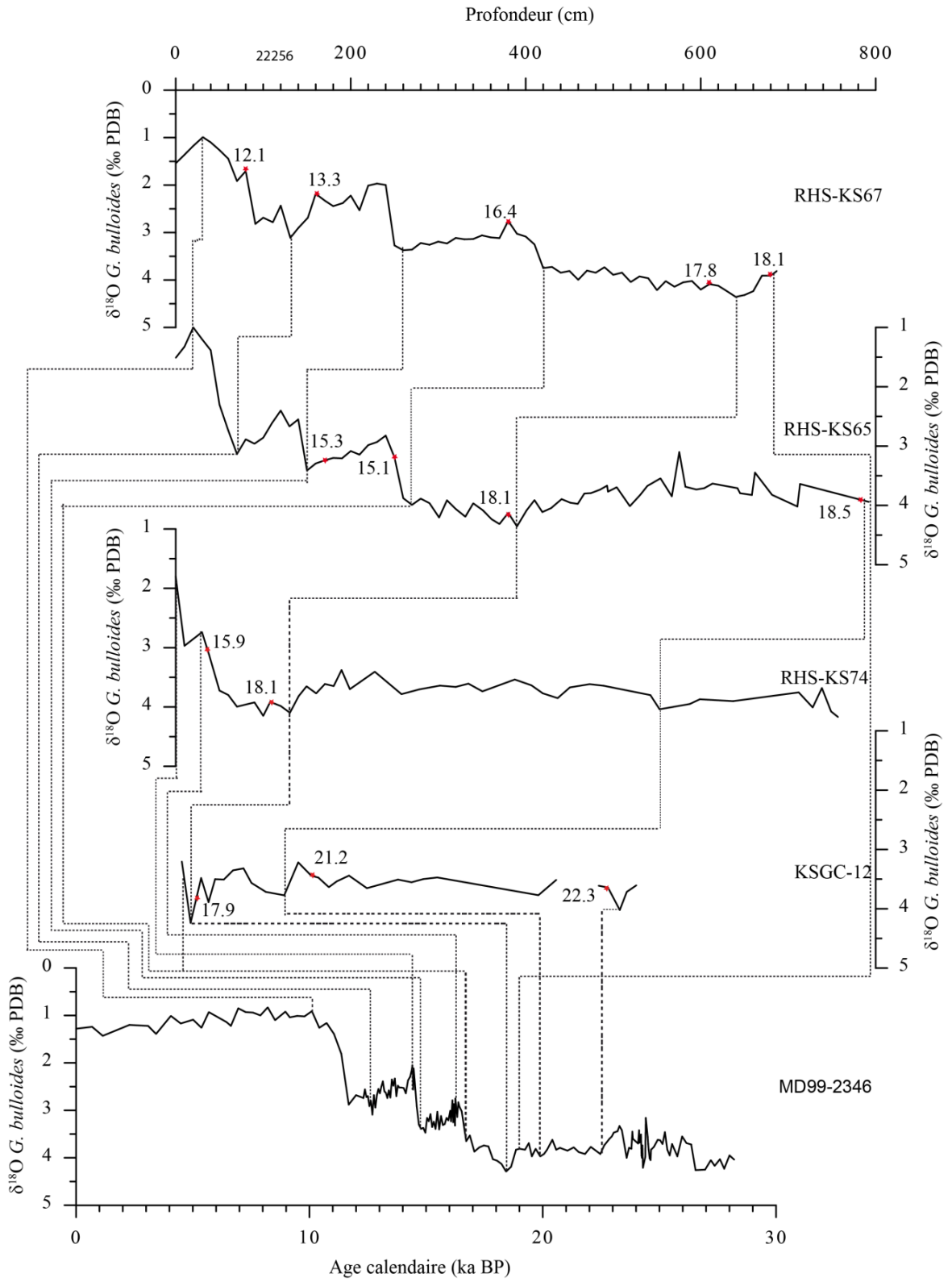


Figure V-7: Corrélation des courbes isotopiques des carottes RHS-Ks65, RHS-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12 avec celle de la carotte MD99-2346. Les points de contrôle obtenus pour l'établissement du modèle d'âge sont consignés dans le tableau V-5. Les étoiles rouges correspondent aux dates 14C exprimées en ka cal. BP.

Tableau V-6: Modèles d'âge des carottes RHS-KS65, RHS-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12 obtenu par corrélation des isotopes de l'oxygène avec la carotte MD99-2346.

Carottes	Profondeur (cm)	Age calendaire (ans)	Note
RHS-KS65	0	0	Interpolation
	31	10 105	MD99-2346
	131	12 699	MD99-2346
	260	14 876	MD99-2346
	420	16 719	MD99-2346
	640	18 427	MD99-2346
	688	18 854	MD99-2346
RHS-KS67	0	0	Interpolation
	20	10 105	MD99-2346
	70	12 699	MD99-2346
	150	14 876	MD99-2346
	270	16 719	MD99-2346
	390	18 427	MD99-2346
	792	19 891	MD99-2346
KSGC-12	0	15 730	Interpolation
	7	16 719	MD99-2346
	17	18 427	MD99-2346
	140	20 412	MD99-2346
	507	22 468	MD99-2346
RHS-KS74	0	14 411	MD99-2346
	30	16 255	MD99-2346
	130	18 427	MD99-2346
	553	19 891	MD99-2346

Les courbes isotopiques des quatre carottes (Fig. V-7) montrent une bonne corrélation avec la courbe de référence (MD99-2346) entre 0 et 23 ka cal. BP.

Les valeurs de $\delta^{18}O$ les plus lourdes (3 et 4‰) caractérisent le DMG et le HS1 (Fig. V-8) et correspondent aux valeurs du stade isotopique 2 (MIS2). La valeur la plus lourde (> 4‰) représente la fin du DMG et le début du HS1. Après ce point, les valeurs de $\delta^{18}O$ s'allègent progressivement jusqu'à atteindre les valeurs les plus basses (~1‰) pendant l'Holocène. Outre l'allègement isotopique observé au début du Dryas récent (YD vers 12.5 ka cal. BP) sur les carottes MD99-2346 et RHS-KS65, au sein des événements climatiques identifiés dans le site on note très peu de différence entre les carottes. En dépit de la présence des turbidites, les courbes isotopiques des différentes carottes du STR sont comparables entre elles et aux autres carottes du Golfe du Lion (Fig. V-5), par conséquent aux courbes isotopiques des différents sites en Méditerranée Occidentale (Rouis-Zargouni et al., 2010).

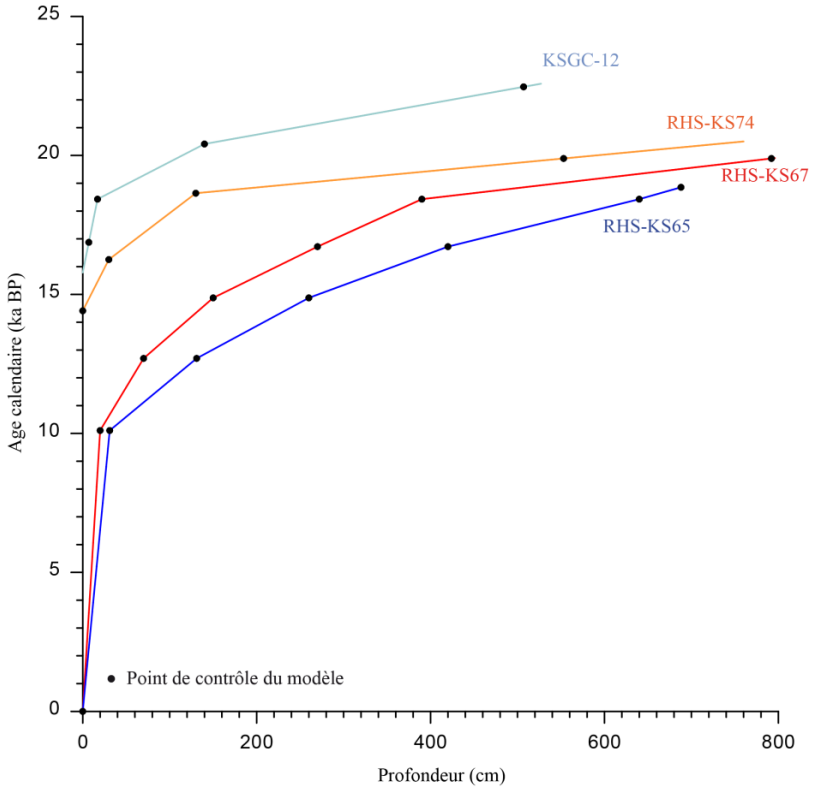


Figure V-8: Modèle d'âge des carottes RHS-KS65, RHS-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12

Les courbes isotopiques des carottes RHS-KS65 et RHS-KS67 sont remarquablement similaires à la courbe isotopique de la carotte MD99-2346 tant en valeurs absolues qu'en fluctuations. Ainsi la corrélation chrono-stratigraphique a permis de reconnaître facilement les intervalles identifiés sur la carotte MD99-2346 et 6 points de corrélation basés sur les pics et les pentes maximales ont été identifiés (Tab V-6 et Fig. V-7). Les datations radiocarbones, donnent des âges plus jeunes de seulement quelques centaines d'années et confirment la robustesse de la corrélation (Fig. V-8). L'écart maximum - 1.36 ka est observé à la base de la carotte RHS-KS67. Des différences similaires, mais avec des âges radiocarbones plus vieux ont été mentionnées pour le modèle d'âge de la carotte MD99-2348 et du forage PRGL1-4 pour une corrélation faite avec l'enregistrement isotopique de la carotte de glace NGRIP (Sierro et al., 2009).

Pour la carottes RHS-KS74 (prélevée dans la vallée turbiditique) et la carotte KSGC-12 (prélevée sur la levée du chenal abandonné après l'avulsion du néofan), les valeurs de $\delta^{18}O$ sont en moyenne comprises entre 2 et 4.5‰ et sont similaires à celles observées sur les autres carottes du Golfe du Lion. Elles correspondent à l'intervalle de temps situé entre 14 et 25 ka cal. BP sur la courbe de $\delta^{18}O$ provenant de la carotte MD99-2346 (Melki et al., 2009). Le signal isotopique à la base de la carotte KSGC-12 est très similaire à celui de la carotte RHS-

KS67. Tout comme pour les carottes précédentes, les modèles d'âge de celles-ci ne nécessitent que très peu de points de contrôle, soit 4 pour chacune d'elles (Tab V-6 et Fig. V-7). Les datations radiocarbones sont cohérentes avec le modèle d'âge obtenu mais montrent des âges généralement plus jeunes avec des écarts inférieurs aux milliers d'années (Fig. V-7). L'enregistrement sédimentaire à la base de la carotte KSGC-12 remonte au DMG avec un âge calibré de 22,3 ka BP, plus ancien que celui des autres carottes présentées dans cette partie (RHS-KS65, 67 et 74). Cet âge est corroboré par une datation faite à la base de la carotte (Tab V-3 et Fig. V-7).

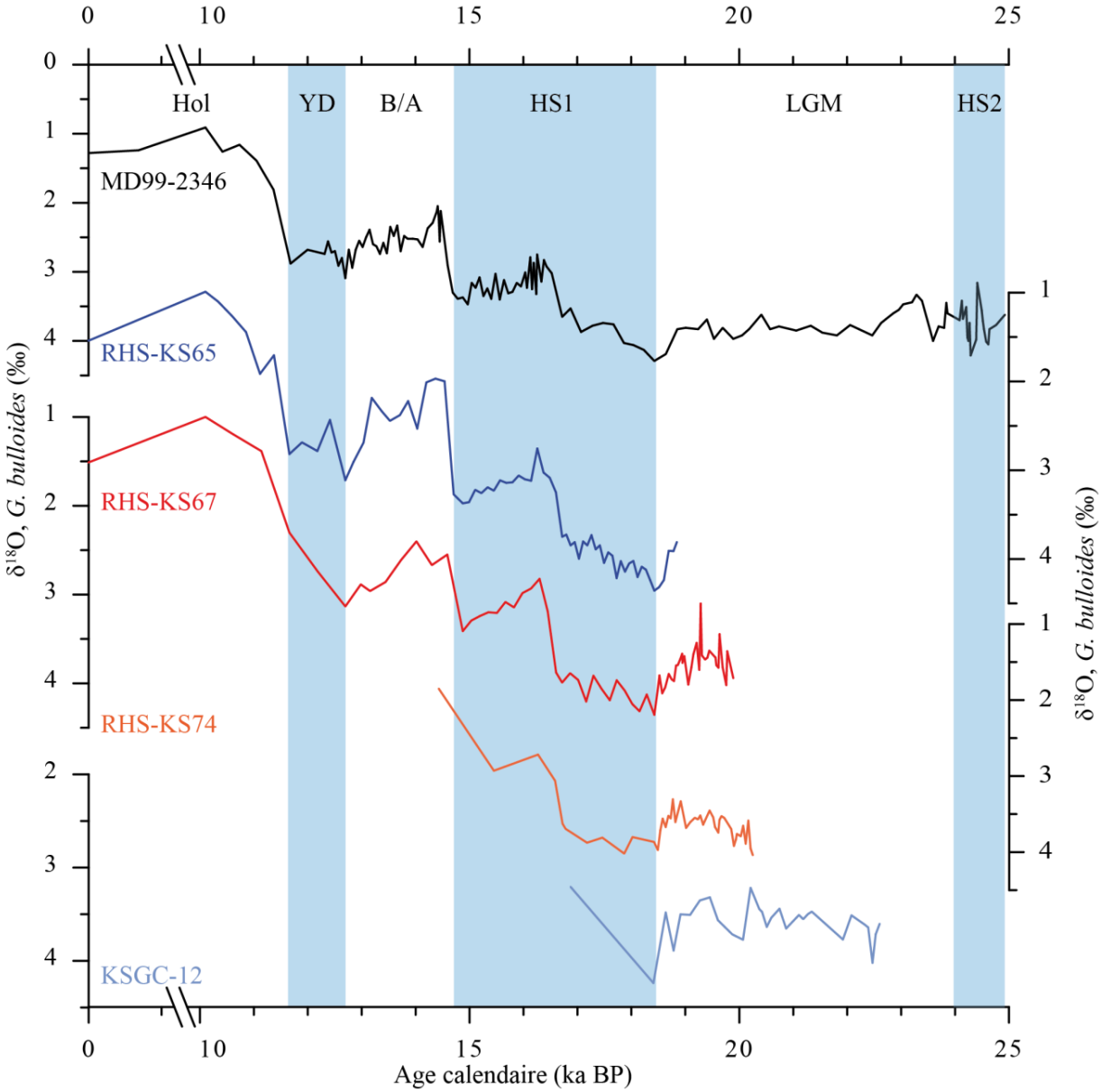


Figure V-9: Les courbes isotopiques de G. bulloides des carottes du Système turbiditique du Rhône et celle de la Ride Pyrénéo languedocienne (MD99-2346, d'après Melki et al., 2009) en fonction de l'âge.

Les carottes dont les données isotopiques n'ont pas permis d'obtenir une corrélation chronostratigraphique par cette approche, se divisent en deux groupes selon l'aspect de leur courbe isotopique.

Le premier groupe correspond aux courbes isotopiques dont les variations et les valeurs de $\delta^{18}O$ permettent de reconnaître les grandes périodes climatiques. Des valeurs autours de 4‰ pour le DMG suivies d'un allègement isotopique caractéristique de la déglaciation (de 3 à 1‰), sont bien visibles sur les courbes isotopiques des carottes KTR-07, KTR-10 et RHS-KS72 (Fig. V-6). Cependant, la corrélation à une échelle de temps plus fine est difficile faute de variations bien marquées dans les valeurs $\delta^{18}O$. La carotte KTR-02 montre une courbe isotopique dont les variations suggèrent un intervalle de temps supérieur à la chronologie de la carotte MD99-2346 qui est de 28 ka cal. BP. Cela est confirmé par les dates ^{14}C (Tab. V-4, Fig. V-10). Pour cette carotte un modèle d'âge à tout de même été proposé en prenant comme référence chrono-stratigraphique la courbe isotopique composite du Var (Bonneau et al., 2014) et implique un hiatus de sédimentation d'environ 20 ka.

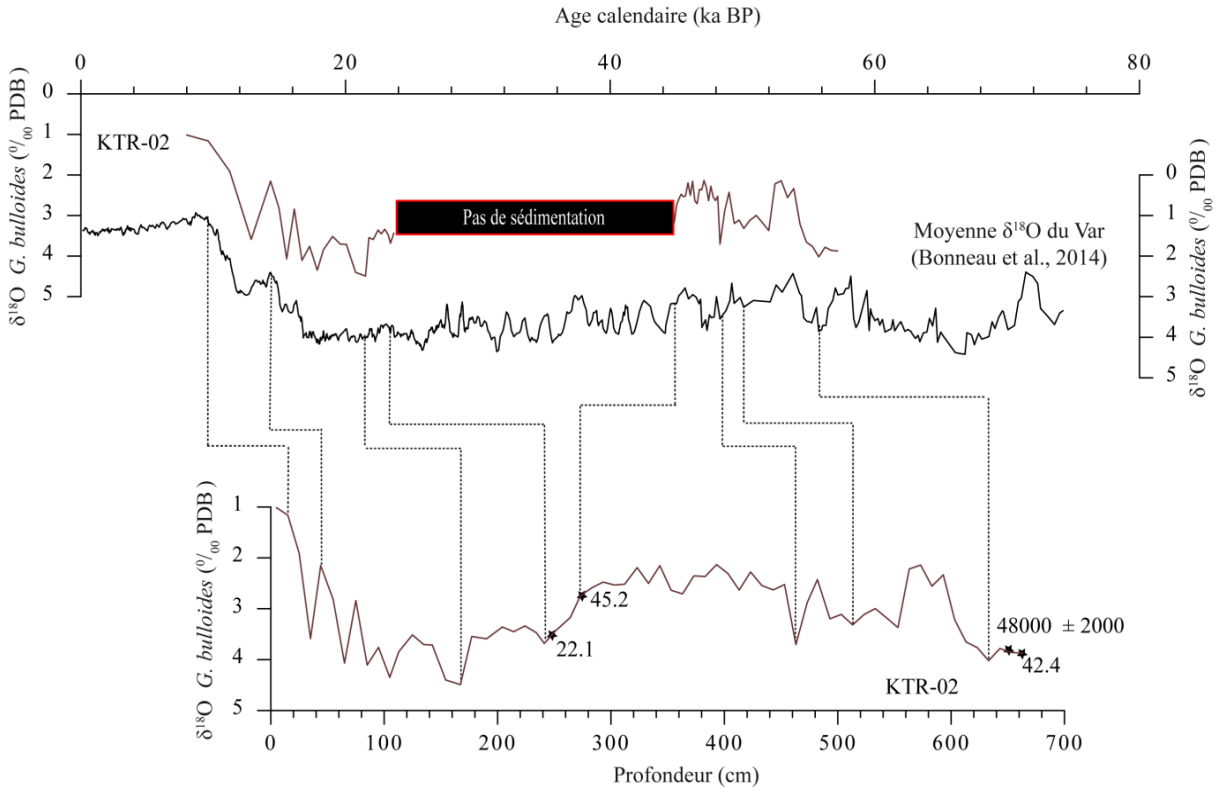


Figure V-10: Proposition d'un modèle d'âge pour la carotte KTR-02 par corrélation isotopique avec la courbe isotopique composite du Var (Bonneau et al., 2014).

Le second groupe correspond à des carottes où de nombreux niveaux steriles en foraminifères n'ont pas permis d'établir des courbes isotopiques continues (RHS-KS71 et

KTR-06). Il n'a donc pas été possible d'obtenir des points de corrélation avec la courbe de la carotte MD99-2346 pour un modèle d'âge.

Pour toutes ces carottes ainsi que celle n'ayant pas de données isotopiques, une autre approche basée sur la composition chimique (Ca et Fe) des sédiments a été appliquée afin d'obtenir des modèles d'âge.

V.1.3. Corrélation basée sur la variation du rapport Ca/Fe (XRF) des sédiments

Les éléments calcium (Ca) et fer (Fe) permettent généralement de caractériser respectivement les sources biogènes (carbonates) et terrigènes (argiles, micas) dans les sédiments marin. Ainsi, ce rapport permet de visualiser les fluctuations de l'abondance relative de ces sources. De même, pour identifier les événements de Heinrich dans les sédiments marins en l'absence des IRD, les rapports Ti/Ca ou Fe/Ca ont déjà été utilisés donnant de bonnes corrélations avec les courbes isotopiques (Arz et al., 1998; Pierau et al., 2010). En Atlantique Nord, le rapport Ca/Fe est très fortement contrôlé par une forte dilution terrigène durant les périodes glaciaires et une forte concentration en Ca durant les interglaciaires (Cortijo et al., 1995). Dans le Golfe du Lion cela est plus complexe car le bassin du Rhône contient des séries carbonatées qui fournissent des sédiments détritiques carbonatés. Ainsi, à l'échelle des cycles glaciaires interglaciaires la teneur en carbonate de calcium des sédiments du Golfe du Lion est généralement corrélée avec les taux de sédimentation et donc aux apports détritiques carbonatés (Frigola et al., 2012); À l'échelle des fluctuations millénaires les facteurs de contrôle sont plus complexes (cf. carotte RHS-KS65) car le rapport Ca/Fe fluctue indépendamment des taux de sédimentation (Figure V-11). Malgré cela on peut postuler que les fluctuations de la teneur en Ca (ou en carbonates) sont synchrones à l'échelle du Golfe du Lion et peuvent être utilisées comme proxy pour des corrélations chrono-stratigraphiques. C'est donc ce signal que nous tenterons de retrouver dans chacune des carottes afin d'établir nos modèles d'âge. Des datations ^{14}C ont également été utilisées pour mieux contraindre les modèles d'âge (Tab. V-4).

L'établissement d'un modèle d'âge sur la base des variations du rapport Ca /Fe, s'est fait en utilisant les carottes MD99-2348 et RHS-KS65 pour lesquelles nous disposons d'un modèle d'âge et de données de teneur en carbonates (MD99-2348) et du rapport Ca/Fe (RHS-KS65). Le modèle d'âge de la carotte RHS-KS65 est présenté en détail dans le chapitre 4.

L'utilisation de ces deux carottes de référence a permis d'avoir une continuité chronologique entre 5 et 25 ka cal. Outre ces carottes de base, la carotte KTR-10 une fois le modèle d'âge établi par cette approche, a également été utilisée pour compléter les corrélations.

V.1.3.1. Variabilité du rapport Ca/Fe et de la teneur en carbonates

Les courbe Ca/Fe de la carotte RHS-KS65 et $CaCO_3$ de la carotte MD99-2348 permettent de couvrir les derniers 25 ka (Fig. V-11). Au cours des derniers 22 ka cal. BP, 3 maxima de Ca/Fe ou de %$CaCO_3$ ont été identifiés respectivement à la fin du DMG (19-18.5 ka), au B/A (14.5-13 ka) et au début de l'Holocène (11.7-10 ka) (Fig. V-11). Deux maxima moins marqués sont visibles au DMG entre ca. 20-21 ka et ca. 23-25 ka. Ces pics se corrèlent avec des allègements en $\delta^{18}O$ indiquant un réchauffement des eaux de surface. A l'inverse, les périodes de refroidissement (HS1, YD) se caractérisent par un rapport Ca/Fe bas. Ces fluctuations ne sont pas liées aux fluctuations des taux de sédimentation du moins pour la carotte RHS-KS65 car ceux-ci baissent régulièrement après le DMG (Fig. V-11). Les fluctuations peuvent être liées à des changements de composition du matériel détritique ou à des fluctuations de la productivité biologique carbonatée. La position de la carotte MD99-2348 sur l'interfluve Bourcart-Hérault favorise une sédimentation hémipélagique comme le montre la lithologie de la carotte (Fig. V-4d). Au cours du DMG, la teneur en $CaCO_3$ y varie très peu sans réelle corrélation avec les taux de sédimentation. Les pics de carbonate de calcium peuvent être associés aux sédiments détritiques carbonatés provenant du Rhône dont l'embouchure était située à proximité à cause du bas niveau marin. À la fin du DMG, l'amplitude des variations devient plus importante.

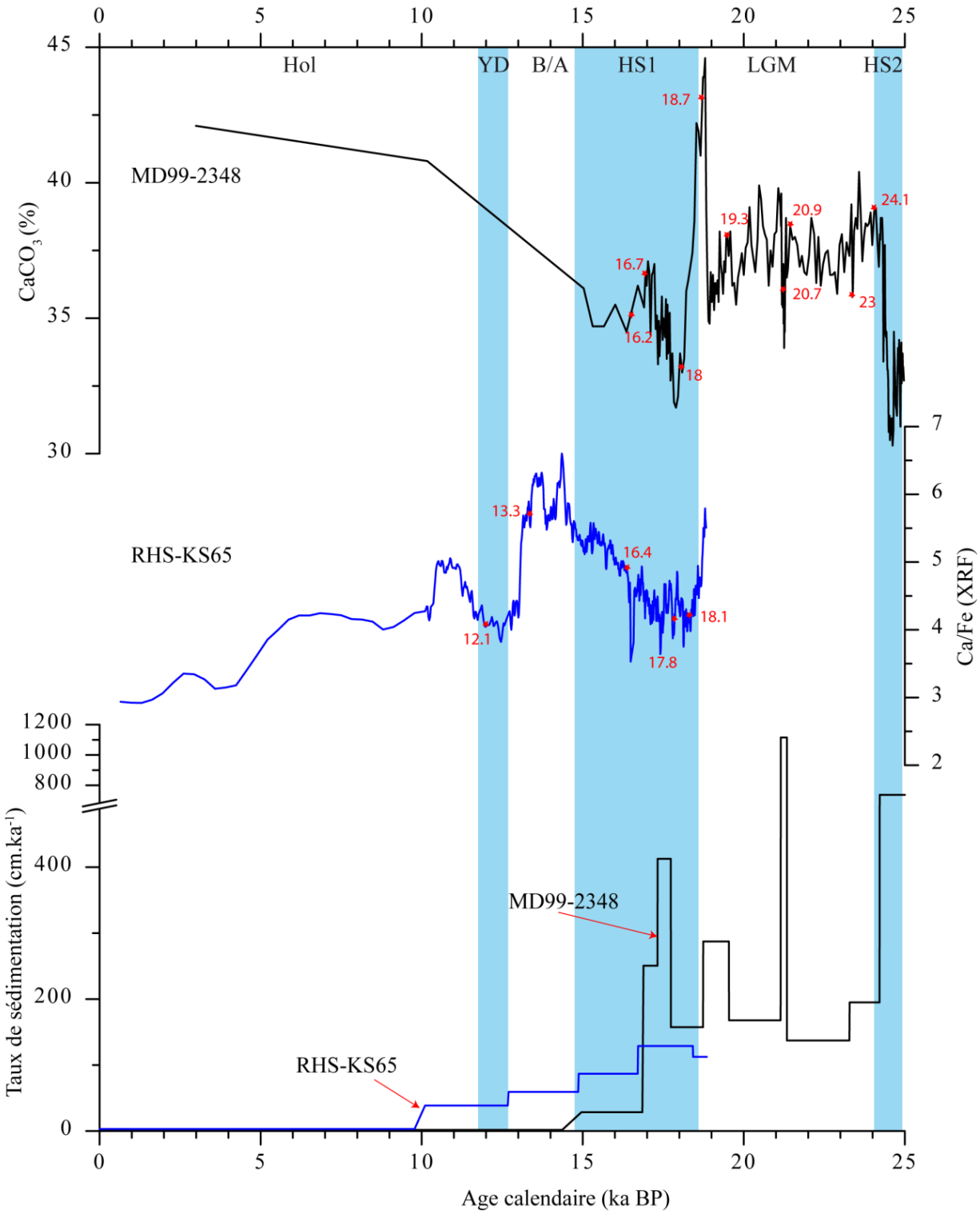


Figure V-11: Comparaison entre la courbe de variation du rapport Ca/Fe (RHS-KS65) et la courbe de variation de la teneur en carbonate de calcium (MD99-2348) ainsi que les taux de sédimentation.

Afin d'établir les modèles d'âge par corrélation pics à pics avec ces deux carottes (MD99-2348 et RHS-KS65), le rapport Ca/Fe a été déterminé sur certaines carottes du système turbiditique du Rhône (Fig. V-12, Tab. V-6).

Tableau V-7: Liste des carottes pour lesquelles le rapport Ca/Fe a été établi.

Carottes	Contexte morpho-sédimentaire	lithologie
RHS-KS65	Terrasse inférieure	Lithofaciès hémipélagique et pélagiques
FMD-KS06	Terrasse supérieure	
FMD-KS27		
KTR-02	Levée externe gauche	Lithofaciès hémipélagique et quelques lamines silteuses
KTR-10		
KTR-06	Levée interne droite	Lithofaciès turbiditique
KTR-07	Levée externe droite	Lithofaciès hémipélagique et turbiditique
KSGC-10	Néofan	
KSGC-14	Chenal abandonné	
FMD-KS10		
FMD-KS12		
FMD-KS15		
FMD-KS17		
FMD-KS74	Lobes distaux	
FMD-KS75		

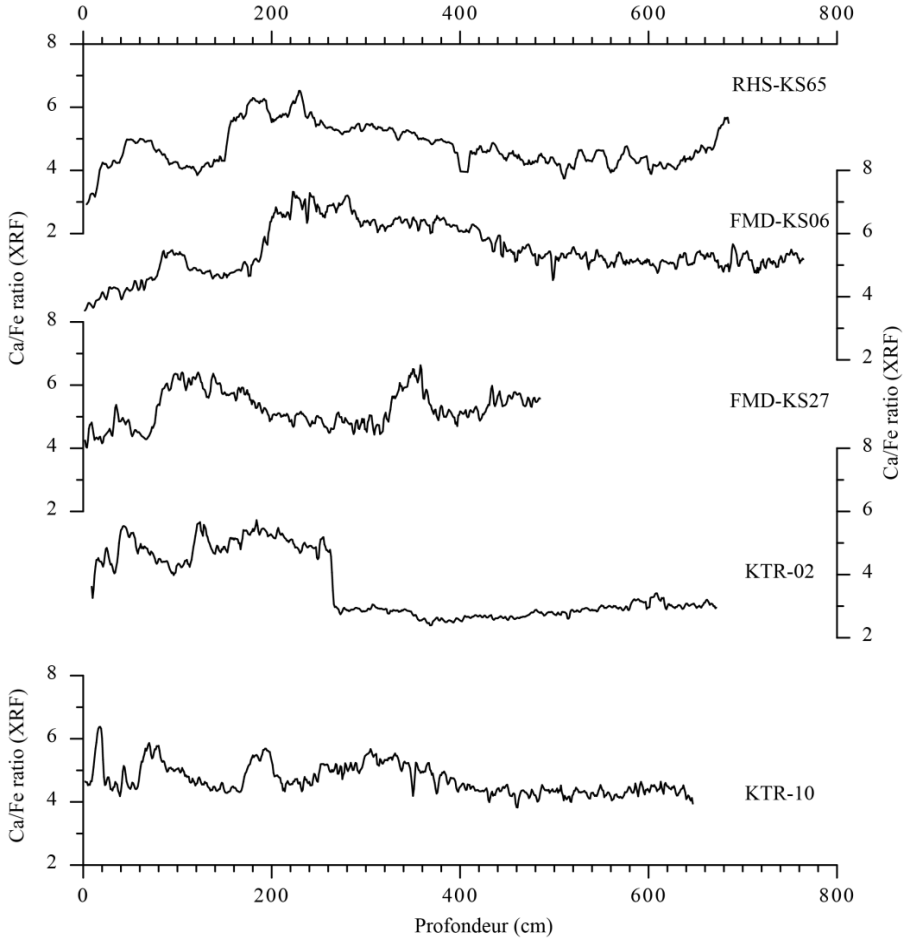


Figure V-12: Comparaison des courbes de variation Ca/Fe des carottes hémipélagiques représentées en profondeur.

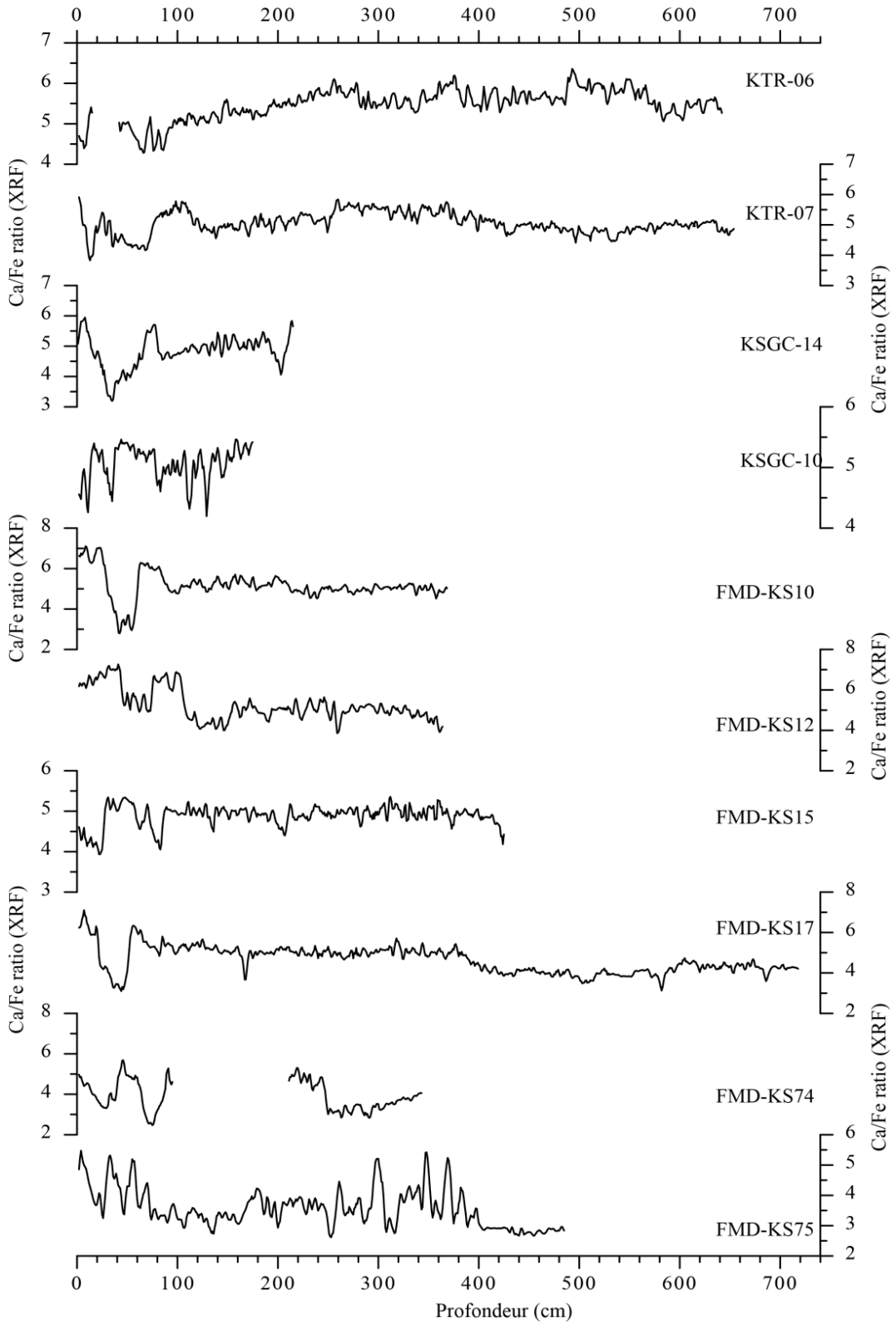


Figure V-13: Comparaison des courbes de variation Ca/Fe des carottes turbiditiques représentées en profondeur

En utilisant le rapport Ca/Fe comme proxy dans l'approche chrono-stratigraphique, nous traiterons séparément les carottes hémipélagiques (Fig. V-12) et les carottes turbiditiques (Fig. V-13).

V.1.3.2. Modèles d'âge dans les lithofacies hémipélagiques

Les fluctuations du rapport Ca/Fe y sont remarquablement similaires, en dehors de celles de la carotte KRT-02 dont le modèle d'âge a déjà été proposé. Ainsi l'Holocène, le YD, le B/A et le HS1 ont pu être facilement identifiés sur les carottes (FMD-KS06, FMD-KS27 et KTR-10). Les fluctuations du rapport Ca/Fe durant le DMG sont moins marquées mais ont quand même permis d'identifier deux chutes majeures de 22 à 20.5 et de 19.5 à 19 ka cal. BP datées d'après la carotte MD99-2348. Les corrélations permettent de montrer que la carotte FMD-KS06 atteint un âge de 18 ka, que la carotte KTR-10 atteint un âge supérieur à 19 ka BP (confirmé par une datation ^{14}C qui donne un âge de 21.6 ka cal. BP à 2 cm avant la base de la carotte) et que la carotte Flumed-KS27 atteint un âge de 21 ka BP (Fig. V-14).

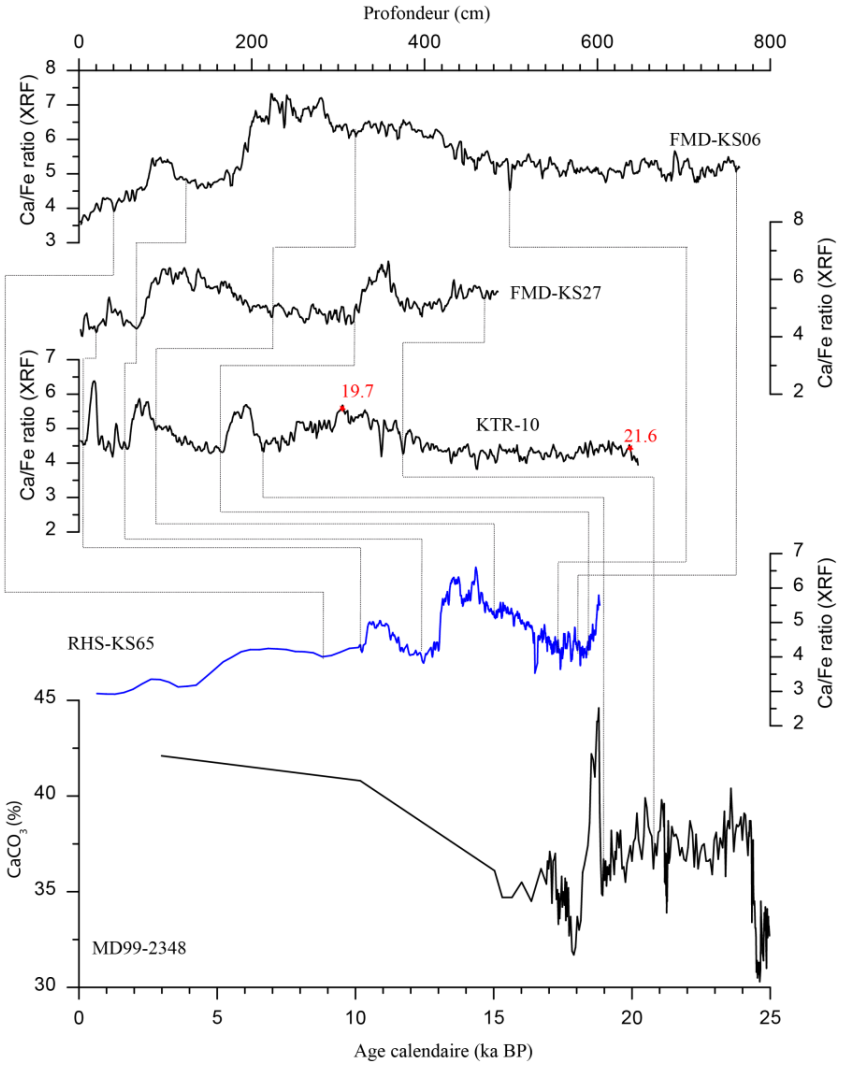


Figure V-14: Corrélation entre les courbes de variation Ca/Fe des carottes FMD-KS06, FMD-KS27 et KTR-10 avec les courbes de variation Ca/Fe de la carotte RHS-KS65 et $CaCO_3$ de la carotte MD99-2348. Les points de contrôle pour les différents modèles d'âge sont consignés dans le tableau V-8.

Tableau V-8: Modèles d'âge des carottes FMD-KS06, FMD-KS27 et KTR-10 obtenu par corrélation des Ca/Fe et $CaCO_3$ avec les carottes RHS-KS65 et MD99-2348.

Carottes	Profondeur (cm)	Age calendaire (ans)	Note
FMD-KS06	0	7 775	Interpolation
	45	9 245	RHS-KS65
	115	11 532	RHS-KS65
	197	13 290	RHS-KS65
	320	14 833	RHS-KS65
	500	16 448	RHS-KS65
	760	18 000	RHS-KS65
FMD-KS27	0	9 034	Interpolation
	20	10 234	RHS-KS65
	67	13 053	RHS-KS65
	200	15 060	RHS-KS65
	308	18 349	RHS-KS65
	469	20 366	KTR-10
KTR-10	0	10 000	RHS-KS65
	60	13 053	RHS-KS65
	89	15 060	RHS-KS65
	169	18 349	RHS-KS65
	202	18 882	MD99-2348
	341	20 320	MD99-2348
	647	21 575	Marine 13

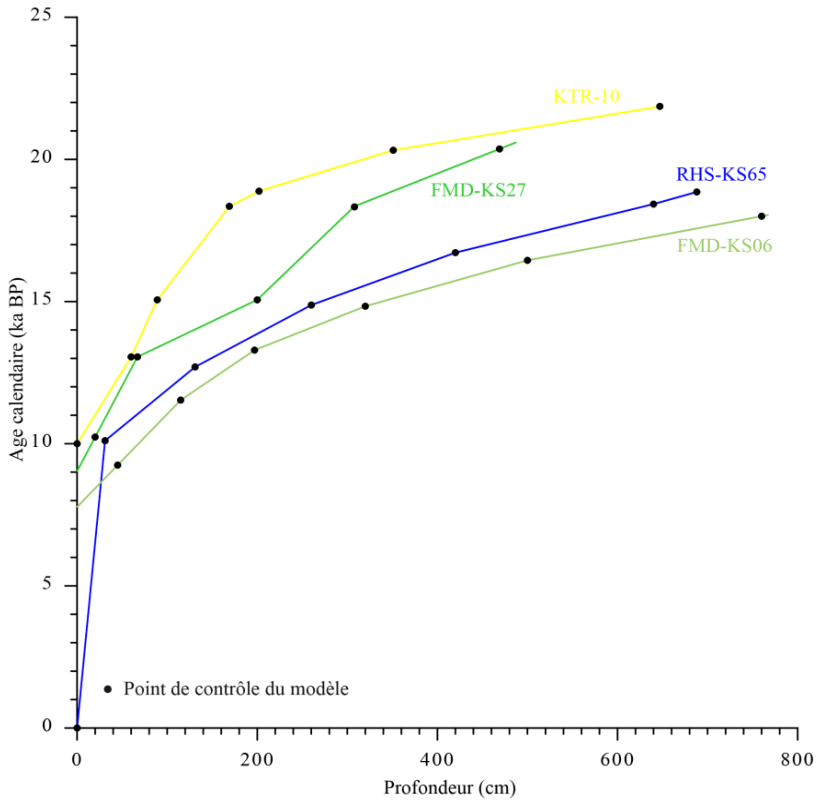


Figure V-15: Modèle d'âge des carottes RHS-KS65, FMD-KS06, FMD-KS27 et KTR-10.

La courbe isotopique de la carotte KTR-10 n'avait pas permis d'aboutir à une corrélation chrono-stratigraphique satisfaisante (Fig. V-10) malgré un lithofaciès hémipélagique qui suggère des conditions de sédimentation calme. La corrélation chrono-stratigraphique avec le rapport Ca/Fe montre, à posteriori, que les fluctuations des isotopes de l'oxygène sont cohérentes avec celles observées pour la carotte de référence MD99-2346 hormis quelques anti-corrélation (à 18,5 et 11,5 ka). Les valeurs les plus lourdes (3 et 4,5‰) correspondent bien au DMG et au HS1 suivies d'un allègement progressif depuis la fin du DMG vers 18 ka BP, jusqu'à l'Holocène. La fin du DMG est marquée par un allègement à -3,5‰ sensiblement plus fort que sur la carotte RHS-KS65 (3,75‰). Le DMG est marqué par des valeurs autour de 3‰ avec deux alourdissements marqués de 4,5-4‰ (Fig. V-16).

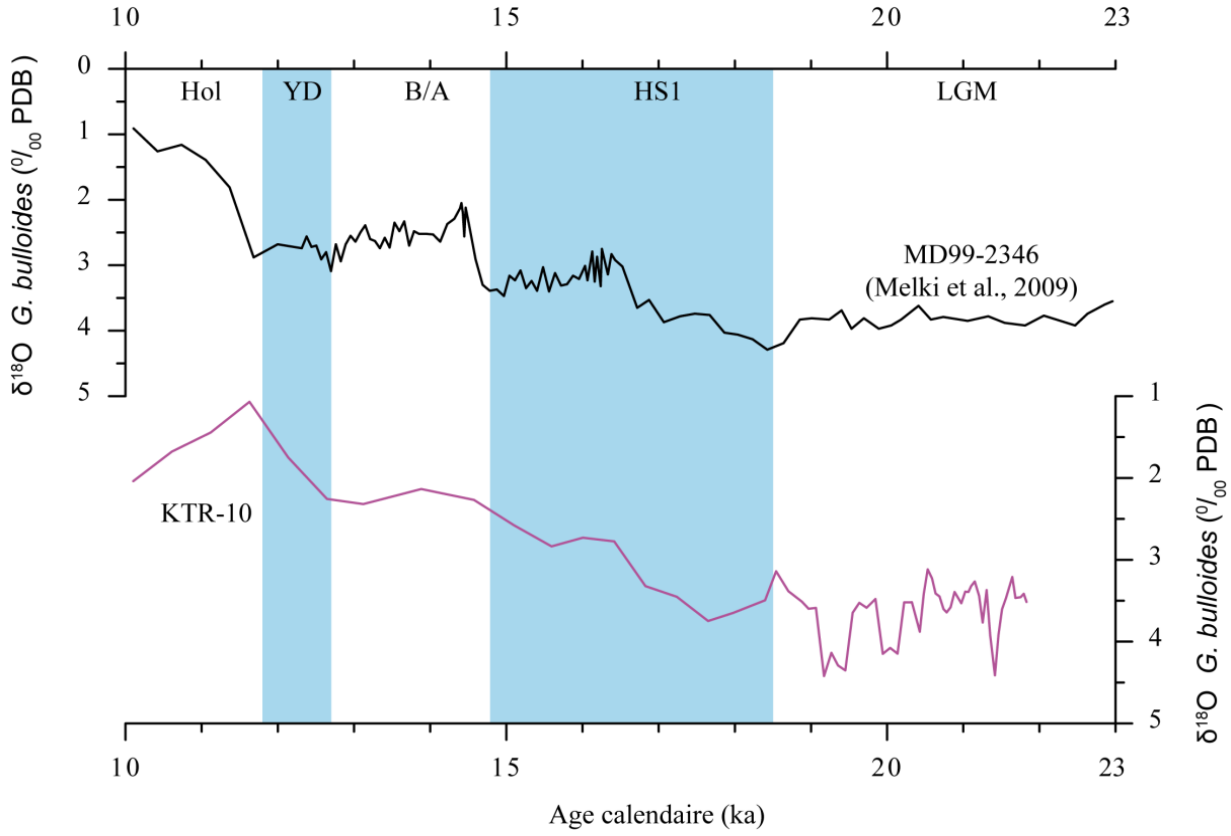


Figure V-16: Courbe isotopique de la carotte KTR-10 représentée en âge d'après le modèle d'âge de celle-ci, et celle de la carotte MD99-2346.

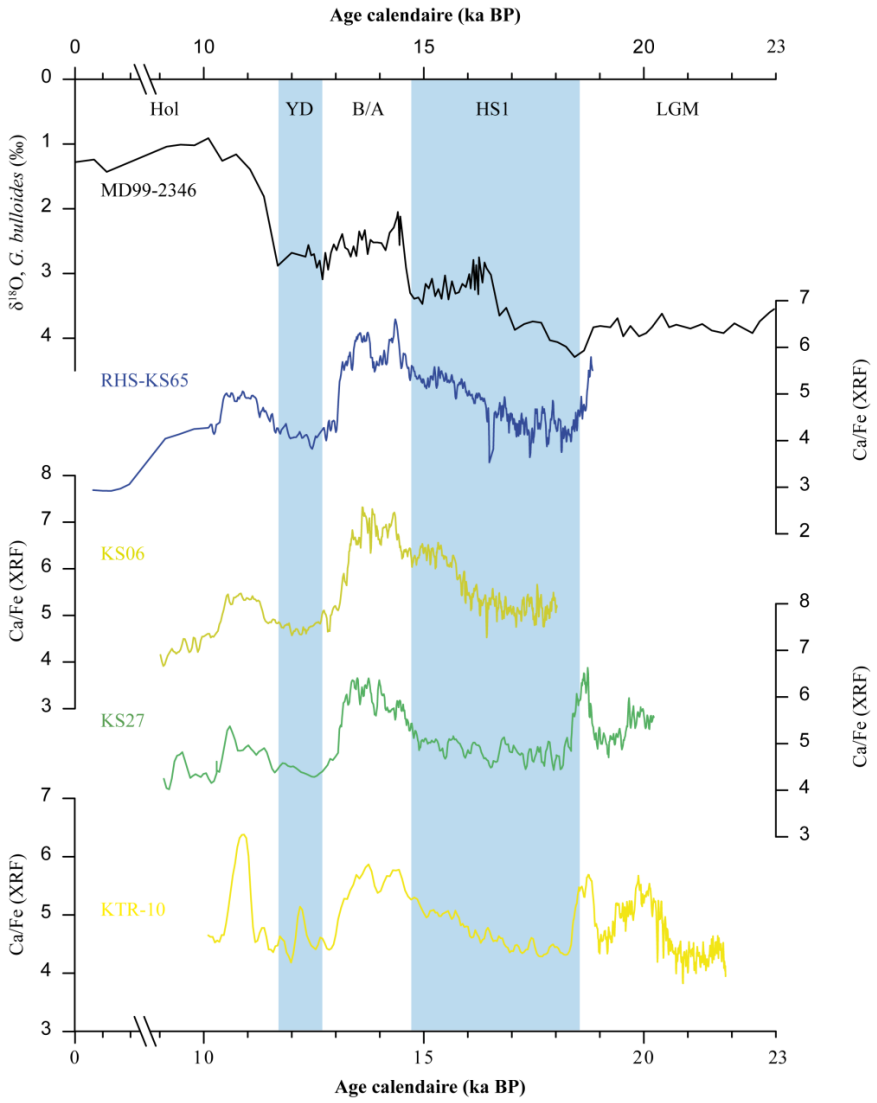


Figure V-17: Comparaison des courbes de variation Ca/Fe des carottes hémipélagiques avec la courbe de variation δ18O de la carotte MD99-2346. Les courbes sont représentées en âge.

V.1.3.3. Modèles d'âge dans les lithofaciès turbiditiques

Dans les lithofaciès turbiditiques, les fluctuations du rapport Ca/Fe ne montrent que très peu de ressemblances avec les fluctuations dans les lithofaciès hémipélagiques (Fig. V-13). Cela montre que ce rapport y est majoritairement contrôlé par les processus de dépôt associés aux courants de turbidité. De même, les fluctuations du rapport Ca/Fe sont différentes d'une carotte à l'autre dans les faciès turbiditiques et rendent les corrélations difficiles. Néanmoins, des similitudes existent et peuvent être utilisées pour proposer des corrélations chrono-stratigraphiques.

Pour les carottes turbiditiques, les corrélations chrono-stratigraphiques sont faites en utilisant comme références les courbes des carottes RHS-KS65, MD99-2348 et KTR-10.

L'ensemble des points de contrôle obtenus par ces corrélations pour l'établissement des modèles d'âge est consigné dans le tableau ci-dessous

Tableau V-9: Points de contrôle du modèle d'âge des carottes turbiditiques du STR.

Carottes	Profondeur (cm)	Age calendaire (ans)	Note
KTR-07	0	10 390	KTR-10
	19	13 053	RHS-KS65
	40	15 060	RHS-KS65
	71	18 349	RHS-KS65
	133	18 882	MD99-2348
	281	19 788	KTR-10
	475	20 642	MD99-2348
	592	21 448	MD99-2348
	680	22 501	Marine 13
FMD-KS10	5	13 053	RHS-KS65
	33	15 060	RHS-KS65
	56	18 329	RHS-KS65
	220	20 680	KTR-10
	368	21 448	KTR-10
FMD-KS12	5	13 053	RHS-KS65
	52	15 060	RHS-KS65
	73	18 329	RHS-KS65
	110	19 006	KTR-10
	361	20 680	KTR-10
FMD-KS17	0	13 053	RHS-KS65
	27	15 060	RHS-KS65
	50	18 329	KTR-10
	435	20 680	KTR-10
	575	21 448	KTR-10
FMD-KS15	0	17 709	RHS-KS65
	23	18 427	KTR-10
	83	19 084	KTR-10
	425	20 680	KTR-10
KSGC-14	0	13 249	KTR-10
	50	17 906	KTR-10
	95	19 084	KTR-10
	231	20 816	Marine 13
FMD-KS74	0	16 448	RHS-KS65
	37	18 329	RHS-KS65
	83	19 307	KTR-10
	212	19 750	KTR-10
	291	21 862	KTR-10

V.1.3.3.1. Carotte KTR-07

La courbe de variation du rapport Ca/Fe de cette carotte montre une allure très proche de celle de la carotte KTR-10. On y retrouve les 4 principaux pics caractéristiques des

derniers 22 ka cal. BP. Toutes les variations identifiées pendant le DMG dans la carotte KTR-10 y sont aisément reconnaissables. Cependant, l'enregistrement semble dépasser les 22 ka cal. BP de la carotte de référence (KTR-10). Cette affirmation est corroborée par une datation ^{14}C faite à 40 cm avant la base, et qui indique un âge 22.5 ka cal. BP (Fig. V-18). Ce point est par conséquent intégré aux autres points de contrôle afin d'obtenir un modèle d'âge jusqu'à 23 ka (Tab V-12 et Fig. V-18).

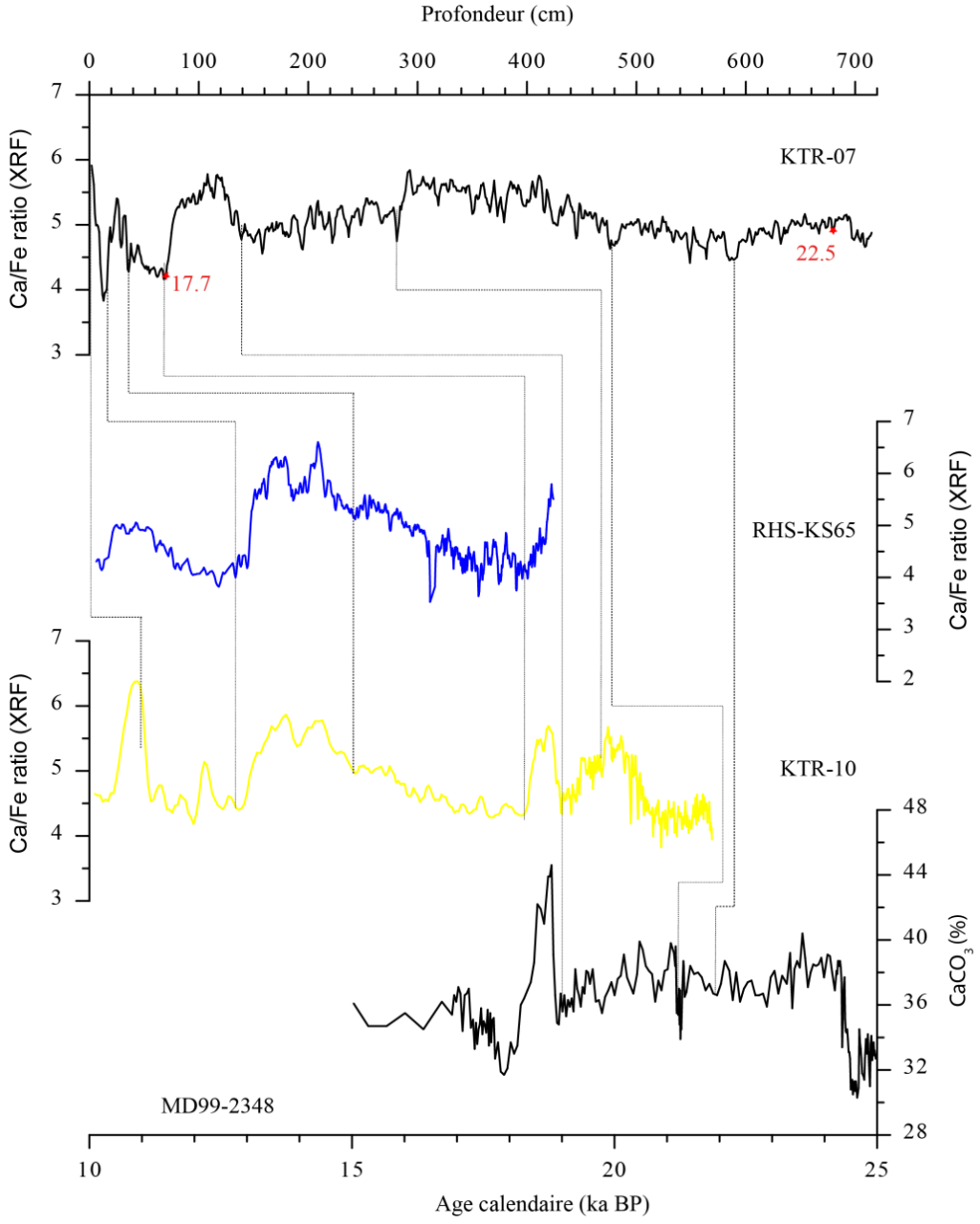


Figure V-18: Corrélation entre les courbes de variation Ca/Fe de la carotte KTR-07 avec les courbes de variation Ca/Fe (RHS-KS65 et KTR-10) et $CaCO_3$ (MD99-2348).

Une seconde datation ^{14}C a aussi été faite dans le premier mètre de la carotte, elle montre un écart d'environ 500 ans par rapport au modèle d'âge. Au même titre que la carotte KTR-10, la KTR-07 possède une courbe isotopique qui n'a pas été utilisée dans l'établissement du modèle d'âge pour les raisons exposées précédemment. La comparaison de celle-ci avec la courbe Ca/Fe (Fig. V-19) confirme les hypothèses énoncées dans les précédents paragraphes. Les variations du rapport Ca/Fe permettent de mettre en évidence des fluctuations au cours du DMG invisibles sur les courbes isotopiques.

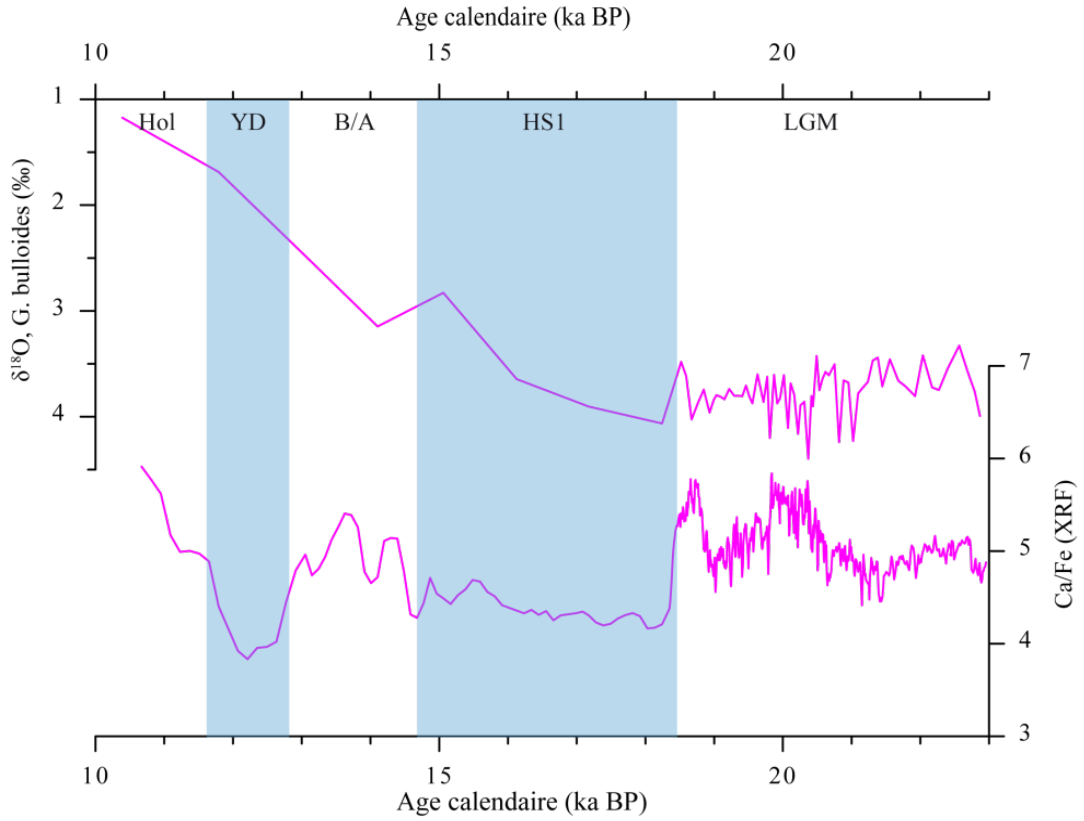


Figure V-19: Comparaison des courbes de variation δ18O et Ca/Fe de la carotte KTR-07 présentée en âge.

V.1.3.3.2. Corrélations basées sur les carottes RHS-KS65 et KTR-10

Le modèle d'âge de la carotte KSGC-14 collectée en amont du chenal abandonné, pouvait être établi uniquement sur la base de ces datations ^{14}C (Tab V-4), mais les similitudes existantes entre sa courbe de variation Ca/Fe et celles des carottes RHS-KS65 et KTR-10 suggèrent que le modèle peut être amélioré. Les courbes de variation de Ca/Fe des carottes KSGC-14, FMD-KS10, FMD-KS12, FMD-KS15, FMD-KS17 et FMD-KS74 (Figs. V-13 et 20) montrent trois principaux repères :

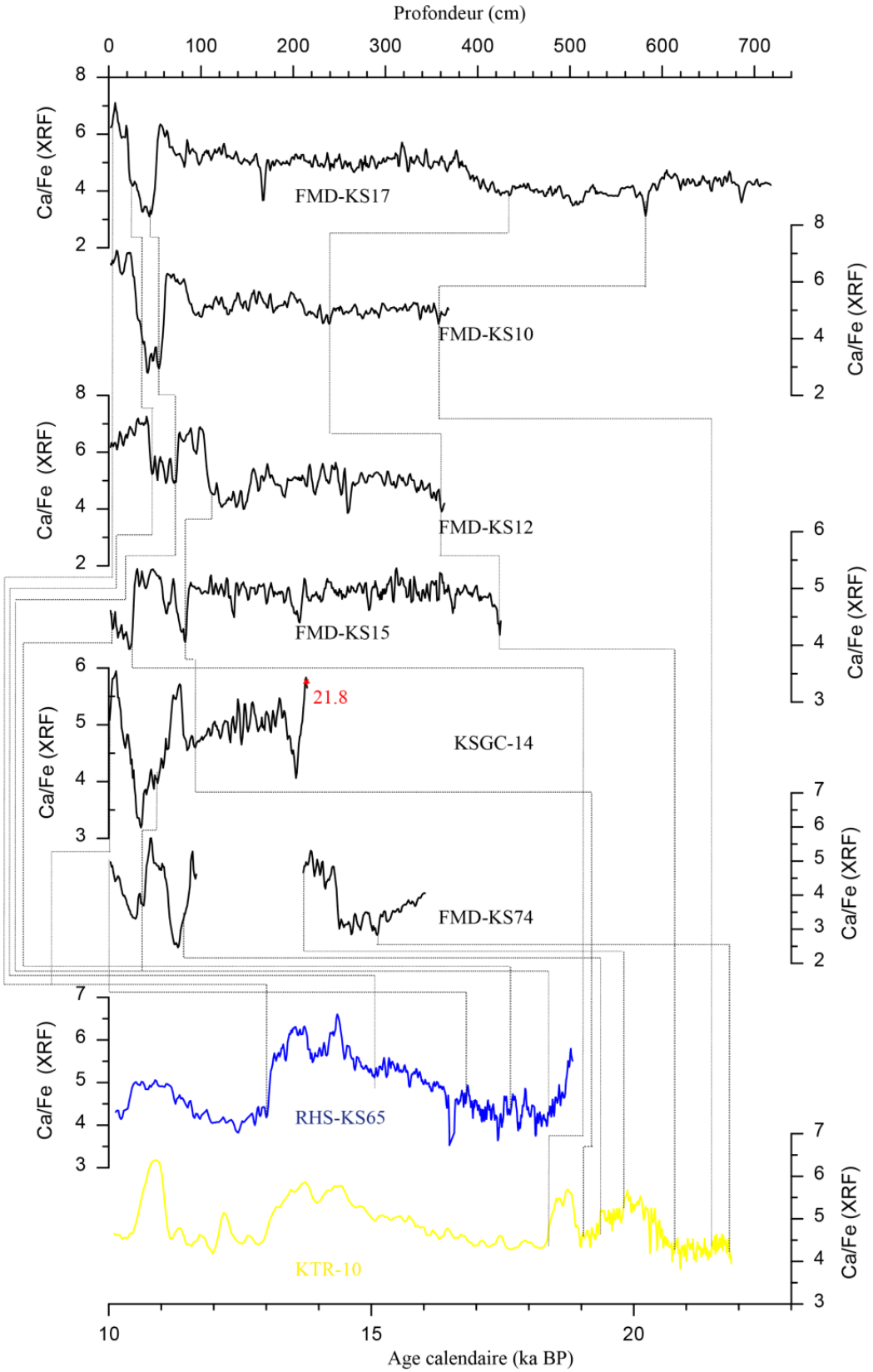


Figure V-20: Corrélation entre les courbes de variation Ca/Fe des carottes FMD-KS10 et FMD-KS17, FMD-KS12, FMD-KS15, KSGC-14 et FMD-KS74 avec les courbes de variation Ca/Fe des carottes RHS-KS65 et KTR-10.

(1) A la base, les valeurs de Ca/Fe sont faibles oscillant entre 4 et 5 puis, suivies d'un pic bien marqué pour des valeurs autour de 6; (2) une chute du rapport Ca/Fe avec des valeurs de l'ordre de 3 à 2 ; (3) un dernier pic est à nouveau observable avec des valeurs de Ca/Fe autour de 6. Les deux pics correspondent respectivement en valeurs absolues au pic de la fin du DMG (19-18.5 ka sur la carotte KTR-10) et au pic du B/A (carottes RHS-KS65 et KTR-10).

Les corrélations avec les carottes de références (RHS-KS65 et KTR-10) se sont donc faites sur la base de ces repères en y associant les dates ^{14}C dans le cas de la carotte KSGC-14 (Tab. V-9, Fig. V-20). Sur la base de ces corrélations, le sommet de la carotte KSGC-14 est fixé autour de 13 ka cal. BP cohérent avec la présence du pic 2 du rapport Ca/Fe (visible au B/A). La base quant-à-elle reste contrainte par la datation (Fig. V-20). La comparaison entre notre modèle d'âge et les datations donne des écarts qui varient entre 400 et 900 ans calendaires. Les autres carottes toutes issues de la campagne FLUMED 2 ont été collectées dans le chenal abandonné (FMD-KS10, 12, 15, 17) et lobes distaux (FMD-KS74). Les modèles d'âge que nous proposons pour ces carottes reposent uniquement sur les corrélations avec les carottes RHS-KS65 et KTR-10 (Tab V-9 et Fig. V-20). Les corrélations montrent que les carottes atteignent un âge compris entre 13 et 24 ka cal. BP.

Malgré la présence de turbidites des corrélations ont pu être réalisées avec les carottes RHS-KS65, KTR-10 et MD99-2348. La cohérence des fluctuations peut s'expliquer par l'influence d'une même source sédimentaire (le fleuve Rhône), et par une fraction hémipélagique relativement importante même dans les lithofaciès turbiditiques. Les principales variations y sont bien identifiées et permettent de caractériser les évènements climatiques. Cependant, des différences sont visibles. En effet, le HS1, marqué par une augmentation progressive du rapport Ca/Fe dans les sédiments hémipélagiques (Fig. V-17), se distingue ici par des rapports Ca/Fe relativement bas et constants (Fig. V-21 et 22). On y observe parfois des variations (pics et chutes) internes bien marquées comme dans les carottes FMD-KS10, FMD-KS12 et KSGC-14 (Fig. V-21 et 22).

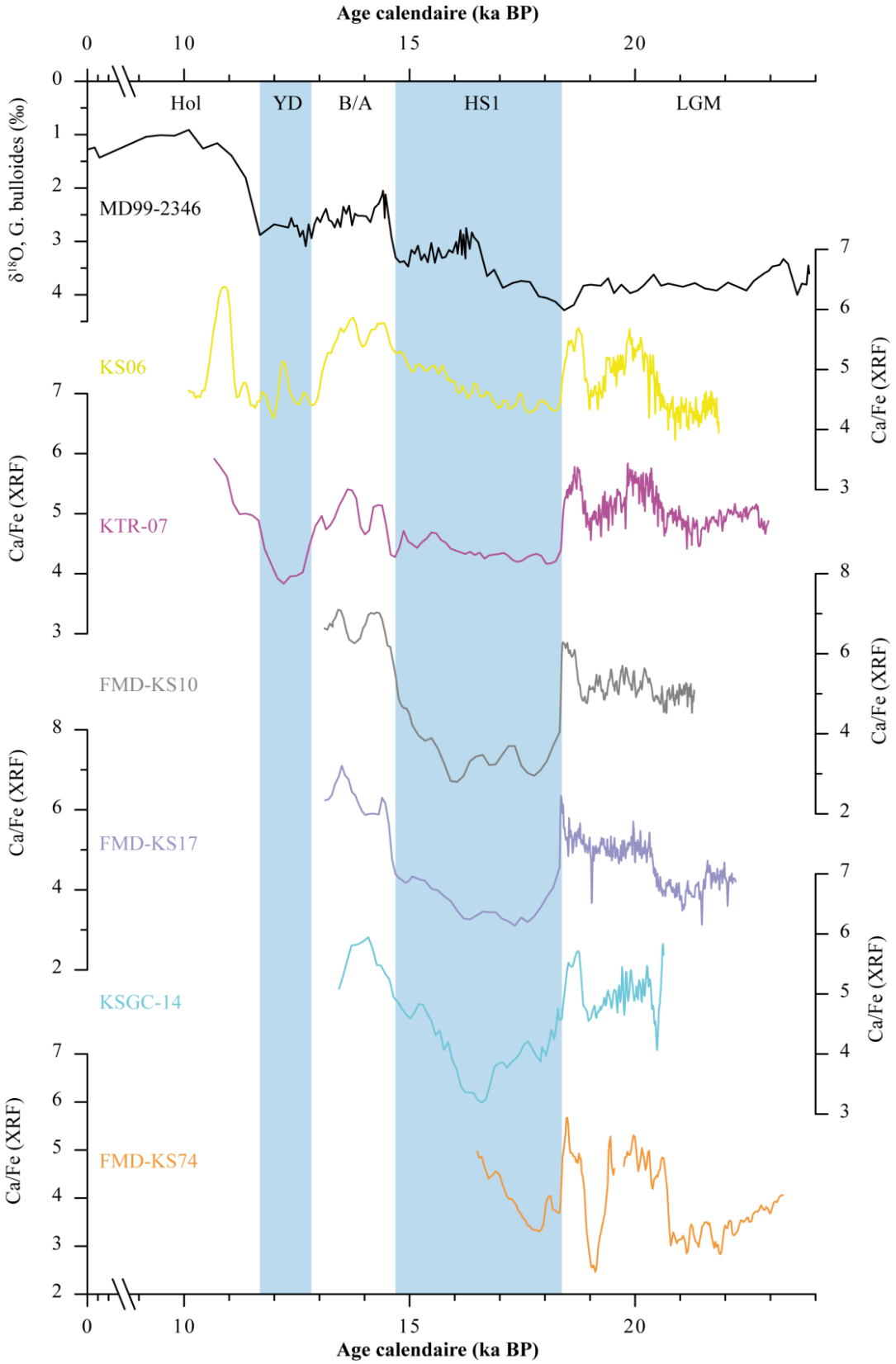


Figure V-21: Comparaison des courbes de variation Ca/Fe des carottes KTR-07, FMD-KS10, FMD-KS17, KSGC-14 et FMD-KS74 avec celle de la carotte KTR-10 et la courbe de variation $\delta^{18}O$ de la carotte MD99-2346 toutes représentées en âge.

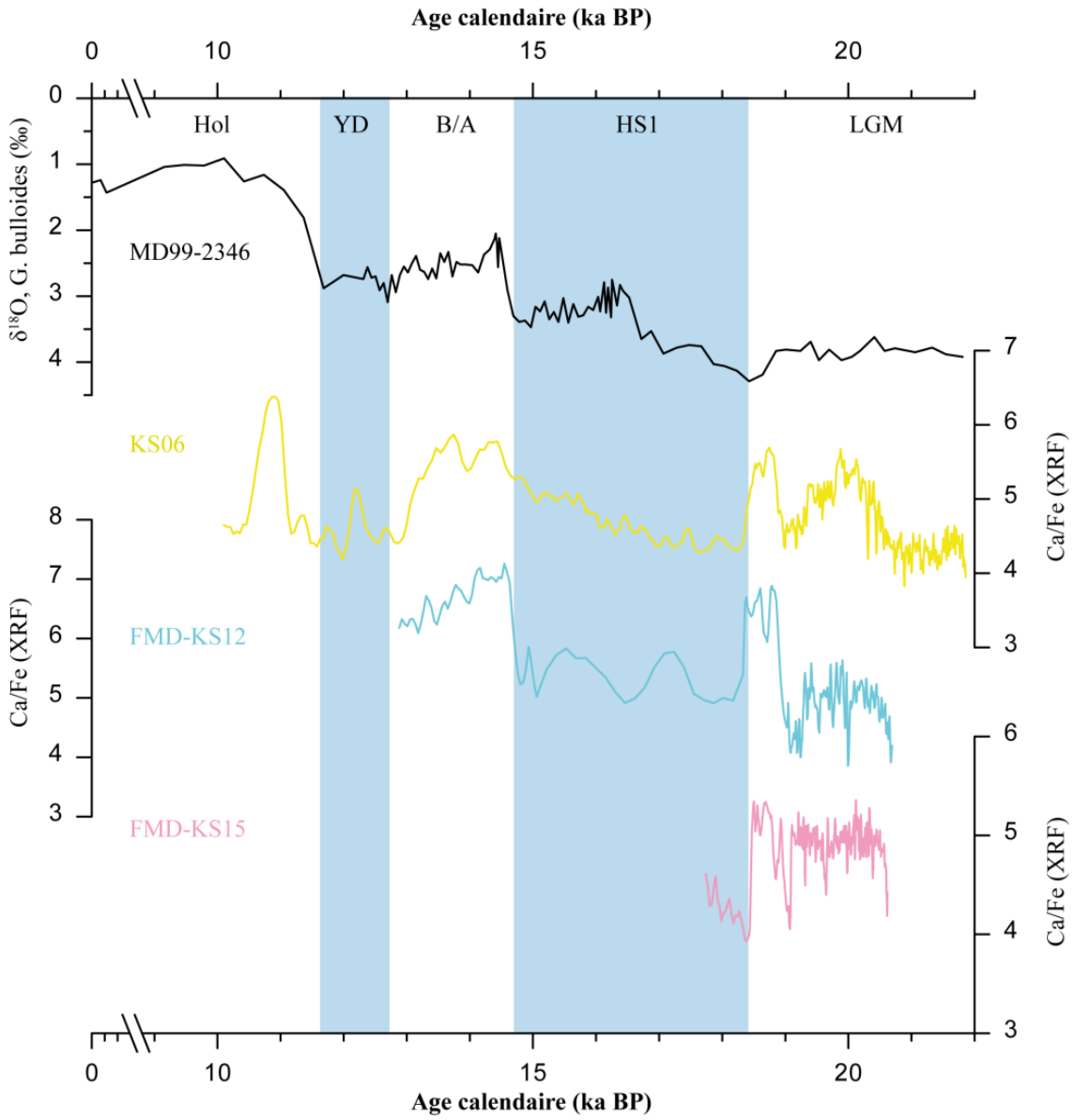


Figure V-22: Comparaison des courbes de variation Ca/Fe des carottes FMD-KS12 et FMD-KS15 avec celle de la carotte KTR-10 et la courbe de variation δ18O de la carotte MD99-2346 toutes représentées en âge.

V.1.4.Modèles d'âge basés sur les datations radiocarbones

Les carottes concernées par cette approche sont celles dont le modèle d'âge n'a pu être établi à l'aide des courbes isotopiques et ou XRF. Il s'agit de 3 carottes ayant prélevées dans des lithofaciès turbiditiques (KTR-06, RHS-KS71 et RHS-KS72). Dans cette approche des ajustements ont été faits en éliminant les inversions dans les datations (Tab V-17) ou en y ajoutant quelques fluctuations remarquables sur les courbes de variation Ca/Fe (XRF).

V.1.4.1. Carotte KTR-06

Sur les 5 dates existantes pour la carotte, seulement 3 dates serviront à établir le modèle d'âge. Ce premier modèle d'âge basé sur les dates ^{14}C, a permis de contraindre la corrélation des rapports Ca/Fe. Il en ressort que nous avons adapté le modèle d'âge en décalant de 900 ans un pic visible sur la courbe de variation Ca/Fe, ainsi que la valeur de $\delta^{18}O$ la plus « lourde » (Fig. V-23).

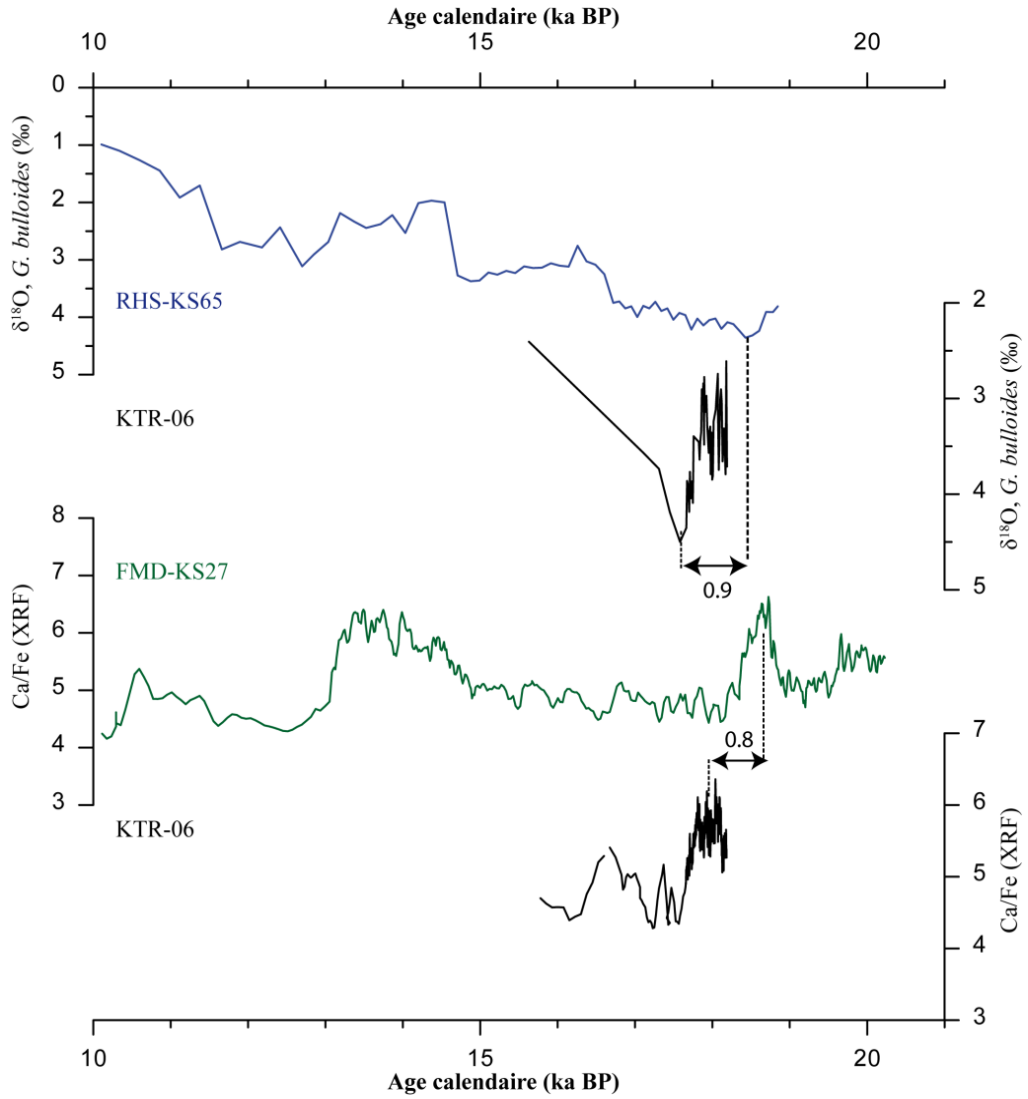


Figure V-23: Comparaison des courbes $\delta^{18}O$ et Ca/Fe de la carotte KTR-06 avec celles des carottes RHS-KS65 et KS27. Toutes les courbes sont représentées en âge, le modèle d'âge de la KTR-06 repose uniquement sur les dates ^{14}C.

Le modèle d'âge adopté sur la carotte KTR-06 montre ainsi un écart avec les dates ^{14}C tout en restant dans une marge d'incertitude acceptable. L'enregistrement sédimentaire de cette carotte couvre essentiellement la fin du DMG et le Stade de Heinrich 1

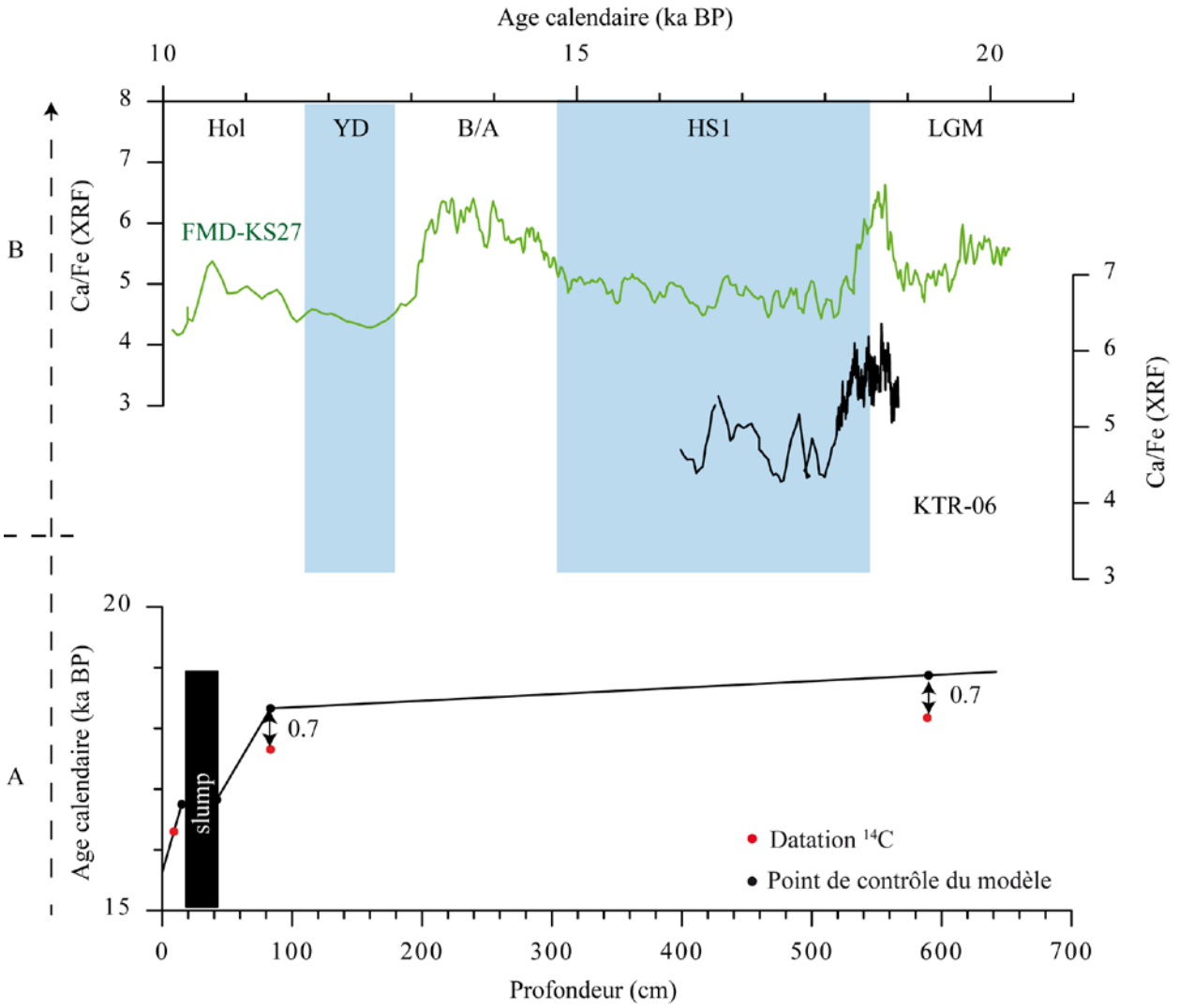


Figure V-24: Comparaison entre les courbes Ca/Fe. A) Modèle d'âge de la carotte KTR-06 révisé, B) Présentation des courbes Ca/Fe en âge.

V.1.4.2. Carottes RHS-KS72 et RHS-KS71

Le modèle d'âge de la carotte RHS-KS72 (Néofan) repose sur les 5 dates ^{14}C faites grâce au projet ARTEMIS (Saclay, France). La courbe isotopique montre des valeurs $\delta^{18}O$ comprises entre 3 et 4‰ caractéristiques du HS1 et du DMG (Fig. V-25). En dehors de l'allègement observé au sommet indiquant la seconde partie du HS1, le reste du signal est relativement constant sur des valeurs qui correspondent au DMG. De ce fait, le modèle d'âge n'est basé que sur les datations radiocarbones qui confirment un âge contemporain du DMG.

Pour la carotte RHS-KS71 (chenal abandonné), toutes les valeurs $\delta^{18}O$ (entre 3 et 4‰) restent celle de la fin du stade isotopique 2 (MIS2), caractéristiques du DMG et de HS1. Elles n'ont pas permis d'y identifier des fluctuations reconnaissables. La chrono-stratigraphie n'est

donc basée que sur les datations radiocarbone. Sur les 4 datations existantes (Tab. V-4), seulement 3 ont été utilisées à cause d'une inversion à 673.5-682.5 cm.

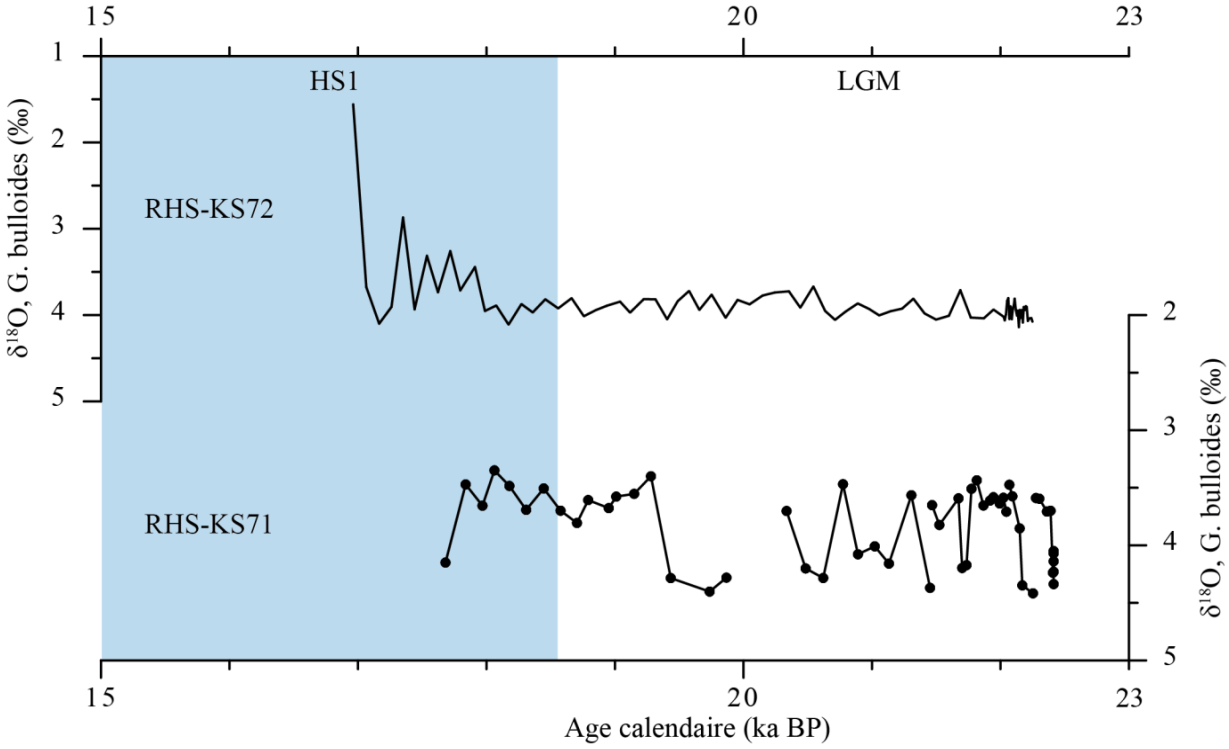


Figure V-25: Courbe isotopique des carottes RHS-KS72 et RHS-KS71 localisées respectivement dans le Néofan et dans la partie du chenal abandonné.

V.1.5. Chronostratigraphie dans les turbidites : nécessités et limites

Comprendre le fonctionnement du système turbiditique du Rhône (STR) depuis le DMG nécessite un cadre chrono-stratigraphique précis. Cependant plusieurs méthodes dites conventionnelles (stratigraphie isotopique, biostratigraphie) sont quelque fois moins précises (Ducassou, 2006). Dans notre étude, elles se sont révélées infructueuses pour certaines carottes impliquant d'autres approches comme l'utilisation du signal biogène (Ca/Fe). Dans le STR, la chronostratigraphie multi-proxy isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}O$) et géochimique (Ca/Fe) a permis d'établir un modèle d'âge pour 17 des 21 carottes répertoriées. Dans cette approche, la corrélation basée sur les fluctuations du rapport Ca/Fe s'est révélée particulièrement efficace. La cohérence de ces variations dans les carottes du STR retrace principalement l'influence du Rhône comme principale source sédimentaire. La dominance de la fraction hémipélagique, visible aussi dans les lithofaciès turbiditiques avec lamines silteuses, a permis la corrélation entre les carottes turbiditiques et les carottes hémipélagiques.

Il convient cependant de noter que dans les environnements à très forte dominance turbiditique les courbes Ca/Fe ou $\delta^{18}O$ obtenues ne sont pas toujours utilisables. D'où la nécessité de présenter ici les limites de ces deux approches chrono-stratigraphiques dans les turbidites.

Les limites d'utilisation des variations $\delta^{18}O$ et Ca/Fe

Parmi les limites qui s'appliquent aux deux proxys on peut citer les taux de sédimentation très élevés. En effet, la corrélation est basée sur l'identification des variations remarquables à l'échelle millénaire. Mais avec des taux de sédimentation très élevés proche parfois de 2 m. ky^{-1}, le signal est dilaté et ne montre pas de fluctuation. C'est le cas par exemple des carottes RHS-KS71 et RHS-KS72 où les valeurs de $\delta^{18}O$ (~ 4‰) sont quasi constantes et caractéristiques du passage DMG-HS1.

Dans les environnements turbiditiques, l'une des principales limites est la qualité des échantillons utilisés et donc de l'échantillonnage qui doit être fait sans contamination par les sédiments remaniés des intervalles turbiditiques. Une bonne distinction entre intervalles turbiditiques et hémipélagiques réduit considérablement le pourcentage de contamination. Des analyses $\delta^{18}O$ sur les foraminifères planctoniques ont été réalisées sur 7 carottes contenant des lithofaciès turbiditiques, mais un modèle d'âge, basé sur une corrélation avec une courbe isotopique réalisée sur des faciès hémipélagiques (carotte RHS-KS65) n'a pu être obtenu que sur 3 carottes (Tab. V-4 et Fig. V-7). Pour ces trois carottes (RHS-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12), les intervalles turbiditiques sont bien distincts des intervalles hémipélagiques et l'échantillonnage a pu être ciblé sur les intervalles pélagiques. Pour les autres carottes, les faciès turbiditiques se présentent sous la forme de lamines abondantes et il n'a pas été possible d'échantillonner avec certitude que les intervalles pélagiques (RHS-KS71 et KTR-10). Dans ces deux carottes des intervalles argileux au sommet des turbidites étaient dépourvus de foraminifères et correspondent au terme Te de la séquence de Bouma. En définitive, la chronostratigraphie isotopique marche bien dans les lithofaciès turbiditiques, à condition de pouvoir identifier clairement des intervalles hémipélagiques ou pélagiques et de pouvoir les échantillonner sans contamination par des lithofaciès turbiditiques.

V.2. Lithofaciès et processus de dépôt

Les 21 carottes du système turbiditique du Rhône pour lesquelles nous venons d'établir des modèles d'âge, vont être présentées dans cette partie sous un regard sédimentologique avant d'être intégrées dans leur contexte spatio-temporel. Cette caractérisation portera sur la lithologie, les analyses granulométriques et les structures sédimentaires (description visuelle et radiographies). Ces résultats permettront de comprendre les processus hydrodynamiques associés aux écoulements turbiditiques dans le système.

L'étude de deux de ces 21 carottes, qui a fait l'objet d'un article (Lombo Tombo et al., 2015), a permis de définir les principaux lithofaciès identifiables dans les carottes du système. En généralisant cette étude à l'ensemble des carottes, les lithofaciès identifiés ont été complétés et regroupés en 5 principaux lithofaciès cohérents avec la classification adoptée pour les carottes RHS-KS65 et RHS-KS67 puis comparé avec les faciès de la carotte MD99-2344 provenant du Néofan (Dennielou et al., 2006).

V.2.1. Description des lithofaciès

Les sédiments prélevés dans le système turbiditique du Rhône montrent différents types de lithofaciès que nous pouvons classer en 3 catégories en fonction des processus de dépôt : (1) pélagique à hémipélagique, (2) turbiditique, (3) dépôt en masse. Une description de ces lithofaciès, ainsi que la correspondance avec des lithofaciès décrit dans la littérature, est résumée dans le tableau V-10.

V.2.1.1. Les lithofaciès pélagiques à hémipélagiques

L'importance de la fraction hémipélagique est très variable d'une carotte à l'autre, elle peut représenter la totalité de l'enregistrement (carottes hémipélagiques) ou moins de 10% (carottes turbiditiques). Dans la carotte RHS-KS65, cette fraction se décline en trois lithofaciès qui se distinguent par leurs couleurs, les structures sédimentaires ou par la fraction terrigène qui les compose. Les mêmes lithofaciès sont présents dans l'ensemble des carottes.

Lithofaciès 1 (Fig. V-26)

Ce lithofaciès correspond à des sédiments bioturbés de couleur marron clair avec une teneur en carbonates autour de 50% (Dennielou et al., 2006). Les carbonates sont composés de foraminifères et de nannoplanctons calcaires. La médiane (D50) de la distribution granulométrique est comprise entre 7 et 15 µm, la fraction sableuse (> à 63 µm) est inférieure à 10% et est composée à plus de 90% par des tests de foraminifères. Ce lithofaciès est

interprété comme une boue pélagique à foraminifères et nannoplanctons calcaires. Il correspond aux termes T_e de la classification de Bouma (1962) et au terme F de la classification de Stow and Piper (1984). Les histogrammes granulométriques montrent plusieurs pics dont le premier autour de 10 µm correspond à la fraction argilo-silteuse. Les autres pics plus faibles vers 100 µm caractérisent la fraction biogène.

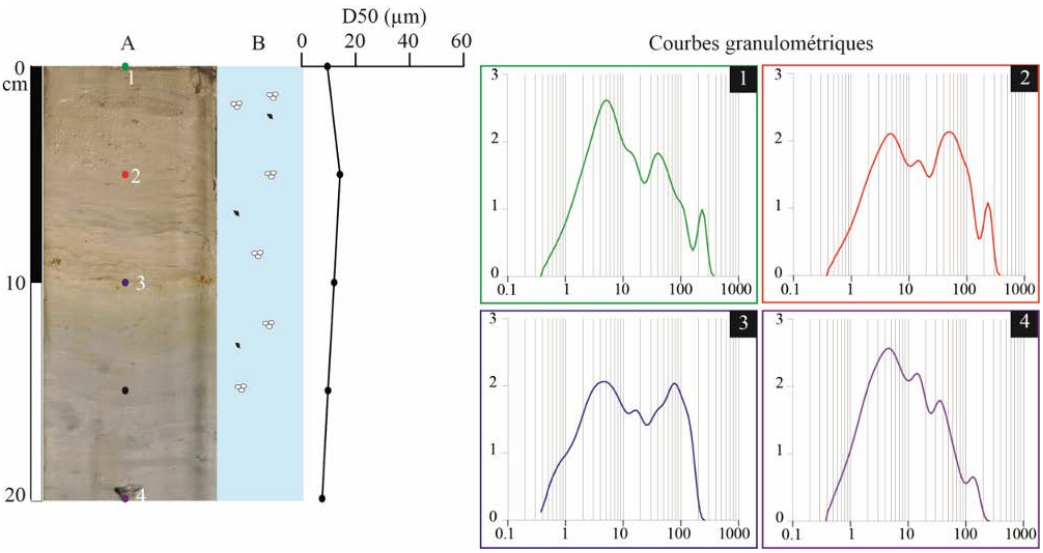


Figure V-26: Illustration du lithofaciès 1 par la présentation de son aspect général ainsi que ses caractéristiques granulométriques. A: photographie et B: l'interprétation lithologique, les numéros 1 à 4 indiquent les courbes granulométriques correspondant à l'échantillon.

Lithofaciès 2

Ce lithofaciès correspond à des sédiments bioturbés avec une teneur en carbonates autour de 30-40% (Dennielou et al. 2006). Les carbonates sont composés de foraminifères et de nannoplanctons calcaires. La médiane de la distribution granulométrique est inférieure à 15 µm. Ce lithofaciès peut être divisé en 2 catégories sur la base de la couleur et de la texture.

Le lithofaciès 2a (Fig. V-27) très peu bioturbé est de couleur gris clair et présente quelques niveaux plus sombres. La fraction sableuse représente 10 % du sédiment et est composée en en majorité de foraminifères planctoniques à l'exemple de l'espèce *G. bulloides*.

Le lithofaciès 2b (Fig. V-28) est de couleur gris sombre sans bioturbation apparente. L'aspect sombre de ce lithofaciès ainsi que de nombreuses taches brunes de pyrite (sulfures de fer hydratés) laissent supposer une proportion en matière organique plus importante que dans le lithofaciès 2a.

Ces 2 lithofaciès correspondent aux termes T_e de la classification de Bouma (1962) et au terme F/E3 de la classification de Stow and Piper (1984).

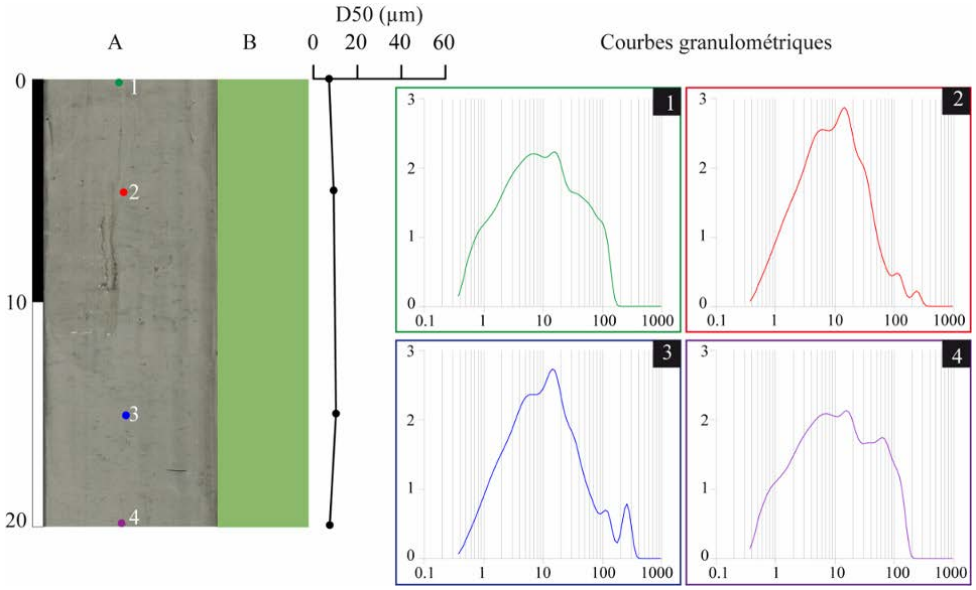


Figure V-27: Illustration du lithofaciès 2a par la présentation de son aspect général ainsi que ses caractéristiques granulométriques. A: photographie et B: l'interprétation lithologique, les numéros 1 à 4 indiquent les courbes granulométriques correspondantes à l'échantillon.

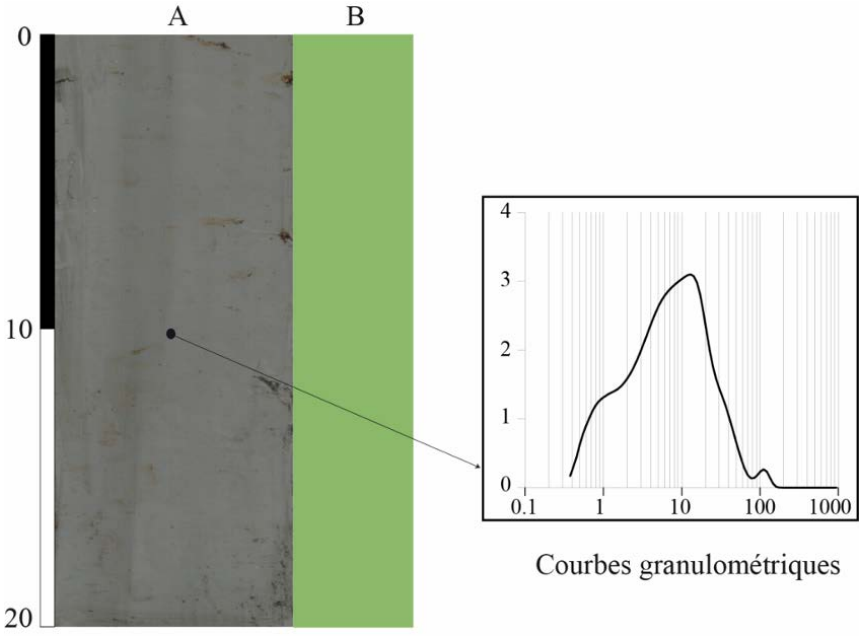


Figure V-28: Illustration du lithofaciès 2b par la présentation de son aspect général ainsi que ses caractéristiques granulométriques. A: photographie et B: l'interprétation lithologique.

Tableau V-10: Synthèse sur les caractéristiques des lithofaciès décrits dans les différentes carottes et comparés à d'autres classifications. Les faciès des études de Dennielou et al (2006 et 2009) sont décrits sur les carottes du Néofan.

Lithofaciès		D50 (µm)	Description	Structures sédimentaires	Taux de sédimentation ($cm.ka^{-1}$)	Interprétation	Classification		
							Bouma (1962) Shanmugan (2000)	Stow et Piper (1984)	Dennielou et al (2006, 2009)
1		< 15	Boue argilo-silteuse de couleur marron clair riche en foraminifère et nannoplanctons calcaire	Homogène et bioturbé	4	Pélagique	T_e	F	Facies 1 (2009)
2	a		Boue argilo-silteuse de couleur gris clair	Homogène et bioturbé	50-150	Pélagique à hémipélagique		F/E3	Facies 2 (2009)
	b		Boue argilo-silteuse de couleur gris sombre	Taches brunes d'hydrotroïlite	20				Non décrit
3		7-15	Boue argilo-silteuse de couleur gris foncé avec un aspect moucheté	Taches noires de pyrite et lamines silteuses discontinues	71-125	Hémipélagique	T_e (T_6-T_8)	E2	Non décrit
4	a	20	Boue argilo-silteuse gris sombre et laminée	1 lamine/5 cm	100-400	Turbidites argilo-silteuses	T_6-T_8	E1	Facies 4 (2006)
	b		Boue argilo-silteuse gris sombre avec des lamines parallèles	1 lamine/cm			T_3-T_4		Faciès 3 (2006)
	c	20-40	Alternance entre dépôt hémipélagique et dépôts silteux	Dépôt hémipélagique plus épais (1-3 cm)		Turbidites silto-argileuses	T_d-T_e	E1 et F	Faciès 2 (2006)
	d	20-55	Alternance entre dépôt hémipélagique moins épais et dépôt silteux plus épais	Dépôt silteux montre un granoclassement inverse		Hyperpycnite	T_d-T_e	E1 et F	Non décrit
	e	80-160	Dépôts sableux intercalé dans une boue argilo-silteuse	Dépôts sableuse épais (5-10 cm) à base érosive		Turbidites sablo-silteuses	T_a	Ta-Tc	Faciès 1 (2006)
	f	50-200	Dépôts sablo-silteux de couleur jaune gris à brun	Présence de galets mous et un léger granoclassement inverse à la base					Non décrit
5		15-20	Boue argilo-silteuse de couleur gris sombre et déformée	Plis verticaux et horizontaux, lamines obliques		Dépôt en masse	T_e (T_6-T_8)		Facies 6 (2009)

Lithofaciès 3

Ce lithofaciès (Fig. V-29) est de couleur gris foncé. Il se caractérise un aspect moucheté lié à la présence de nombreuses taches noires interprétées comme des pyrites (sulfures de fer hydratés produits par la dégradation de la matière organique par des bactéries). Les taches noires sont parfois légèrement alignées pour former des lamines discontinues pouvant être également plus silteuses. La médiane de la distribution granulométrique est de 7-15 µm (Fig. V-29). La teneur en sables est inférieure à 10% et correspond à des foraminifères et des fragments de coquilles. La fraction biogène dans ce lithofaciès est autour de 50% (estimé d'après l'observation de la fraction sableuse cf. chapitre IV). Ce lithofaciès correspond aux termes T_e de la classification de Bouma (1962), T_6 à T_8 de la classification de Shanmuggam (2000) et au terme E2 de la classification de Stow and Piper (1984).

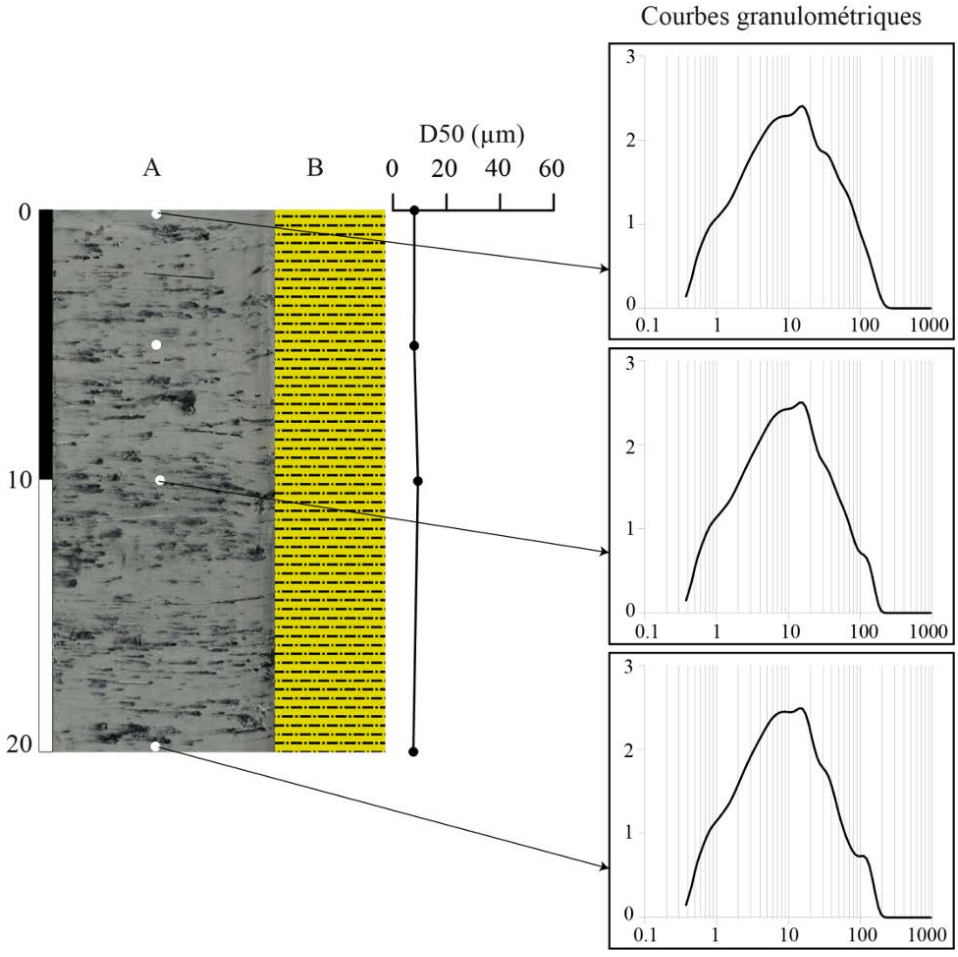


Figure V-29: Illustration du lithofaciès 3 par la présentation de son aspect général ainsi que ses caractéristiques granulométriques. A: photographie et B: l'interprétation lithologique.

V.2.1.2. Les lithofaciès associés aux processus gravitaires

L'ensemble des carottes étudiées nous a permis de distinguer des lithofaciès caractérisés soit pas des déformations, soit par des processus de dépôt hydrodynamiques et indicatifs de processus gravitaires très variés. Ainsi deux groupes de lithofaciès ont pu être identifiés, permettant de décrire 2 processus gravitaires au sein du système turbiditique du Rhône : les turbidites et les dépôts en masse.

V.2.1.2.1. Lithofaciès 4, dépôts associés aux écoulements turbulents

Le lithofaciès 4 montre des caractéristiques décrites dans les lithofaciès turbiditiques et décrit dans les classifications de Bouma (1962), Stow and Piper (1984 ; 1991) ou Shanmuggam (2000). Ils sont caractérisés par des alternances d'argiles et de silts ou sables d'épaisseurs variables. Les niveaux grossiers peuvent présenter des granoclassements et des structures sédimentaires comme des rides. Ce lithofaciès correspond aux termes T_a à T_e dans la classification de Bouma (1962). Dans le terme T_e une partie terrigène T_et et hémipélagique T_eh peuvent être distinguées, proche à ce qui est décrit sur le système turbiditique du Golfe de Gascogne (Toucanne, 2008; Zaragosi et al., 2006). Ce lithofaciès a ainsi été subdivisé en plusieurs sous-lithofaciès en fonction des caractéristiques de granulométrie, d'épaisseurs et de structures sédimentaires.

Le lithofaciès 4a (Fig. V-30a) est une argile silteuse gris foncé, similaire au lithofaciès 3, et caractérisé par la présence des lamines silteuses millimétriques avec une occurrence d'une lamine/5 cm. La médiane de la distribution granulométriques des lamines est de 20 µm. Ce lithofaciès correspond aux termes T_6-T_8 de la classification de Shanmuggam (2000) et au terme E1 des turbidites argilo-silteuses dans la classification de Stow and Piper (1984 ; 1991). Le lithofaciès 4a correspond au faciès 4 décrit sur la carotte MD99-2344 (Dennielou et al., 2006).

Le lithofaciès 4b (Fig. V-30b) est également une argile silteuse gris foncé caractérisée par d'abondantes lamines silteuses millimétriques avec une occurrence d'une lamine/cm. La médiane de la distribution granulométrique des lamines est de 20 µm. Ce lithofaciès correspond aux termes (T3-T4) de la classification de Shanmuggam (2000) et au terme E1 des turbidites argilo-silteuses dans classification de Stow and Piper (1984 ; 1991). Notre lithofaciès 4b est similaire au faciès 2 de Dennielou et al (2006).

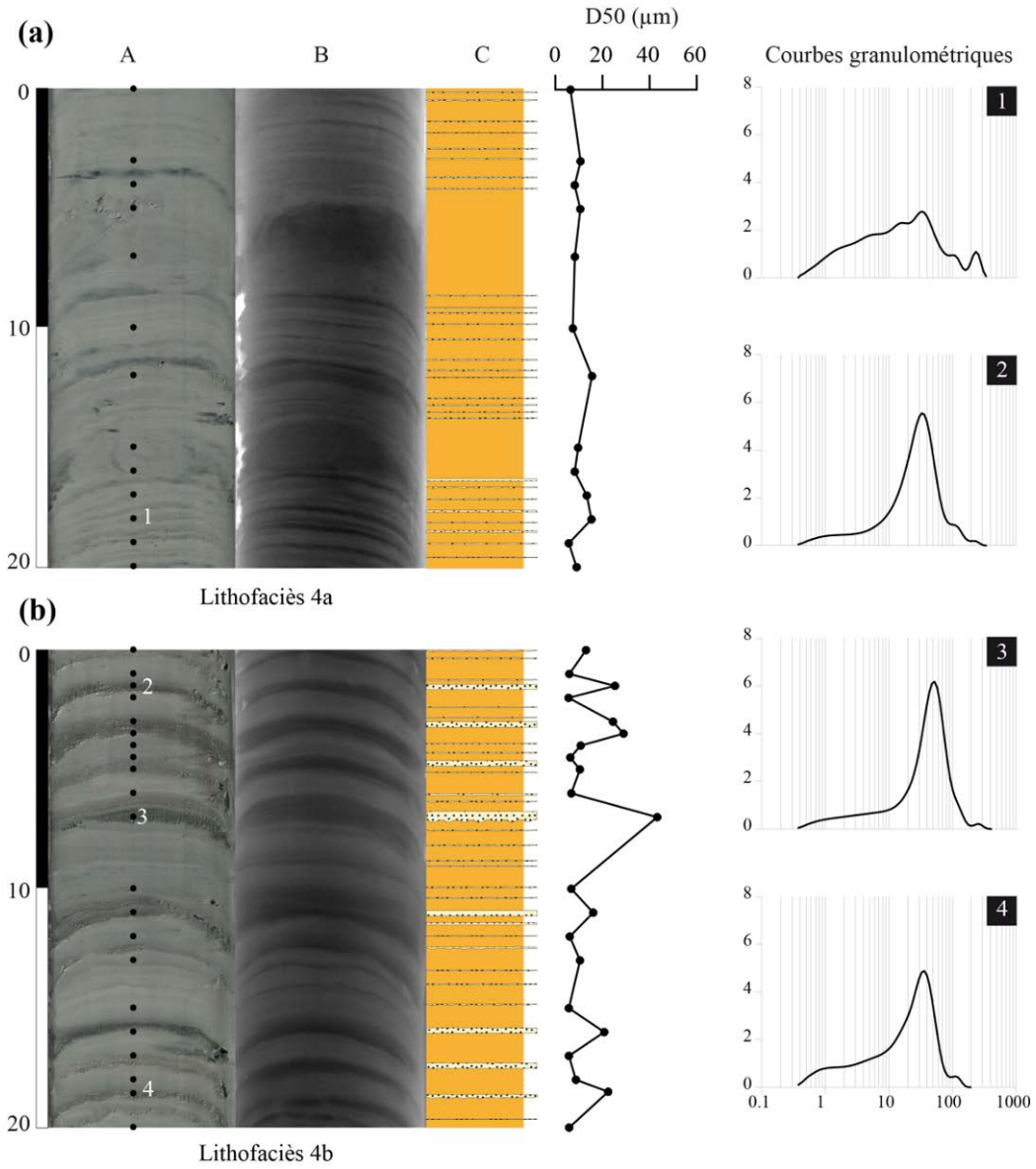


Figure V-30: Illustration des turbidites argilo-silteuses, A: photographie, B: image rX, C: interprétation lithologique. Les turbidites argilo-silteuses correspondent aux lithofaciès (a) 4a et (b) 4b.

Le lithofaciès 4c (Fig. V-31) est caractérisé par une l'alternance de niveaux silteux et argilo-silteux de couleur gris foncé. Les niveaux argilo silteux font environ 1 à 3 cm d'épaisseur et sont plus épais que le niveau de silts. La médiane de la distribution granulométrique des niveaux silteux est comprise entre 20 et 40 µm et montre un granoclassement normal (Fig. V-31). La base des niveaux silteux est parfois érosive. La transition entre le niveau silteux et argilo-silteux est parfois marquée par des lamines silteuses millimétriques. Ce lithofaciès correspond aux termes E1 et F des turbidites argilo-silteuses dans classification de Stow and Piper (1984 ; 1991).

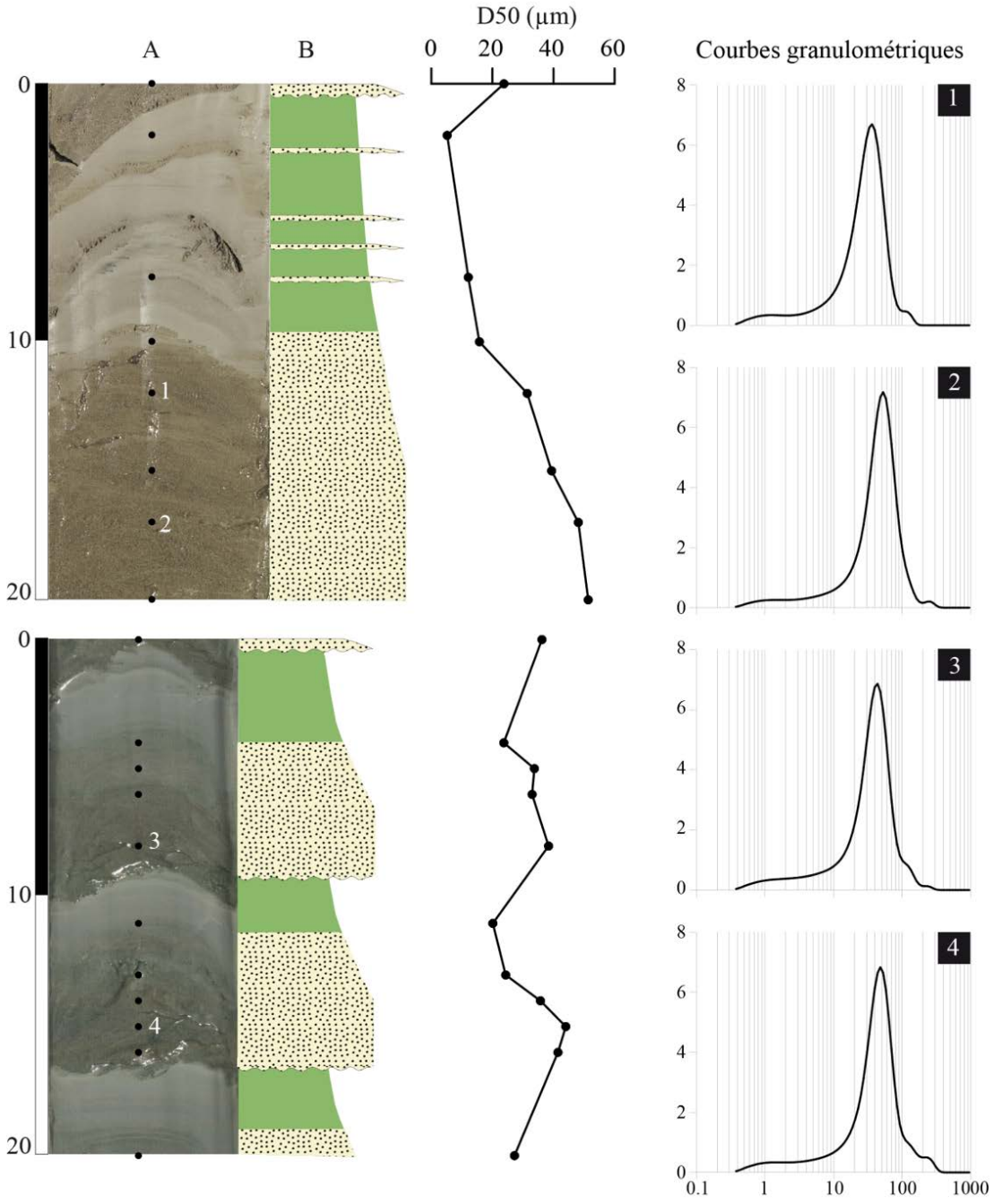


Figure V-31:Illustration des turbiditiques de type silto-argileux correspondant au lithofaciès 4c; A: photographie et B: interprétation lithologique.

Le lithofaciès 4d (Fig. V-32) est caractérisé par des niveaux silteux épais de 2-3 cm et surmontés d'un niveau argileux moins épais (ca. 1 cm) de couleur gris foncé. La médiane de la distribution granulométrique des niveaux silteux est comprise entre 20 et 55 µm et montre, pour certains niveaux un granoclassement inverse à la base, puis un granoclassement normal (Fig. V-32). Ce lithofaciès correspond aux termes E1 et F des turbidites argilo-silteuses dans la classification de Stow and Piper (1984 ; 1991).

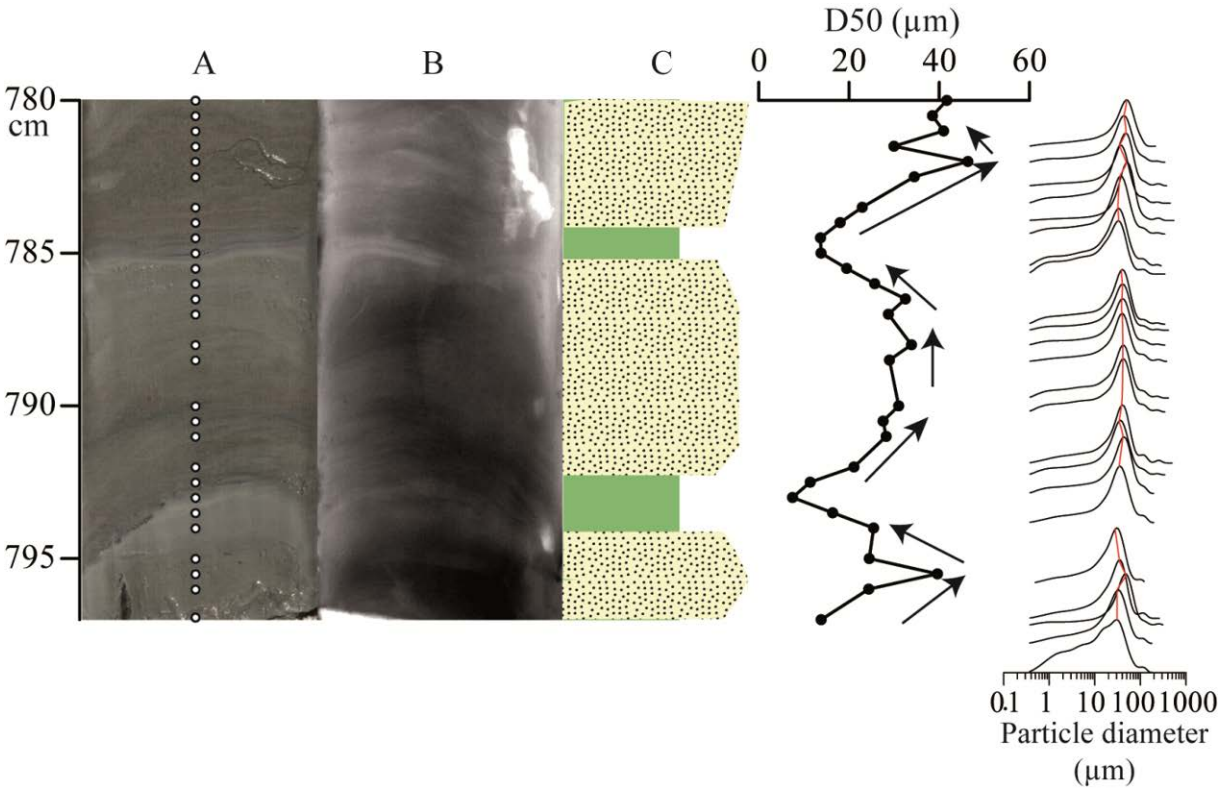


Figure V-32: Lithofaciès 4d correspondant aux hyperpycnites argilo-silteuses (Muddy hyperpycnite) d'après Lombo Tombo et al (*2015*).

Le lithofaciès 4e (Fig. V-33) est caractérisé par des niveaux sablo-silteux beiges de 5-10 cm d'épaisseur intercalés dans les lithofaciès 1 (pélagique) et 2 (hémipélagique). La base est généralement très érosive (Fig. V-33). La médiane de la distribution granulométrique est comprise entre 80 et 160 µm et montre un granoclassement positif et des lamines horizontales. Les sables sont principalement composés de quartz. Ce lithofaciès correspond aux termes Ta à Tc des turbidites silteuses dans la classification de Stow and Piper (1984 ; 1991).

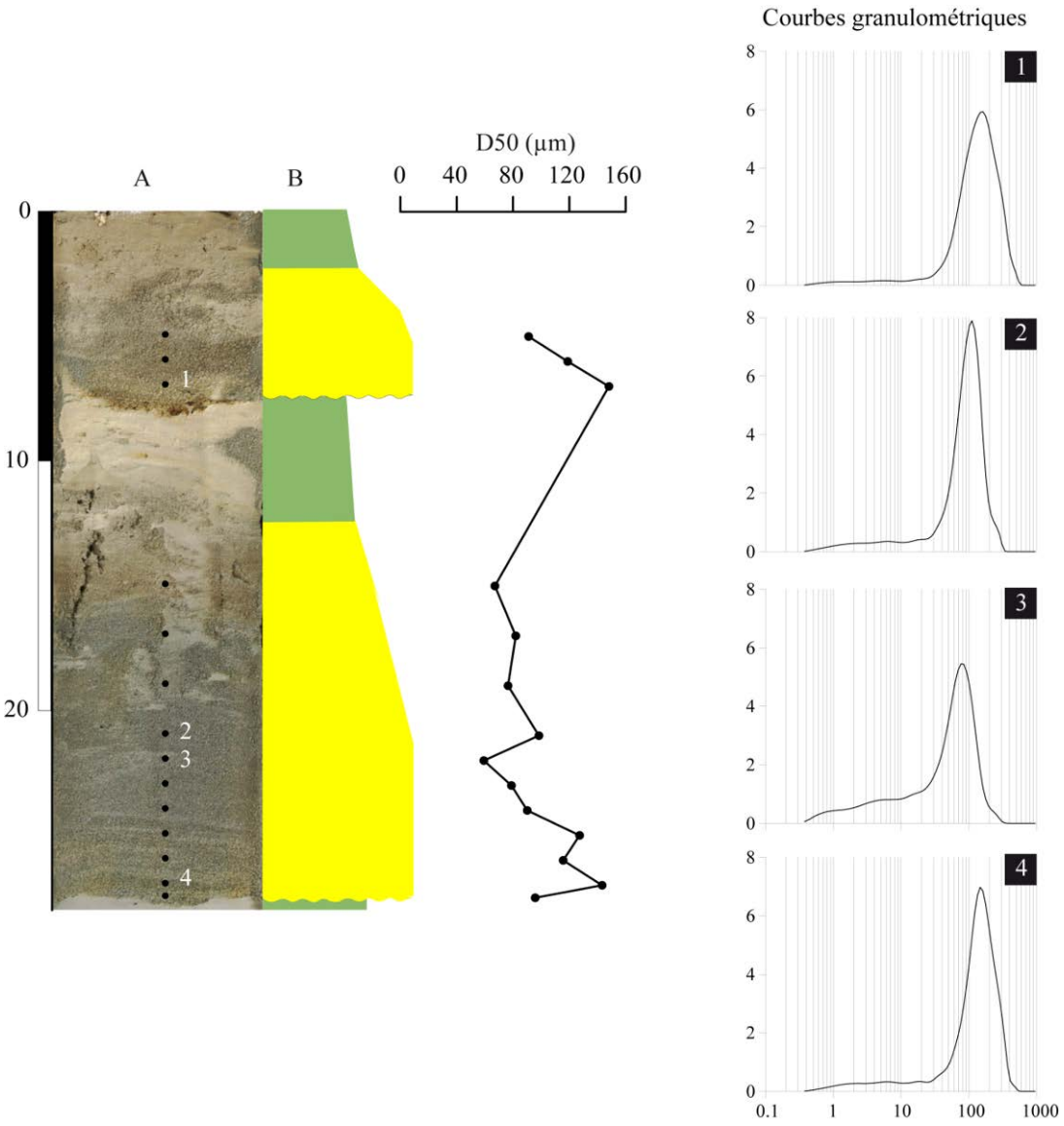


Figure V-33: Lithofaciès 4e qui illustre les turbidites de type silto-sableuses observées sur la carotte RHS-KS74. A: photographie et B: interprétation lithologique.

Le lithofaciès 4f correspond à une séquence sablo-silteuse de couleur jaune gris à brun. Sur 90 cm d'épaisseur la taille des grains est caractérisée par des fluctuations autour de 200 µm puis par un granoclassement normal pour atteindre une médiane de 50 µm. La séquence montre des lamines dans la partie supérieure silto-sableuse et des galets mous anguleux, composés de faciès hémipélagiques, à la base dans les sables fins. La taille des grains semble décroître vers la base de la séquence (Fig. V-34).

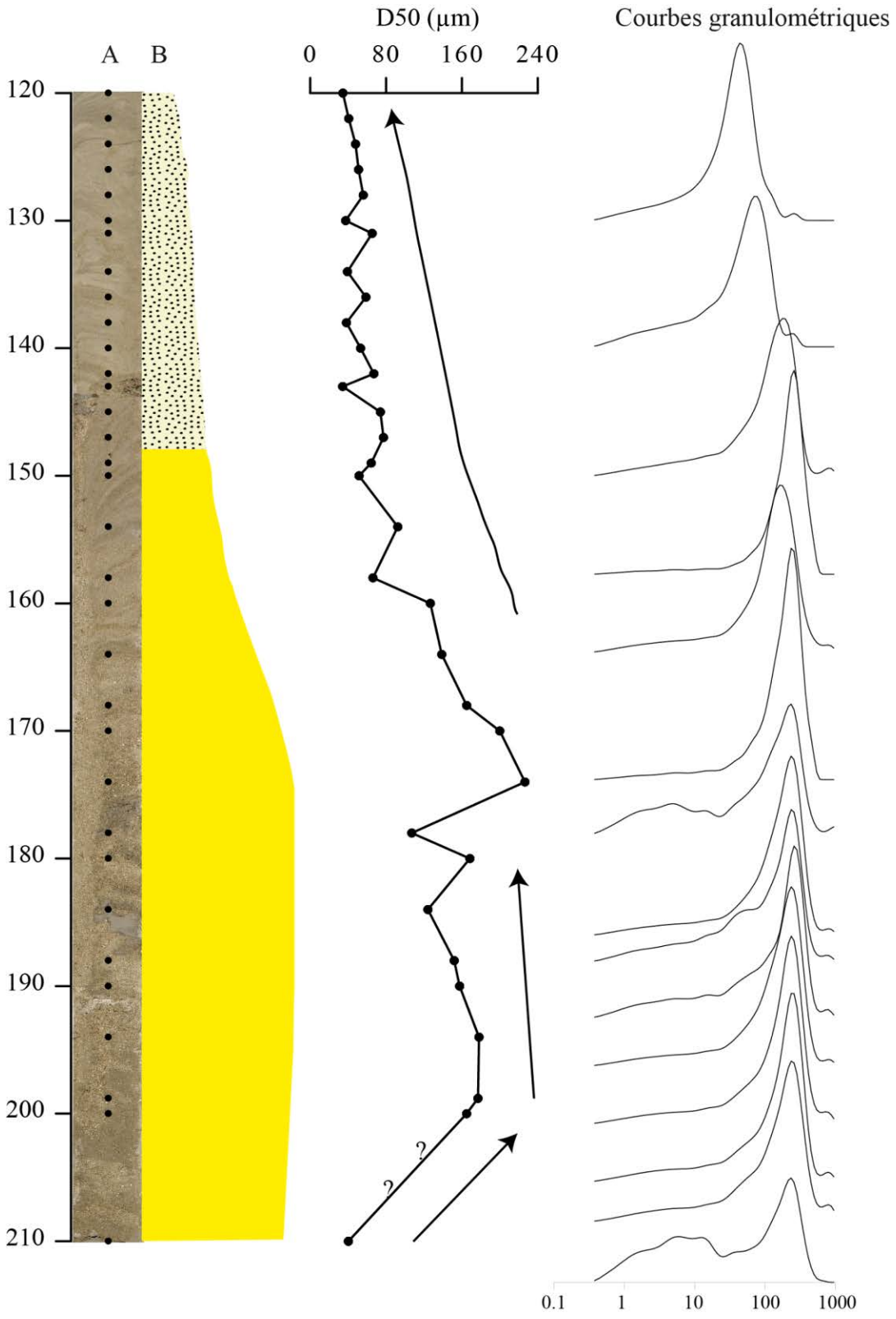


Figure V-34: Lithofaciès 4f correspondant aux turbidites sablo-silteuses caractéristiques des lobes distaux illustrés par la carotte KS74. A: photographie et B: interprétation lithologique.

V.2.1.2.2. Lithofaciès 5, dépôts en masse

Le lithofacies 5 est caractérisé par une fraction argilo-silteuse proche de celle des lithofaciès 1, 2 et 3 dans laquelle s'intercalent des lamines silteuses. Les structures sédimentaires montrent une déformation caractérisée par des plis verticaux ou horizontaux et par des lamines obliques (Fig. V-35).

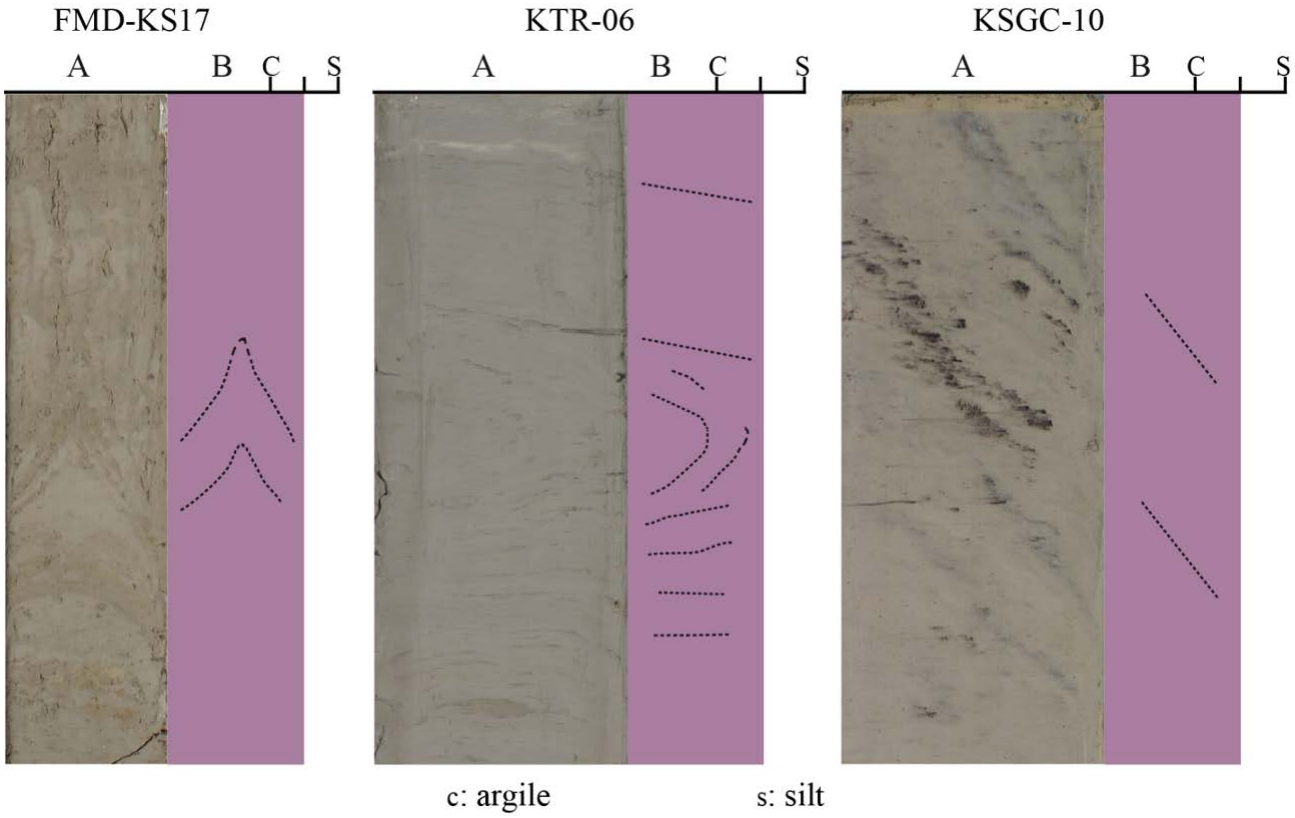


Figure V-35: Illustration du lithofaciès 5 associé aux glissements. A: photographie et B: l'interprétation lithologique.

V.2.2. Interprétation des lithofaciès et répartition spatio-temporelle des processus de dépôt

L'analyse sédimentaire que nous venons de présenter met en évidence trois grands types de sédimentation dans le système turbiditique du Rhône : une sédimentation pélagique à hémipélagique, une sédimentation de type turbiditique et enfin une sédimentation de type dépôt en masse (Fig. V-36).

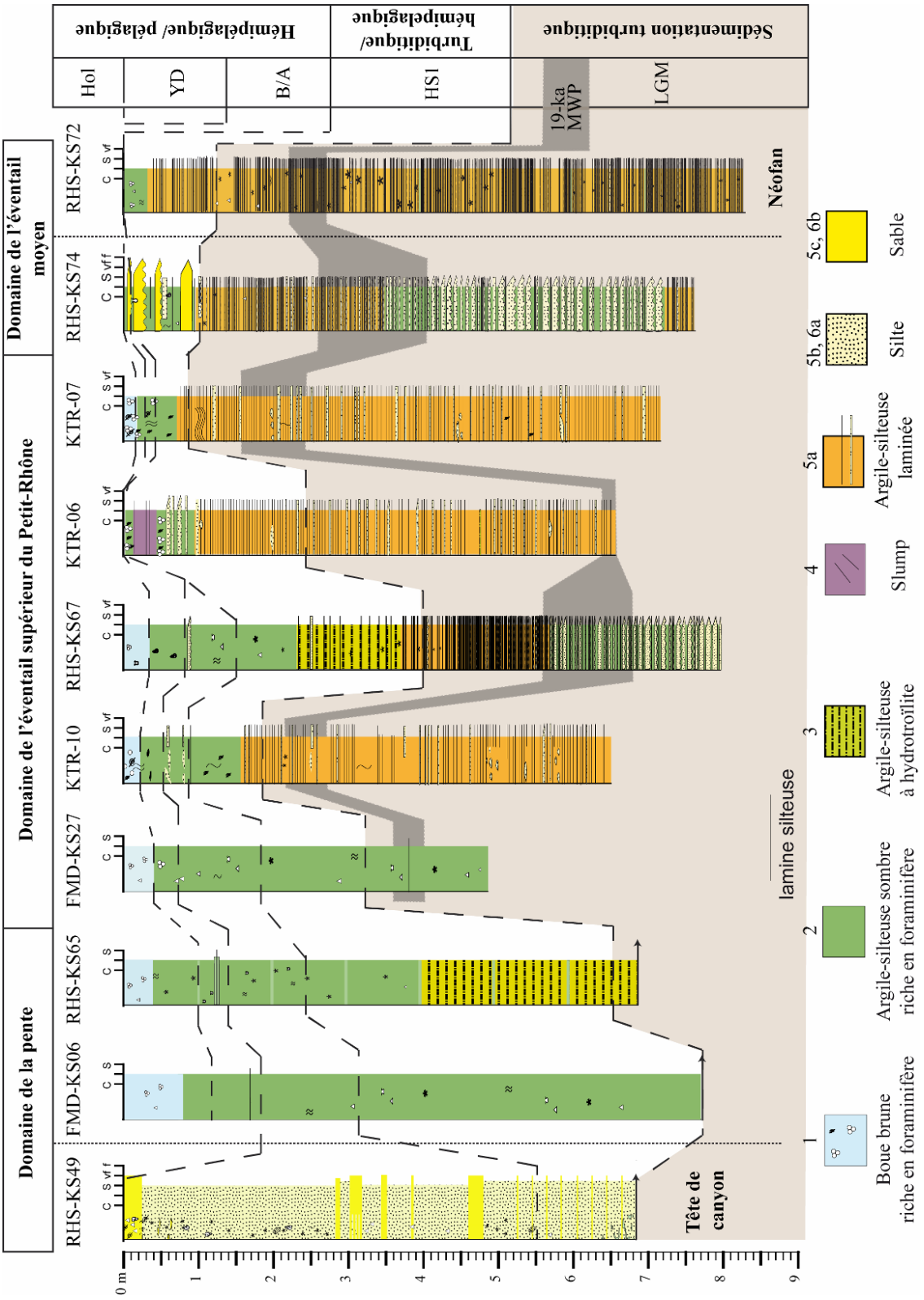


Figure V-36: Logs lithologiques des carottes du système turbiditique du Rhône. La répartition temporelle des lithofaciès est faite sur la base du modèle d'âge de chaque carotte. Les chiffres de 1 à 6 correspondent aux lithofaciès.

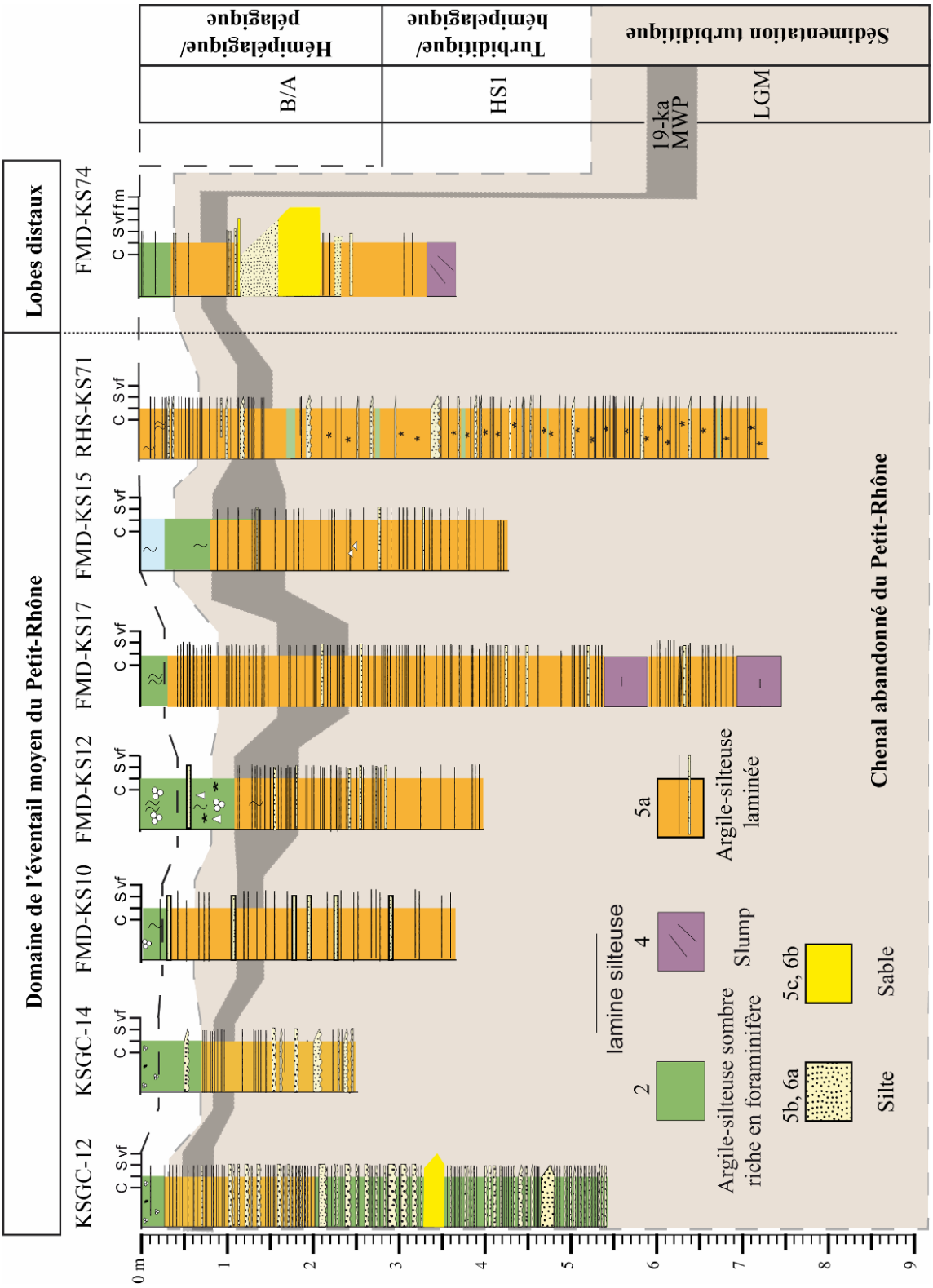


Figure V-37: Logs lithologiques des carottes situées dans la partie du chenal abandonné et dans les lobes distaux. La répartition temporelle des lithofaciès est faite sur la base du modèle d'âge de chaque carotte. Les chiffres de 1 à 6 correspondent aux lithofaciès.

V.2.2.1. Sédimentation hémipélagique glaciaire et postglaciaire

Le lithofaciès 1 correspond aux dépôts holocènes à dominante pélagique venant draper les dépôts terrigènes glaciaires et postglaciaires. Ce lithofaciès est visible à l'échelle de la pente et du bassin profond où il représente une épaisseur de quelques dizaines de centimètres. Au pied de la pente et sur le système turbiditique, la base du lithofaciès est datée à 11 ka cal. BP et correspond à l'arrêt des apports terrigènes après la remontée du niveau marin (Beaudouin et al. 2004 ; Bonnel et al. 2005 ; Dennielou et al. 2009). En conséquence, il correspond également à une forte baisse des taux de sédimentation. Sur le haut de pente (300 m de profondeur) ce faciès est également décrit et interprété comme des niveaux condensés (Sierro et al. 2009) et utilisé comme un marqueur des fluctuations du niveau de mer.

Le lithofaciès 2a est observé sur l'ensemble des carottes étudiées. Il correspond à l'intervalle de temps généralement compris entre 15 ka et 11 ka cal. BP mais pouvant être présent dès 18 ka BP ou durant le DMG. Ce lithofaciès caractérise les dépôts hémipélagiques glaciaires et déglaciaires. Sa répartition est contrôlée par l'arrêt de l'activité turbiditique (postglaciaire) et par la distance par rapport à la vallée et au chenal turbiditique, comme c'est le cas pour les carottes FMD-KS06, FMD-KS10, FMD-KS12, FMD-KS15, FMD-KS17, FMD-KS27, FMD-KS74, et KSGC-14 (Fig. V-35).

Le lithofaciès 2b, observé sur la carotte KTR-02 en pied de pente, est un faciès hémipélagique plus terrigène que le lithofaciès 2a. Il correspond également un intervalle chrono-stratigraphique plus ancien, probablement associé au stade isotopique MIS 3 (40-50 ka cal. BP). Ce lithofaciès n'a été échantillonné dans aucune autre carotte sédimentaire.

Le lithofaciès 3 n'est décrit que sur la carotte RHS-KS65, située sur une terrasse du canyon, et la carotte RHS-KS67, située dans la vallée turbiditique, et toutes deux situées en amont du système turbiditique. Il se distingue du lithofaciès 2 par l'abondance de petites poches de pyrite pouvant être légèrement organisées en lamines. Ce lithofaciès correspond à l'intervalle chronostratigraphique entre 18.5 et 15 ka cal. BP et caractérise la transition entre une sédimentation turbiditique (DMG) et une sédimentation hémipélagique correspondant au lithofaciès 2. Le lithofaciès confirme la proximité avec une source sédimentaire permettant les apports riches en matière organique. Le contenue faunistique de ce lithofaciès (cf. chapitre IV) suggère une sédimentation par décantation d'un panache turbide de surface. Un faciès laminé similaire a été décrit dans le Golfe de Gascogne et interprété comme le résultat de forts apports terrigènes glaciaires postglaciaires pouvant être déclenchés par le *cascading* d'un néphéloïde durant des décharges fluviatiles saisonnières (Zaragosi et al. 2006).

V.2.2.2. Sédimentation turbiditique entre 24 et 18.5 ka cal

Les lithofaciès 4a, 4b et 4c montrent des termes décrits dans la séquence de Bouma (1962) et de Stow and Piper (1984). La granulométrie argilo-silteuse (dans 80% du lithofaciès la taille des particules est inférieure à 63 µm) permet de les interpréter comme des turbidites argilo-silteuse/silto-argileuse (Piper and Stow, 1991; Shanmugam, 1997; Stow and Piper, 1984; Stow and Shanmugam, 1980) déposées par des courants de faible densité ayant circulés dans le canyon et le chenal du Petit-Rhône. Les séquences ainsi constituées (T_d et T_e ou T_3 et T_4) sont le résultat du débordement de la partie sommitale d'un courant turbiditique circulant dans le chenal du Petit-Rhône. La base silteuse correspond au terme T_c de la séquence de Bouma (Bouma, 1962) ou le T_0 (Stow and Shanmugam, 1980). Le sommet hémipélagique est assimilable au terme Te de la séquence de Bouma (1962) ou E3 selon Stow et Piper (1984). La succession de ces séquences silto-argileuses traduit le passage de plusieurs courants de turbidités circulant dans le chenal. Les lithofaciès 4a, 4b et 4c sont absents des carottes les plus éloignées du thalweg et de la vallée turbiditique (FMD-KS06, FMD-KS27, KTR-02). Lorsque le lithofaciès 4 est observé, les lithofaciès laminés (4a et 4b) sont plus fréquents dans les carottes en dehors de la vallée turbiditique (KTR-07, KTR10) ou éloignées du thalweg (KTR-06, FMD-KS10, FMD-KS12, FMD-KS15, FMD-KS17, RHS-KS72).

Le lithofaciès 4d montre des tailles de grain similaires mais caractérisé par un granoclassement inverse à la base puis normal au sommet qui permet de l'interpréter comme des hyperpycnites (Mulder and Syvitski, 1995; Mulder et al., 2003). Ce faciès est observé à la base de la carotte RHS-KS67, RHS-KS74. Néanmoins certains faciès à la base des carottes KSGC-12 et de la carotte MD99-2344 (Dennielou et al. 2006) semblent similaires (taille des grains et épaisseur) malgré l'absence de granoclassement inverse. Ces carottes sont toutes situées très proches du thalweg. Le lithofaciès 4d est décrit pendant l'intervalle de temps 23-19 ka cal. BP

Le lithofaciès 4e, correspondant à des sables fins granoclassés et n'est observé que dans la carotte RHS-KS74, située dans la vallée turbiditique, à proximité du thalweg. Un lithofaciès similaire a été décrit au pied de pente, entre le néofan et la Ride Pyréneo-Langudocienne (Dennielou et al., 2009). Ces sables se sont déposés après le début de la remontée du niveau marin, entre 18 ka et 0.9 ka (Dennielou et al., 2009). Ils sont interprétés comme des remobilisations de sables de rebord de plateau, dont le déclenchement peut être lié à l'hydrodynamisme de rebord de plateau, en lien avec des épisodes de tempête et de cascading (Gaudin et al., 2006).

Le lithofaciès 4f correspond à la séquence observée sur la carotte FLUMED-KS74 au niveau d'un lobe, à l'extrémité du chenal abandonné suite à l'avulsion du néochenal. L'épaisseur de la séquence (90 cm), les indices de fluctuation du courant (lamines avec fluctuation de la taille des grains) et la présence de galets mous à la base montrent qu'il s'agit d'une turbidite sableuse. Ce type de dépôt n'a été observé qu'à l'extrémité du chenal et montre ainsi une très forte analogie avec les faciès similaires décrits sur les lobes terminaux du Nil (Migeon et al., 2010). Ce dépôt démontre la capacité de transport du sable sur de grandes distances et son dépôt à l'extrémité des chenaux comme cela a également été décrit dans les lobes distaux de l'Amazone (Jégou 2008), probablement en lien avec la perte de confinement des écoulements. La présence des galets mous et anguleux de composition hémipélagique démontre le pouvoir érosif de ces écoulements.

Les lithofaciès turbiditiques sont décrits durant le DMG, comme montré par des travaux antérieurs (Droz, 1983; Droz et al., 2006; Fanget, 2009; Jouet et al., 2008; Mear and Gensous, 1993; Torres, 1995) et se prolongent de façon sporadique jusqu'au début du Bolling-Allerod (cf. carottes KSGC12, KTR-06 ou RHS-KS71), mais la très forte diminution se situe dès la fin du dernier maximum glaciaire vers 18 ka cal. BP comme déjà indiqué sur le néofan (Bonnel et al. 2005). Le lithofaciès 4d (hyperpycnites) est observé au DMG jusqu'à environ 19,5 ka cal. BP (cf. Chapitre IV pour plus de détail).

V.2.2.3. Les dépôts en masse

Le lithofaciès 5 montre une préservation des structures sédimentaires et des déformations indicatives d'une déformation plastique. Cela permet d'interpréter ce faciès comme un dépôt en masse de type slide ou slump (Mulder and Cochonat, 1996). Les dépôts décrits sur la carotte KSGC-10 ont été prélevés sur la partie latérale de la levée du néofan (Fig. V-37). Ils sont interprétés par Dennielou et al. (2009) comme les dépôts de la grande masse glissée décrite sur le flanc ouest du système turbiditique du Rhône (Coutellier, 1985; Droz and Bellaiche, 1985). Le dépôt décrit sur les carottes FMD-KS17 et KTR-06 (Fig. V-37) consiste en séquences de 30 à 50 cm intercalés dans des faciès turbiditiques ou pélagiques. Sur le site de la carotte KTR-06, ce faciès est cohérent avec la morphologie des fonds qui indique la présence de multiples escarpements interprétés comme des cicatrices d'arrachement et des masses glissées (Fig. V-1 et Fanget 2009). Les déformations observées sur la carotte KTR-06 montrent le caractère rotationnel de la déformation et suggèrent donc qu'il s'agit d'un slump.

V.3. Taux de sédimentation et fréquence des turbidites

V.3.1. Les taux de sédimentation

L'ensemble des carottes collectées le long du STR et pour lesquelles un modèle d'âge a pu être établi met en évidence des taux de sédimentations cohérents avec l'évolution de la sédimentation turbiditique au sein du système comme le montre la figure V-38.

Les fluctuations des taux de sédimentation, telles qu'elles sont montrées dans la figure V-38, mettent en évidence trois caractéristiques majeures qui illustrent la fluctuation spatio-temporelle des apports rhodaniens dans le système. (1) Les taux de sédimentations sont plus importants entre 23 et 18.5 ka en lien avec l'activité turbiditique. En dehors des carottes RHS-KS49, RHS-KS72 et KTR-06, dont les taux avoisinent 1000 $cm.ka^{-1}$ dans les lithofaciès turbiditiques, ils sont en moyenne compris entre 100 et 300 $cm.ka^{-1}$. (2) Au sein du système, les taux de sédimentations sont plus importants en amont du système à cause de la proximité de la source sédimentaire. Pendant la période d'activité du STR, les taux de sédimentation sont plus importants dans le dernier chenal actif que dans le chenal abandonné. Cela peut être également justifié par l'avulsion du chenal qui a entraîné la migration des écoulements turbiditiques vers le néochenal. Après la période active du STR (après 18.5 ka), les taux restent toujours élevés en amont comme le montre les carottes hémipélagiques (Fig. V-38a). (3) les taux holocènes sont les plus bas fluctuant entre 0 et 20 $cm.ka^{-1}$. Ils traduisent une sédimentation essentiellement pélagique marquée par la présence d'un niveau condensé au sommet des carottes.

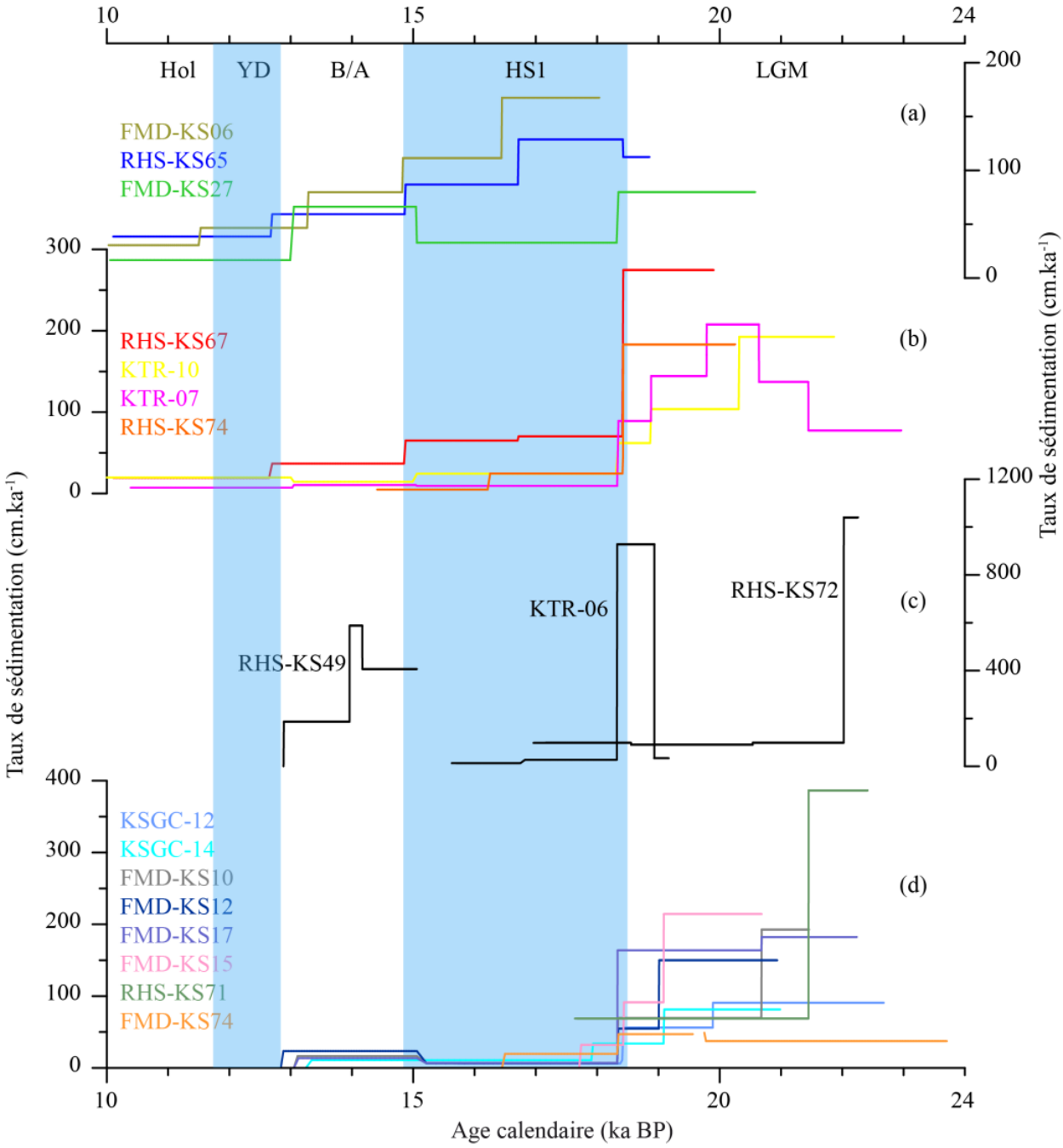


Figure V-38: Taux de sédimentation des carottes du STR possédant un modèle d'âge: (a) les carottes hémipélagiques localisées sur les terrasses du canyon, (b) carottes turbiditiques située en amont du point d'avulsion, (c) carottes dont le modèle d'âge repose sur les âges ^{14}C, (d) carottes localisées dans le chenal abandonné.

V.3.2.Les fréquences des turbidites

Elles permettent de quantifier l'activité turbiditique du STR en comptant le nombre de turbidites pour chaque intervalle de 250 ans. Dans cette quantification, une distinction est faite

entre les turbidites épaisses (>1 mm) et les lamines silteuses (≤ 1 mm). Le comptage est toutefois sous-estimé car il est difficile d'identifier toutes les lamines silteuses dans un lithofaciès très laminé (en moyenne 1 turb/cm, litofaciès 4b). De façon générale, les fréquences de turbidites varient entre 1 et 60 turb/250 ans avec des exceptions pour les carottes RHS-KS74 et KTR-06 où elles atteignent 120 turb/ 250 ans (Fig. V-39), ou encore les carottes KSGC-14 et FMD-KS74 montrant des fréquences > 10 turb/250 ans (Fig. V-40). Trois grandes périodes se dégagent par rapport aux variations des fréquences de turbidites dans le système, cohérentes avec l'évolution de la sédimentation. (1) de 23 à 21 ka cal. BP, les fréquences bien que faibles (~10 turb/250 ans, carotte KSGC-12) sont dominées par les turbidites épaisses. Dans le dernier chenal actif, les fréquences des turbidites épaisses décroissent progressivement de 15 à 1 turb/250 ans entre 22 et 21 ka cal. BP. (2) de 21 à 20 ka cal. BP, les fréquences sont en moyenne autour de 30 turb/250 ans (lamines) dans le dernier chenal actif et entre 5 et 20 turb/250 ans le long du chenal abandonné. (3) de 20 à 19 ka cal. BP, la fréquence des turbidites épaisses augmente sur les carottes proches du thalweg (RHS-KS67 et RHS-KS74) avec des valeurs proches de 30 turb/250 ans. Dans la partie du chenal abandonné elles ne montrent pas de réel changement. (4) de 19 à 18.5 ka cal. BP, les fréquences des turbidites augmentent le long du dernier chenal actif avant de chuter brusquement autour de 18.5 ka cal. BP marquant l'arrêt de l'activité turbiditique dans le STR. Après 18.5 ka cal. BP, on compte environ 1 à 2 turb/250 ans sur certains sites (FMD-KS10, KSGC-14, RHS-KS74, RHS-KS67 et KTR-10) jusqu'à la fin du HS1 (~15 ka). Des rares évènements turbiditiques avec des fréquences plus faibles sont encore visibles pendant le Bolling-Allerod sur les carottes RHS-KS67 et KTR-10 en amont du système (Fig. V-36).

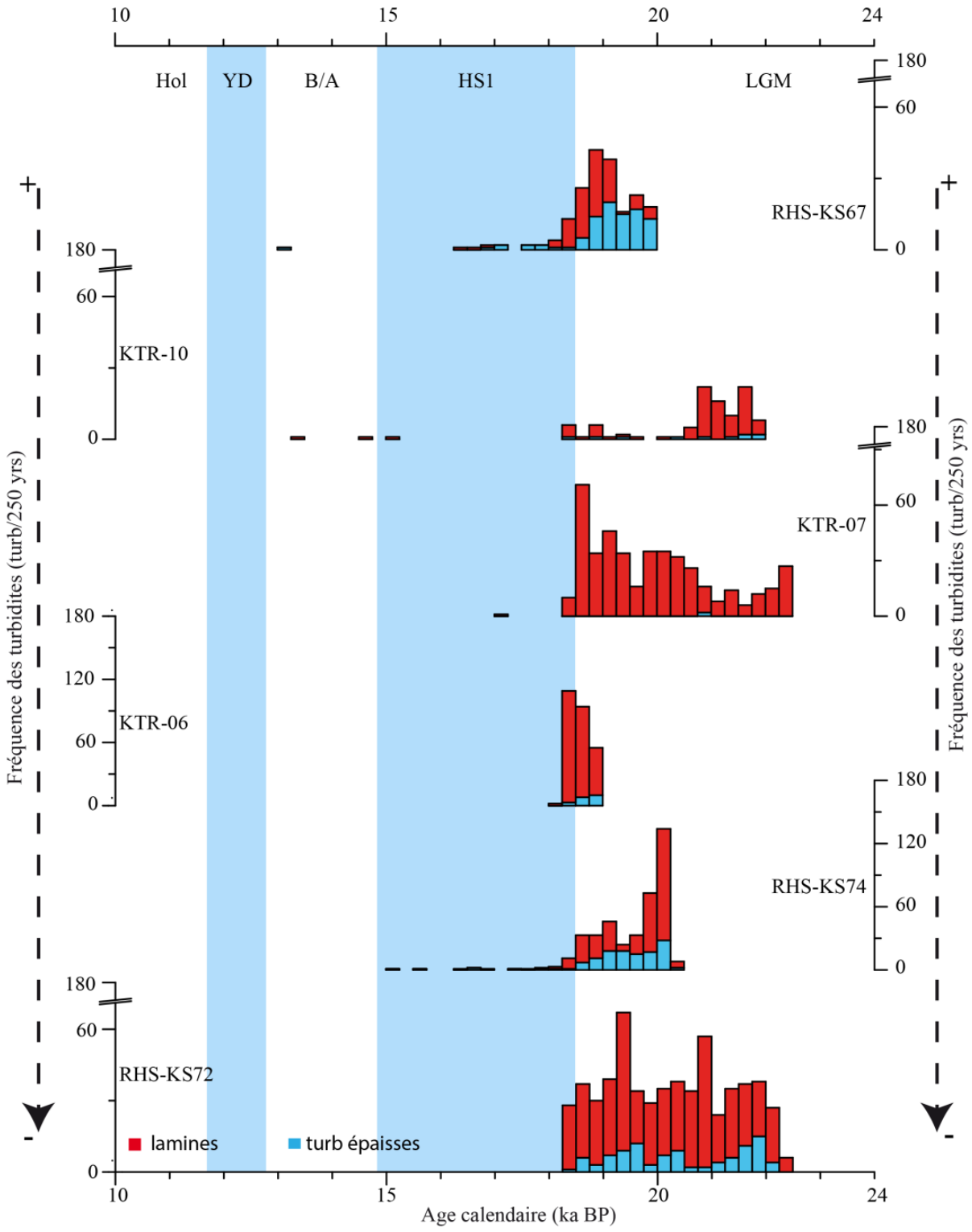


Figure V-39: Fréquences des turbidites des carottes situées le long du dernier chenal actif du STR. Le sens des flèches indique le classement des carottes de la plus proximale à la plus distale.

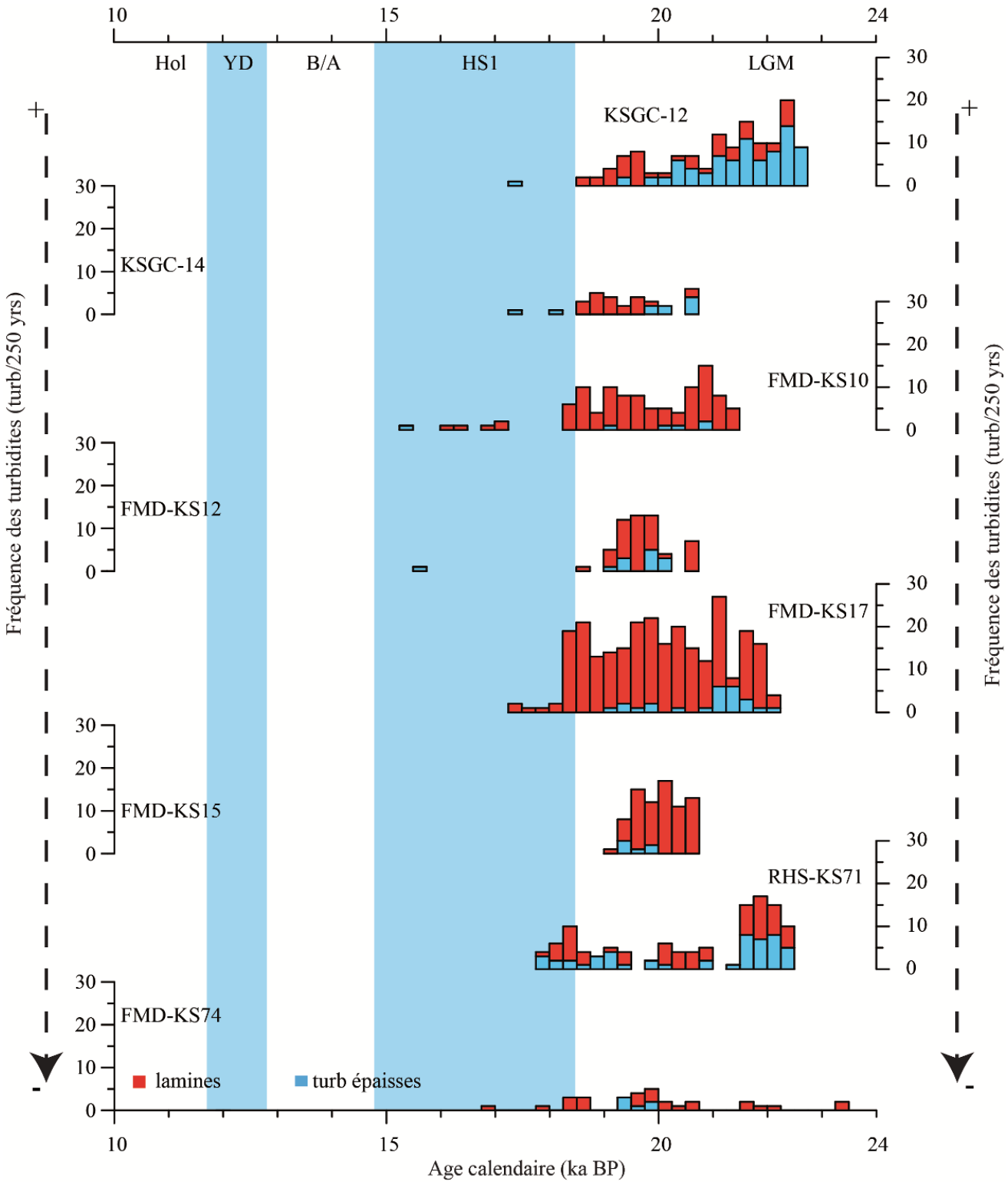


Figure V-40: Fréquences de turbidites des carottes situées le long du chenal abandonné du STR. Le sens des flèches indique le classement des carottes de la plus proximale à la plus distale.

Conclusion

Les approches sédimentologiques et chronostratigraphiques sur les carottes RHS-KS65 et RHS-KS67 ont permis de caractériser l'évolution des lithofaciès et des processus sédimentaires dans la partie amont du système turbiditique du Rhône (STR) au cours des derniers 20 ka cal. BP. La même méthodologie a été appliquée à l'ensemble du système sur 19 carottes supplémentaires réparties le long du système chenal-levées, de la pente continentale et d'un lobe distal. L'utilisation des courbes de variations $\delta^{18}O$ et des datations radiocarbones, a été complétée par le rapport Ca/Fe (rapport biogène/terrigène) obtenu par les analyses au scanner XRF (mesures semi-quantitatives en continu). Cela a permis d'augmenter considérablement le nombre de carottes disposant d'un modèle d'âge. Bien que les approches chrono-stratigraphiques aient donné des résultats satisfaisants pour l'établissement d'un cadre chronologique robuste, pour certaines carottes n'ont pu être exploitées. Cela met en évidence les limites de leurs utilisations dans les environnements turbiditiques en particulier en lien avec la capacité à distinguer les niveaux hémipélagiques.

Les principales observations sont les suivantes :

- Trois types de lithofaciès ont été observés : pélagique, turbiditique et dépôts en masse
- Les turbidites montrent 2 lithofaciès distinct : les turbidites « fines » de type Bouma et les hyperpycnites
- La transition vers des hyperpycnites vers les turbidites « Bouma » se fait vers 19.5 ka cal. BP.
- Le système turbiditique est actif au cours du DMG mais son activité chute ou stoppe vers 18.5 ka cal. BP. Une faible activité turbiditique persiste jusqu'à environ 16 ka cal. BP sur certains sites Le Stade de Heinrich 1 (HS1) correspond ainsi une phase de transition entre une sédimentation turbiditique et une sédimentation hémipélagique.
- Après 15 cal. BP, le système n'est plus actif, une sédimentation hémipélagique/pélagique s'y installe.
- Une sédimentation type turbidites silto-sableuses persiste après 18 ka, probablement en relation avec la remobilisation de sable en rebord de plateau (Dennielou et al. 2009).

Chapitre. VI Facteurs de contrôle sur la sédimentation dans le système turbiditique du Rhône au cours des derniers 24 ka

Introduction

L'analyse sédimentaire des carottes disponibles (Figs. VI-1 et 2) collectées au sein du système turbiditique du Rhône a révélé des fluctuations importantes aussi bien dans les processus sédimentaires que dans la distribution des lithofaciès. Ces fluctuations sont marquées par l'absence de lithofaciès turbiditiques sur certaines carottes, un changement dans les processus à l'origine des courants de turbidité et enfin par un arrêt de l'activité turbiditique autour de 18 ka cal. BP. En replaçant cet enregistrement sédimentaire dans le temps (les derniers 24 ka cal. BP) et l'espace (le système dans sa complexité morphologique), l'objectif de ce chapitre sera de caractériser, de comprendre et de quantifier : 1) la répartition des lithofaciès et des processus de dépôt ; 2) les facteurs qui contrôlent le transfert sédimentaire dans le système turbiditique du Rhône.

Parmi les facteurs de contrôle qui influent sur l'activité turbiditique, une distinction sera faite entre les contrôles externes agissant à l'échelle temporelle et les contrôles internes qui auront une influence dans la répartition spatiale des faciès sédimentaires.

VI.1. Facteurs de contrôle externes : niveau marin versus flux sédimentaires

Trois facteurs, variables dans le temps, contrôlant les dépôts sédimentaires sur les marges passives sont communément reconnus : l'eustatisme, la subsidence et le flux sédimentaire ou le climat (Bonneau et al., 2014; Bouma, 2001; Covault and Graham, 2010; Posamentier and Vail, 1988; Stow et al., 1983). Dans le Golfe du Lion, les fluctuations du niveau marin ainsi que les flux sédimentaires, notamment ceux du Rhône, sont principalement évoqués pour comprendre la sédimentation des derniers 30 ka cal. BP (Fanget et al., 2014; Jouet, 2007; Jouet et al., 2006; Kettner and Syvitski, 2009). Par conséquent, l'enregistrement sédimentaire au sein du système turbiditique du Rhône sera comparé aux fluctuations du niveau marin et au flux sédimentaire du Rhône au cours des derniers 24 ka cal. BP.

L'enregistrement turbiditique sera exprimé en fréquences de turbidites pour chaque tranche de 250 ans. Une distinction entre les turbidites dites épaisses et les lamines a été faite lors des comptages de turbidites.

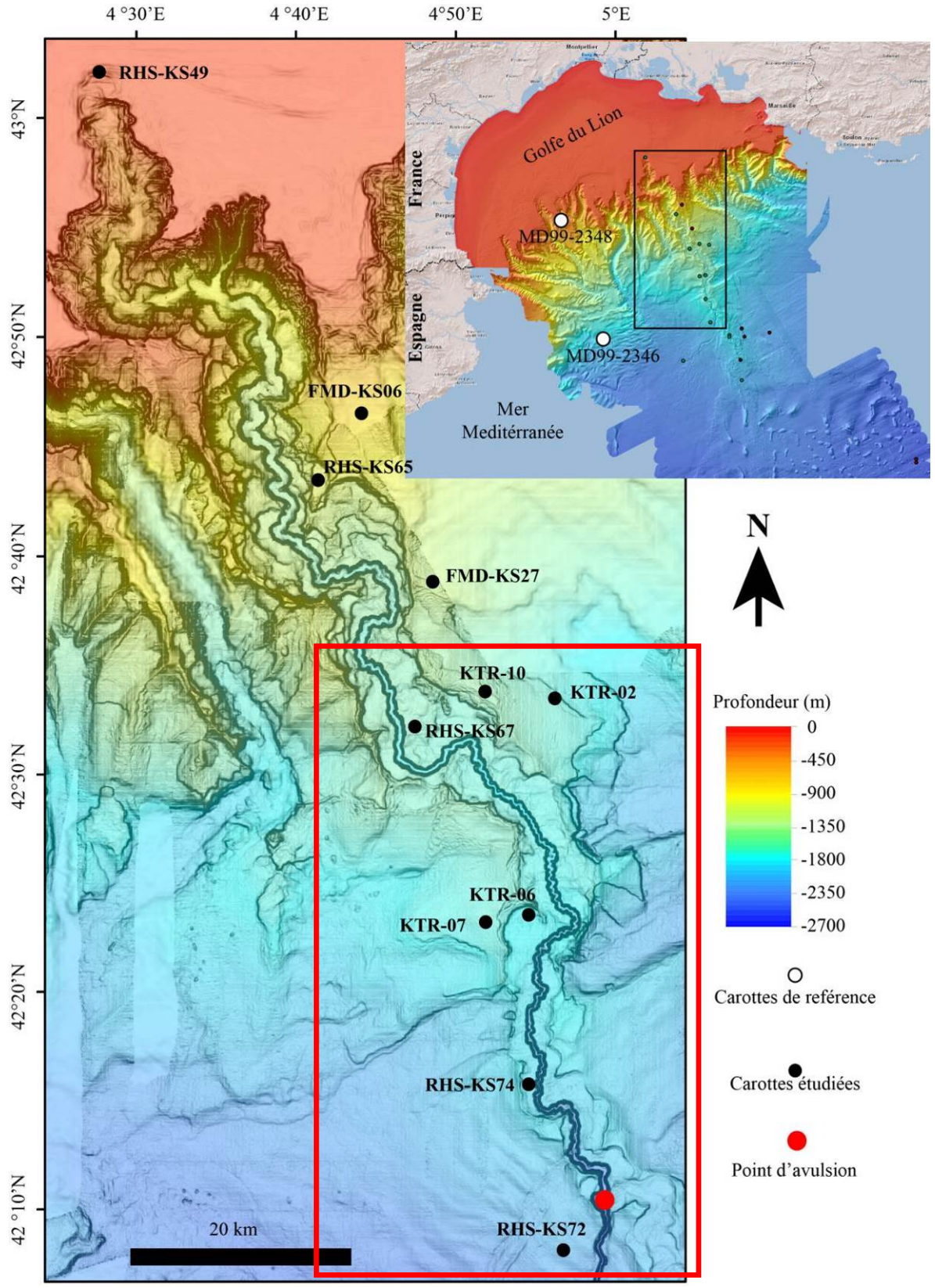


Figure VI-1: Localisation des carottes disponibles le long du dernier chenal actif du système turbiditique du Rhône. Le rectangle rouge correspond aux carottes présentant des turbidites (voir détail figure VI-12).

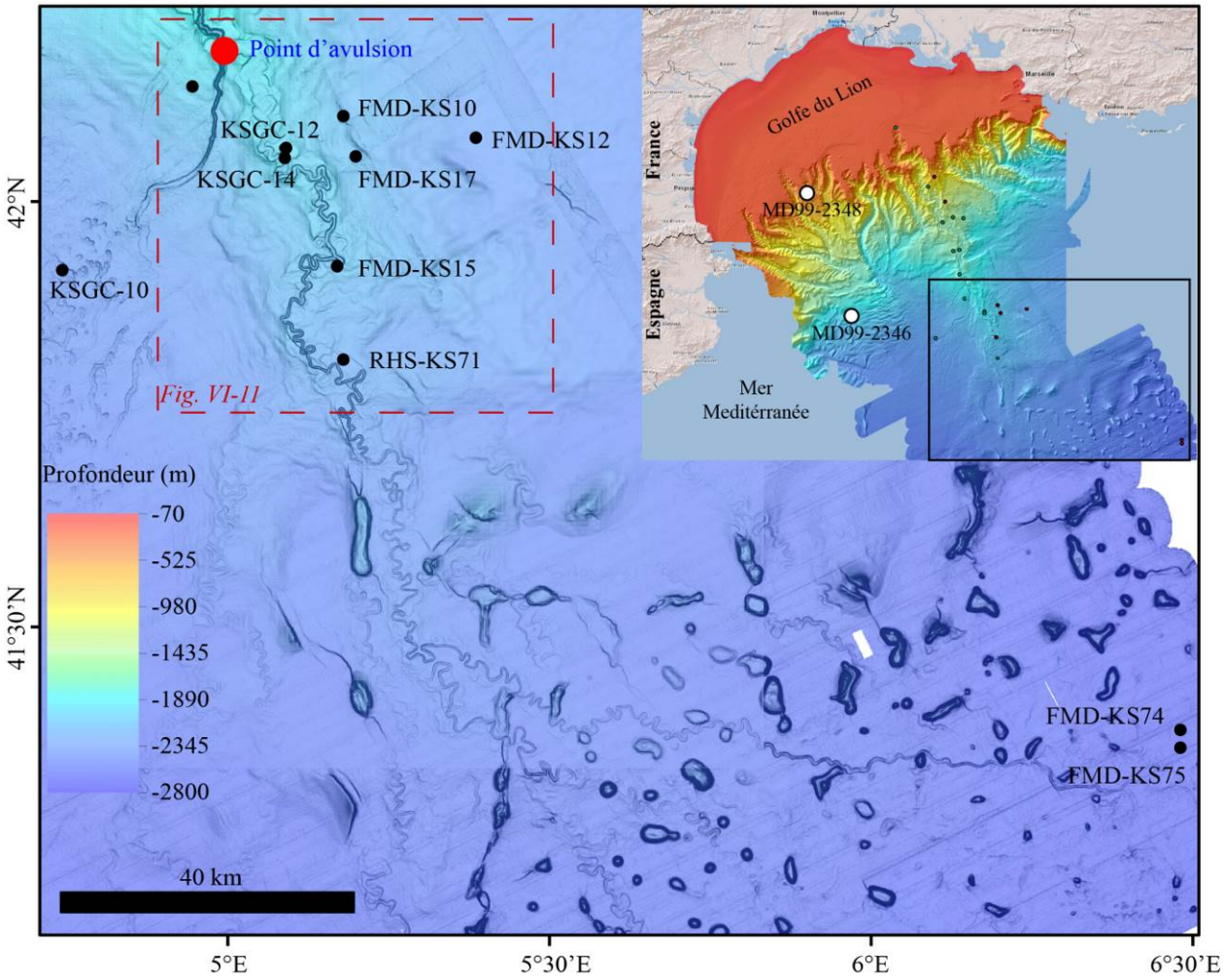


Figure VI-2: Localisation des carottes étudiées dans la partie du chenal abandonné après l'avulsion du néochenal.

VI.1.1. Rôle du niveau marin sur les fluctuations des apports sédimentaires dans le système

L'étude faite sur les carottes RHS-KS65 et RHS-KS67 a permis de mettre en évidence une relation entre les fréquences des turbidites, la présence des hyperpycnites et les variations du niveau marin (Lombo Tombo et al., 2015). Au sens de Covault et Graham (2010), le système turbiditique du Rhône devrait être classé parmi les systèmes actifs en bas niveau marin. Par conséquent, le fonctionnement du canyon du Petit-Rhône serait maximal en cette période.

Considérés comme des conduits naturels dans le transfert sédimentaire vers le domaine profond (Shepard and Dill, 1966), les canyons vont influencer les processus océanographiques, le transport sédimentaire ainsi que la productivité (Huang et al., 2014). Connectés à une source sédimentaire (apports fluviaux, dérive littorale ou instabilité sur la pente), ils acheminent le sédiment jusqu'en pied de pente. Les canyons sont alors qualifiés

d'actifs, et par association l'ensemble du système turbiditique. La plupart des canyons se caractérisent par un fonctionnement de type « *on/off* » en lien avec le déplacement de la source sédimentaire (l'embouchure des fleuves), elle-même régit par les variations du niveau marin relatif (Covault, 2011; Normark, 1974; Normark et al., 2006). En agissant sur le rapprochement ou l'éloignement de la source sédimentaire par rapport à la tête de canyon, le niveau marin relatif contrôle la connexion du canyon avec la source. Néanmoins, dans certaines configurations comme celles du système du Congo (Babonneau et al., 2002; Khripounoff et al., 2003) ou du Var (Bonneau et al., 2014; Jorry et al., 2011; Mas, 2009; Migeon et al., 2006), la connexion entre le canyon et la source sédimentaire est quasi permanente à tous stades de variations du niveau marin. Le STR ne rentre pas dans ces cas particuliers des systèmes avec des plateaux continentaux très réduits. Sa morphologie montre un large plateau continental, de l'ordre de 70 km à la longitude du canyon du Petit Rhône. (Droz, 1983; Droz et al., 2006). Les études précédentes le classent parmi les systèmes actifs en bas niveau marin (Normark et al., 1983; Torres, 1995) avec un arrêt de l'activité turbiditique estimé à 18.4 ka cal. BP (Bonnel et al., 2005; Dennielou et al., 2009). Cette âge correspond à l'arrêt de l'activité turbiditique marquée par des apports direct du Rhône au système, concomitante avec la remontée du niveau marin (Dennielou et al., 2009; Hanebuth et al., 2000). La chronologie de l'activité turbiditique au sein de tout le système, telle que nous pouvons désormais l'établir, est cohérente avec ces études (Figs. VI-3 et 4). Nous pouvons préciser que la fin de l'activité turbiditique est datée à 18,5±0,5 ka cal. BP, indépendamment de la position des carottes au sein du système. Cette observation conforte ainsi l'hypothèse d'un facteur de contrôle majeur sur la sédimentation. Depuis la fin du Dernier Maximum Glaciaire (DMG), la remontée du niveau marin relatif a été ponctuée par plusieurs phases d'accélérations communément appelées *meltwater pulses* (Bard et al., 2010; Clark et al., 2009; Clark et al., 2004; Hanebuth et al., 2000; Yokoyama et al., 2001). Sur la base de l'enregistrement sédimentaire sur les carottes étudiées (24-18 ka cal. BP), une de ces accélérations nous intéresse toute particulièrement : le *meltwater pulse* situé autour de 19 ka cal. BP (19-ka MWP). Il est assimilé à une augmentation rapide du niveau marin de 5 à 10 m en 500 ans environ (Clark et al., 2012; Lambeck et al., 2014).

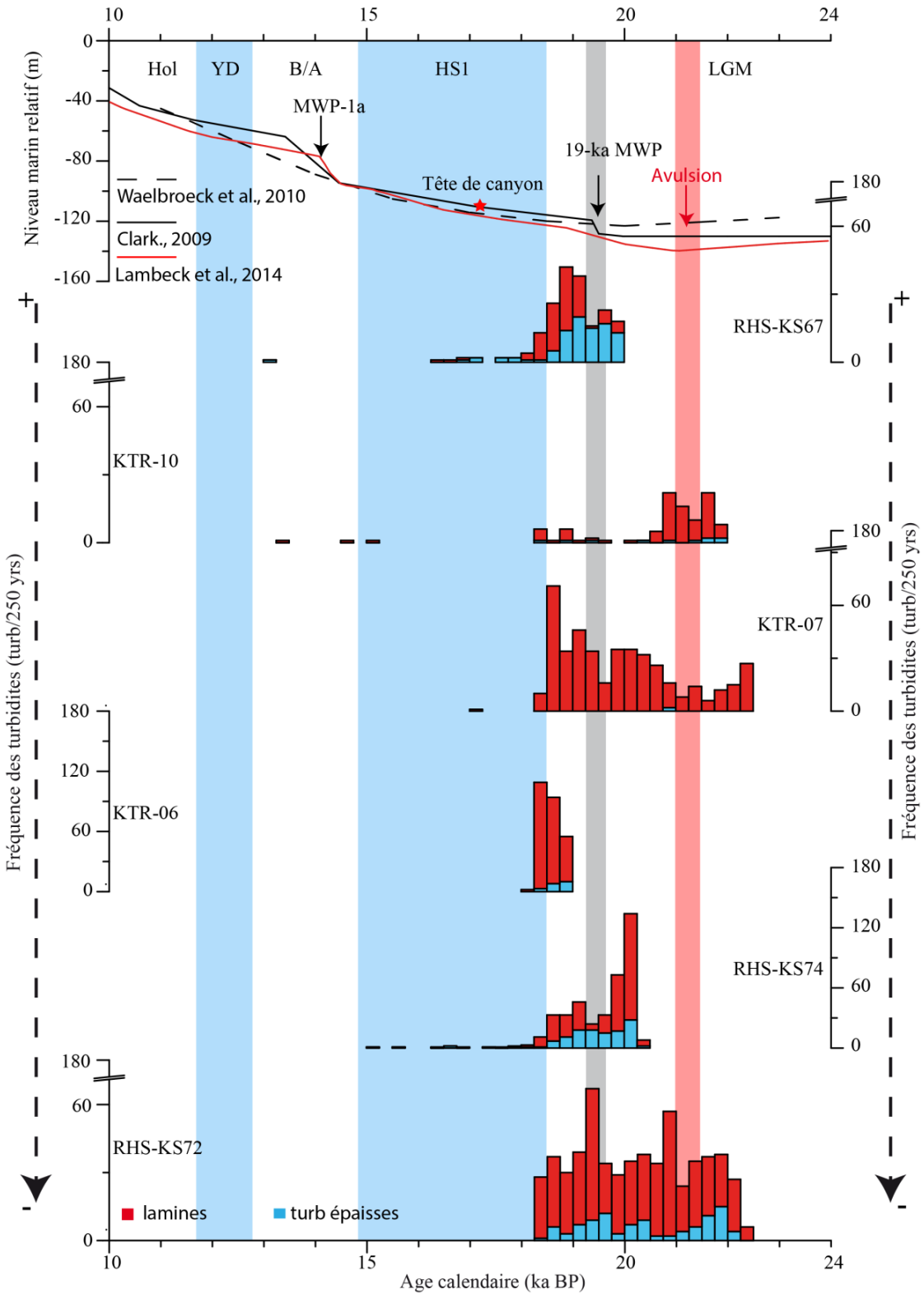


Figure VI-3: Comparaison de l'activité turbiditique exprimée en fréquence de turbidites des carottes du chenal et Néochenal du Petit-Rhône par rapport aux variations du niveau marin relatif entre 24 et 10 ka cal. BP. Le sens des flèches indique l'arrangement des carottes des plus proximales vers les plus distales.

L'étude de nos carottes montre que le 19-ka MWP a entraîné un changement tant dans les lithofaciès turbiditiques que dans les fréquences des turbidites (Figs. V-36, VI-3 ; 4 et 3).

Il se marque le passage des lits turbiditiques pluri-centimétriques (1 à 120 cm) à des lamines turbiditiques millimétriques à pluri-millimétriques. Les premières peuvent, sur plusieurs carottes (RHS-KS67, RHS-KS74, KSGC-12 ou FMD-KS74), être associées à des écoulements hyperpycnaux. Selon la littérature (Mulder et al., 2003; Plink-Björklund and Steel, 2004; Warrick and Milliman, 2003) La présence des hyperpycnites atteste d'une connexion directe du fleuve avec le canyon. Cette connexion, dont les empreintes ont été mises en évidence sur le plateau externe et interne (Berné et al., 2007; Jouet, 2007), est donc également enregistré dans les turbidites durant le dernier maximum glaciaire et jusqu'à environ 19 ka cal. BP (Clark et al., 2009; Lambeck and Bard, 2000; Rothwell et al., 2000). Ensuite, l'enregistrement turbiditique se compose majoritairement de lamines silteuses avec des fréquences pouvant atteindre 120 lamines par 250 ans (Figs. VI-3 et 4). On observe corrélativement une diminution progressive des épaisseurs de turbidites conduisant à un changement de lithofaciès (Fig. VI-5), certainement associée à une modification dans les processus à l'origine des courants de turbidités. Avant le 19-ka MWP, le Rhône directement connecté au canyon pouvait déverser sa charge sédimentaire directement dans le système turbiditique. Ces décharges importantes ont généré des courants hyperpycnaux, et entraîné des taux de sédimentation élevés (Fig. VI-4). Après le 19-ka MWP, les turbidites, au sens de Bouma (1962), ne sont plus liées aux apports directs du Rhône, mais aux instabilités sur la tête de canyon, encore alimentée par les panaches turbides (hypopycnaux). Jusqu'à environ 18.5 ka cal. BP, ce phénomène est à l'origine d'une activité turbiditique encore forte, atteignant au moins 120 turbidites par 250 ans. Cependant, la distance embouchure/fleuve ne permettait plus une alimentation directe du Rhône au canyon. A environ 18.5±0.5 ka cal. BP, toutes les carottes étudiées le long du système turbiditique enregistrent une chute brutale de fréquence des turbidites (Bonnel et al., 2005; Dennielou et al., 2009). Le canyon, immergé à cause de la remontée du niveau marin, se déconnecte de la source sédimentaire et le système chenal-levée devient inactif bien que la sédimentation reste encore relativement forte dans la tête du canyon, comme l'atteste l'enregistrement sédimentaire de la carotte RHS-KS49. Compte tenu de la précision de nos modèles d'âge, l'ennoiement de la tête de canyon se situerait entre 18.5 et 17 ka. Cette fourchette d'âge correspond également à l'âge de l'ennoiement estimé par projection de la profondeur sur la courbe de niveau marin de Clark (2009) (-125 m, corrigé à -110 m en soustrayant 15 m de subsidence hydrostatique (Jouet et al., 2008; Lambeck and Bard, 2000) et thermique (Jouet et al., 2008; Rabineau et al., 2006).

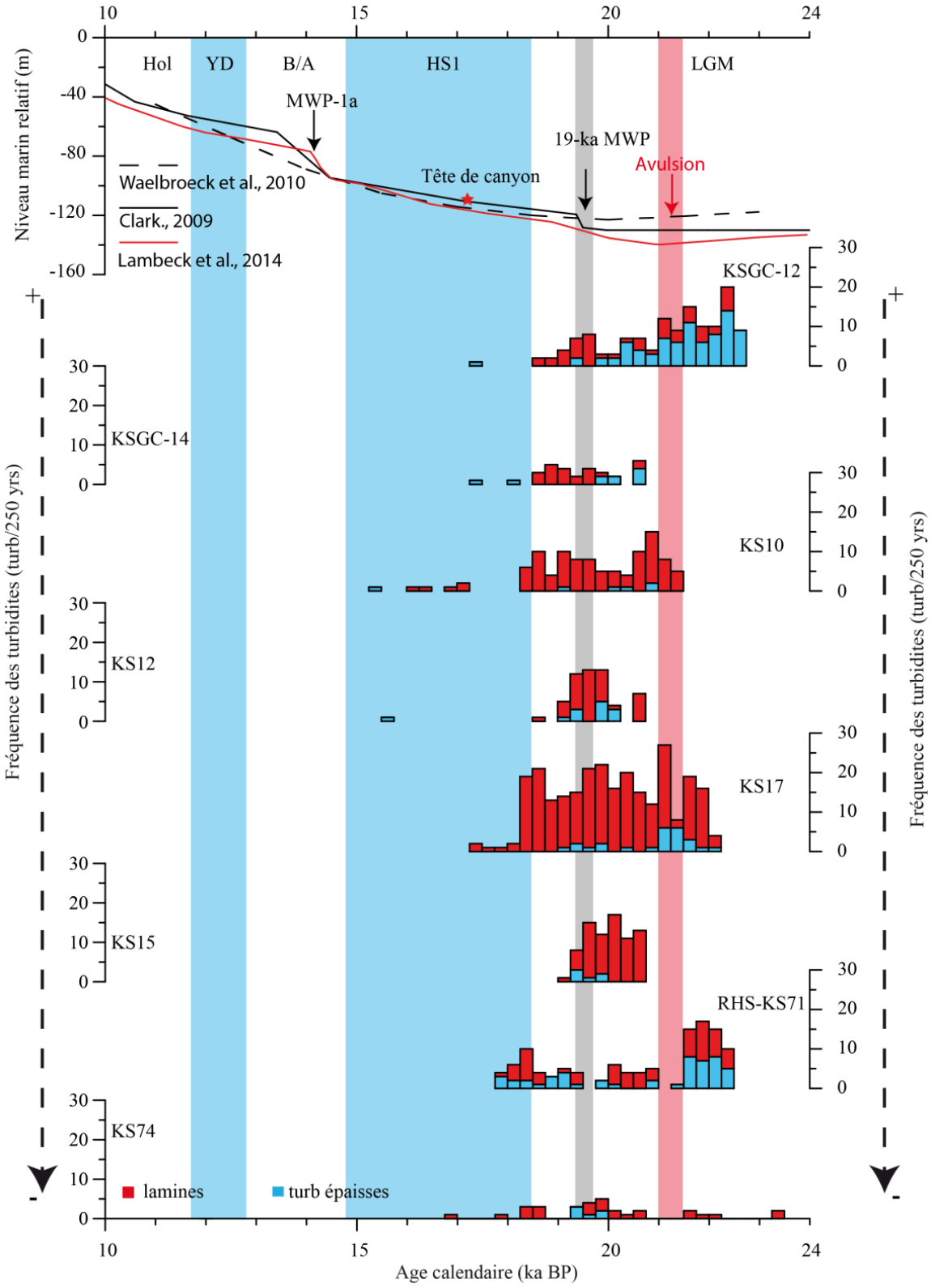


Figure VI-4: Comparaison de l'activité turbiditique exprimée en fréquence de turbidites des carottes du chenal abandonné du Petit-Rhône et des lobes distaux par rapport aux variations du niveau marin relatif entre 24 et 10 ka cal. BP. Le sens des flèches indique l'arrangement des carottes des plus proximales vers les plus distales.

Les fluctuations du niveau marin expliquent la variabilité des apports et des processus sédimentaires sur le système turbiditique depuis les derniers 24 ka. Ils en contrôlent ainsi la connexion et la déconnexion entre la tête de canyon et l'embouchure du fleuve. Nous avons pu démontrer que (1) en période de maximum du bas niveau marin les turbidites sont déclenchées par la plongées de courants hyperpycnaux, (2) la remontée rapide du niveau marin au *meltwater pulse 19 ka* a entrainé l'arrêt des hyperpycnites pour des turbidites type Bouma, probablement déclenchées par des instabilités en rebord de canyon, (3) l'arrêt de fonctionnement du système turbiditique est daté entre 18.5 -17 ka cal. BP et lié à l'ennoiement de la tête du canyon du Petit-Rhône et à l'éloignement de l'embouchure du Rhône.

Toutefois, les fluctuations dans l'enregistrement sédimentaire aux alentours du DMG ne peuvent être expliquées uniquement par les changements du le niveau marin. Les variations dans les flux sédimentaires du Rhône, contrôlées par les changements climatiques, doivent également être prises en compte.

VI.1.2. Contrôle climatique : impact des glaciers sur les flux sédimentaires

Les glaciers alpins connaissent un retrait maximal entre 20 et 17 ka cal. BP (Hinderer, 2001; Ivy-Ochs et al., 2008; Ivy-Ochs et al., 2004). Les modélisations des flux sur les fleuves méditerranéens (dont le Rhône), montrent des décharges sédimentaires importantes en lien avec la déglaciation (Fig. VI-6) (Kettner and Syvitski, 2009). Autour de 18 ka cal. BP la majeure partie des glaciers comme le glacier rhodanien a fondu (Hinderer, 2001; Ivy-Ochs et al., 2008). Après cette phase de retrait maximal des glaciers, la production et le transport de sédiment diminuent, réduisant ainsi l'influence des glaciers sur la sédimentation marine, comme le montrent Bonneau et al (2014) à partir de l'analyse des sédiments de la ride sédimentaire du Var.

Les carottes RHS-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12 se situent dans des contextes morpho-sédimentaire similaires à proximité du chenal turbiditique, d'amont en aval. On peut ainsi faire l'hypothèse que les fluctuations décrites dans les lithofaciès ne correspondent pas à des fluctuations internes au système turbiditique, mais sont associées aux fluctuations des forçages externes (niveau marin et flux sédimentaire).

En associant l'enregistrement sédimentaire des carottes RHS-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12, il est ainsi possible de suivre l'évolution de la sédimentation entre 22,7 ka cal. BP et l'actuel. Nous savons néanmoins que la carotte KSGC-12 se situe sur le chenal abandonné

après l'avulsion du néochenal et que cela a entrainé un changement dans les lithofaciès turbiditiques et les taux de sédimentation. Ainsi, au cours de cette période de temps, la sédimentation montre des variations importantes des lithofaciès que nous distinguons en 5 phases (Fig. VI-5) :

Phase 1 (de 22,7 à 20,8 ka cal. BP) : des turbidites et des hyperpycnites pouvant atteindre 28 cm d'épaisseur de silt grossier à sable fin (lithofaciès 4d et 4e).

Phase 2 (de 20,8 à 20,2 ka cal. BP) : des turbidites dominées par des lamines silteuses dont l'épaisseur moyenne varie entre 0.1 et 0.3 cm avec quelques rares niveaux grossiers (1 à 2 cm d'épaisseur) correspondant aux lithofaciès 4a et 4b.

Phase 3 (de 20,2 à 19,5 ka cal. BP) : des turbidites et hyperpycnites pouvant atteindre 12 cm d'épaisseur de silts grossiers (lithofaciès 4c et 4d).

Phase 4 (de 19,5 à 19,1 ka cal. BP) : des turbidites type Bouma (lithofaciès 4b-c)

Phase 5 (de 19,1 à 18,5 ka cal. BP) : des turbidites dominées par lamines millimétriques (lithofaciès 4a).

Les phases 1 et 3 montrent des conditions de sédimentation similaires qui sont interprétées par des conditions de bas niveau marin et un transfert direct des sédiments du Rhône dans le canyon du Petit-Rhône et favorisant la formations de courants de turbidités de type hyperpycnal.

Les phases 4 et 5 sont associées à une remontée du niveau relatif ayant entrainé la déconnexion entre l'embouchure du fleuve et le canyon. La phase 4, entre 19,5 et 19,1 ka BP est associée au *meltwater pulse* de 19 ka, tandis que la phase 5 est associée à l'expression de la remontée progressive du niveau marin, à l'éloignement de l'embouchure du fleuve et à la baisse progressive de la fréquence des turbidites jusqu'à 18,5 ka cal. BP où les turbidites deviennent peu abondantes. Entre 19 et 18,5 ka cal. BP, la capacité de transport des fleuves et la production sédimentaire sont à leur maximum à cause de la déglaciation (Hinderer, 2001), et la modélisation des flux du Rhône indique des décharges importantes (Kettner and Syvitski, 2009). Ces conditions de bas niveau marin et de production sédimentaire élevée ont probablement favorisé l'édification d'un prodelta à proximité de la tête du canyon et donc un flux sédimentaire permanent vers le canyon.

Les phases 1, 2 et 3, entre 22,7 et 19,5 ka cal, enregistrées dans les 3 carottes, se produisent pendant une période de bas niveau marin stable. En conséquence, on peut faire l'hypothèse que cet enregistrement sédimentaire retrace l'évolution des apports du Rhône, en relation avec l'évolution du climat et le retrait du glacier rhodanien. La modélisation de Kettner et Syvitski (2009) montre que entre 21 et 10 ka cal. BP le debit du Rhône répond aux

changements de température dans le bassin versant et aux variations des glaciers (Fig. VI-7). Ainsi, nous pouvons postuler que la phase 2, entre 20,8 et 20,2 ka cal. BP et qui montre un lithofaciès caractérisé par des lamines dans les carottes RHS-KS74 et KSGC-12, est probablement la conséquence d'une plus faible production de sédiment et d'un transport réduit vers le bassin. Cette période de temps correspond approximativement à l'extension maximale du glacier au cours de la période glaciaire (Hinderer, 2001). À cette époque, les reliefs couverts par la glace sont très peu exposés à l'érosion, et les sédiments érodés restent en partie piégés par le glacier (Ivy-Ochs et al., 2004), et ce n'est qu'après environ. 20 ka cal. BP qu'intervient la fonte majeure des glaciers et la libération des sédiments glaciaires. La charge sédimentaire est plus importante, et est enregistrées par le système sous forme de turbidites épaisses (RHS-KS67 et RHS-KS74, Fig. VI-5). Le passage de la phase (2) à la phase (3) (Fig. VI-5) correspondrait ainsi à la transition entre l'extension maximale du glacier et la déglaciation alpine.

Les phases les plus importantes d'apport sédimentaire au STR (phases 1 à 3) interviennent en période de bas niveau, condition favorable à une connexion directe entre le canyon et le fleuve Rhône. Entre 23 et 19 ka cal. BP, les flux sédimentaires délivrés par le Rhône aux STR ont fortement varié en fonction de la production sédimentaire dans le bassin versant et de la capacité du fleuve à transporter le sédiment produit. Pendant la phase d'extension du glacier rhodanien, la faible capacité de transport du fleuve limite la fréquence des événements turbiditiques, tandis qu'au début de la déglaciation, le transport sédimentaire est plus efficace, augmentant ainsi la fréquence et l'épaisseur des turbidites.

Après 19 ka cal. BP le signal climatique se trouve éclipsé par la remontée du niveau marin qui interrompt l'activité turbiditique du STR autour de 18.5 ± 0.5 ka cal. BP. Toutefois, une certaine activité tardive persiste bien que le niveau marin remonte.

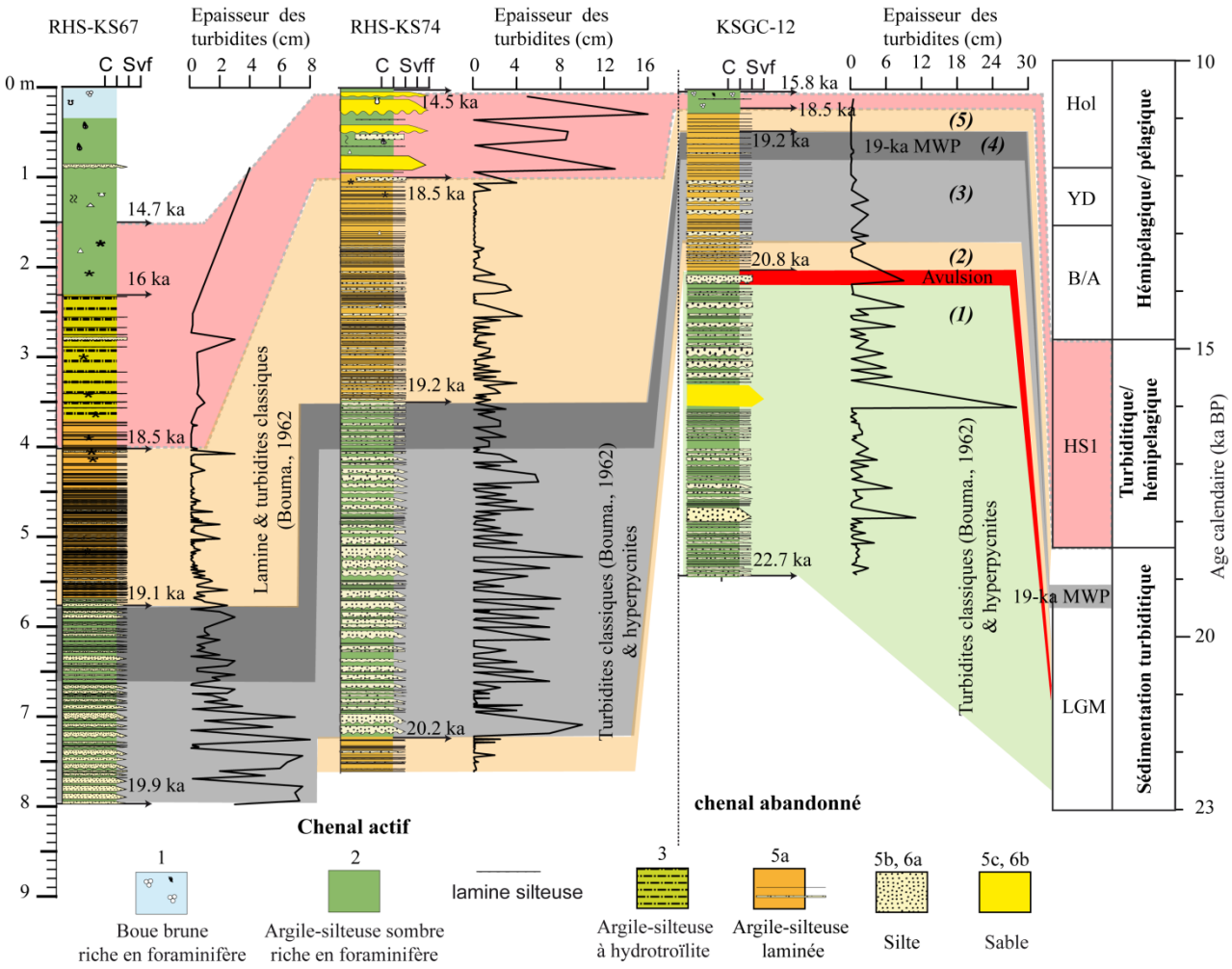


Figure VI-5: Reconstitution de la sédimentation turbiditique au sein du système sur la base des carottes RSH-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12 au cours du DMG: Les chiffres 1, 2, 3 et 4 correspondent aux différentes phases de sédimentation qui sont expliquées dans le texte.

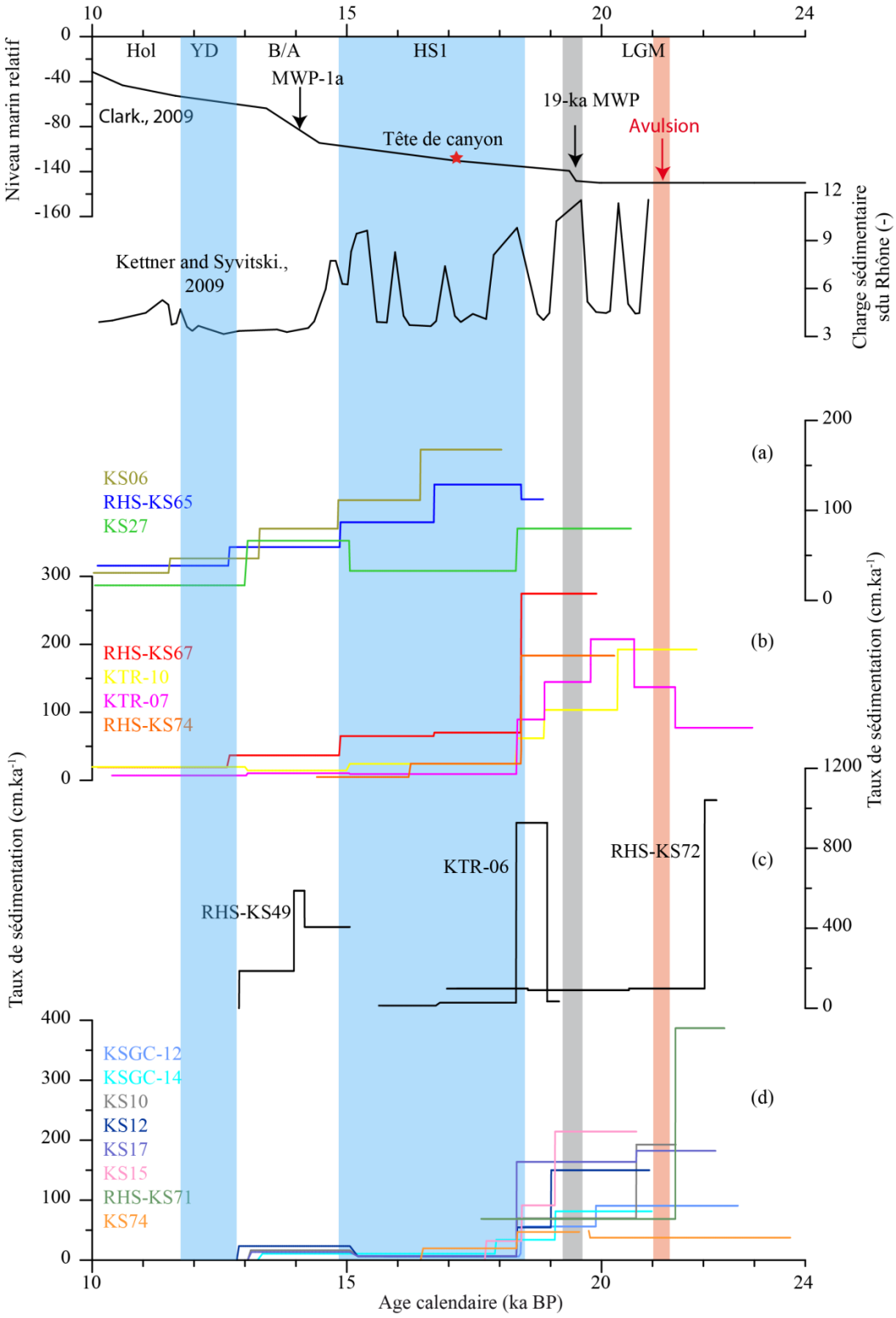


Figure VI-6: Reconstitution de la sédimentation turbiditique et de l'arrangement des différents lithofaciès (1 à 6) au sein du STR sur la base des carottes RSH-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12 au cours du DMG: Les chiffres entre parenthèses, 1, 2, 3 et 4 correspondent aux différentes phases de sédimentation qui sont expliquées dans le texte. Les différent.

VI.1.3. Persistance d'une activité turbiditique en haut niveau marin

La remontée du niveau marin, l'ennoiement du canyon du Petit-Rhône et la déconnexion avec la source sédimentaire, n'ont pas radicalement arrêté l'activité turbiditique dans le STR.

Sur l'ensemble des carottes du dernier chenal actif du système turbiditique du Rhône, on observe quelques turbidites pendant le stade de Heinrich 1 (HS1) et très peu pendant le Bølling-Allerød (B/A) (Figs. VI-4 et VI-5). Au cours du HS1 les turbidites consistent principalement en lamines. D'autres turbidites grossières sont observées durant toute la remontée du niveau marin (carotte RHS-KS74, Fig. V-36) mais également durant l'Holocène (Bonnel et al. 2005 ; Dennielou et al. 2009). Cette activité turbiditique, qui intervient après l'ennoiement de la tête de canyon du Petit-Rhône a pu être favorisée par le remplissage de la tête de canyon du Petit-Rhône. L'âge postglaciaire (14-13,6 ka cal. BP) de certains évènements turbiditique est confirmé par la datation de la carotte RHS-KS49 située dans la tête de canyon (Figs. VI-1 et V-36). Le déclenchement de ces turbidites est probablement lié à des instabilités sédimentaires (présence de cicatrice d'arrachement). Ces instabilités sont certainement favorisées par des conditions hydrodynamiques actives sur le plateau entraînant une remobilisation du sédiment, par exemple lors de périodes de cascading (Palanques et al., 2009; Ulses et al., 2008). Les turbidites grossières décrites à la fin de la remontée du niveau marin et durant l'Holocène sont interprétées comme résultant de la remobilisation de sable en rebord de plateau et de son transfert dans les canyons (Dennielou et al. 2009). La persistance de cette activité turbiditique postglaciaire en phase de remontée du niveau marin est certainement à l'origine de la classification du STR parmi les systèmes transgressifs proposée par Covault et Graham (2010). Mais comparée à l'activité turbiditique glaciaire (DMG), l'activité postglaciaire est négligeable comme le montre la fréquence des turbidites et leur importance relative. Le système turbiditique du Rhône est, sans conteste, un système actif en bas niveau marin (*lowstand-dominant system*).

En somme, après la chute brutale de l'activité turbiditique autour de 18,5 ka cal. BP, à cause de la remontée du niveau marin, une activité a néanmoins persisté principalement en amont du système et ce jusqu'au début du B/A (carottes RHS-KS67 et KTR-10). Cette activité, mineure par rapport à l'activité durant la période glaciaire, est favorisée par une remontée lente du niveau marin et par l'activité du canyon en lien avec les phénomènes de *cascading* et de tempêtes remobilisant le sédiment du plateau extérieur et de la pente.

VI.2. Facteurs de contrôle internes

La majorité des systèmes chenaux-levées visibles sur la pente ou dans les systèmes turbiditiques se caractérisent par un chenal sinueux bordé par des levées de hauteur variable. Le système turbiditique du Rhône est caractérisé par une morphologie très complexe mêlant un canyon borné par des hautes terrasses sédimentaires perchées, et un chenal sinueux profondément incisé par un thalweg méandriforme et limité par des levées sédimentaires perchées (Bellaiche et al., 1984; Bonnel et al., 2005; Droz, 1983; Droz and Bellaiche, 1985; Droz et al., 2006; Fanget, 2009; Jegou, 2008). Ces morphologies héritées des courants de turbidités antérieurs, vont avoir une rétroaction sur les caractéristiques des écoulements suivants et des dépôts qui en résultent (Amos et al., 2010; Huang et al., 2012; Wells and Cossu, 2013). Ainsi, la variation des lithofaciès et des fréquences des turbidites le long du système va dépendre de la morphologie du système. L'aggradation des levées, la profondeur du chenal, les avulsions ou l'aspect méandriforme du chenal, sont autant de facteurs internes qui influent sur le débordement des courants de turbidité (Kneller and McCaffrey, 1999; Migeon et al., 2000) et donc sur la présence ou l'absence des turbidites d'un site à un autre. Ainsi, sur une carotte prélevée dans le Néofan, Dennielou et al. (2006) ont postulé que l'aggradation de la levée et le confinement progressif des courants de turbidité (contrôle autocyclique) pouvaient expliquer l'évolution verticale des lithofaciès turbiditiques. En considérant l'ensemble des carottes de notre étude, nous proposons dans cette partie de déterminer le rôle de la morphologie du système sur la variation des lithofaciès et des fréquences turbiditiques. Une caractérisation de la dernière avulsion sera proposée par la suite.

VI.2.1. Contrôle de la morphologie du système : le débordement des courants de turbidités

Les lithofaciès décrits sur le système turbiditique du Rhône montrent des variations latérales et verticales. Ces variations retracent la capacité de débordement des courants de turbidité en lien avec la hauteur des obstacles (terrasses et levées), l'éloignement du site de prélèvement par rapport à l'axe de l'écoulement (Fig. VI-8) et la sinuosité du chenal couplée à la force de Coriolis.

VI.2.1.1. L'aggradation des levées et le confinement des courants de turbidité

L'aggradation des levées est la conséquence des débordements répétés des courants de turbidité qui circulent dans l'axe du chenal ou du thalweg. Elle se fait jusqu'à la limite de débordement des courants correspondant à la hauteur maximale des écoulements, ou jusqu'à la rupture des levées. Au-delà de cette hauteur, les courants de turbidité restent confinés dans le chenal. Des modélisations ont montré que le confinement peut se stabiliser ou diminuer à cause d'une sédimentation importante dans le chenal (Kane et al., 2010; Mohrig and Buttles, 2007). Ainsi, un comblement du chenal par des sédiments réduira l'altitude relative des levées et favorisera à nouveau la reprise du débordement des courants de turbidité. Dans la morphologie d'un système chenal-levée incisé par un thalweg, une distinction est faite entre levées confinées ou internes (liées au thalweg), et levées externes, associées au chenal principal (Kane et al., 2007; Piper et al., 1999). De par leur proximité avec l'axe de l'écoulement, les débordements vont se faire plus facilement sur les levées internes. En considérant la position de nos carottes dans le système, on peut remarquer que certaines sont positionnées sur les levées internes (vallée turbiditique), alors que d'autres sont sur les levées externes et les terrasses sédimentaires (pouvant être assimilées à des levées internes (Torres et al., 1997). Dans ces trois domaines morphologiques, la profondeur du chenal ainsi que la migration par rapport à l'axe du chenal varient d'un site à l'autre. La répartition des lithofaciès turbiditiques semble contrôlée par le contexte morphologique.

Dans le domaine de la pente, incisée par le canyon du Petit-Rhône, la profondeur du thalweg est importante (120 – 200 m) ainsi que la hauteur des terrasses (>200 m pour la terrasse inférieure). Les trois carottes qui y sont localisées (FMD-KS06, FMD-KS27 et RHS-KS65), se situent entre 380 et 500 m par rapport au fond du thalweg (Fig. VI-8). Fanget (2009) en discutant de la relation entre la morphologie et la sédimentation au sein de ce système, mettait déjà en avant l'influence de l'aggradation des terrasses sédimentaires du canyon sur le débordement des courants. En intégrant ces observations aux modèles d'âges que nous avons réalisés, nous arrivons à mieux quantifier ce contrôle. Les enregistrements sédimentaires des carottes FMD-KS27 et RHS-KS65 (Fig. V-36) couvrent respectivement les derniers 21 et 19 ka cal. BP.

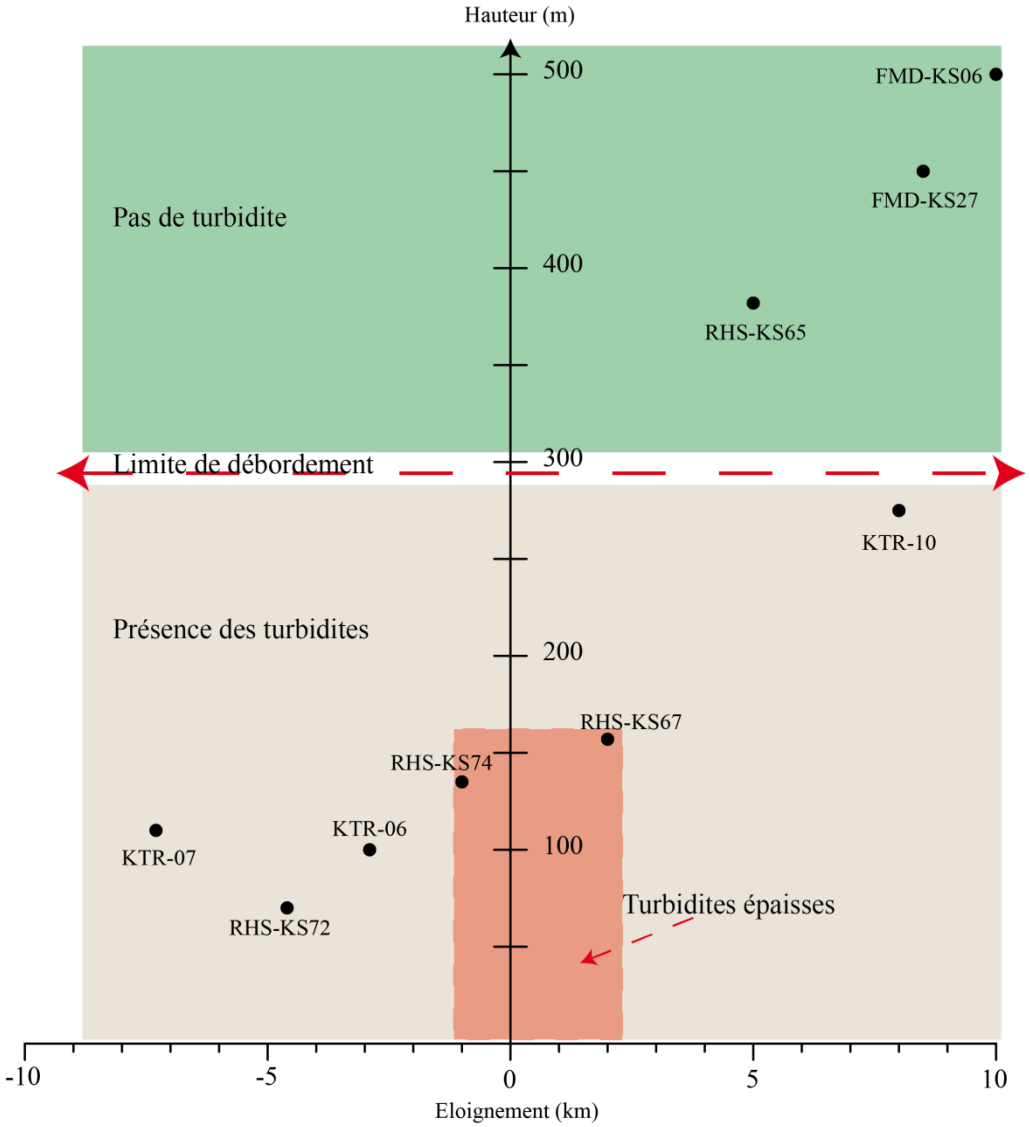


Figure VI-7: Représentation graphique des carottes sur la base de leur position dans le système turbiditique en fonction de 2 paramètres: (1) hauteur du site de prélèvement estimée par rapport au fond du thalweg, (2) éloignement (du site par rapport à l'axe du thalweg, (2) éloignement (du site par rapport à l'axe du thalweg. Les valeurs négatives d'éloignement indiquent la rive droite du chenal.

L'absence de turbidites dans ces trois carottes montre que les courants de turbidité n'avaient pas la capacité de déborder au-delà de ces hauteurs. Le profil Chirp acquis sur la terrasse où a été prélevée la carotte RHS-KS65 (Fig. VI-9) montre en profondeur (entre environ 20 et 100 m sous le fond marin) des réflecteurs divergents vers le canyon, caractéristique des levées sédimentaires et du débordement de courants de turbidité. Par contre, les dépôts superficiels (0-20 m) montrent un faciès sismique avec des réflecteurs continus et horizontaux caractéristiques d'un dépôt par décantation, ce qui est confirmé par les lithofaciès décrits sur la carotte RHS-KS65. Cette configuration montre clairement que durant une période plus ancienne que la fin du DMG (âge à la base de la carotte RHS-KS65)

la terrasse a enregistré des débordements de courants de turbidité pour ensuite n'enregistrer que de la décantation. En extrapolant les taux de sédimentation calculés pour la carotte RHS-KS65 (150 cm/ka) on peut estimer que la période de débordements de courant de turbidité sur la terrasse se situe autour de 30-40 ka. Ce changement de processus de dépôt peut être lié à deux phénomène : (1) l'aggradation de la terrasse, et peut-être l'incision progressive du canyon on atteint un seuil au-delà duquel le confinement ne permet plus au courants de turbidité de déborder, (2) la nature, composition et volume des courants de turbidité a évolué au cours du temps, empêchant le débordement au Dernier Maximum Glaciaire.

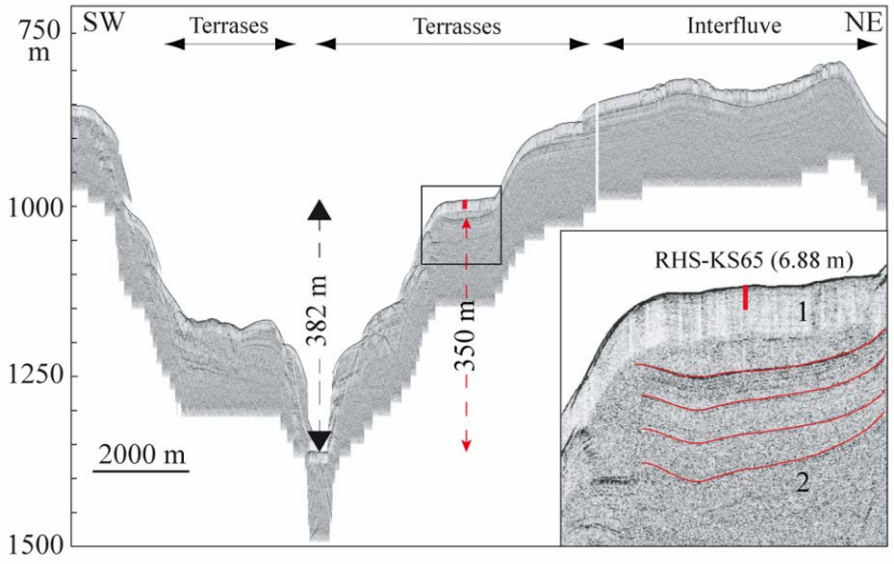


Figure VI-8: Profil sismique passant par la carotte RHS-KS65 avec un zoom sur la carotte, 1 et 2 représente les faciès sismique interprétés par Fanget (2009).

Les carottes en aval dans le système turbiditique se situent dans le domaine de l'éventail turbiditique caractérisé par une profondeur du thalweg entre 110 et 120 m et une baisse progressive de la hauteur des levées (Fig. VI-10). Cette baisse réduit le degré de confinement d'où le débordement des courants montré par la présence des turbidites. Les turbidites sont décrites dans la vallée turbiditique interne mais aussi externe et ce jusqu'à une hauteur avoisinant 300 m (carotte KTR-10). Cette valeur de 300 m avait déjà été proposée par Torres (1995) comme étant l'épaisseur maximale des écoulements dans le chenal du Petit-Rhône. Toutefois, nous pouvons remarquer qu'en dehors de la carotte KTR-10, située à une altitude de 275 m par rapport au chenal, le reste des carottes se situe à une altitude inférieure à 200 m (Fig. VI-8). A cette hauteur, les débordements des courants de turbidité sont réguliers comme le montrent les fréquences des turbidites (Fig. VI-11). En considérant l'enregistrement turbiditique de la carotte KTR-10 située assez loin de l'axe des écoulements (éloignement de 8 km, Figs. VI-1 et 8), nous pouvons proposer que le débordement des écoulements pour des

hauteurs proches de 300 m correspond à des événements exceptionnels. Ces événements sont contemporains de l'activité turbiditique du système marquée par des hyperpycnites et des turbidites épaisses entre 23-21 et 20-19 ka cal. BP qui correspond également à la période du maximum de fréquence des turbidites pour cette carotte. Les turbidites décrites sur la carotte KTR-10 (levée externe) correspondent donc probablement à l'enregistrement des parties hautes des courants de turbidité hyperpycnaux.

VI.2.1.2. La sinuosité du chenal et la force de Coriolis

Les classifications des chenaux et des systèmes turbiditiques profonds intègrent les paramètres tels que la sinuosité et la pente (Clark et al., 1992; Reading and Richards, 1994). Ils montrent une différence majeure entre un système à sédiments fins (*fine-grained fan*) caractérisé par une forte sinuosité et un faible gradient, et un système à sédiments grossiers (*coarser-grained fan*) caractérisé par une faible sinuosité et un fort gradient (Peakall et al., 2012; Piper and Normark, 2001; Reading and Richards, 1994). Des calculs de sinuosité du chenal du STR (Fanget, 2009) ont révélé des valeurs de sinuosité pouvant être > 2. Une telle sinuosité contrôle fortement le débordement des courants de turbidité, comme cela a été démontré par des expériences en laboratoire (Amos et al., 2010; Straub et al., 2011; Straub et al., 2008). Straub et al (2008) montrent que la partie interne du méandre se caractérise par des dépôts peu épais pour lesquels la granulométrie changera très peu. En revanche, pour la partie externe, les dépôts seront plus épais et la granulométrie du sédiment décroît avec l'éloignement de la source. De telles variations d'épaisseur et de granulométrie se retrouvent sur les carottes prélevées sur les levées, y compris sur le chenal-levée abandonné (Figs VI-1 et 2). Ainsi, les carottes RHS-KS67, RHS-KS74, KSGC-12 et KSGC-14 situées à l'extérieur des méandres montrent des turbidites épaisses avec des granulométries entre 40 et 160 µm, tandis que la carotte FMD-KS15 située à l'intérieur du méandre ne possède que des lamines silteuses pour les mêmes périodes de temps (Fig. VI-11).

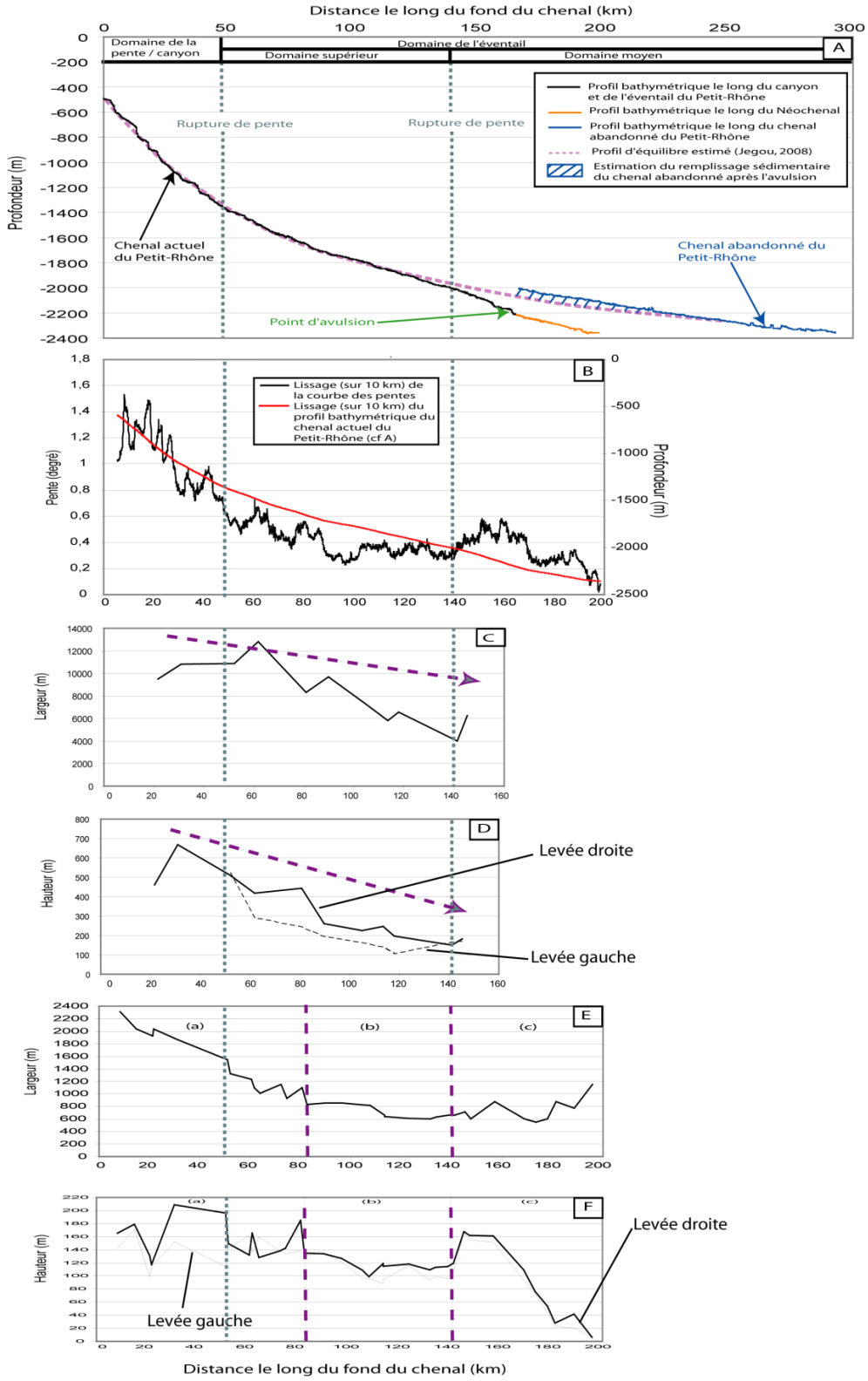


Figure VI-9: Caractérisation de la morphologie du système turbiditique d'après Fanget (2009) ; A/ Profil bathymétrique longitudinal du fond du chenal du Petit-Rhône et du Néochenal, puis du chenal abandonné du Petit-Rhône ; B/ Pente moyenne au fond du chenal du Petit-Rhône et du Néochenal ; C/ Largeur de la vallée ; D/ Hauteur de la vallée ; E/ Largeur du thalweg ; F/ Hauteur du thalweg.

Au sein des carottes situées dans la partie externe des méandres les fluctuations des épaisseurs et granulométries sont très peu marquées. Ceci suggère que le sommet des courants ayant débordé était relativement constant du point de vue de la concentration et de la taille des particules de l'amont vers l'aval.

La distance des carottes par rapport au thalweg influence clairement la fréquence des débordements. Les carottes KRT-06 et 07 (même altitude par rapport au fond du chenal) illustrent cela assez bien en montrant une diminution des fréquences d'un facteur 2 entre ces deux carottes, situées respectivement à 3 et 7.5 km de l'axe du chenal (Fig. VI-11). Cela est également visible entre les carottes très proches du thalweg (RHS-KS67 et RHS-KS74 ou la KSGC-12) qui se distinguent par des dépôts turbiditiques épais parfois hyperpycnaux, alors qu'à l'inverse, celles situées à plus de 2 km se composent essentiellement de lamines (carotte KTR-10, Fig. VI-11). Ces différences traduisent les fluctuations dans les caractéristiques des courants débordant sur ces levées. Selon Straub et al (2008), les écoulements qui débordent dans la partie externe de la courbure du méandre se caractérisent par une forte concentration et une ségrégation de la taille des particules en suspension. Ainsi, en débordant du thalweg sous l'effet de la gravité, les écoulements se separent des particules grossières sur la levée confinée (carottes RHS-KS67 et RHS-KS74, Fig. VI-11). En s'éloignant, la fraction qui déborde sur les levées externes correspond à la partie sommitale argilo-silteuse fortement diluée (carotte KTR-10, Fig. VI-11). Cependant, de façon générale, les fréquences des turbidites sont plus importantes sur la rive droite que sur la rive gauche, indépendamment de la sinuosité. Cette observation suggère des débordements des courants préférentiellement vers la droite en lien avec la déviation par la force de Coriolis, comme le montre d'ailleurs la taille plus importante de la levée droite par rapport à la levée gauche tout au long du chenal turbiditique (Fig. VI-12). Ce phénomène est illustré par exemple par les deux carottes les plus proches (distance $\leq$ 2 km), et situées de part et d'autre, de l'axe du thalweg (Fig. VI-8).

Ces deux carottes RHS-KS67 et RHS-KS74 présentent des dépôts turbiditiques épais et d'âge équivalents. Par contre, la fréquence des événements turbiditiques sur la levée gauche (RHS-KS67) est 50 à 70 % plus faible que sur la levée droite (RHS-KS74) du fait de la force de Coriolis (Fig. VI-11).

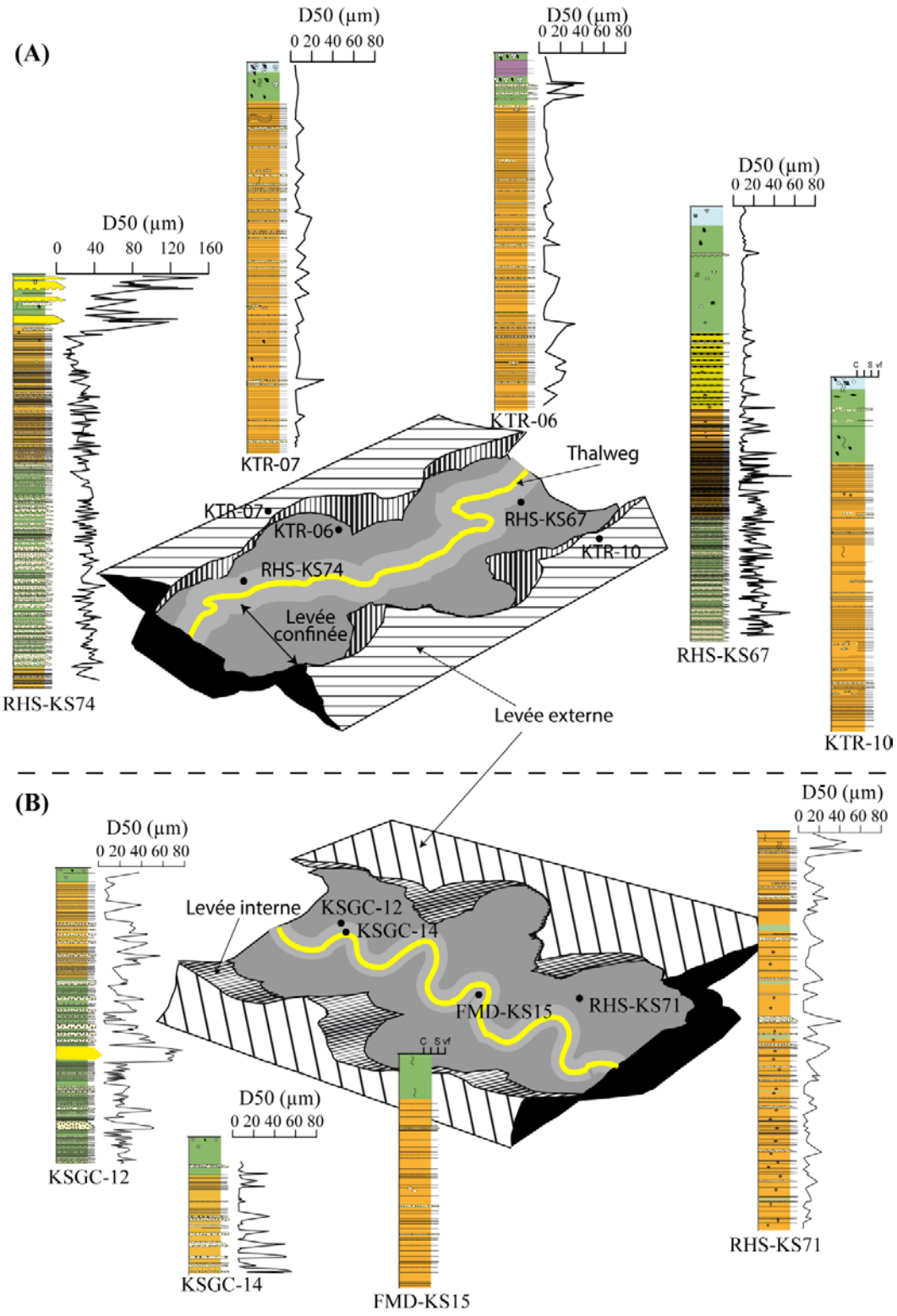


Figure VI-10: Relation entre sinuosité du thalweg et caractéristiques de l'enregistrement sédimentaire: La représentation schématique 3D d'un système chenal-levée (Sylvester et al., 2011) est adaptée afin de mettre en évidence la position des carottes par rapport aux méandres.

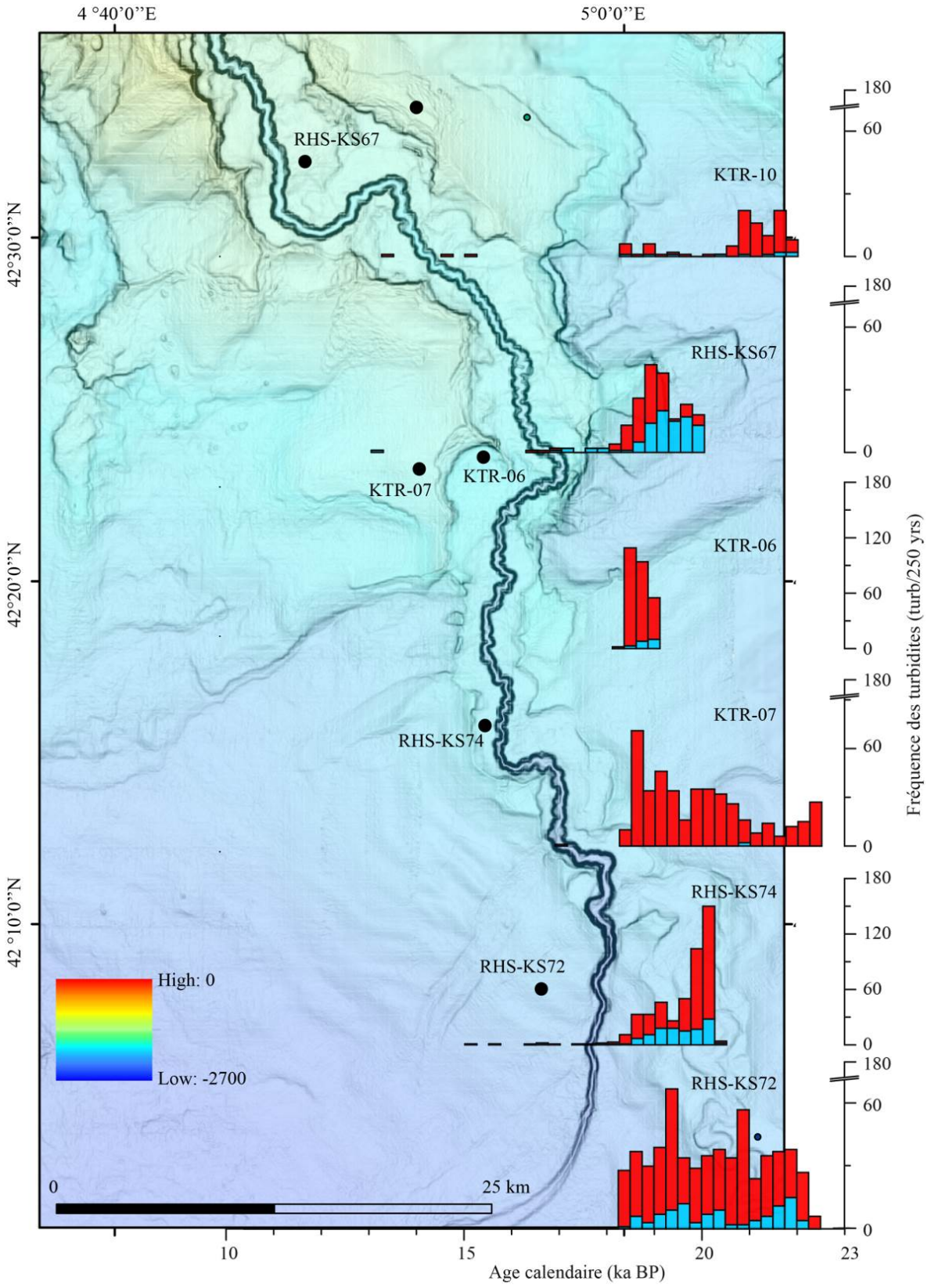


Figure VI-11: Comparaison entre la fréquence des turbidites et la morphologie du système dans la partie du dernier chenal actif. En bleue les turbidites épaisses et en rouge les lamines.

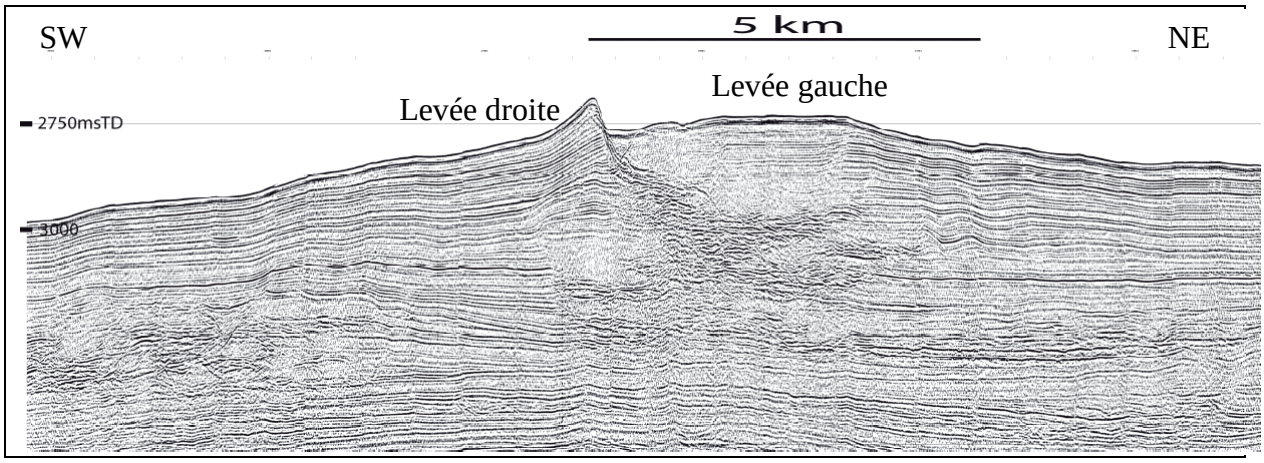


Figure VI-12: Profil THR passant par le centre du système turbiditique du Rhône acquis lors de la mission Marion (2000), (Berné, comm. pers). Ce profil montre l'asymétrie entre la levée droite plus développé que la levée gauche.

Les caractéristiques des dépôts turbiditiques du STR sont contrôlées par la capacité des courants de turbidité à déborder du chenal/thalweg. Ainsi les deux facteurs de contrôle sur le débordement des courants de turbidité mis en évidence sont l'altitude relative des levées (et/ou terrasses) par rapport au fond du chenal/thalweg et à la sinuosité chenal/thalweg. La présence ou l'absence des turbidites dépend de l'altitude relative des levées qui influe sur le confinement du courant de turbidité dont la hauteur maximale était de 300 m au cours des derniers 24 ka. Cette hauteur ne permettait pas le débordement des courants de turbidité sur les terrasses où l'altitude relative est de l'ordre de 380 m pour la terrasse inférieure. La sinuosité du chenal et du thalweg contrôle le type de débordement qui influence l'épaisseur et la granulométrie des dépôts. Ainsi, les débordements des courants de turbidité sur la partie externe du méandre entraînent des dépôts épais tandis que sur la partie interne du méandre, les dépôts turbiditiques sont sous forme de fine lamines silteuses. La différence entre le flanc droit et le flanc gauche en termes de fréquence de turbidites est associée à la force de Coriolis qui accentue les débordements sur la droite.

VI.2.2. La dernière avulsion du chenal du Petit-Rhône

L'histoire géologique récente du système turbiditique du Rhône est marquée par l'avulsion qui a conduit à l'abandon du chenal principal, et à la formation du Néochenal et du Néofan du Petit-Rhône (Droz and Bellaiche, 1985; Torres, 1995; Torres et al., 1997). Cette avulsion est liée à une brêche dans la levée droite déviant ainsi les courants de turbidité vers le Néochenal. Toutes les études antérieures s'accordent pour dire que le Néofan représente la dernière période de l'activité turbiditique, dont la durée de fonctionnement est estimée à 2.5 ka cal. BP (Jegou, 2008). Le chenal abandonné, bien que coupé des apports, montre un remplissage sédimentaire certainement lié au débordement en provenance du Néochenal et à la sédimentation hémipélagique qui a suivi. Sur la base des fréquences de turbidites issues des carottes prélevées dans cette partie du système, nous tenterons d'identifier le début de l'avulsion et de discuter de son origine.

VI.2.2.1. Datation de l'avulsion et fonctionnement du chenal "abandonné"

La morphologie du chenal abandonné, telle qu'elle est montrée sur la carte bathymétrique (Fig. VI-13), est différente de celle de la partie située en amont du point d'avulsion. Les descriptions faites par Fanget (2009) et Jégou (2008) distinguent une partie comblée correspondant aux premiers 30 km dans le prolongement du point d'avulsion, où la sinuosité du thalweg est très peu visible. La seconde partie, éloignée des débordements du Néochenal, montre l'aspect sinueux du thalweg. En se basant sur l'enregistrement de deux carottes prélevées, l'une en amont (KSGC-12) et l'autre plus en aval (RHS-KS71) (Fig. VI-14), les lithofaciès et la fréquence des turbidites montrent un changement autour de 21-22 ka cal. BP. Dans la carotte proximale (KSGC-12), ce changement correspond en partie à la diminution des turbidites épaisses accompagnée d'une baisse de fréquences des turbidites. Pour la carotte distale (RHS-KS71), on note une baisse importante des fréquences de turbidites qui passent de 15 à 5 turbidites par tranche de 250 ans (lamines et turbidites épaisses confondues). Ces changements peuvent être interprétés comme liés à l'avulsion du néochenal.

Avant 21 ka cal. BP, le chenal abandonné était encore actif permettant le débordement des courants de turbidité sur les levées. Tout comme pour les carottes RHS-KS67 et RHS-KS74, la position de la carotte KSGC-12, à proximité l'axe de l'écoulement, permet d'observer des turbidites épaisses similaires à celles décrites sur carottes RHS-KS67 et RHS-

KS74, mais sans évidence d'hyperpycnites. Après l'avulsion, Les carottes éloignées des débordements n'enregistrent que des lamines pouvant parfois faire quelques millimètres comme dans la carotte RHS-KS71 (Fig. VI-11) et les flux sédimentaires baissent considérablement sur le système chenal-levée abandonné qui reste néanmoins actif jusqu'à environ 18,5±0.5 ka cal. BP. Le maintien d'un certain niveau d'apports turbiditiques peut être lié aux débordements au niveau du coude très marqué du chenal au point d'avulsion ou bien à certains courants de turbidité qui auraient encore emprunté ce chenal et témoigneraient ainsi d'un abandon progressif du chenal. Cela suggère donc qu'après l'avulsion, les deux chenaux ont pu fonctionner en même temps. Par conséquent l'arrêt complet de l'activité turbiditique dans le chenal abandonné est également lié à la remontée du niveau marin qui a affecté l'ensemble du système.

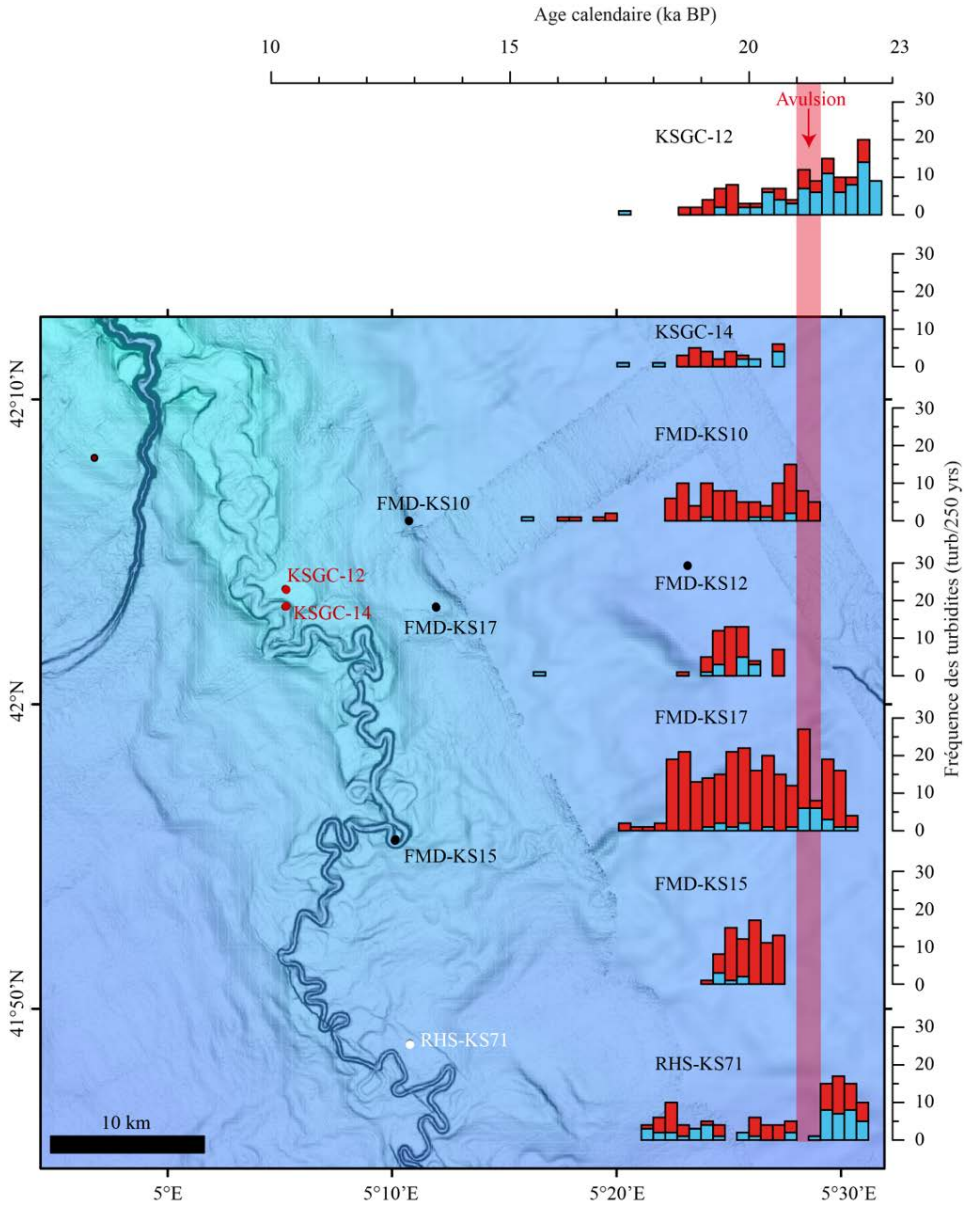


Figure VI-13: Comparaison des fréquences de turbidites des carottes prélevées dans la partie du chenal abandonné avec la morphologie des sites de prélèvement. En bleu les turbidites épaisses et en rouges les lamines.

VI.2.2.2. Origine possible de l'avulsion

Si les conséquences de l'avulsion sont bien connues, notamment la formation d'un nouveau chenal par l'ouverture d'une brèche dans la levée droite donnant lieu à un nouveau système chenal/levée lobe (le Néofan du Petit-Rhône), les causes de l'avulsion restent encore inconnues. Plusieurs hypothèses ont été proposées par différents auteurs. Droz (1983) suggérait par exemple un blocage du chenal principal par des dépôts en masse contraignant une migration des écoulements vers l'Ouest. Cette hypothèse est confortée par la présence de faciès sismiques transparents sur les profils sismiques traversant la vallée turbiditique du Petit-Rhône et interprétés comme des dépôts d'origine gravitaire (Torres, 1995), ou par celle des lithofaciès considérés comme issus des mouvements en masse que l'on observe sur certaines carottes de la partie du chenal abandonné (lithofaciès 4, cf. chapitre V). Ces instabilités peuvent être liées à la tectonique salifère (Mear and Gensous, 1993), ou tout simplement à la surcharge sédimentaire sur les levées. Une autre hypothèse (Torres, 1995) suggère que le débordement des sédiments grossiers du chenal aurait entraîné l'érosion de la levée et la formation du Néochenal. Dans cette hypothèse, l'avulsion n'est pas un phénomène brusque mais progressif. Cette suggestion est compatible avec nos observations. Kolla (2007) explique qu'une corrélation peut être établie entre les avulsions dans les systèmes turbiditiques et les conditions climatique et eustatique du Quaternaire qui influencent fortement les flux gravitaires Nous avons déjà montré que la connexion directe entre le canyon et le fleuve Rhône était favorisée par les conditions de bas niveau marin au cours du DMG. Cette connexion couplée à une production sédimentaire dans le bassin versant du Rhône, a entraîné des flux sédimentaires importants dans le chenal du Petit-Rhône, comme cela est visible dans les lithofaciès (4d) et les forts taux de sédimentation en amont et en aval du point d'avulsion (carottes KSGC-12 et RHS-KS71, respectivement) (Fig. VI-3).

Au niveau du point d'avulsion, les débordements étaient certainement aussi importants. En effet, à ce point, ils se faisaient préférentiellement vers la droite à cause de l'effet conjugué de la force de Coriolis et de la force centrifuge dû à la présence d'un méandre important. Ces deux paramètres vont autant privilégier le dépôt que l'érosion sur cette levée (Popescu et al., 2001; Straub et al., 2008; Wells and Cossu, 2013). Ce phénomène est également visible à proximité du néochenal où des indices d'érosions associés à des débordements sont visibles (Fig. VI-14) et soulignent le caractère potentiellement progressif

d'une avulsion. Les débordements importants de sédiment au point d'avulsion, probablement associés à une aggradation importante de la levée, ont pu aboutir à une rupture par instabilité et créer une brèche. Bien que la précision de nos modèles d'âge incite à la prudence, l'ensemble de l'enregistrement sédimentaire dont nous disposons est cohérent avec une poursuite de fonctionnement du chenal abandonné après l'avulsion. Ainsi, le changement observé à 21 ka cal. BP sur les carottes du chenal abandonné (Fig. VI-13) correspondrait à l'ouverture complète du Néochenal. Les courants de turbidité y circuleraient préférentiellement au détriment du chenal abandonné qui serait néanmoins resté actif, jusqu'à environ 18,5 ka cal. BP. L'arrêt complet du fonctionnement du néochenal et du chenal abandonné sont contemporains (datés à environ 18,5 ka cal. BP) et correspondent à l'arrêt de fonctionnement du système turbiditique suite à la remontée du niveau marin.

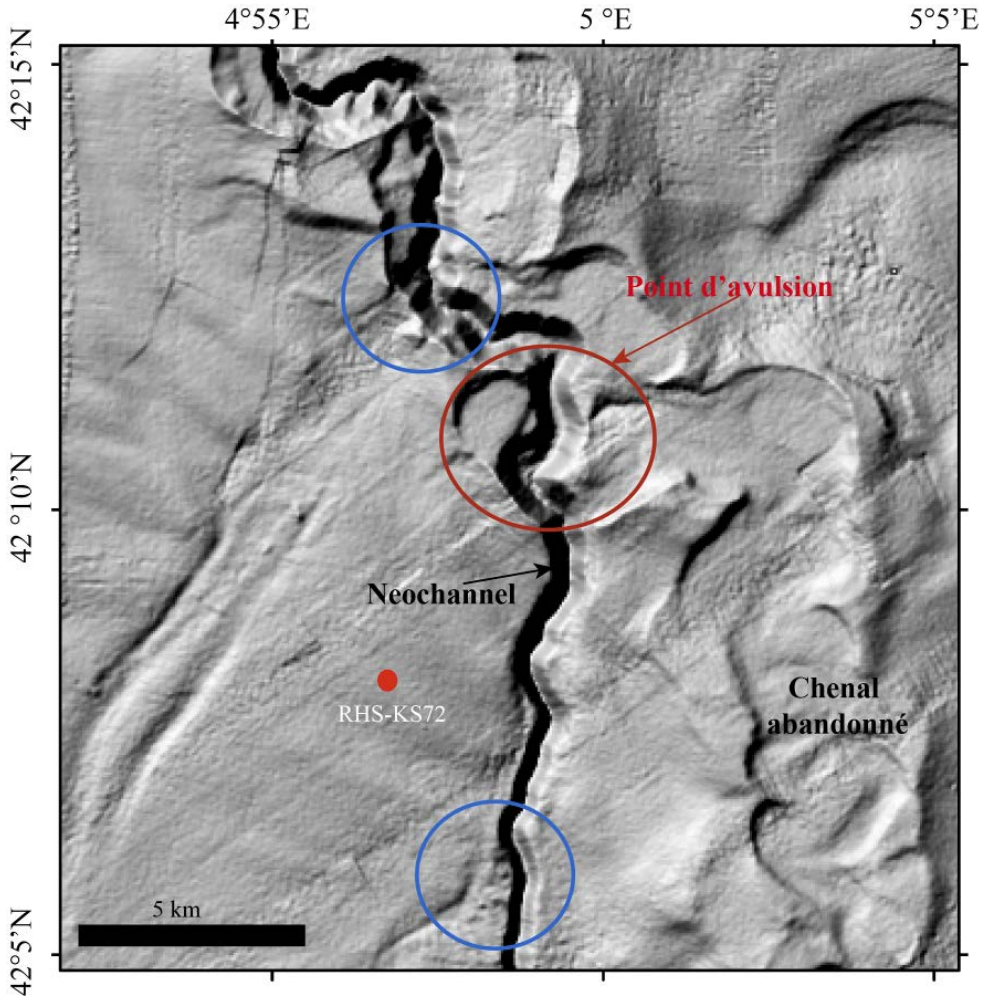


Figure VI-14: Carte bathymétrique ombrée montrant le point d'avulsion (cercle rouge) et la position de la carotte RHS-KS72 en aval de ce point. Les cercles bleus montrent des figures d'érosions qui soulignent des débordements du chenal et marquent un possible stade initial d'avulsion

En résumé, après l'avulsion, les flux sédimentaires baissent considérablement dans le chenal abandonné qui reste néanmoins actif jusqu'à environ 18.5 ± 0.5 ka cal. BP. Cela suggère donc qu'après l'avulsion, les deux chenaux aient fonctionné en même temps. L'arrêt de l'activité turbiditique dans le chenal abandonné est en grande partie lié non à l'avulsion mais à la remontée du niveau marin qui a affecté l'ensemble du système. L'avulsion du chenal du Petit-Rhône est la conséquence d'une érosion progressive de la levée droite par les courants de turbidité. Ces débordements latéraux sont favorisés par la morphologie du système, caractérisée par la réduction de la profondeur du thalweg ainsi que la présence des méandres. Elle s'est produite entre 22 et 21 ka cal. BP. Plutôt qu'un transfert brutal et complet des écoulements turbiditiques du chenal ancien au « Néochenal », on observe en fait un fonctionnement simultané des deux systèmes, démontré par les datations et la caractérisation des dépôts réalisés tout a long du chenal.

VI.3. Proposition d'un modèle de fonctionnement du système turbiditique du Rhône au cours des derniers 24 ka

Comprendre la complexité du modèle de sédimentation dans le système turbiditique du Rhône, nécessite une lecture des processus sédimentaires en trois dimensions. Chacune de ces dimensions correspond à un facteur qui contrôle l'activité turbiditique avec une expression plus ou moins marquée. Ainsi, le modèle de fonctionnement que nous proposons illustrera l'interaction de ces trois principaux facteurs qui sont : (1) le niveau marin, (2) le flux sédimentaire et (3) la morphologie du système. Parmi les hypothèses avancées pour expliquer l'origine du système turbiditique, Torres (1995) parle d'une morphologie et d'une structure acquises lors de l'évolution de la sédimentation récente liée à un changement du type et de la taille des courants de turbidité. Au cours des derniers 24 ka cal. BP, les fluctuations du niveau marin global ainsi que les variations climatiques dans le bassin versant du Rhône ont fortement contrôlé le flux de matériel terrigène délivré au système. L'expression de ce flux dans l'enregistrement sédimentaire dépend de la capacité des écoulements à déborder du chenal et est ainsi fortement modulés par la morphologie du système chenal-levée.

Le fonctionnement du système turbiditique du Rhône peut être résumé, pour la fin du dernier cycle glaciaire, de la façon suivante :

Pendant le DMG (24-19 ka), le niveau marin global est resté relativement constant autour de 130 m, avant une phase de remontée rapide appelée par certains auteurs le

meltwater pulse de 19 ka cal. BP (19-ka MWP) (Clark et al., 2009; Clark et al., 2004; Clark et al., 2012). Ces conditions de bas niveau marin permettaient une bonne connexion entre le canyon et la source (Fig. VI-15 a, b et c) favorable à un transfert sédimentaire terre-mer optimal comme le suggère la présence des turbidites au sein du système. L'évolution de la sédimentation en bas niveau marin retrace par conséquent les fluctuations dans les flux sédimentaires.

Au début du DMG, ou du moins dans la partie la plus ancienne atteinte par nos carottes (Fig. VI-15 a) on observe des dépôts épais de silts grossiers à sables fins avec parfois un signal hyperpycnal. Ce faciès s'explique par les très fortes concentrations de la charge solide du Rhône, capables de produire des courants hyperpycnaux. Ces flux sédimentaires sont associés à l'érosion glaciaire pendant la phase d'extension du glacier du Rhône (Ivy-Ochs et al., 2004). À titre indicatif, on observe le long du tracé du fleuve Rhône de la dernière période glaciaire, jusqu'au rebord de la plate-forme continentale, des galets qui, aujourd'hui, ne dépassent plus la ville d'Arles, 70 km au Nord (Berné, comm. pers.). Durant cette période, la hauteur des écoulements, les forts taux de sédimentation et la morphologie très sinueuse du chenal turbiditique, ont favorisé le débordement des courants de turbidité sur la levée droite. Ces débordements répétés de sédiments grossiers issus des courants de turbidité épais et des courants hyperpycnaux ont entraîné une érosion de la levée conduisant à la formation du Néochenal.

Cette période de flux sédimentaires très élevés fait place à une phase de sédimentation correspondant à des lamines turbiditiques **entre 20,8 et 20,2 ka cal. BP** (Fig. VI-15 b). Sur l'ensemble du système, les carottes dont l'enregistrement sédimentaire permet de remonter jusqu'à 21 ka cal. BP montrent le même lithofaciès turbiditique argilo-silteux laminé, suggérant des débordements de la seule fraction argilo-silteuse diluée de l'écoulement. Cette phase de quiescence, malgré le bas niveau marin, est interprétée comme une baisse de production et de capacité de transport fortement réduits dans le bassin versant (Hinderer, 2001) liée à l'avancée maximale et de relative stabilité du glacier du Rhône (maximum glaciaire), daté autour de 21 ka cal. BP (Ivy-Ochs et al. 2008).

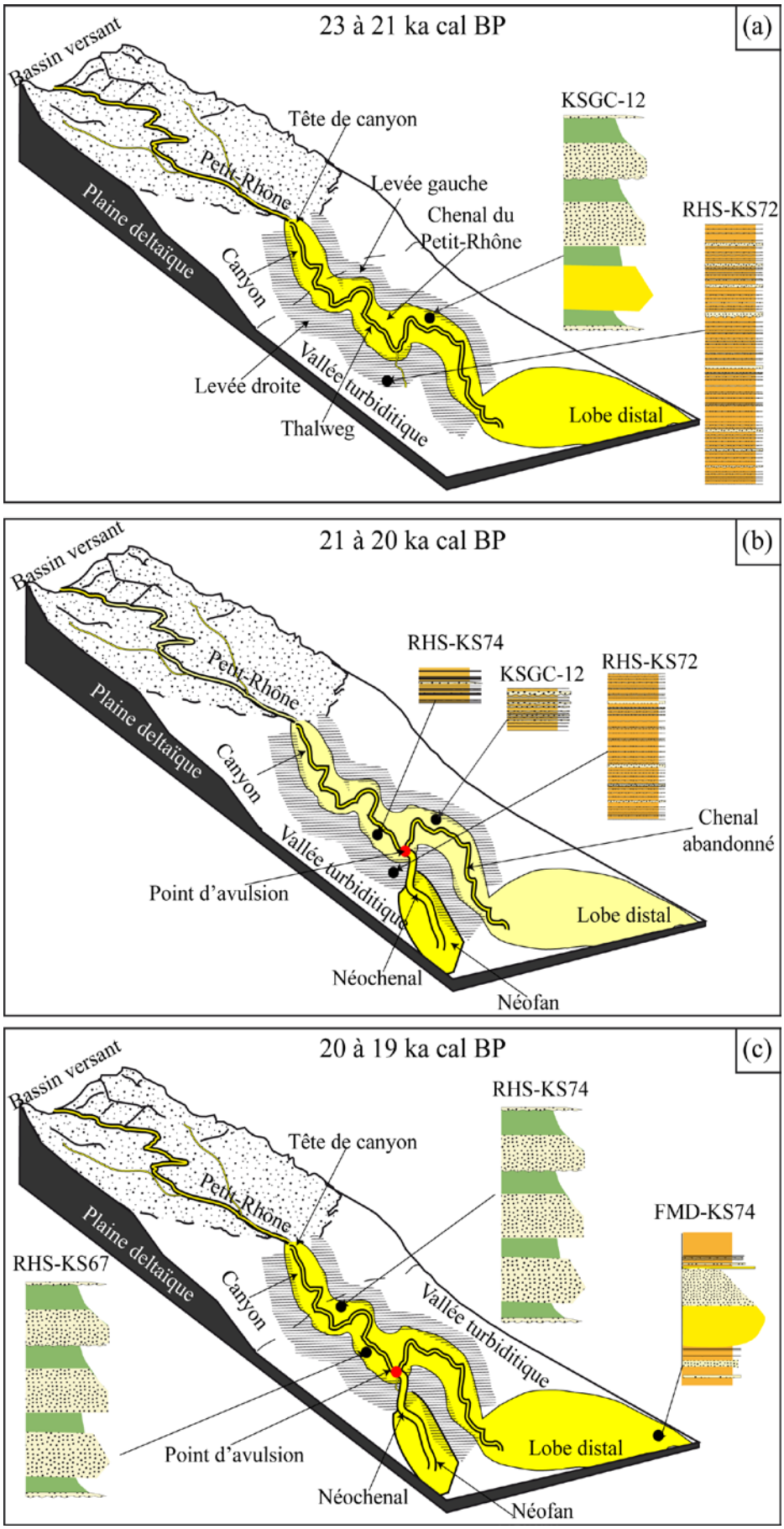
Autour de 20 ka cal. BP les glaciers alpins commencent à fondre de façon considérable à tel point qu'autour de 18 ka cal. BP, plus de 80% de la superficie des glaciers a disparu (Ivy-Ochs et al., 2008). La déglaciation a ainsi permis de produire une quantité importante de sédiment d'une part, et d'augmenter la capacité de transport des fleuves d'autre part. Notamment à cause des conditions plus humides favorables à l'érosion et une pluviométrie plus importantes augmentant le débit du fleuve Rhône et entraînant des épisodes

de crue. Au sein du STR, les flux sédimentaires ont à nouveau conduit à la formation des courants de turbidité d'origine hyperpycnale à cause de la charge sédimentaire élevée du Rhône.

Sur les levées confinées de la vallée turbiditique, le débordement des courants les plus importants donnent ainsi des turbidites épaisses et hyperpycnites, par exemple sur nos carottes RHS-KS67 et RHS-KS74 (Fig. VI-15 c), qui sont identiques en épaisseur et en granulométrie à celles décrites par Dennielou et al (2006) sur la carotte MD99-2344 du Néofan du Petit-Rhône. L'âge (environ 20 ka cal. BP) des dépôts sableux observés dans le lobe à l'extrémité du chenal abandonné laisse supposer un fonctionnement tardif, après l'avulsion du néochenal. La carotte FMD-KS74 a enregistré les dernières activités turbiditiques du lobe.

Cette phase de forte activité turbiditique est brusquement interrompue par une remontée rapide du niveau marin correspondant au *meltwater pulse* de 19 ka.

Le meltwater pulse 19 ka correspond à une remontée rapide du niveau marin (estimée entre 5 et 10 m en moins de 500 ans) (Clark et al., 2012) avec des conséquences aussi bien sur le changement de la source de sédiments que sur les processus à l'origine des courants de turbidité. En effet, dès 19,5 ka cal. BP environ, l'épaisseur des turbidites diminue progressivement, malgré des flux sédimentaires probablement importants en contexte de débâcle glaciaire et de forte pluviométrie. Nous proposons la déconnexion du fleuve et de la tête du canyon pour expliquer l'absence de dépôts hyperpycnaux et la diminution d'épaisseur des lits turbiditiques. Une partie du sédiment serait aussi stockée sur la plate-forme externe, sous la forme d'un grand prodelta très proche de la tête de canyon (Fig. VI-14 d). Ce prodelta deviendrait alors la source sédimentaire alimentant le canyon, via des processus d'instabilité, certainement liés à la charge sédimentaire. Le nombre important des turbidites sur les carottes montre que les courants de turbidités étaient fréquents dans le canyon et le chenal. Cependant, la taille des écoulements ne permettait qu'au sommet argilo-silteux, fortement dilué, de déborder sur les levées. Progressivement, l'épaisseur et la fréquence des lamines turbiditiques diminuent, jusqu'à un arrêt presque complet autour de 18,5 ± 0.5 ka cal. BP. En se basant sur la courbe de Clark (2009), le niveau marin global est autour de -110 m contre -130 m avant le 19 ka MWP. Cette phase de déconnexion du fleuve et du canyon ne marque cependant pas la fin de toute activité turbiditique.


23 à 21 ka cal BP
(a)
Bassin versant
Tête de canyon
Petit-Rhône
Levée gauche
Chenal du Petit-Rhône
Plaine deltaïque
Canyon
Vallée turbiditique
Levée droite
Thalweg
Lobe distal
KSGC-12
RHS-KS72
21 à 20 ka cal BP
(b)
Bassin versant
Petit-Rhône
Plaine deltaïque
Canyon
Vallée turbiditique
Point d'avulsion
Néochenal
Néofan
Lobe distal
RHS-KS74
KSGC-12
RHS-KS72
Chenal abandonné
20 à 19 ka cal BP
(c)
Bassin versant
Tête de canyon
Petit-Rhône
Plaine deltaïque
Canyon
Vallée turbiditique
Point d'avulsion
Néochenal
Néofan
Lobe distal
RHS-KS74
FMD-KS74
RHS-KS67

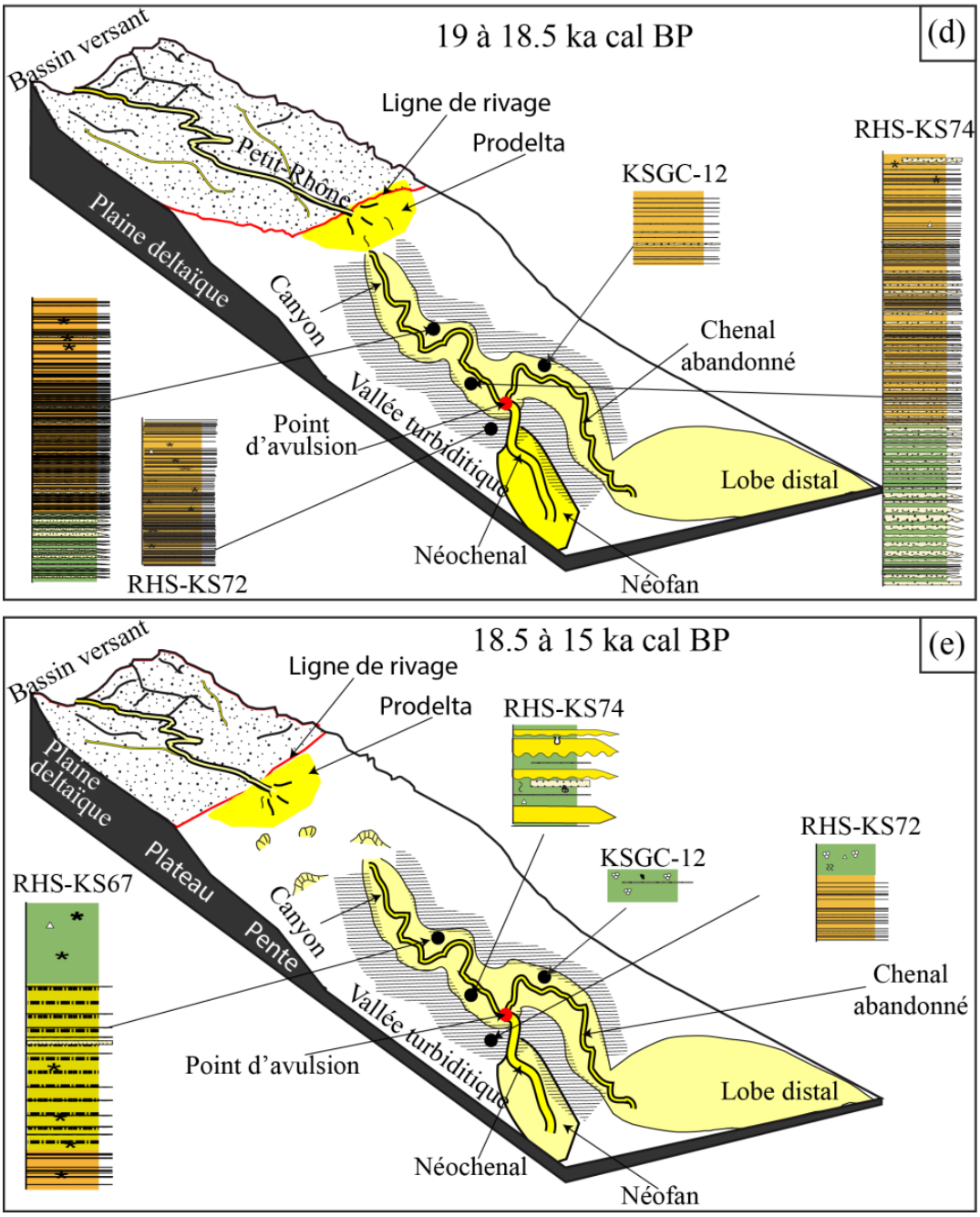


Figure VI-15: Représentation schématique de l'évolution du système turbiditique du Rhône depuis le DMG jusqu'au début de la déglaciation: les figures (a), (b) et (c) montrent l'évolution de la sédimentation en période de bas niveau marin. Les figures (d) et (e) correspondent à la phase de remontée du niveau marin initiée par le 19-ka MWP.

Entre 18,5 et 15ka cal. BP, la présence de turbidites est encore observée à tous les niveaux du système, jusqu'au Néofan, mais la taille des particules constituant ces turbidites suggère des sources et des processus sédimentaires différents. En effet, ces turbidites sont beaucoup plus grossières que celles décrites pendant le DMG, et associées aux apports du

Rhône, ce qui suggère une source alternative en lien avec le remaniement de sables en rebord de plateau ou dans la tête de canyon. Des processus hydro-sédimentaires sur le plateau marqués par des tempêtes et des plongées d'eaux denses de type *cascading* ont maintenu une dynamique sédimentaire réduite au sein du canyon du Petit-Rhône en haut niveau marin. Cette phase de fonctionnement du système turbiditique du Rhône correspond à une interaction entre la remontée du niveau marin ponctuée par des phases de stabilisation, et les processus hydro-sédimentaires sur la plateforme qui remobilisent le sédiment générant ainsi un flux sédimentaire.

Entre 15 et 13 ka cal. BP (MWP-1a), l'accélération de la remontée du niveau marin et la création d'un espace disponible important sur le plateau, bloquent en amont du STR les apports sédimentaires. La totalité du sédiment sableux qui arrive encore au rebord de la plate-forme se situent dans la tête de canyon (carotte RHS-KS49, Fig. V-37) qui joue un rôle de piège sédimentaire. Les lamines turbiditiques ne sont plus présentes, et l'activité turbiditique se résume à quelques turbidites épaisses intercalées dans un sédiment hémipélagique dans le domaine de l'éventail supérieur (carottes RHS-KS67 et KTR-10).

Entre 13 et 10 ka cal. BP, l'activité turbiditique du STR cesse presque entièrement, laissant place à une sédimentation condensée hémipélagique, voire à des phénomènes d'érosion, provoquée par la formation d'eau profonde ou d'autres processus encore mal connus.

Conclusion

Le fonctionnement du système turbiditique du Rhône est l'expression des interactions complexes entre le niveau marin, le flux sédimentaire et la morpho-dynamique du système. Au cours des derniers 24 ka cal. BP, ces interactions ont influencé les processus sédimentaires et la répartition des lithofaciès en lien avec la capacité de débordement des courants de turbidités. L'expression de chacun de ces facteurs de contrôle se manifeste comme suit :

- Le niveau marin est le facteur de contrôle majeur sur le fonctionnement global du système. Il agit sur la connexion et la déconnexion entre la source sédimentaire et le canyon du Petit-Rhône qui assure le transfert sédimentaire vers le bassin profond. En période de bas niveau marin, la connexion est directe entraînant une forte activité turbiditique.
- En période de connexion directe fleuve/canyon la variabilité climatique est l'autre facteur important de contrôle pouvant être exprimé dans dépôts. Le début de la déglaciation, accompagné de la fonte des glaciers, favorise la fréquence des turbidites et en particulier des écoulements hyperpycnaux, inexistants dans le Rhône actuel.
- La morphologie du système, matérialisée par l'aggradation des levées et la sinuosité du chenal, contrôle le débordement latéral des courants par la variation du degré de confinement. Les forces de Coriolis et centrifuge accentuent ce contrôle en créant des asymétries entre la levée droite et la levée gauche.
- La chronologie récente du système turbiditique peut-être divisée en trois phases majeures régies par les variations du niveau marin relatif:
- Une phase de sédimentation turbiditique entre 23 et 18,5 ka cal. BP correspondant à l'activité turbiditique glaciaire du STR en période de bas niveau marin.
- Une phase de transition mêlant sédimentation turbiditique et hémipélagique entre 18,5 et 15 ka cal. BP. : c'est l'activité turbiditique postglaciaire. Elle est favorisée par les processus hydro-sédimentaires tels que les *cascading* ou les tempêtes de SE, qui remobilisent le sédiment du plateau et le canalisent vers la tête du canyon, malgré la remontée du niveau marin.
- Une phase de sédimentation pélagique /hémipélagique en période de haut niveau marin.

CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Rappel des principaux objectifs de la thèse

Cette étude dédiée aux facteurs de contrôle sur le fonctionnement du système turbiditique du Rhône depuis le Dernier Maximum Glaciaire, s'appuie essentiellement sur les carottes sédimentaires acquises lors des campagnes FLUMED 2 (1981), TRANSRHO (1992), GMO 2-CARNAC (2002) et RHOSOS (2008), replacées dans leur cadre morphologique à l'aide des données bathymétriques (sondeur multifaisceaux EM300) et sismiques (chip) de la campagne RHOSOS.

Les principaux objectifs de ce travail étaient :

- Obtenir un cadre chronostratigraphique à l'échelle millénaire sur les sédiments prélevés dans le système turbiditique du Rhône, en particulier dans les lithofaciès turbiditiques. Ce travail s'est appuyé sur des données isotopiques ($\delta^{18}O$), géochimiques (XRF, Ca/Fe) et des datations radiocarbones. La longueur des carottes sédimentaires nous a permis de couvrir les derniers 24 ka cal. BP de l'enregistrement sédimentaire dans le STR, focalisant ainsi notre recherche pour cette période de temps qui englobe les deux derniers événements de Dansgard-Oeschger (Bölling- Alleröd et le Dryas Récent) et le dernier événement de Heinrich.

- Caractériser pour les derniers 24 ka cal. BP, la variabilité spatio-temporelle des lithofaciès et les processus sédimentaires sur l'ensemble du système turbiditique du Rhône. En particulier, l'accent a été porté sur la caractérisation fine et la quantification de la variabilité des turbidites en se basant sur le calcul de la fréquence des dépôts tous les 250 ans.

- Identifier et déterminer à une résolution temporelle millénaire le contrôle respectif des facteurs externes (niveau marin et flux sédimentaire) et internes (morphologie du STR) sur les transferts sédimentaires, en particulier des processus turbiditiques et de proposer un modèle conceptuel de fonctionnement du système au cours des derniers 24 ka cal. BP.

Principaux résultats obtenus

Chronostratigraphie

L'originalité et le principal défi de cette étude résidaient dans l'identification et l'échantillonnage de matériel pélagique préservé entre les turbidites. Cet objectif a été atteint

en examinant finement la composition lithologique et faunistique des séquences turbiditiques. Cet examen a montré que la préservation des foraminifères planctoniques peut être très bonne entre les turbidites. Des foraminifères planctoniques, en particulier *G. bulloides*, se retrouvent également dans les sables turbiditiques et sont donc remaniés. Un soin particulier doit donc être apporté pour ne pas polluer les prélèvements de l'intervalle pélagique par ces sables turbiditiques adjacents. La présence de sables détritiques et la fragmentation des tests de foraminifères semblent être un bon critère de validation ; l'échantillon doit être rejeté si les fragments de tests représentent plus de 15% de la fraction granulométrique >150 µm.

Les analyses isotopiques de l'oxygène ont été réalisées sur les tests calcaires de l'espèce *G. bulloides* (foraminifère planctonique). Les données obtenues ont été corrélées aux fluctuations $\delta^{18}O$ d'une carotte prélevée sur la Ride Pyrénéo-Languedocienne (carotte MD99-2346, Melki et al. 2009). Seuls quatre sites RHS-KS65, RHS-KS67, RHS-KS74 et KSGC-12 ont permis d'aboutir à une chronostratigraphie isotopique. Sur les autres sites l'enregistrement est complexe à interpréter et souvent seul le contraste DMG ($\delta^{18}O$ élevés) et Holocène ($\delta^{18}O$ bas) est visible. Les difficultés de corrélation peuvent provenir du possible remaniement des tests de foraminifères analysés, mais également de très forts taux de sédimentation au DMG, période durant laquelle il n'y a pas de fluctuations isotopiques remarquables et corrélables.

Le rapport Ca/Fe, mesuré par fluorescence X en continu, est un bon marqueur des fluctuations des apports sédimentaires contrôlés par les changements climatiques et le rapport entre le flux biogène et le flux terrigène, en tenant compte des apports détritiques carbonatés issus du bassin versant. Par ce proxy, des corrélations avec les références chronostratigraphiques des carottes RHS-KS65 et MD99-2348 (interfluve entre les canyons de l'Hérault et Bourcart/Aude, Sierro et al. 2009) carotte à carotte ont été possibles dans les lithofaciès hémipélagiques et turbiditiques. Ces corrélations ont permis (1) d'améliorer le modèle d'âge de certaines carottes (KTR-07, KTR-10, KSGC-14) ; et (2) de l'obtenir sur certaines carottes ou l'acquisition du $\delta^{18}O$ n'a pas été réalisé (carottes de la campagne FLUMED 2).

Les datations radiocarbones ont été utilisées pour comparer et valider les modèles d'âges obtenus par les corrélations avec le $\delta^{18}O$ et le rapport Ca/Fe. Elles ont aussi permis de construire le modèle d'âge lorsque les données $\delta^{18}O$ n'étaient pas disponibles ou pas interprétables et lorsque le rapport Ca/Fe n'était pas interprétable (RHS-KS71, RHS-KS72 et KTR-06).

L'activité turbiditique au sein du STR

L'examen des carottes de sédiment a permis d'identifier trois types de lithofaciès : (1) les lithofaciès pélagiques et hémipélagiques, (2) les lithofaciès turbiditiques, (3) les lithofaciès de dépôts en masse.

Les lithofaciès pélagiques et hémipélagiques ont été décrits sur l'ensemble du système turbiditique et sur la pente ouverte. Ils correspondent majoritairement à l'intervalle de temps postglaciaire, de 18,5 ka cal. BP jusqu'à l'actuel. Leur présence caractérise l'absence (l'arrêt) des apports turbiditiques en lien avec la remontée du niveau marin. Des lithofaciès hémipélagiques glaciaires sont également décrits sur les terrasses sédimentaires dans le canyon et sur la pente ouverte. Sur les terrasses ils reflètent le confinement des courants de turbidité et leur incapacité à déborder au-delà de 380 m d'altitude au-dessus du fond du canyon. Sur la pente ils reflètent l'éloignement du chenal turbiditique et la limite d'expansion latérale des courants de turbidité qui débordent du chenal turbiditique.

Les lithofaciès turbiditiques ont été décrits sur les levées, à proximité du chenal turbiditique. Ils correspondent majoritairement au Dernier Maximum Glaciaire (18-24 ka cal. BP) et sont fortement réduits après 18,5 ka cal. BP. Deux principaux types de lithofaciès turbiditiques ont été identifiés : (1) des turbidites argilo-silteuses à granoclassement normal qui sont interprétées comme associées à des instabilités dans le canyon du Petit-Rhône ; (2) des turbidites argilo-silteuses de type « hyperpynite » à granoclassement inverse à la base puis à granoclassement normal. Elles sont interprétées comme associées à des courants hyperpycnaux en provenance du Rhône puis chenalisés dans le canyon et le chenal turbiditique. La transition entre les hyperpycnites et les turbidites de type « Bouma » est datée à environ 19,5 ka cal. BP. Quelques turbidites sont également décrites durant la période postglaciaire jusqu'à l'Holocène ; (3) des turbidites sableuses postglaciaires sont interprétées comme de la remobilisation des sables en rebord de plateau.

Les lithofaciès de dépôts en masse correspondent à des lithofaciès hémipélagiques et turbiditiques déformés et associés à des instabilités gravitaires dont les cicatrices sont visibles dans la morphologie du système turbiditique et de la pente.

Facteurs de contrôle sur le fonctionnement du STR (depuis 24 ka cal. BP)

Le niveau marin est le facteur principal qui a contrôlé l'activité turbiditique du système turbiditique du Rhône. Les turbidites se déposent au DMG, pendant le bas niveau marin au moment où l'embouchure du Rhône et la tête du canyon du Petit-Rhône sont très

proches ou connectés pour permettre un transfert sédimentaire efficace. Ainsi, le dépôt des turbidites s'interrompt à 18,5 ka cal. BP au moment où la remontée du niveau marin est suffisante pour avoir éloigné l'embouchure du fleuve. Le *meltwater pulse* à 19 ka est également enregistré par un éloignement de l'embouchure du fleuve, et se traduit par le changement du déclenchement des courants de turbidité d'un processus de déclenchement hyperpycnal vers un processus de déclenchement par des instabilités dans le canyon.

Le flux sédimentaire : le fort contrôle du niveau marin sur le fonctionnement du STR, masque les possibles fluctuations du flux sédimentaires en relation avec les fluctuations climatiques dans le bassin versant du Rhône et, notamment, les fluctuations de son englacement. Toutefois, pendant le DGM et le bas niveau marin, les hyperpycnites sont très certainement liées à des flux sédimentaires du Rhône en lien avec le recul des glaciers alpins dont l'ablation était maximale entre 20 et 18 ka cal. BP. Cette ablation a entraîné des flux sédimentaires jusqu'à 12 fois plus élevés que les flux moyens actuels (Kettner and Syvitski, 2009) et donc capables de produire des courants hyperpycnaux.

La profondeur du canyon et du chenal turbiditique contrôle la capacité des courants de turbidité à déborder sur les levées. Ainsi, au-delà de 380 m, dans le canyon, il n'y pas de débordements turbiditiques pendant les derniers 24 ka cal. BP. En aval, tous les sites enregistrent des turbidites car le chenal et la vallée turbiditique ne sont pas assez profonds pour confiner entièrement les courants de turbidité. La sinuosité du chenal contrôle la composition des débordements. Ainsi, les hyperpycnites ne sont décrites que sur les sites localisés à l'extérieur d'un méandre, mettant en évidence l'effet de la force centrifuge et le débordement par « flow *stripping* ». À l'intérieur des méandres, les débordements sont plus dilués et déposent majoritairement des lithofaciès turbiditiques laminés. L'éloignement du chenal turbiditique s'exprime également dans les lithofaciès car la fréquence et l'épaisseur des turbidites baissent avec l'éloignement au chenal.

Perspectives

L'introduction du facteur temps à l'échelle millénaire dans l'enregistrement sédimentaire au sein du système turbiditique du Rhône met en évidence la complexité de l'enregistrement des transferts terre-mer par les turbidites. Elle met également en évidence le réel potentiel des turbidites pour identifier et déchiffrer les faibles fluctuations du niveau marin et des flux sédimentaires.

Notre travail s'est basé sur des carottes courtes (maximum 8 m) et compte tenu des forts taux de sédimentation turbiditiques pendant le DMG, l'intervalle de temps échantillonné

durant le glaciaire n'est pas allé au-delà de 24 ka cal. BP et a souvent été limité à 20-22 ka cal. BP. L'accès à des carottes plus longues, permettant d'accéder à une plus grande partie de l'enregistrement glaciaire, serait un bénéfice réel car cela permettrait une meilleure contrainte de la chronostratigraphie au DMG, et permettrait de déterminer la réactivité du STR aux fluctuations rapides du climat et du niveau marin durant les événements de Heinrich et les cycles de Dansgaard/Oeschger.

Notre travail s'est également basé sur un nombre important de carottes dont la localisation n'est pas nécessairement optimale pour comprendre la fluctuation spatiale des lithofaciès turbiditiques et donc le contrôle interne, qu'exerce la morphologie du STR. Ainsi, il serait intéressant d'obtenir quelques transects avec un nombre important de carottes rapprochées pour bien appréhender les fluctuations sur des petites distances, par exemple sur des barres de méandre.

Les terrasses sédimentaires à l'intérieur d'un canyon constituent un environnement sédimentaire très favorable à l'enregistrement des apports sédimentaires à haute résolution (cf. Babonneau 2002 ; Babonneau et al 2004). Les données de sismique sur le canyon du Petit-Rhône montrent une évolution dans la structure des dépôts qui suggèrent des fluctuations importantes dans les processus de dépôt, probablement en lien avec des changements dans les flux sédimentaires et le niveau marin. Une série de carottes longues (30 m) sur quelques terrasses à différentes hauteurs au-dessus du fond du canyon donnerait un enregistrement sédimentaire complet qui permettrait de retracer l'évolution des apports sédimentaires dans le canyon du Petit-Rhône et le système turbiditique du Rhône pour la dernière période glaciaire.

L'avulsion de chenal constitue un processus majeur dans l'évolution morpho-sédimentaire des systèmes turbiditiques. Nous avons pu estimer l'âge de l'avulsion du néochenal vers 21-22 ka cal. BP, ce qui permet de supposer que les forts flux sédimentaires du DMG, associés à la connexion entre l'embouchure du Rhône et la tête du canyon du Petit-Rhône, ont pu favoriser l'avulsion. Les chenaux du STR visibles sur le fond de mer, et la hiérarchie (chronologie relative) des avulsions est connue (Droz et al. en préparation). Des carottages permettraient d'obtenir une chronologie absolue de ces avulsions et d'en déterminer ainsi l'évolution en fonction des fluctuations climatiques et eustatiques.

Une modélisation de courants de turbidités dans le canyon et le chenal-levée permettrait de contraindre les conditions aux limites nécessaires pour aboutir aux lithofaciès décrits. Cela permettrait, par exemple, d'évaluer les volumes sédimentaires nécessaires en amont du système et de discuter des facteurs de déclenchement (instabilités versus courants

hyperpycnaux). Cela permettrait de tester les caractéristiques des dépôts (granulométrie, épaisseur) en fonction de la morphologie complexe du STR et de les confronter à nos observations.

Les travaux menés sur les systèmes turbiditiques dans différents contextes morpho-sédimentaires et climatiques (cf. Introduction) montrent qu'il n'existe pas un modèle unique de fonctionnement des systèmes turbiditiques et que toute différence dans le bassin versant, le climat et la morphologie de la marge (plateau et pente) impacte fortement l'enregistrement des fluctuations climatiques et eustatiques dans les turbidites. Ce travail n'est donc qu'un exemple et une étape dans l'étude et la compréhension des transferts terre-mer par les systèmes turbiditiques.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

2004, High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period: Nature, v. 431, no. 7005, p. 147-151.

Abu-Zied, R. H., Rohling, E. J., Jorissen, F. J., Fontanier, C., Casford, J. S. L., and Cooke, S., 2008, Benthic foraminiferal response to changes in bottom-water oxygenation and organic carbon flux in the eastern Mediterranean during LGM to Recent times: Marine Micropaleontology, v. 67, no. 1–2, p. 46-68.

Alexander, J., and Mulder, T., 2002, Experimental quasi-steady density currents: Marine Geology, v. 186, no. 3–4, p. 195-210.

Allen, J. R. M., Brandt, U., Brauer, A., Hubberten, H.-W., Huntley, B., Keller, J., Kraml, M., Mackensen, A., Mingram, J., Negendank, J. F. W., Nowaczyk, N. R., Oberhänsli, H., Watts, W. A., Wulf, S., and Zolitschka, B., 1999, Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period: Nature, v. 400, no. 6746, p. 740-743.

Allen, P. A., 2008, Time scales of tectonic landscapes and their sediment routing systems: Geological Society, London, Special Publications, v. 296, no. 1, p. 7-28.

Alley, R., and MacAyeal, D., 1994, Ice-rafted debris associated with binge/purge oscillations of the Laurentide Ice Sheet: Paleoceanography, v. 9, no. 4, p. 503-511.

Alley, R. B., 1998, Palaeoclimatology: Icing the North Atlantic: Nature, v. 392, no. 6674, p. 335-337.

Aloïsi, J.-C., 1986, Sur un modèle de sédimentation deltaïque. Contribution à la connaissance des marges passives [Unpublished Doctorat: University of Perpignan, 195 p. p.

Aloisi, J., Cambon, J., Carbonne, J., Cauwet, G., Millot, C., Monaco, A., and Pauc, H., 1982, Origine et rôle du néphéloïde profond dans le transfert des particules au milieu marin. Application au Golfe du Lion: Oceanologica Acta, v. 5, no. 4, p. 481-491.

Aloisi, J. C., Auffret, G. A., Auffret, J. P., Barusseau, J. P., Hommeril, P., Larsonneur, C., and Monaco, A., 1977, Essai de modelisation de la sedimentation actuelle sur les plateaux continentaux francais: Bulletin de la Societe Geologique de France, v. Series 7 Vol. XIX, no. 2, p. 183-195.

Amos, K. J., Peakall, J., Bradbury, P. W., Roberts, M., Keevil, G., and Gupta, S., 2010, The influence of bend amplitude and planform morphology on flow and sedimentation in submarine channels: Marine and Petroleum Geology, v. 27, no. 7, p. 1431-1447.

Andersen, K. K., Bigler, M., Buchardt, S. L., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Davies, S. M., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E., Heinemeier, J., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Muscheler, R., Olsen, G. J., Rasmussen, S. O., Röthlisberger, R., Ruth, U., Seierstad, I. K., Siggaard-Andersen, M.-L., Steffensen, J. P., Svensson, A. M., and Vinther, B. M., 2007, Greenland Ice Core Chronology 2005 (GICC05) and 20 year means of oxygen isotope data from ice core NGRIP, PANGAEA - Data Publisher for Earth & Environmental Science.

Andrews, J. E., and Hurley, R. J., 1978, Sedimentary processes in the formation of a submarine canyon: Marine Geology, v. 26, no. 3–4, p. M47-M50.

Arnaud-Fassetta, G., 2003, River channel changes in the Rhone Delta (France) since the end of the Little Ice Age: geomorphological adjustment to hydroclimatic change and natural resource management: CATENA, v. 51, no. 2, p. 141-172.

Arnaud, F., 2003, Signature climatique et anthropique dans les sédiments holocènes des lacs du Bourget et d'Anterne (NO des Alpes)–paléohydrologie et contamination au plomb: Université des Sciences et Technologie de Lille-Lille I.

Arz, H. W., Pätzold, J., and Wefer, G., 1998, Correlated Millennial-Scale Changes in Surface Hydrography and Terrigenous Sediment Yield Inferred from Last-Glacial Marine Deposits off Northeastern Brazil: Quaternary Research, v. 50, no. 2, p. 157-166.

Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., and Klein, B., 2002, Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan: Marine and Petroleum Geology, v. 19, no. 4, p. 445-467.

Bache, F., 2008, Evolution Oligo Miocène des marges du micro océan Liguro-Provençal: Université de Bretagne occidentale-Brest.

Bard, E., Hamelin, B., and Delanghe-Sabatier, D., 2010, Deglacial Meltwater Pulse 1B and Younger Dryas Sea Levels Revisited with Boreholes at Tahiti: Science, v. 327, no. 5970, p. 1235-1237.

Barker, S., Diz, P., Vautravers, M. J., Pike, J., Knorr, G., Hall, I. R., and Broecker, W. S., 2009, Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation: Nature, v. 457, no. 7233, p. 1097-1102.

Bassetti, M. A., Jouet, G., Dufois, F., Berné, S., Rabineau, M., and Taviani, M., 2006, Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial history and modern processes: Marine Geology, v. 234, no. 1-4, p. 93-109.

Baztan, J., 2004, Formation et évolution des canyons sous-marins du Golfe du Lion: relation avec les cycles glacio-eustatiques.

Baztan, J., Berné, S., Olivet, J. L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J. P., and Canals, M., 2005, Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion): Marine and Petroleum Geology, v. 22, no. 6-7, p. 805-826.

Bé, A. W. H., and Hutson, W. H., 1977, Ecology of Planktonic Foraminifera and Biogeographic Patterns of Life and Fossil Assemblages in the Indian Ocean: Micropaleontology, v. 23, no. 4, p. 369-414.

Beaudouin, C., Dennielou, B., Melki, T., Guichard, F., Kallel, N., Berné, S., and Huchon, A., 2004, The Late-Quaternary climatic signal recorded in a deep-sea turbiditic levee (Rhône Neofan, Gulf of Lions, NW Mediterranean): palynological constraints: Sedimentary Geology, v. 172, no. 1-2, p. 85-97.

Bellaiche, G., Coutellier, V., and Droz, L., 1989, Detailed morphology, sedimentary structure and evolution of the continental margin of the western Provençal basin (south of France) since the late Miocene: Marine Geology, v. 89, no. 3–4, p. 259-268.

Bellaiche, G., Droz, L., Coutellier, V., Berthon, J. L., Orsolini, P., Ravenne, C., Aloisi, J. C., Got, H., and Monaco, A., 1984, DETAILED MORPHOLOGY, STRUCTURE AND MAIN GROWTH-PATTERN OF THE RHONE DEEP-SEA FAN: Marine Geology, v. 55, no. 3-4, p. 181-193.

Berger, A., 1978, Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes: Journal of the Atmospheric Sciences, v. 35, no. 12, p. 2362-2367.

Berger, A., and Loutre, M. F., 2004, Théorie astronomique des paléoclimats: Comptes Rendus Geoscience, v. 336, no. 7–8, p. 701-709.

Berger, A. L., 1977, Support for the astronomical theory of climatic change: Nature, v. 269, no. 5623, p. 44-45.

Berné, S., Aloïsi, J. C., Baztan, J., Dennielou, B., Droz, L., Dos Reis, T., Lofi, J., Méar, Y., Rabineau, M., and Satra, C., 2002, Notice de la carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion: Brest.

Berné, S., Carré, D., Loubrieu, B., Mazé, J.-P., and Normand, A., 2001, Carte morpho-bathymetrique du Golfe du Lion.

Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M. A., Dennielou, B., and Taviani, M., 2007, Late Glacial to Preboreal sea-level rise recorded by the Rhone deltaic system (NW Mediterranean): Marine Geology, v. 245, no. 1-4, p. 65-88.

Berné, S., Loubrieu, B., and Calmar embarquée, l. é., 1999, Canyons et processus sédimentaires récents sur la marge occidentale du golfe du Lion. Premiers résultats de

la campagne Calmar: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science, v. 328, no. 7, p. 471-477.

Besson, D., 2005, Architecture du bassin rhodano-provençal miocène (Alpes, SE France). Relations entre déformation, physiographie et sédimentation dans un bassin molassique d'avant-pays: Paris, ENMP.

Biju-Duval, B., Letouzey, J., and Montadert, L., 1978, Structure and evolution of the Mediterranean basins: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 42, no. Part 1, p. 951-984.

Blanc-Vernet, L., 1969, Contribution à l'étude des foraminifères de Méditerranée: relations entre la microfaune et le sédiment ; biocoenoses actuelles, thanatocoenoses pliocènes et quaternaires, Marseille, Impr. Louis-Jean, 315 p.:

Blanckenburg, F., 2006, The control mechanisms of erosion and weathering at basin scale from cosmogenic nuclides in river sediment: Earth and Planetary Science Letters, v. 242, no. 3–4, p. 224-239.

Blumberg, S., Lamy, F., Arz, H. W., Echtler, H. P., Wiedicke, M., Haug, G. H., and Oncken, O., 2008, Turbiditic trench deposits at the South-Chilean active margin: A Pleistocene–Holocene record of climate and tectonics: Earth and Planetary Science Letters, v. 268, no. 3–4, p. 526-539.

Blunier, T., and Brook, E. J., 2001, Timing of Millennial-Scale Climate Change in Antarctica and Greenland During the Last Glacial Period: Science, v. 291, no. 5501, p. 109-112.

Bond, G., Broecker, W., Johnsen, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., and Bonani, G., 1993, Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice: Nature, v. 365, no. 6442, p. 143-147.

Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., Huon, S., Jantschik, R., Clasen, S., and Simet, C., 1992, Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period.

Bond, G. C., and Lotti, R., 1995, Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time Scales During the Last Glaciation: Science, v. 267, no. 5200, p. 1005-1010.

Bonneau, L., Jorry, S. J., Toucanne, S., Jacinto, R. S., and Emmanuel, L., 2014, Millennial-Scale Response of a Western Mediterranean River to Late Quaternary Climate Changes: A View from the Deep Sea: The Journal of Geology, v. 122, no. 6, p. 687-703.

Bonnel, C., 2005, Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels: analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var, et RhônePh.D]: Univ. Bordeaux 1, 293 p.

Bonnel, C., Dennielou, B., Droz, L., Mulder, T., and Berné, S., 2005, Architecture and depositional pattern of the Rhône Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (western Mediterranean): Marine and Petroleum Geology, v. 22, no. 6-7, p. 827-843.

Bouma, A. H., 1962, Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation, Elsevier Pub. Co.

Bouma, A. H., 2000, Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers: Marine and Petroleum Geology, v. 17, no. 2, p. 137-143.

-, 2001, Fine-grained submarine fans as possible recorders of long- and short-term climatic changes: Global and Planetary Change, v. 28, no. 1–4, p. 85-91.

Bouma, A. H., 2004, Key controls on the characteristics of turbidite systems: Geological Society, London, Special Publications, v. 222, no. 1, p. 9-22.

Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, S., Ducassou, E., Prins, M. A., Garlan, T., Lanfumey, V., Schneider, J. L., Rouillard, P., and Giraudeau, J., 2010, Highstand vs. lowstand turbidite system growth in the Makran active margin: Imprints of high-

frequency external controls on sediment delivery mechanisms to deep water systems: Marine Geology, v. 274, no. 1-4, p. 187-208.

Broecker, W., Bond, G., Klas, M., Clark, E., and McManus, J., 1992, Origin of the northern Atlantic's Heinrich events: Climate Dynamics, v. 6, no. 3-4, p. 265-273.

Broecker, W. S., 1994, Massive iceberg discharges as triggers for global climate change: Nature, v. 372, no. 6505, p. 421-424.

Broecker, W. S., Denton, G. H., Edwards, R. L., Cheng, H., Alley, R. B., and Putnam, A. E., 2010, Putting the Younger Dryas cold event into context: Quaternary Science Reviews, v. 29, no. 9–10, p. 1078-1081.

Cacho, I., Grimalt, J. O., and Canals, M., 2002, Response of the Western Mediterranean Sea to rapid climatic variability during the last 50,000 years: a molecular biomarker approach: Journal of Marine Systems, v. 33–34, no. 0, p. 253-272.

Cacho, I., Grimalt, J. O., Pelejero, C., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., and Shackleton, N., 1999, Dansgaard-Oeschger and Heinrich event imprints in Alboran Sea paleotemperatures: Paleoceanography, v. 14, no. 6, p. 698-705.

Cacho, I., Shackleton, N., Elderfield, H., Sierro, F. J., and Grimalt, J. O., 2006, Glacial rapid variability in deep-water temperature and δ18O from the Western Mediterranean Sea: Quaternary Science Reviews, v. 25, no. 23–24, p. 3294-3311.

Campy, M., and Richard, H., 1988, Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans la chaîne jurassienne: Bulletin de l'Association française pour l'Etude du Quaternaire, v. 25, no. 2, p. 81-90.

Canals, M., Puig, P., de Madron, X. D., Heussner, S., Palanques, A., and Fabres, J., 2006, Flushing submarine canyons: Nature, v. 444, no. 7117, p. 354-357.

Candy, I., Coope, G. R., Lee, J. R., Parfitt, S. A., Preece, R. C., Rose, J., and Schreve, D. C., 2010, Pronounced warmth during early Middle Pleistocene interglacials: Investigating the Mid-Brunhes Event in the British terrestrial sequence: Earth-Science Reviews, v. 103, no. 3–4, p. 183-196.

Candy, I. A. N., and McClymont, E. L., 2013, Interglacial intensity in the North Atlantic over the last 800 000 years: investigating the complexity of the mid-Brunhes Event: Journal of Quaternary Science, v. 28, no. 4, p. 343-348.

Carlson, A. E., and Clark, P. U., 2012, Ice sheet sources of sea level rise and freshwater discharge during the last deglaciation: Reviews of Geophysics, v. 50, no. 4, p. RG4007.

Cecil, C. B., 2003, The concept of autocyclic and allocyclic controls on sedimentation and stratigraphy, emphasizing the climatic variable.

Chamley, H., 1971, Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée, Publié avec le concours du Centre national de la recherche scientifique.

Chapron, E., 1999, Contrôles climatique et sismo-tectonique de la sédimentation lacustre dans l'avant pays alpin (Lac du Bourget) durant le quaternaire récent.(Alpes françaises): Université de Lille 1.

Church, J. A., Godfrey, J. S., Jackett, D. R., and McDougall, T. J., 1991, A Model of Sea Level Rise Caused by Ocean Thermal Expansion: Journal of Climate, v. 4, no. 4, p. 438-456.

Church, M., and Ryder, J. M., 1972, Paraglacial Sedimentation: A Consideration of Fluvial Processes Conditioned by Glaciation: Geological Society of America Bulletin, v. 83, no. 10, p. 3059-3072.

Clark, J. D., Kenyon, N. H., and Pickering, K. T., 1992, Quantitative analysis of the geometry of submarine channels: Implications for the classification of submarine fans: Geology, v. 20, no. 7, p. 633-636.

Clark, J. D., and Pickering, K. T., 1996, Architectural elements and growth patterns of submarine channels: application to hydrocarbon exploration: AAPG bulletin, v. 80, no. 2, p. 194-220.

Clark, P. U., Archer, D., Pollard, D., Blum, J. D., Rial, J. A., Brovkin, V., Mix, A. C., Pisias, N. G., and Roy, M., 2006, The middle Pleistocene transition: characteristics, mechanisms, and implications for long-term changes in atmospheric pCO2: Quaternary Science Reviews, v. 25, no. 23–24, p. 3150-3184.

Clark, P. U., Dyke, A. S., Shakun, J. D., Carlson, A. E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J. X., Hostetler, S. W., and McCabe, A. M., 2009, The Last Glacial Maximum: Science, v. 325, no. 5941, p. 710-714.

Clark, P. U., McCabe, A. M., Mix, A. C., and Weaver, A. J., 2004, Rapid rise of sea level 19,000 years ago and its global implications: Science, v. 304, no. 5674, p. 1141-1144.

Clark, P. U., Pisias, N. G., Stocker, T. F., and Weaver, A. J., 2002, The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change: Nature, v. 415, no. 6874, p. 863-869.

Clark, P. U., and Pollard, D., 1998, Origin of the Middle Pleistocene Transition by ice sheet erosion of regolith: Paleoceanography, v. 13, no. 1, p. 1-9.

Clark, P. U., Shakun, J. D., Baker, P. A., Bartlein, P. J., Brewer, S., Brook, E., Carlson, A. E., Cheng, H., Kaufman, D. S., Liu, Z., Marchitto, T. M., Mix, A. C., Morrill, C., Otto-Bliesner, B. L., Pahnke, K., Russell, J. M., Whitlock, C., Adkins, J. F., Blois, J. L., Clark, J., Colman, S. M., Curry, W. B., Flower, B. P., He, F., Johnson, T. C., Lynch-Stieglitz, J., Markgraf, V., McManus, J., Mitrovica, J. X., Moreno, P. I., and Williams, J. W., 2012, Global climate evolution during the last deglaciation: Proceedings of the National Academy of Sciences, v. 109, no. 19, p. E1134-E1142.

Clift, P. D., and Giosan, L., 2014, Sediment fluxes and buffering in the post-glacial Indus Basin: Basin Research, v. 26, no. 3, p. 369-386.

Cohen, K., and Gibbard, P., 2012, Regional chronostratigraphical correlation table for the last 270,000 years Europe north of the Mediterranean: Cambridge: Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy).

Colmenero-Hidalgo, E., Flores, J.-A., Sierro, F. J., Bárcena, M. Á., Löwemark, L., Schönfeld, J., and Grimalt, J. O., 2004, Ocean surface water response to short-term climate changes revealed by coccolithophores from the Gulf of Cadiz (NE Atlantic) and Alboran Sea (W Mediterranean): Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 205, no. 3–4, p. 317-336.

Cortijo, E., Reynaud, J.-Y., Labeyrie, L., Paillard, D., Lehman, B., Cremer, M., and Grousset, F., 1995, Etude de la variabilité climatique à haute résolution dans des sédiments de l'Antlantique Nord: Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes, v. 321, no. 3, p. 231-238.

Coutellier, V., 1985, Mise en évidence et rôle des mouvements gravitaires dans l'évolution de la marge continentale: exemple des marges du golfe du Lion et de la Provence occidentale3rd]: Université Pierre et Marie Curie 197 p.

Coutterand, S., 2010, Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent: Du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation, Université de Savoie.

Covault, J. A., 2011, Submarine Fans and Canyon-Channel Systems: A Review of Processes, Products, and Models: Nature Education Knowledge, v. 3(10), p. 4.

Covault, J. A., and Graham, S. A., 2010, Submarine fans at all sea-level stands: Tectono-morphologic and climatic controls on terrigenous sediment delivery to the deep sea: Geology, v. 38, no. 10, p. 939-942.

Covault, J. A., Romans, B. W., Fildani, A., McGann, M., and Graham, S. A., 2010, Rapid Climatic Signal Propagation from Source to Sink in a Southern California Sediment-Routing System: Journal of Geology, v. 118, no. 3, p. 247-259.

Dansgaard, W., Clausen, H. B., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Johnsen, S. F., Kristinsdottir, P. M., and Reeh, N., 1982, A New Greenland Deep Ice Core: Science, v. 218, no. 4579, p. 1273-1277.

Dansgaard, W., Johnsen, S., Clausen, H., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N., Hammer, C., Hvidberg, C., Steffensen, J., Sveinbjörnsdottir, A., and Jouzel, J., 1993, Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record: Nature, v. 364, no. 6434, p. 218-220.

David C. Twichell, W. C. S., Neil H. Kenyon, Lee, H. J., Twichell, D. C., ., and et al., 1996, Breaching the Levee of a Channel on the Mississippi Fan Geology of the United States' Seafloor, Cambridge University Press.

Dennielou, B., Huchon, A., Beaudouin, C., and Berne, S., 2006, Vertical grain-size variability within a turbidite levee: Autocyclicity or allocyclicity? A case study from the Rhone neofan, Gulf of Lions, Western Mediterranean: Marine Geology, v. 234, no. 1-4, p. 191-213.

Dennielou, B., Jallet, L., Sultan, N., Jouet, G., Giresse, P., Voisset, M., and Berné, S., 2009, Post-glacial persistence of turbiditic activity within the Rhône deep-sea turbidite system (Gulf of Lions, Western Mediterranean): Linking the outer shelf and the basin sedimentary records: Marine Geology, v. 257, no. 1-4, p. 65-86.

Denton, G. H., and Hughes, T. J., 1983, Milankovitch theory of ice ages: Hypothesis of ice-sheet linkage between regional insolation and global climate: Quaternary Research, v. 20, no. 2, p. 125-144.

Droz, L., 1983, L'éventail sous-marin profond du Rhône (Golfe du Lion) : grands traits morphologiques et structure semi-profonde: Université Paris 6.

Droz, L., 1991, Les eventails sous-marins profonds: structure et evolution sedimentaire a partir de l'etude comparative de trois edifices: l'eventail du Rhone, la ride du Var et le cone de l'Indus: Diplome d'Habilitation: Universite de Paris.

Droz, L., and Bellaiche, G., 1985, Rhone Deep-Sea Fan: morphostructure and growth pattern: Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists, v. 69, no. 3, p. 460-479.

Droz, L., dos Reis, A. T., Rabineau, M., Berne, S., and Bellaiche, G., 2006, Quaternary turbidite systems on the northern margins of the Balearic Basin (Western Mediterranean): a synthesis: Geo-Marine Letters, v. 26, no. 6, p. 347-359.

Droz, L., Kergoat, R., Cochonat, P., and Berne, S., 2001, Recent sedimentary events in the western Gulf of Lions (Western Mediterranean): Marine Geology, v. 176, no. 1-4, p. 23-37.

Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P., and Tofani, R., 1996, Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea): Geological Society of America Bulletin, v. 108, no. 3, p. 253-269.

Ducassou, E., 2006, Évolution du système turbiditique profond du Nil au cours du Quaternaire récent.

Ducassou, E., Mulder, T., Migeon, S., Gonthier, E., Murat, A., Revel, M., Capotondi, L., Bernasconi, S. M., Mascle, J., and Zaragosi, S., 2008, Nile floods recorded in deep Mediterranean sediments: Quaternary Research, v. 70, no. 3, p. 382-391.

Duplessy, J.-C., and Ramstein, G., 2014, PALÉOCLIMATOLOGIE-Enquête sur les climats anciens-: Enquête sur les climats anciens, EDP sciences, 68-70 p.:

Duros, P., Fontanier, C., Metzger, E., Pusceddu, A., Cesbron, F., de Stigter, H. C., Bianchelli, S., Danovaro, R., and Jorissen, F. J., 2011, Live (stained) benthic foraminifera in the Whittard Canyon, Celtic margin (NE Atlantic): Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, v. 58, no. 2, p. 128-146.

Durrieu de Madron, X., Nyffeler, F., and Godet, C. H., 1990, Hydrographic structure and nepheloid spatial distribution in the Gulf of Lions continental margin: Continental Shelf Research, v. 10, no. 9–11, p. 915-929.

Durrieu de Madron, X., Wiberg, P. L., and Puig, P., 2008, Sediment dynamics in the Gulf of Lions: The impact of extreme events: Continental Shelf Research, v. 28, no. 15, p. 1867-1876.

Durrieu de Madron, X., Zervakis, V., Theocharis, A., and Georgopoulos, D., 2005, Comments on "Cascades of dense water around the world ocean": Progress in Oceanography, v. 64, no. 1, p. 83-90.

Emiliani, C., 1955, Pleistocene temperatures: The Journal of Geology, p. 538-578.

Essallami, L., Sicre, M., Kallel, N., Labeyrie, L., and Siani, G., 2007, Hydrological changes in the Mediterranean Sea over the last 30,000 years: Geochemistry, Geophysics, Geosystems, v. 8, no. 7.

Fanget, A.-S., 2009, Morphologie du canyon et du système turbiditique du Petit-Rhône et faciès sédimentaires Glaciaires et Holocènes: Université de Brest.

Fanget, A.-S., Berné, S., Jouet, G., Bassetti, M.-A., Dennielou, B., Maillet, G. M., and Tondut, M., 2014, Impact of relative sea level and rapid climate changes on the architecture and lithofacies of the Holocene Rhone subaqueous delta (Western Mediterranean Sea): Sedimentary Geology, v. 305, no. 0, p. 35-53.

Farre, J. A., McGregor, B. A., Ryan, W. B. F., and Robb, J. M., 1983, Breaching the shelfbreak: passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution: ESEPM Special Publication, v. 33, p. 25-39.

Fleming, K., Johnston, P., Zwartz, D., Yokoyama, Y., Lambeck, K., and Chappell, J., 1998, Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites: Earth and Planetary Science Letters, v. 163, no. 1–4, p. 327-342.

Fletcher, W. J., and Sánchez Goñi, M. F., 2008, Orbital- and sub-orbital-scale climate impacts on vegetation of the western Mediterranean basin over the last 48,000 yr: Quaternary Research, v. 70, no. 3, p. 451-464.

Flood, R., Manley, P., Kowsmann, R., Appi, C., and Pirmez, C., 1991, Seismic Facies and Late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan, *in* Weimer, P., and Link, M., eds., Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems, Springer New York, p. 415-433.

Fontanier, C., Jorissen, F. J., Licari, L., Alexandre, A., Anschutz, P., and Carbonel, P., 2002, Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and microhabitats: Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, v. 49, no. 4, p. 751-785.

Frigola, J., Canals, M., Cacho, I., Moreno, A., Sierro, F. J., Flores, J. A., Berné, S., Jouet, G., Dennielou, B., Herrera, G., Pasqual, C., Grimalt, J. O., Galavazi, M., and Schneider, R., 2012, A 500 kyr record of global sea-level oscillations in the Gulf of Lion, Mediterranean Sea: new insights into MIS 3 sea-level variability: Clim. Past, v. 8, no. 3, p. 1067-1077.

Frigola, J., Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Sierro, F. J., Flores, J. A., and Grimalt, J. O., 2008, Evidence of abrupt changes in Western Mediterranean Deep Water circulation during the last 50 kyr: A high-resolution marine record from the Balearic Sea: Quaternary International, v. 181, no. 1, p. 88-104.

Galloway, W. E., 1998, Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: component facies, stratigraphic architecture, and classification: AAPG bulletin, v. 82, no. 4, p. 569-595.

Gaudin, M., 2006, Processus et enregistrements sédimentaires dans les canyons sous-marins Bourcart et de Capbreton durant le dernier cycle climatique: Bordeaux 1.

Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J. M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., and Imbert, P., 2006, Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea): Marine Geology, v. 234, no. 1-4, p. 111-128.

Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S., and Jouzel, J., 1993, COMPARISON OF OXYGEN-ISOTOPE RECORDS FROM THE GISP2 AND GRIP GREENLAND ICE CORES: Nature, v. 366, no. 6455, p. 552-554.

Grootos, P., Stulvor, I., and Whltoi, J., 1993, Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and: Nature, v. 366.

Grossman, E. L., 2012, Chapter 10 - Oxygen Isotope Stratigraphy, *in* Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., and Ogg, G. M., eds., The Geologic Time Scale: Boston, Elsevier, p. 181-206.

Grousset, F., 2001, Les changements abrupts du climat depuis 60 000 ans / Abrupt climatic changes over the last 60,000 years: Quaternaire, p. 203-211.

Guiter, F., Triganon, A., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Hébrard, J.-P., Nicoud, G., De Beaulieu, J.-L., Brewer, S., and Guibal, F., 2005, First evidence of “in situ” Eemian sediments on the high plateau of Evian (Northern Alps, France): implications for the chronology of the Last Glaciation: Quaternary Science Reviews, v. 24, no. 1–2, p. 35-47.

Hanebuth, T., Stattegger, K., and Grootes, P. M., 2000, Rapid flooding of the Sunda Shelf: A late-glacial sea-level record: Science, v. 288, no. 5468, p. 1033-1035.

Hay, W. W., Sloan, J. L., and Wold, C. N., 1988, Mass/age distribution and composition of sediments on the ocean floor and the global rate of sediment subduction: Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 93, no. B12, p. 14933-14940.

Hays, J. D., Imbrie, J., and Shackleton, N. J., 1976, Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages: Science, v. 194, no. 4270, p. 1121-1132.

Heinrich, H., 1988, Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years: Quaternary Research, v. 29, no. 2, p. 142-152.

Henrich, R., Cherubini, Y., and Meggers, H., 2010, Climate and sea level induced turbidite activity in a canyon system offshore the hyperarid Western Sahara (Mauritania): The Timiris Canyon: Marine Geology, v. 275, no. 1-4, p. 178-198.

Herrmann, M., Estournel, C., Déqué, M., Marsaleix, P., Sevault, F., and Somot, S., 2008, Dense water formation in the Gulf of Lions shelf: Impact of atmospheric interannual variability and climate change: Continental Shelf Research, v. 28, no. 15, p. 2092-2112.

Hinderer, M., 2001, Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake fillings and modern river loads: Geodinamica Acta, v. 14, no. 4, p. 231-263.

Hiscott, R. N., Hall, F. R., and Pirmez, C., 1997, Turbidity-current overspill from the Amazon channel : Texture of the silt/ sand load, paleoflow from anisotropy of magnetic susceptibility and implications for flow processes, *in* Flood, R. D., Piper, D. J. W., Klaus, A., and Peterson, L. C., eds., Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, Volume 155: College Station, TX, ETATS-UNIS, Ocean Drilling Program, p. 612.

Holden, P. B., Edwards, N. R., Wolff, E. W., Valdes, P. J., and Singarayer, J. S., 2011, The Mid-Brunhes Event and West Antarctic Ice Sheet stability: Journal of Quaternary Science, v. 26, no. 5, p. 474-477.

Huang, H., Imran, J., and Pirmez, C., 2012, The depositional characteristics of turbidity currents in submarine sinuous channels: Marine Geology, v. 329–331, no. 0, p. 93-102.

Huang, Z., Nichol, S. L., Harris, P. T., and Caley, M. J., 2014, Classification of submarine canyons of the Australian continental margin: Marine Geology, v. 357, no. 0, p. 362-383.

Hübscher, C., Spieß, V., Breitzke, M., and Weber, M. E., 1997, The youngest channel-levee system of the Bengal Fan: results from digital sediment echosounder data: Marine Geology, v. 141, no. 1–4, p. 125-145.

Huybers, P., and Wunsch, C., 2004, A depth-derived Pleistocene age model: Uncertainty estimates, sedimentation variability, and nonlinear climate change: Paleoceanography, v. 19, no. 1, p. PA1028.

Imbrie, J., Berger, A., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Molfino, B., Morley, J. J., Peterson, L. C., Pisias, N. G., Prell, W. L., Raymo, M. E., Shackleton, N. J., and Toggweiler, J. R., 1993, On the structure and origin of major glaciation cycles 2. The 100,000-year cycle: Paleoceanography, v. 8, no. 6, p. 699-735.

Imbrie, J., Boyle, E. A., Clemens, S. C., Duffy, A., Howard, W. R., Kukla, G., Kutzbach, J., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Molfino, B., Morley, J. J., Peterson, L. C., Pisias, N. G., Prell, W. L., Raymo, M. E., Shackleton, N. J., and Toggweiler, J. R., 1992, On the Structure and Origin of Major Glaciation Cycles 1. Linear Responses to Milankovitch Forcing: Paleoceanography, v. 7, no. 6, p. 701-738.

Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P. W., and Schluchter, C., 2008, Chronology of the last glacial cycle in the European Alps: Journal of Quaternary Science, v. 23, no. 6-7, p. 559-573.

Ivy-Ochs, S., Schafer, J., Kubik, P. W., Synal, H. A., and Schluchter, C., 2004, Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland): Eclogae Geologicae Helvetiae, v. 97, no. 1, p. 47-55.

Jallet, L., and Giresse, P., 2005, Construction of the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge and associated sediment waves in the deep western Gulf of Lions (western Mediterranean): Marine and Petroleum Geology, v. 22, no. 6-7, p. 865-888.

Jansen, J. H. F., Kuijpers, A., and Troelstra, S. R., 1986, A Mid-Brunhes Climatic Event: Long-Term Changes in Global Atmosphere and Ocean Circulation: Science, v. 232, no. 4750, p. 619-622.

Jegou, I., 2008, Etude de la transition chenal-levées/lobe dans les systèmes turbiditiques récents. Application à l'éventail turbiditique de l'Amazone et au Néofan du Petit-Rhône: Université de Brest.

Jegou, I., Savoye, B., Pirmez, C., and Droz, L., 2008, Channel-mouth lobe complex of the recent Amazon Fan: The missing piece: Marine Geology, v. 252, no. 1–2, p. 62-77.

Joannin, S., 2007, Changements climatiques en Méditerranée à la transition Pléisctocène inférieur-moyen pollens, isotopes stables et cyclostratigraphie, Grenoble, Atelier national de reproduction des thèses, Grenoble Thèses 134467, 1 microfiche p.:

Johnsen, S., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B., and Steffensen, J. P., 1992, Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core: Nature, v. 359, no. 6393, p. 311-313.

Johnsen, S. J., Dansgaard, W., Clausen, H. B., and Langway, C. C., 1972, Oxygen Isotope Profiles through the Antarctic and Greenland Ice Sheets: Nature, v. 235, no. 5339, p. 429-434.

Jorry, S. J., Droxler, A. W., Mallarino, G., Dickens, G. R., Bentley, S. J., Beaufort, L., Peterson, L. C., and Opdyke, B. N., 2008, Bundled turbidite deposition in the central Pandora Trough (Gulf of Papua) since Last Glacial Maximum: Linking sediment nature and accumulation to sea level fluctuations at millennial timescale: Journal of Geophysical Research-Earth Surface, v. 113, no. F1.

Jorry, S. J., Jégou, I., Emmanuel, L., Silva Jacinto, R., and Savoye, B., 2011, Turbiditic levee deposition in response to climate changes: The Var Sedimentary Ridge (Ligurian Sea): Marine Geology, v. 279, no. 1-4, p. 148-161.

Jouet, G., 2007, Enregistrements stratigraphiques des cycles climatiques et eustatiques du Quaternaire terminal - Modélisations de la marge continentale du Golfe du Lion: Université de Bretagne Occidentale, Brest.

Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M. A., Bernier, P., Dennielou, B., Sierro, F. J., Flores, J. A., and Taviani, M., 2006, Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean): Marine Geology, v. 234, no. 1-4, p. 21-42.

Jouet, G., Hutton, E. W. H., Syvitski, J. P. M., and Berné, S., 2008, Response of the Rhône deltaic margin to loading and subsidence during the last climatic cycle: Computers & Geosciences, v. 34, no. 10, p. 1338-1357.

Kallel, N., Paterne, M., Duplessy, J., Vergnaudgrazzini, C., Pujol, C., Labeyrie, L., Arnold, M., Fontugne, M., and Pierre, C., 1997, Enhanced rainfall in the Mediterranean region during the last sapropel event: Oceanolica Acta, v. 20, no. 5, p. 697-712.

Kane, I. A., Kneller, B. C., Dykstra, M., Kassem, A., and McCaffrey, W. D., 2007, Anatomy of a submarine channel–levee: An example from Upper Cretaceous slope sediments, Rosario Formation, Baja California, Mexico: Marine and Petroleum Geology, v. 24, no. 6–9, p. 540-563.

Kane, I. A., McCaffrey, W. D., Peakall, J., and Kneller, B. C., 2010, Submarine channel levee shape and sediment waves from physical experiments: Sedimentary Geology, v. 223, no. 1–2, p. 75-85.

Kettner, A. J., and Syvitski, J. P. M., 2009, Fluvial responses to environmental perturbations in the Northern Mediterranean since the Last Glacial Maximum: Quaternary Science Reviews, v. 28, no. 23-24, p. 2386-2397.

Khripounoff, A., Crassous, P., Lo Bue, N., Dennielou, B., and Silva Jacinto, R., 2012, Different types of sediment gravity flows detected in the Var submarine canyon (northwestern Mediterranean Sea): Progress in Oceanography, v. 106, no. 0, p. 138-153.

Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Babonneau, N., Crassous, P., Dennielou, B., and Savoye, B., 2003, Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth: Marine Geology, v. 194, no. 3–4, p. 151-158.

Kneller, B., 2003, The influence of flow parameters on turbidite slope channel architecture: Marine and Petroleum Geology, v. 20, no. 6–8, p. 901-910.

Kneller, B., and McCaffrey, W., 1999, Depositional effects of flow nonuniformity and stratification within turbidity currents approaching a bounding slope: Deflection, reflection, and facies variation: Journal of Sedimentary Research, v. 69, no. 5, p. 980-991.

Kolla, V., Bourges, P., Urruty, J.-M., and Safa, P., 2001, Evolution of Deep-Water Tertiary Sinuous Channels Offshore Angola (West Africa) and Implications for Reservoir Architecture: Aapg Bulletin, v. 85, no. 8, p. 1373-1405.

L'homer, A., Bazile, F., Thommeret, J., and Thommeret, Y., 1981, Principales étapes de l'édification du delta du Rhône de 7000 BP à nos jours; variations du niveau marin: Oceanis, v. 7, no. 4, p. 389-408.

Lambeck, K., and Bard, E., 2000, Sea-level change along the French Mediterranean coast for the past 30 000 years: Earth and Planetary Science Letters, v. 175, no. 3-4, p. 203-222.

Lambeck, K., and Chappell, J., 2001, Sea level change through the last glacial cycle: Science, v. 292, no. 5517, p. 679-686.

Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., and Sambridge, M., 2014, Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene: Proceedings of the National Academy of Sciences, v. 111, no. 43, p. 15296-15303.

Lambeck, K., Yokoyama, Y., and Purcell, T., 2002, Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2: Quaternary Science Reviews, v. 21, no. 1-3, p. 343-360.

Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., Amblas, D., Ivanov, M., Droz, L., Dennielou, B., Fabrés, J., Schoolmeester, T., Akhmetzhanov, A., Orange, D., and García-García, A., 2007, A walk down the Cap de Creus canyon, Northwestern Mediterranean Sea: Recent processes inferred from morphology and sediment bedforms: Marine Geology, v. 246, no. 2-4, p. 176-192.

Le Pichon, X., Pautot, G., Auzende, J.-M., and Olivet, J.-L., 1971, La méditerranée occidentale depuis l'oligocène, schéma d'évolution: Marine Geophysical Researches, v. 13, p. 145-152.

Lebreiro, S. M., Voelker, A. H. L., Vizcaino, A., Abrantes, F. G., Alt-Epping, U., Jung, S., Thouveny, N., and Gracia, E., 2009, Sediment instability on the Portuguese continental margin under abrupt glacial climate changes (last 60 kyr): Quaternary Science Reviews, v. 28, no. 27-28, p. 3211-3223.

Legrand, M. R., Lorius, C., Barkov, N. I., and Petrov, V. N., 1988, Vostok (Antarctica) ice core: Atmospheric chemistry changes over the last climatic cycle (160,000 years): Atmospheric Environment (1967), v. 22, no. 2, p. 317-331.

Lisiecki, L. E., 2010, Links between eccentricity forcing and the 100,000-year glacial cycle: Nature Geosci, v. 3, no. 5, p. 349-352.

Lisiecki, L. E., and Raymo, M. E., 2005, A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records: Paleoceanography, v. 20, no. 1, p. PA1003.

-, 2007, Plio–Pleistocene climate evolution: trends and transitions in glacial cycle dynamics: Quaternary Science Reviews, v. 26, no. 1–2, p. 56-69.

Liu, J. P., and Milliman, J., 2004, Reconsidering melt-water pulses 1A and 1B: Global impacts of rapid sea-level rise: Journal of Ocean University of China, v. 3, no. 2, p. 183-190.

Lofi, J., and Weber, O., 2001, SCOPIX – digital processing of X-ray images for the enhancement of sedimentary structures in undisturbed core slabs: Geo-Marine Letters, v. 20, no. 3, p. 182-186.

Lombo Tombo, S., Dennielou, B., Berné, S., Bassetti, M. A., Toucanne, S., Jorry, S. J., Jouet, G., and Fontanier, C., 2015, Sea-level control on turbidite activity in the Rhone canyon and the upper fan during the Last Glacial Maximum and Early deglacial: Sedimentary Geology, v. 323, no. 0, p. 148-166.

Lorius, C., Jouzel, J., Ritz, C., Merlivat, L., Barkov, N. I., Korotkevich, Y. S., and Kotlyakov, V. M., 1985, A 150,000-year climatic record from Antarctic ice: Nature, v. 316, no. 6029, p. 591-596.

Manalt, F., 1998, Enregistrement lacustre de la dernière déglaciation dans les Alpes nord-occidentales : Le remplissage sédimentaire du lac d'Annecy (Haute-Savoie), 1 vol. (228 p.) p.

Mandier, P., Evin, J., Argant, J., and Petiot, R., 2003, Chronostratigraphie des accumulations würmiennes dans la moyenne vallée du Rhône. L'apport des dates radiocarbone: Quaternaire, v. 14, no. 2, p. 113-127.

Mas, V., 2009, Caractérisation de l'activité hydrosédimentaire dans le Système Turbiditique du Var (NO Méditerranée) et de son enregistrement dans l'archive sédimentaire: L'Université Bordeaux 1.

Mas, V., Mulder, T., Dennielou, B., Schmidt, S., Khripounoff, A., and Savoye, B., 2010, Multiscale spatio-temporal variability of sedimentary deposits in the Var turbidite system (North-Western Mediterranean Sea): Marine Geology, v. 275, no. 1-4, p. 37-52.

Maslin, M., Knutz, P. C., and Ramsay, T., 2006, Millennial-scale sea-level control on avulsion events on the Amazon Fan: Quaternary Science Reviews, v. 25, no. 23–24, p. 3338-3345.

Maslin, M. A., and Ridgwell, A. J., 2005, Mid-Pleistocene revolution and the 'eccentricity myth': Geological Society, London, Special Publications, v. 247, no. 1, p. 19-34.

Maxworthy, T., 1999, The dynamics of sedimenting surface gravity currents: Journal of Fluid Mechanics, v. 392, p. 27-44.

Mayall, M., Jones, E., and Casey, M., 2006, Turbidite channel reservoirs—Key elements in facies prediction and effective development: Marine and Petroleum Geology, v. 23, no. 8, p. 821-841.

Mazières, A., Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T., and Mallet, C., 2014, High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay—French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling: Marine Geology, v. 351, no. 0, p. 1-12.

Mear, Y., 1984, Séquences et unités sédimentaires du glacis rhodanien (Méditerranée occidentale) [3rd Cycle 3rd Cycle]: University of Perpignan.

Mear, Y., and Gensous, B., 1993, Processus d'édification d'une unité interlobe : application au deep-sea fan du Petit Rhône: Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre, v. 317, no. 12, p. 1633-1640.

Medina-Elizalde, M., and Lea, D. W., 2005, The mid-Pleistocene transition in the tropical Pacific: Science, v. 310, no. 5750, p. 1009-1012.

Melki, T., Kallel, N., Jorissen, F. J., Guichard, F., Dennielou, B., Berne, S., Labeyrie, L., and Fontugne, M., 2009, Abrupt climate change, sea surface salinity and paleoproductivity in the western Mediterranean Sea (Gulf of Lion) during the last 28 kyr: Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, v. 279, no. 1-2, p. 96-113.

Metivier, F., and Gaudemer, Y., 1999, Stability of output fluxes of large rivers in South and East Asia during the last 2 million years: implications on floodplain processes: Basin Research, v. 11, no. 4, p. 293-303.

Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., and Sage, F., 2006, The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean) - morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves: implications for hydrocarbon reservoirs: Geo-Marine Letters, v. 26, no. 6, p. 361-371.

Migeon, S., Savoye, B., and Faugeres, J. C., 2000, Quaternary development of migrating sediment waves in the Var deep-sea fan: distribution, growth pattern, and implication for levee evolution: Sedimentary Geology, v. 133, no. 3-4, p. 265-293.

Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J. C., and Saint-Paul, J., 1998, SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis: Geo-Marine Letters, v. 18, no. 3, p. 251-255.

Millot, C., 1990, The Gulf of Lions' hydrodynamics: Continental Shelf Research, v. 10, no. 9–11, p. 885-894.

Millot, C., 1991, Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the western Mediterranean: Dynamics of Atmospheres and Oceans, v. 15, no. 3–5, p. 179-214.

Milne, G. A., and Mitrovica, J. X., 2008, Searching for eustasy in deglacial sea-level histories: Quaternary Science Reviews, v. 27, no. 25–26, p. 2292-2302.

Mohrig, D., and Buttles, J., 2007, Deep turbidity currents in shallow channels: Geology, v. 35, no. 2, p. 155-158.

Mojtahid, M., Jorissen, F., Lansard, B., Fontanier, C., Bombled, B., and Rabouille, C., 2009, Spatial distribution of live benthic foraminifera in the Rhône prodelta: Faunal response to a continental–marine organic matter gradient: Marine Micropaleontology, v. 70, no. 3–4, p. 177-200.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Grimalt, J. O., Sánchez-Goñi, M. F., Shackleton, N., and Sierro, F. J., 2005, Links between marine and atmospheric processes oscillating on a millennial time-scale. A multi-proxy study of the last 50,000 yr from the Alboran Sea (Western Mediterranean Sea): Quaternary Science Reviews, v. 24, no. 14–15, p. 1623-1636.

Moreno, A., Cacho, I., Canals, M., Prins, M. A., Sánchez-Goñi, M., amp, x, a, F., Grimalt, J. O., and Weltje, G. J., 2002, Saharan Dust Transport and High-Latitude Glacial Climatic Variability: The Alboran Sea Record: Quaternary Research, v. 58, no. 3, p. 318-328.

Mudelsee, M., and Schulz, M., 1997, The Mid-Pleistocene climate transition: onset of 100 ka cycle lags ice volume build-up by 280 ka: Earth and Planetary Science Letters, v. 151, no. 1-2, p. 117-123.

Mulder, T., 2011, Chapter 2 - Gravity Processes and Deposits on Continental Slope, Rise and Abyssal Plains, *in* Heiko, H., and Thierry, M., eds., Developments in Sedimentology, Volume Volume 63, Elsevier, p. 25-148.

Mulder, T., and Alexander, J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: Sedimentology, v. 48, no. 2, p. 269-299.

Mulder, T., and Cochonat, P., 1996, Classification of offshore mass movements: Journal of Sedimentary Research, v. 66, no. 1.

Mulder, T., and Etienne, S., 2010, Lobes in deep-sea turbidite systems: State of the art: Sedimentary Geology, v. 229, no. 3, p. 75-80.

Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., and Faugères, J. C., 2001, Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents?: Geo-Marine Letters, v. 21, no. 2, p. 86-93.

Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J. P. M., and Parize, O., 1997, Des courants de turbidité hyperpycnaux dans la tête du canyon du Var ? Données hydrologiques et observations de terrain: Oceanolica Acta, v. 20, no. 4, p. 607-626.

Mulder, T., and Syvitski, J. P., 1995, Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans: The Journal of Geology, p. 285-299.

Mulder, T., Syvitski, J. P. M., Migeon, S., Faugères, J.-C., and Savoye, B., 2003, Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review: Marine and Petroleum Geology, v. 20, no. 6–8, p. 861-882.

Murray, J. W., 1973, Distribution and Ecology of Living Benthic Foraminiferids, Crane, Russak.

Mutti, E., 1992, Turbidite sandstones, Agip, Istituto di geologia, Università di Parma.

Mutti, E., and Normark, W. R., 1987, Comparing examples of modern and ancient turbidite systems: problems and concepts, Marine clastic sedimentology, Springer, p. 1-38.

Mutti, E., and Ricci Lucchi, F., 1975, Turbidite facies and facies associations: in Van der Merwe, W.C., Hodgson, D.M., Brunt, R.L., and Flint, S.S., 2014, Depositional architecture of sand-attached and sand-detached channel-lobe transition zones on an exhumed stepped slope mapped over a 2500 km2 area: Geosphere.

Nakajima, T., and Itaki, T., 2007, Late Quaternary terrestrial climatic variability recorded in deep-sea turbidites along the Toyama Deep-Sea Channel, central Japan Sea: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 247, no. 1-2, p. 162-179.

Nakajima, T., Satoh, M., and Okamura, Y., 1998, Channel-levee complexes, terminal deep-sea fan and sediment wave fields associated with the Toyama Deep-Sea Channel system in the Japan Sea: Marine Geology, v. 147, no. 1-4, p. 25-41.

Nebout, N. C., Turon, J. L., Zahn, R., Capotondi, L., Londeix, L., and Pahnke, K., 2002, Enhanced aridity and atmospheric high-pressure stability over the western Mediterranean during the North Atlantic cold events of the past 50 k.y: Geology, v. 30, no. 10, p. 863-866.

Nomade, J., 2005, Chronologie et sédimentologie du remplissage du lac d'Annecy depuis le Tardiglaciaire: Implications paléoclimatologiques et paléohydrologiques: Université de Savoie.

Normark, W., Barnes, N., and Coumes, F., 1983, Rhone Deep-Sea Fan: A review: Geo-Marine Letters, v. 3, no. 2-4, p. 155-160.

Normark, W. R., 1970, Growth patterns of deep-sea fans: AAPG Bulletin, v. 54, no. 11, p. 2170-2195.

Normark, W. R., 1974, Submarine canyons and fan valleys Factors affecting growth patterns of deep-sea fans, *in* R. H. Dott, J., and Shaver, R. H., eds., Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation, Volume 19, SEPM Special Publications.

Normark, W. R., Piper, D. J. W., and Sliter, R., 2006, Sea-level and tectonic control of middle to late Pleistocene turbidite systems in Santa Monica Basin, offshore California: Sedimentology, v. 53, no. 4, p. 867-897.

Olivier, J.-M., Carrel, G., Lamouroux, N., Dole-Olivier, M.-J., Malard, F., Bravard, J.-P., and Amoros, C., 2009, Chapter 7 - The Rhône River Basin, *in* Tockner, K., Uehlinger, U., and Robinson, C. T., eds., Rivers of Europe: London, Academic Press, p. 247-295.

Paillard, D., 1995, The hierarchical structure of glacial climatic oscillations: interactions between ice-sheet dynamics and climate: Climate Dynamics, v. 11, no. 3, p. 162-177.

Palanques, A., Durrieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillén, J., Calafat, A., Canals, M., Heussner, S., and Bonnin, J., 2006, Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading: Marine Geology, v. 234, no. 1-4, p. 43-61.

Palanques, A., Puig, P., Latasa, M., and Scharek, R., 2009, Deep sediment transport induced by storms and dense shelf-water cascading in the northwestern Mediterranean basin: Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers, v. 56, no. 3, p. 425-434.

Parsons, J. D., Bush, J. W., and Syvitski, J. P., 2001, Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations: Sedimentology, v. 48, no. 2, p. 465-478.

Peakall, J., Kane, I. A., Masson, D. G., Keevil, G., McCaffrey, W., and Corney, R., 2012, Global (latitudinal) variation in submarine channel sinuosity: Geology, v. 40, no. 1, p. 11-14.

Peterson, L. C., Haug, G. H., Hughen, K. A., and Röhl, U., 2000, Rapid Changes in the Hydrologic Cycle of the Tropical Atlantic During the Last Glacial: Science, v. 290, no. 5498, p. 1947-1951.

Pettingill, H. S., and Weimer, P., 2002, Worlwide deepwater exploration and production: Past, present, and future: The Leading Edge, v. 21, no. 4, p. 371-376.

Pierau, R., Hanebuth, T. J. J., Krastel, S., and Henrich, R., 2010, Late Quaternary climatic events and sea-level changes recorded by turbidite activity, Dakar Canyon, NW Africa: Quaternary Research, v. 73, no. 2, p. 385-392.

Piper, Hiscott, and Normark, 1999, Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California: Sedimentology, v. 46, no. 1, p. 47-78.

Piper, D. J., and Deptuck, M., Fine-grained turbidites of the Amazon Fan: facies characterization and interpretation, *in* Proceedings Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific Results1997, Volume 155, Ocean Drilling Program, p. 79-108.

Piper, D. J. W., and Normark, W. R., 1983, Turbidite depositional patterns and flow characteristics, Navy Submarine Fan, California Borderland: Sedimentology, v. 30, no. 5, p. 681-694.

-, 2001, Sandy Fans-From Amazon to Hueneme and Beyond: Aapg Bulletin, v. 85, no. 8, p. 1407-1438.

Piper, D. J. W., and Normark, W. R., 2009, PROCESSES THAT INITIATE TURBIDITY CURRENTS AND THEIR INFLUENCE ON TURBIDITES: A MARINE GEOLOGY PERSPECTIVE: Journal of Sedimentary Research, v. 79, no. 5-6, p. 347-362.

Piper, D. J. W., and Stow, D. A. V., 1991, Fine-grained turbidites, *in* Einsele, G., ed., Cycles and Events in Stratigraphy: Berlin Heidelberg, Springer-Verlag, p. 360-376.

Plink-Björklund, P., and Steel, R. J., 2004, Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites: Sedimentary Geology, v. 165, no. 1–2, p. 29-52.

Pont, D., Simonnet, J. P., and Walter, A. V., 2002, Medium-term changes in suspended sediment delivery to the ocean: Consequences of catchment heterogeneity and river management (Rhone River, France): Estuarine Coastal and Shelf Science, v. 54, no. 1, p. 1-18.

Popescu, I., 2002, Analyse des processus sedimentaires recents dans l'eventail profond du Danube (mer Noire): Université de Bucarest - Université de Bretagne occidentale.

Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Normand, A., Dinu, C., and Le Drezen, E., 2004, The Danube submarine canyon (Black Sea): morphology and sedimentary processes: Marine Geology, v. 206, no. 1–4, p. 249-265.

Popescu, I., Lericolais, G., Panin, N., Wong, H. K., and Droz, L., 2001, Late Quaternary channel avulsions on the Danube deep-sea fan, Black Sea: Marine Geology, v. 179, no. 1–2, p. 25-37.

Posamentier, H., 1988, Eustatic controls on clastic deposition I—conceptual framework.

Posamentier, H., and Vail, P. R., 1988, Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), Sea Level Changes—An Integrated Approach: SEPM Special Publication, v. 42, p. 125 - 154.

Postma, G., Nemec, W., and Kleinspehn, K. L., 1988, Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement: Sedimentary Geology, v. 58, no. 1, p. 47-61.

Pouderoux, H., Proust, J.-N., Lamarche, G., Orpin, A., and Neil, H., 2012, Postglacial (after 18 ka) deep-sea sedimentation along the Hikurangi subduction margin (New Zealand): Characterisation, timing and origin of turbidites: Marine Geology, v. 295–298, no. 0, p. 51-76.

Praetorius, S. K., McManus, J. F., Oppo, D. W., and Curry, W. B., 2008, Episodic reductions in bottom-water currents since the last ice age: Nature Geosci, v. 1, no. 7, p. 449-452.

Pratson, L. F., Ryan, W. B. F., Moutain, G. S., and 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, v. 106, no. 3, p. 395-412.

Prélat, A., Hodgson, D. M., and Flint, S. S., 2009, Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa: Sedimentology, v. 56, no. 7, p. 2132-2154.

Prins, M. A., and Postma, G., 2000, Effects of climate, sea level, and tectonics unraveled for last deglaciation turbidite records of the Arabian Sea: Geology, v. 28, no. 4, p. 375-378.

Puig, P., Palanques, A., Orange, D. L., Lastras, G., and Canals, M., 2008, Dense shelf water cascades and sedimentary furrow formation in the Cap de Creus Canyon, northwestern Mediterranean Sea: Continental Shelf Research, v. 28, no. 15, p. 2017-2030.

Rabineau, M., 2001, Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires sur la marge du golfe du lion : enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans: Université de Rennes1.

Rabineau, M., Berne, S., Olivet, J. L., Aslanian, D., Guillocheau, F., and Joseph, P., 2006, Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr): Earth and Planetary Science Letters, v. 252, no. 1-2, p. 119-137.

Rahmstorf, S., 2002, Ocean circulation and climate during the past 120,000 years: Nature, v. 419, no. 6903, p. 207-214.

Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M. L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M., Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E., and Ruth, U., 2006, A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination: Journal of Geophysical Research: Atmospheres, v. 111, no. D6, p. D06102.

Rasmussen, T. L., Thomsen, E., Troelstra, S. R., Kuijpers, A., and Prins, M. A., 2003, Millennial-scale glacial variability versus Holocene stability: changes in planktic and benthic foraminifera faunas and ocean circulation in the North Atlantic during the last 60 000 years: Marine Micropaleontology, v. 47, no. 1–2, p. 143-176.

Ravenne, C., and Beghin, P., 1983, Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins: Oil & Gas Science and Technology - Rev. IFP, v. 38, no. 3, p. 279-297.

Raymo, M. E., and Huybers, P., 2008, Unlocking the mysteries of the ice ages: Nature, v. 451, no. 7176, p. 284-285.

Raymo, M. E., Lisiecki, L. E., and Nisancioglu, K. H., 2006, Plio-pleistocene ice volume, Antarctic climate, and the global delta O-18 record: Science, v. 313, no. 5786, p. 492-495.

Raymo, M. E., Oppo, D. W., and Curry, W., 1997, The mid-Pleistocene climate transition: A deep sea carbon isotopic perspective: Paleoceanography, v. 12, no. 4, p. 546-559.

Reading, H. G., and Richards, M., 1994, Turbidite systems in deep-water basin margins classified by grain-size and feeder system: Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists, v. 78, no. 5, p. 792-822.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W.,

Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., and van der Plicht, J., 2013, IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP, 2013.

Revillon, S., Jouet, G., Bayon, G., Rabineau, M., Dennielou, B., Hemond, C., and Berne, S., 2011, The provenance of sediments in the Gulf of Lions, western Mediterranean Sea: Geochemistry Geophysics Geosystems, v. 12, no. Q08006, p. 20 p.

Richter, T. O., van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., de Stigter, H. C., De Haas, H., and van Weering, T. C. E., 2006, The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments: Geological Society, London, Special Publications, v. 267, no. 1, p. 39-50.

Rothwell, R. G., Reeder, M. S., Anastasakis, G., Stow, D. A. V., Thomson, J., and Kähler, G., 2000, Low sea-level stand emplacement of megaturbidites in the western and eastern Mediterranean Sea: Sedimentary Geology, v. 135, no. 1–4, p. 75-88.

Roubi, A., Berné, S., Bassetti, M.-A., Dennielou, B., and Jouet, G., 2009, Analyse sédimentologique des prélèvements in situ de la campagne CALIMERO 3, Rapport Interne: Brest, Ifremer/ GM/ LES.

Rouis-Zargouni, I., Turon, J.-L., Londeix, L., Kallel, N., Université de Bordeaux, I., Université de Sfax. Faculté des, s., École doctorale Sciences et, E., and Environnements et Paléoenvironnements, O., 2010, Évolution paléoclimatique et paléohydrologique de la Méditerranée occidentale au cours des derniers 30 000 ans contribution des dinokystes et des foraminifères planctoniques: [S.l.], [s.n.].

Sanchez Goñi, M. F., and Harrison, S. P., 2010, Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology: Quaternary Science Reviews, v. 29, no. 21–22, p. 2823-2827.

Sánchez Goñi, M. F., Landais, A., Fletcher, W. J., Naughton, F., Desprat, S., and Duprat, J., 2008, Contrasting impacts of Dansgaard–Oeschger events over a western European latitudinal transect modulated by orbital parameters: Quaternary Science Reviews, v. 27, no. 11, p. 1136-1151.

Savoye, B., Piper, D. J. W., and Droz, L., 1993, Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera: Marine and Petroleum Geology, v. 10, no. 6, p. 550-571.

Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N., and Kubik, P. W., 2001, Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments: Earth and Planetary Science Letters, v. 188, no. 3–4, p. 441-458.

Schaller, M., von Blanckenburg, F., Veldkamp, A., Tebbens, L. A., Hovius, N., and Kubik, P. W., 2002, A 30 000 yr record of erosion rates from cosmogenic 10Be in Middle European river terraces: Earth and Planetary Science Letters, v. 204, no. 1–2, p. 307-320.

Schefuß, E., Sinninghe Damsté, J. S., and Jansen, J. H. F., 2004, Forcing of tropical Atlantic sea surface temperatures during the mid-Pleistocene transition: Paleoceanography, v. 19, no. 4, p. PA4029.

Schlünz, B., Schneider, R. R., Müller, P. J., Showers, W. J., and Wefer, G., 1999, Terrestrial organic carbon accumulation on the Amazon deep sea fan during the last glacial sea level low stand: Chemical Geology, v. 159, no. 1–4, p. 263-281.

Schmiedl, G., de Bovée, F., Buscail, R., Charrière, B., Hemleben, C., Medernach, L., and Picon, P., 2000, Trophic control of benthic foraminiferal abundance and microhabitat in the bathyal Gulf of Lions, western Mediterranean Sea: Marine Micropaleontology, v. 40, no. 3, p. 167-188.

Schoeneich, P., 1998, Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland [Correlation of the alpine LGM and déglaciation with the Greenland isotopic record.]: Quaternaire, v. 9, no. 3, p. 203-215.

Séranne, M., Benedicto, A., Labaum, P., Truffert, C., and Pascal, G., 1995, Structural style and evolution of the Gulf of Lion Oligo-Miocene rifting: role of the Pyrenean orogeny: Marine and Petroleum Geology, v. 12, no. 8, p. 809-820.

Shackleton, N. J., and Hall, M., 1984, Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep-Sea Drilling Project hole 552a: Plio-Pleistocene glacial history.

Shackleton, N. J., and Opdyke, N. D., 1976, Oxygen-Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Pacific Core V28-239 Late Pliocene to Latest Pleistocene: Geological Society of America Memoirs, v. 145, p. 449-464.

Shakun, J. D., and Carlson, A. E., 2010, A global perspective on Last Glacial Maximum to Holocene climate change: Quaternary Science Reviews, v. 29, no. 15–16, p. 1801-1816.

Shanmugam, G., 1997, The Bouma Sequence and the turbidite mind set: Earth-Science Reviews, v. 42, no. 4, p. 201-229.

-, 2000, 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective: Marine and Petroleum Geology, v. 17, no. 2, p. 285-342.

Shepard, F. P., 1981, Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence: Aapg Bulletin, v. 65, no. 6, p. 1062-1077.

Shepard, F. P., and Dill, R. F., 1966, Submarine canyons and other sea valleys, Chicago, Rand McNally.

Sierro, F. J., Andersen, N., Bassetti, M. A., Berné, S., Canals, M., Curtis, J. H., Dennielou, B., Flores, J. A., Frigola, J., Gonzalez-Mora, B., Grimalt, J. O., Hodell, D. A., Jouet, G., Pérez-Folgado, M., and Schneider, R., 2009, Phase relationship between sea level and abrupt climate change: Quaternary Science Reviews, v. 28, no. 25-26, p. 2867-2881.

Soyinka, O. A., and Slatt, R. M., 2008, Identification and micro-stratigraphy of hyperpycnites and turbidites in Cretaceous Lewis Shale, Wyoming: Sedimentology, v. 55, no. 5, p. 1117-1133.

Stow, D. A. V., and Mayall, M., 2000, Deep-water sedimentary systems: New models for the 21st century: Marine and Petroleum Geology, v. 17, no. 2, p. 125-135.

Stow, D. A. V., and Piper, D. J. W., 1984, Deep-water fine-grained sediments: facies models: Geological Society, London, Special Publications, v. 15, no. 1, p. 611-646.

Stow, D. A. V., and Shanmugam, G., 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: Comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments: Sedimentary Geology, v. 25, no. 1–2, p. 23-42.

Stow, D. V., 1985, Fine-grained sediments in deep water: An overview of processes and facies models: Geo-Marine Letters, v. 5, no. 1, p. 17-23.

Stow, D. V., Howell, D., and Nelson, C. H., 1983, Sedimentary, tectonic, and sea-level controls on submarine fan and slope-apron turbidite systems: Geo-Marine Letters, v. 3, no. 2-4, p. 57-64.

Straub, K. M., Mohrig, D., Buttles, J., McElroy, B., and Pirmez, C., 2011, Quantifying the influence of channel sinuosity on the depositional mechanics of channelized turbidity currents: A laboratory study: Marine and Petroleum Geology, v. 28, no. 3, p. 744-760.

Straub, K. M., Mohrig, D., McElroy, B., Buttles, J., and Pirmez, C., 2008, Interactions between turbidity currents and topography in aggrading sinuous submarine channels: A laboratory study: Geological Society of America Bulletin, v. 120, no. 3-4, p. 368-385.

Stuiver, M., and Polach, H. A., 1977, Discussion; reporting of C-14 data: Radiocarbon, v. 19, no. 3, p. 355-363.

Sylvester, Z., Pirmez, C., and Cantelli, A., 2011, A model of submarine channel-levee evolution based on channel trajectories: Implications for stratigraphic architecture: Marine and Petroleum Geology, v. 28, no. 3, p. 716-727.

Syvitski, J. P. M., Peckham, S. D., Hilberman, R., and Mulder, T., 2003, Predicting the terrestrial flux of sediment to the global ocean: a planetary perspective: Sedimentary Geology, v. 162, no. 1–2, p. 5-24.

Timmermann, A., Gildor, H., Schulz, M., and Tziperman, E., 2003, Coherent resonant millennial-scale climate oscillations triggered by massive meltwater pulses: Journal of Climate, v. 16, no. 15, p. 2569-2585.

Torres, J., 1995, Analyse détaillée du transfert de sédiment du continent vers le bassin : le quaternaire terminal au large du Delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale): Université de Bretagne Occidentatle.

Torres, J., Droz, L., Savoye, B., Terentieva, E., Cochonat, P., Kenyon, N. H., and Canals, M., 1997, Deep-sea avulsion and morphosedimentary evolution of the Rhône Fan Valley and Neofan during the Late Quaternary (north-western Mediterranean Sea): Sedimentology, v. 44, no. 3, p. 457-477.

Toucanne, S., 2008, Reconstruction des transferts sédimentaires depuis le système glaciaire de Mer d'Irlande et du paléofleuve Manche au cours des derniers cycles climatiquesSédimentologie Marine et Paléoclimats]: Université de Bordeaux 1, 340 p.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Dennielou, B., Jorry, S. J., Jouet, G., and Cremer, M., 2012, External controls on turbidite sedimentation on the glacially-influenced Armorican margin (Bay of Biscay, western European margin): Marine Geology, v. 303–306, no. 0, p. 137-153.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Marieu, V., Cremer, M., Kageyama, M., Van Vliet-Lanoe, B., Eynaud, F., Turon, J.-L., and Gibbard, P. L., 2010, The first estimation of Fleuve Manche palaeoriver discharge during the last deglaciation: Evidence for Fennoscandian ice sheet meltwater flow in the English Channel ca 20-18 ka ago: Earth and Planetary Science Letters, v. 290, no. 3-4, p. 459-473.

Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Naughton, F., Cremer, M., Eynaud, F., and Dennielou, B., 2008, Activity of the turbidite levees of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events: Marine Geology, v. 247, no. 1-2, p. 84-103.

Twichell, D. C., and Roberts, D. G., 1982, Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson arid Baltimore Canyons: Geology, v. 10, no. 8, p. 408-412.

Twichell, D. C., Schwab, W. C., Nelson, C. H., Kenyon, N. H., and Lee, H. J., 1992, Characteristics of a sandy depositional lobe on the outer Mississippi fan from SeaMARC IA sidescan sonar images: Geology, v. 20, no. 8, p. 689-692.

Tziperman, E., and Gildor, H., 2003, On the mid-Pleistocene transition to 100-kyr glacial cycles and the asymmetry between glaciation and deglaciation times: Paleoceanography, v. 18, no. 1, p. 1001.

Ulses, C., 2005, Dynamique océanique et transport de la matière particulaire dans le Golfe du Lion: Crue, tempête et période hivernale: Université Paul Sabatier-Toulouse III.

Ulses, C., Estournel, C., Durrieu de Madron, X., and Palanques, A., 2008, Suspended sediment transport in the Gulf of Lions (NW Mediterranean): Impact of extreme storms and floods: Continental Shelf Research, v. 28, no. 15, p. 2048-2070.

Urey, H. C., Lowenstam, H. A., Epstein, S., and McKinney, C. R., 1951, Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Danmark, and the Southeastern United States: Geological Society of America Bulletin, v. 62, no. 4, p. 399-416.

Vail, P. R., 1987, Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy: Part 1: Seismic stratigraphy interpretation procedure.

Vail, P. R., Mitchum Jr, R., and Thompson III, S., 1977, Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level: Part 4. Global Cycles of Relative Changes of Sea Level.: Section 2. Application of Seismic Reflection Configuration to Stratigraphic Interpretation.

Van der Merwe, W. C., Hodgson, D. M., Brunt, R. L., and Flint, S. S., 2014, Depositional architecture of sand-attached and sand-detached channel-lobe transition zones on an exhumed stepped slope mapped over a 2500 km2 area: Geosphere, v. 10, no. 6, p. 1076-1093.

Vance, D., Bickle, M., Ivy-Ochs, S., and Kubik, P. W., 2003, Erosion and exhumation in the Himalaya from cosmogenic isotope inventories of river sediments: Earth and Planetary Science Letters, v. 206, no. 3–4, p. 273-288.

Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F., and Bourcier, M., 2005, Evolution of the Rhône delta plain in the Holocene: Marine Geology, v. 222–223, no. 0, p. 235-265.

Walker, R. G., 1978, Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps: AAPG Bulletin, v. 62, no. 6, p. 932-966.

Wang, P., Tian, J., Cheng, X., Liu, C., and Xu, J., 2003, Carbon reservoir changes preceded major ice-sheet expansion at the mid-Brunhes event: Geology, v. 31, no. 3, p. 239-242.

Warrick, J. A., and Milliman, J. D., 2003, Hyperpycnal sediment discharge from semiarid southern California rivers: Implications for coastal sediment budgets: Geology, v. 31, no. 9, p. 781-784.

Weaver, P. P. E., and Kuijpers, A., 1983, CLIMATIC CONTROL OF TURBIDITE DEPOSITION ON THE MADEIRA ABYSSAL-PLAIN: Nature, v. 306, no. 5941, p. 360-363.

Webb, G. W., 1981, Stevens and earlier Miocene turbidite sandstones, southern San Joaquin valley, California: AAPG Bulletin, v. 65, no. 3, p. 438-465.

Weber, M. E., Wiedicke-Hombach, M., Kudrass, H. R., and Erlenkeuser, H., 2003, Bengal Fan sediment transport activity and response to climate forcing inferred from sediment physical properties: Sedimentary Geology, v. 155, no. 3–4, p. 361-381.

Weimer, P., Slatt, R. M., and Pettingill, H. S., 2004, Global overview of deepwater exploration and production: Petroleum Systems of Deepwater Settings. Tulsa. SEG/EAGE, p. 21-39.

Wells, M., and Cossu, R., 2013, The possible role of Coriolis forces in structuring large-scale sinuous patterns of submarine channel–levee systems, v. 2004.

Woerther, P., Bourillet, J.-F., Damy, G., Dussud, L., and Sultan, N., Improving in piston coring quality with acceleration and pressure measurements and new insights on quality of the recovery, *in* Proceedings 8th International Marine Technicians Symposium, INMARTECH2012, Volume 25.

Wolff, E. W., Chappellaz, J., Blunier, T., Rasmussen, S. O., and Svensson, A., 2010, Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record: Quaternary Science Reviews, v. 29, no. 21–22, p. 2828-2838.

www.eos.ubc.ca/research/glaciology/research/HeinrichEvents.html, Heinrich Events.

www.ulg.ac.be, in NGUENGO, M. A., 2008. Caractérisation géophysique des glissements et sorties de fluides pleistocènes-actuel de la province centrale de l'éventail profond du nil, http://www.memoireonline.com/08/10/3813/m.

Wynn, R. B., Cronin, B. T., and Peakall, J., 2007, Sinuous deep-water channels: Genesis, geometry and architecture: Marine and Petroleum Geology, v. 24, no. 6–9, p. 341-387.

Wynn, R. B., Kenyon, N. H., Masson, D. G., Stow, D. A. V., and Weaver, P. P. E., 2002, Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones: Aapg Bulletin, v. 86, no. 8, p. 1441-1462.

Yin, Q., 2013, Insolation-induced mid-Brunhes transition in Southern Ocean ventilation and deep-ocean temperature: Nature, v. 494, no. 7436, p. 222-225.

Yin, Q., and Berger, A., 2010, Insolation and CO2 contribution to the interglacial climate before and after the Mid-Brunhes Event: Nature Geoscience, v. 3, no. 4, p. 243-246.

Yokoyama, Y., Lambeck, K., De Deckker, P., Johnston, P., and Fifield, I. K., 2001, Timing of the Last Glacial Maximum from observed sea-level minima (vol 406, pg 713, 2000): Nature, v. 412, no. 6842, p. 99-U19.

Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., and Lanfumey, V., 2006, The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay): Geo-Marine Letters, v. 26, no. 6, p. 317-329.

Zimmerman, H., Shackleton, N., Backman, J., Kent, D. V., Baldauf, J., Kaltenback, A., and Morton, A., 1984, History of Plio-Pleistocene climate in the northeastern Atlantic, deep sea drilling project Hole 552A: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 81, p. 861-876.

ANNEXE.I TABLEAUX DE DONNEES SUPPLEMENTAIRES

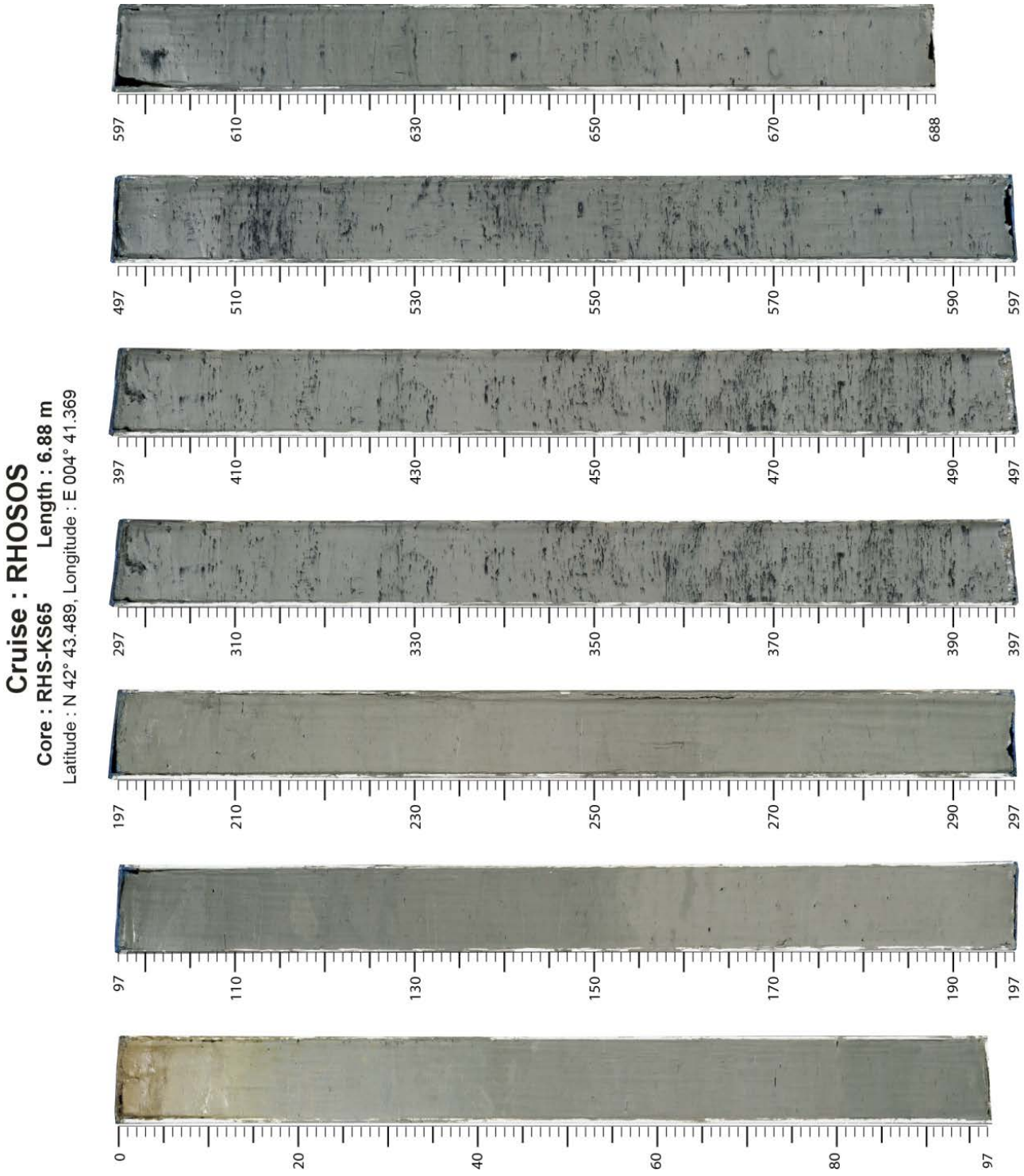
Depth interva	Average depth	ng) of fraction	Proportion us	Globigerina bı	Globigerina Rı	N. pachyderm
0-1	0.5	97.2	50%	450	90	58
20-21	20.5	87.2	50%	540	136	52
40-41	40.5	71.2	50%	188	72	16
60-61	60.5	98.4	100%	280	84	8
80-81	80.5	59.6	100%	420	44	20
100-101	100.5	58.4	100%	572	0	12
120-121	120.5	54	100%	324	8	24
140-141	140.5	26.4	50%	184	0	30
160-161	160.5	101.6	100%	720	200	28
180-181	180.5	81.2	100%	512	148	8
191-192	191.5	29.8	50%	200	106	14
210-211	210.5	146.8	100%	772	272	80
230-231	230.5	43.2	100%	49	151	0
250-251	250.5	58.7	100%	458	24	32
270-271	270.5	60	100%	1216	60	100
290-291	290.5	101.2	100%	1460	40	120
310-311	310.5	105	100%	1376	38	98
330-331	330.5	59.8	100%	804	6	58
350-351	350.5	111.2	100%	936	20	92
370-371	370.5	42.4	100%	752	12	52
390-391	390.5	63.2	100%	676	16	54
400-401	400.5	82.6	50%	494	6	22
420-421	420.5	89.6	50%	578	6	26
440-441	440.5	76.4	25%	510	2	22
460-461	460.5	192.4	25%	320	2	12
480-481	480.5	90.2	50%	478	0	46
500-501	500.5	106.4	100%	676	0	88
520-521	520.5	81.4	50%	486	0	56
540-541	540.5	109.2	50%	1084	0	62
560-561	560.5	128.4	100%	1172	0	136
580-581	580.5	48.2	50%	470	0	40
600-601	600.5	59	100%	776	0	42
620-621	620.5	83.6	100%	1616	0	88
640-641	640.5	96.4	100%	664	0	20
660-661	660.5	77.2	100%	1028	0	72
680-681	680.5	92.4	100%	1820	0	92
687-688	687.5	49.2	100%	96	0	76

Tableau -0-1 : Assemblage des foraminifères planctoniques obtenu par comptage réalisé sur la fraction > 150 µm de la carotte RHS-KS65 (Table. A1).

Depth interva	Average depth	ng) of fraction	ion used for cc	Globigerina bı	Globigerinoid	N. pachyderm
0-1	0.5	55.6	12.5%	796	168	48
20-21	20.5	38	100%	320	208	20
40-41	40.5	63.2	50%	808	416	40
60-61	60.5	57.6	100%	1280	256	120
80-81	80.5	60.8	100%	1208	208	104
100-101	100.5	80.8	25%	1212	240	76
120-121	120.5	104	100%	1312	480	144
140-141	140.5	56.8	100%	864	520	88
160-161	160.5	79.2	100%	2928	24	144
180-181	180.5	59.6	100%	1708	4	80
200-201	200.5	24.8	100%	744	8	24
220-221	220.5	48	100%	1200	0	92
240-241	240.5	41.6	100%	1192	12	96
260-261	260.5	25.4	100%	664	4	40
280-281	280.5	28	100%	414	4	18
301-302	301.5	70.8	100%	1720	16	200
320-321	320.5	51.6	100%	940	0	88
341-342	341.5	46.6	100%	378	2	42
361-362	361.5	64.8	100%	2304	0	120
380-381	380.5	61.1	100%	60	0	8
399-400	399.5	34.8	100%	554	0	74
422-423	422.5	33.6	100%	766	4	33
443-444	443.5	27.6	100%	223	6	11
464-465	464.5	9.7	100%	76	0	0
487-488	487.5	17.1	100%	68	3	12
503-504	503.5	10.2	100%	39	0	10
517-518	517.5	32.7	100%	43	0	40
535-536	535.5	12.4	100%	47	4	30
542-543	542.5	19.4	100%	110	1	20
611-612	611.5	19.3	100%	11	0	33
667-668	667.5	14.9	100%	21	0	25
679-680	679.5	22.4	100%	36	0	55
703-704	703.5	5.5	100%	22	0	19
766-767	766.5	3	100%	14	0	13
784-785	784.5	11.2	100%	237	1	32

Tableau -0-2 : Assemblage des foraminifères planctoniques obtenu par comptage réalisé sur la fraction > 150 µm de la carotte RHS-KS67 (Table. A2).

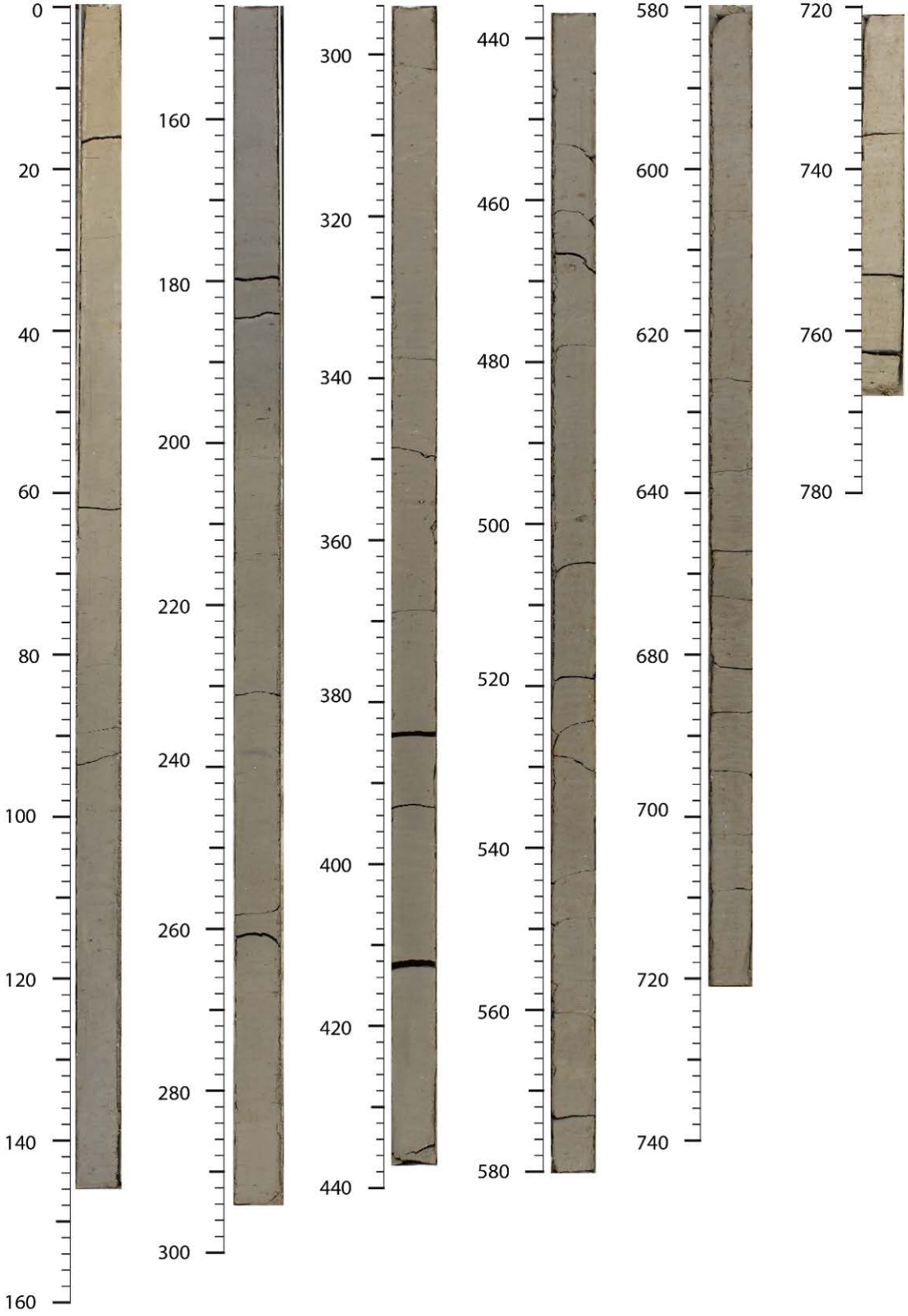
ANNEXE.II PLANCHES PHOTOS DES CAROTTES SÉDIMENTAIRES DE L'ÉTUDE


Cruise : RHOSOS
Core : RHS-KS65 Length : 6.88 m
Latitude : N 42° 43.489, Longitude : E 004° 41.369
597 610 630 650 670 688
497 510 530 550 570 590 597
397 410 430 450 470 490 497
297 310 330 350 370 390 397
197 210 230 250 270 290 297
97 110 130 150 170 190 197
0 20 40 60 80 97

Cruise : FLUMED2

Core : FMD-KS06 Length : 7.68 m

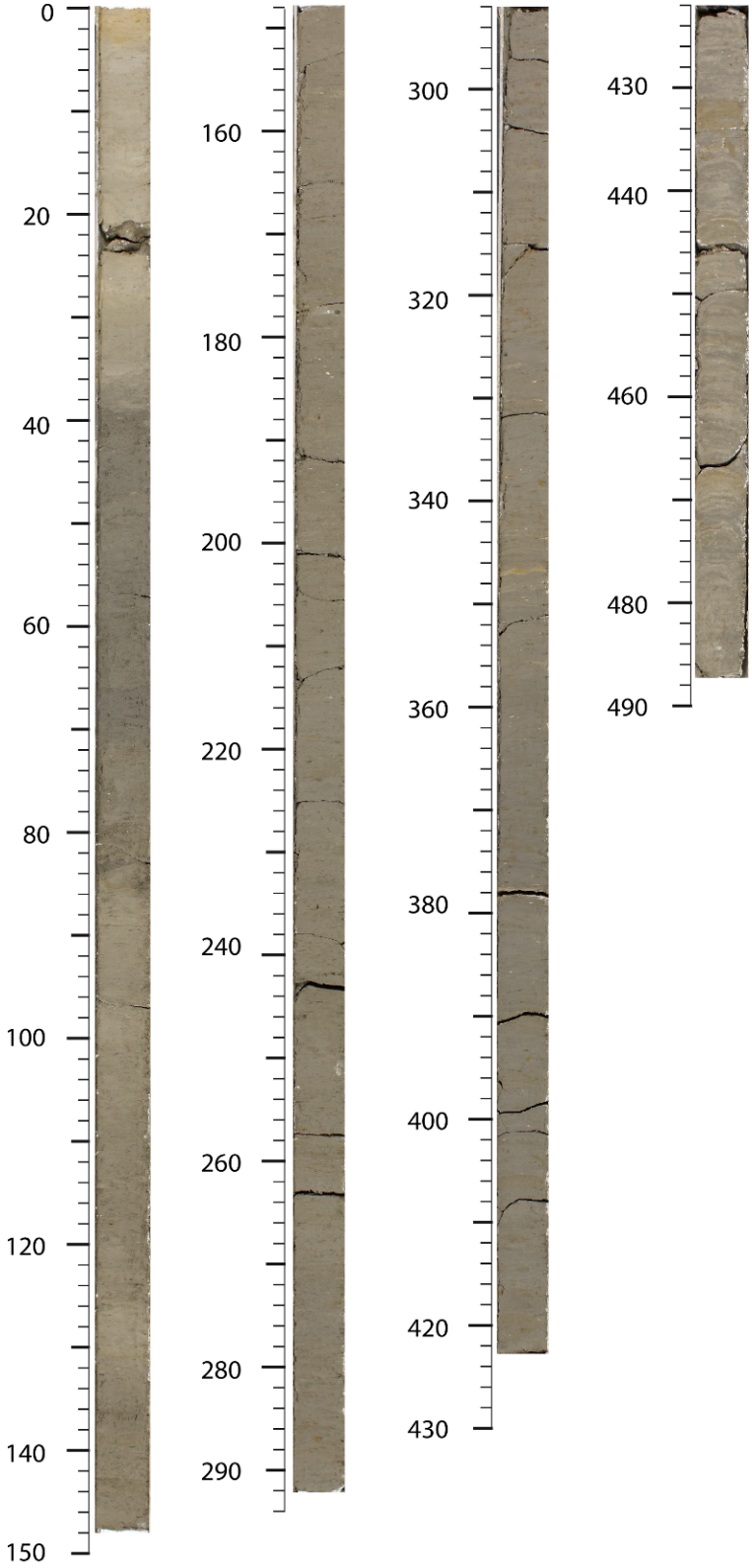
Latitude : N 42° .7765, Longitude : E 004° 73.418

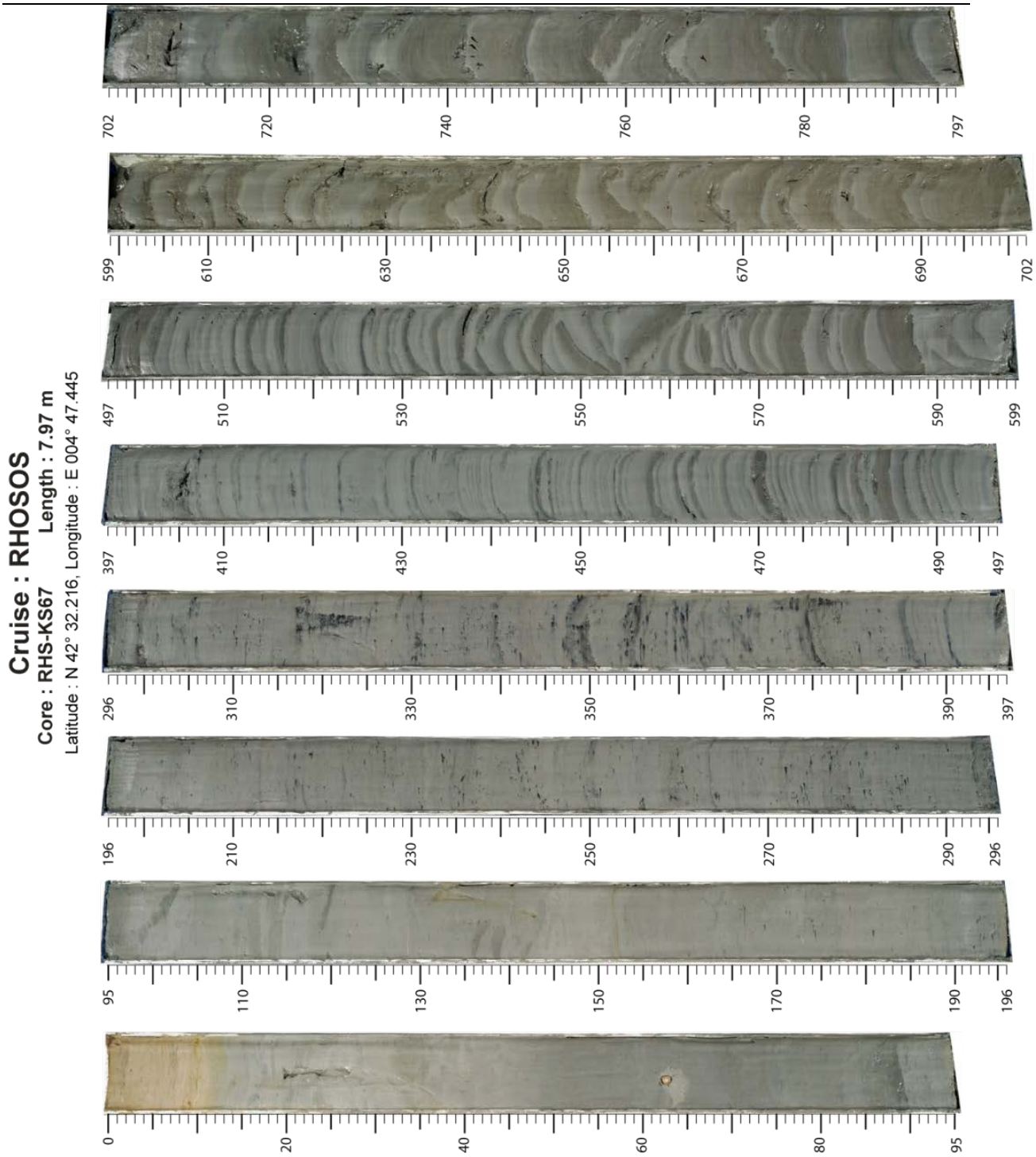


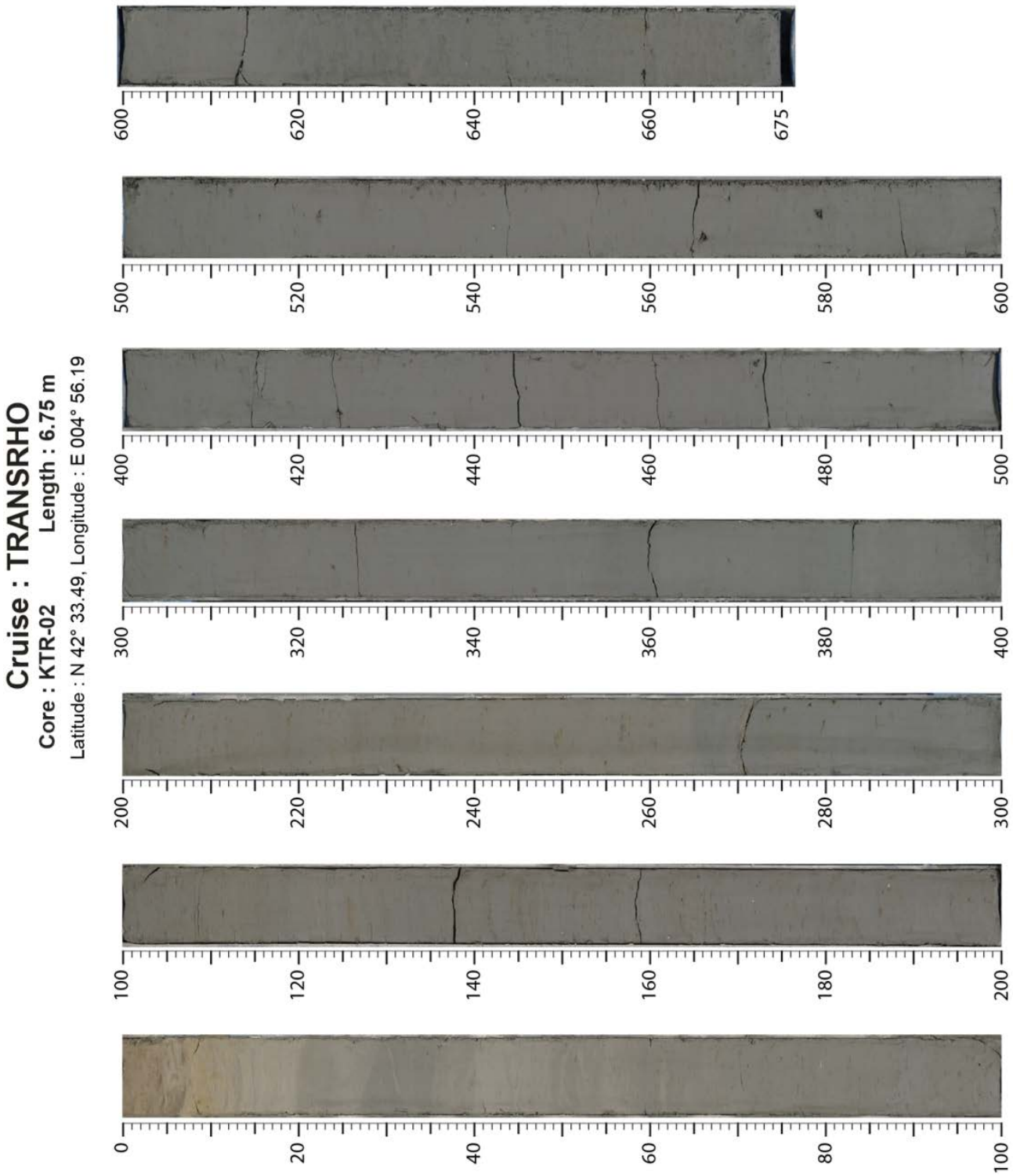
Cruise : FLUMED2

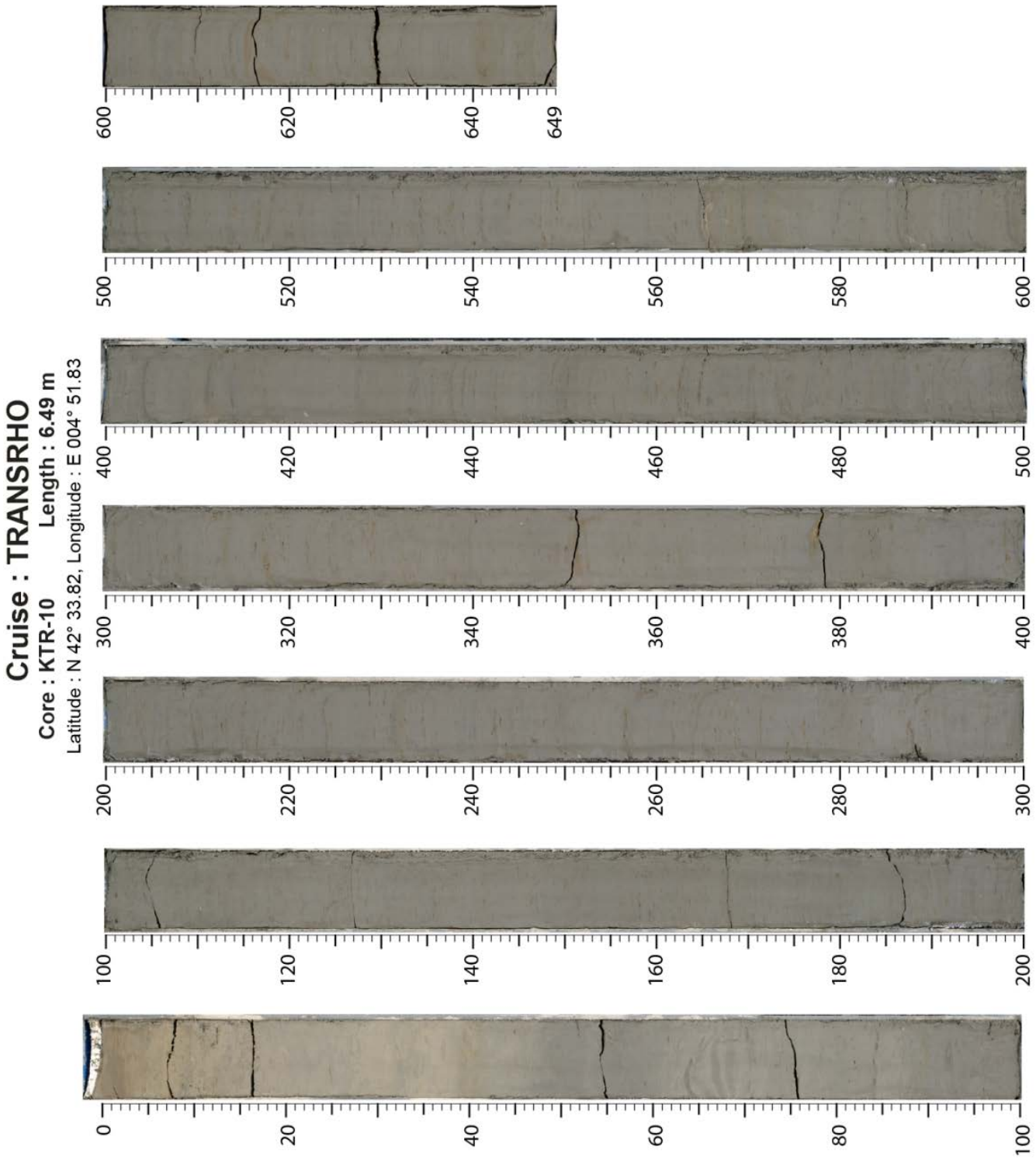
Core : FMD-KS27 Length : 4.87 m

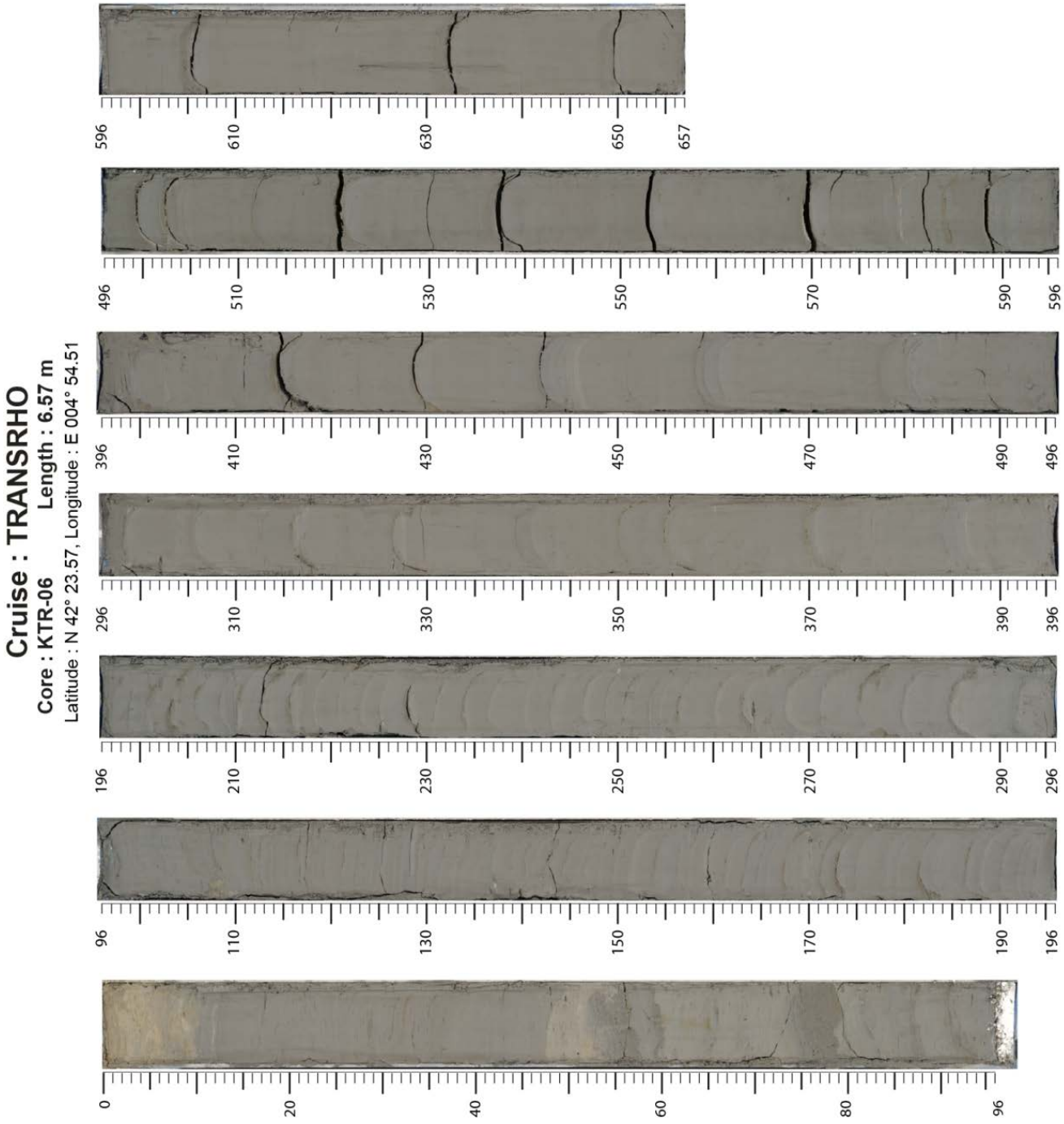
Latitude : N 42° .6468, Longitude : E 004° 80.936

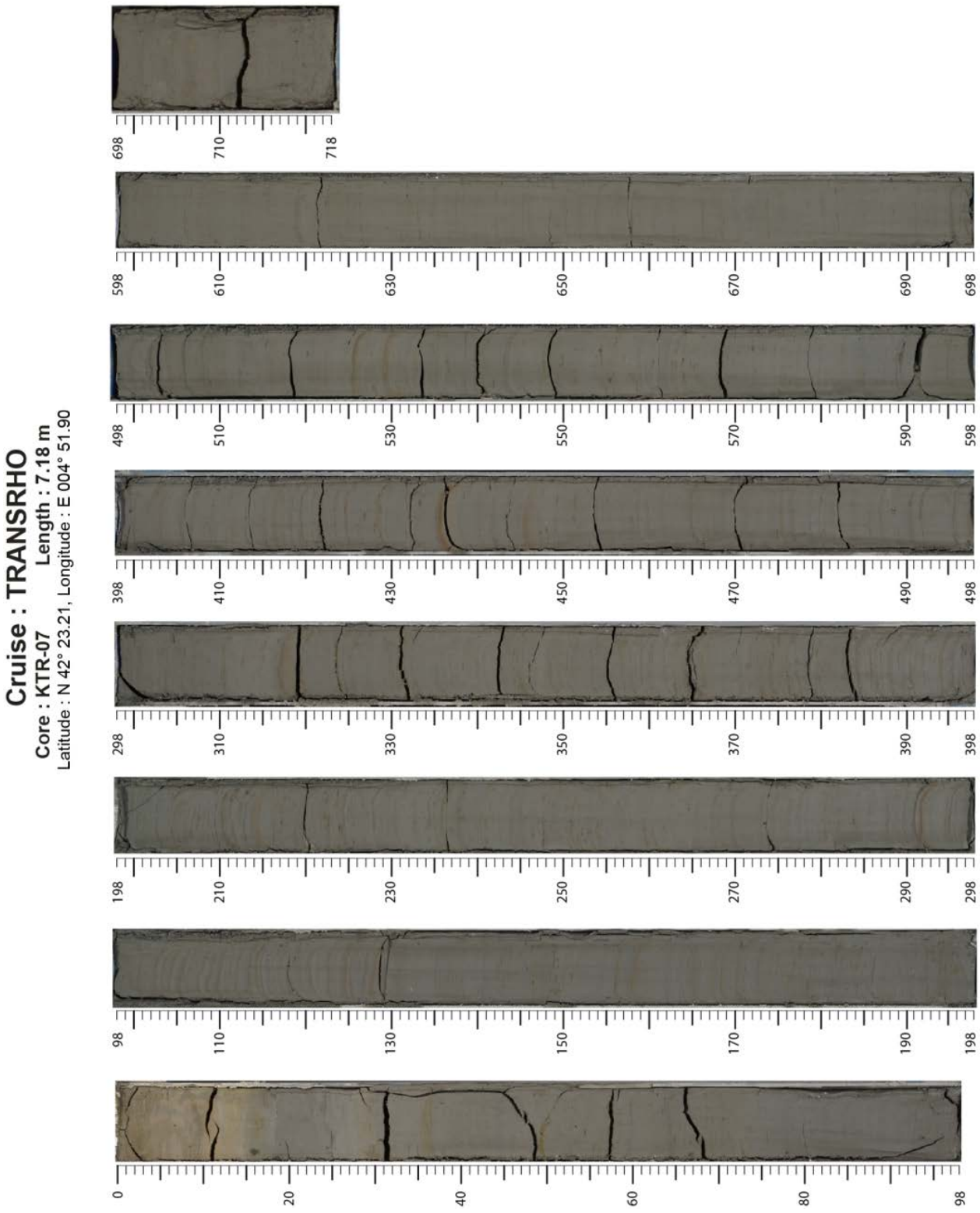


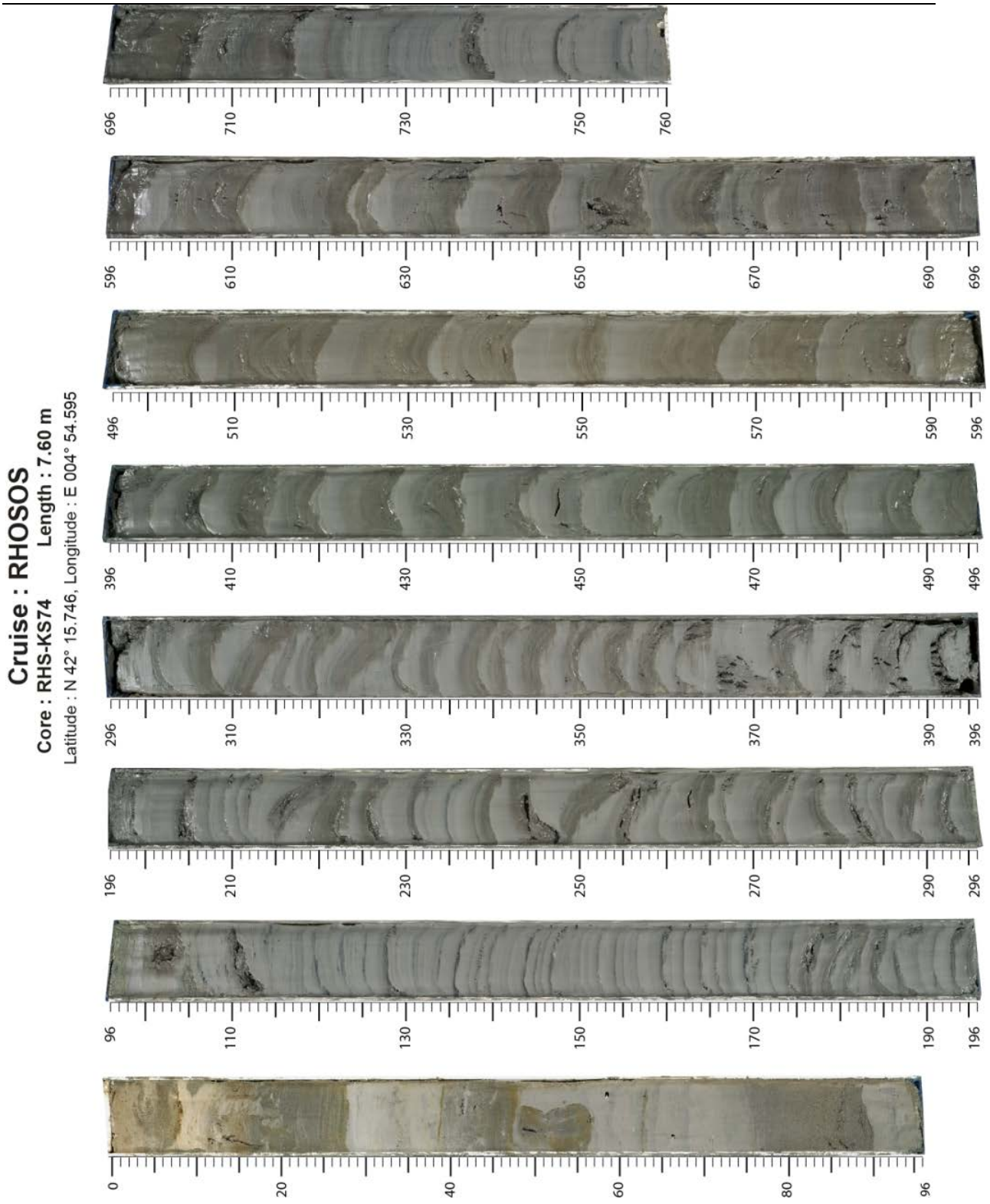

Cruise : RHOSOS
Core : RHS-KS67
Length : 7.97 m
Latitude : N 42° 32.216, Longitude : E 004° 47.445
702 720 740 760 780 797
599 610 630 650 670 690 702
497 510 530 550 570 590 599
397 410 430 450 470 490 497
296 310 330 350 370 390 397
196 210 230 250 270 290 296
95 110 130 150 170 190 196
0 20 40 60 80 95

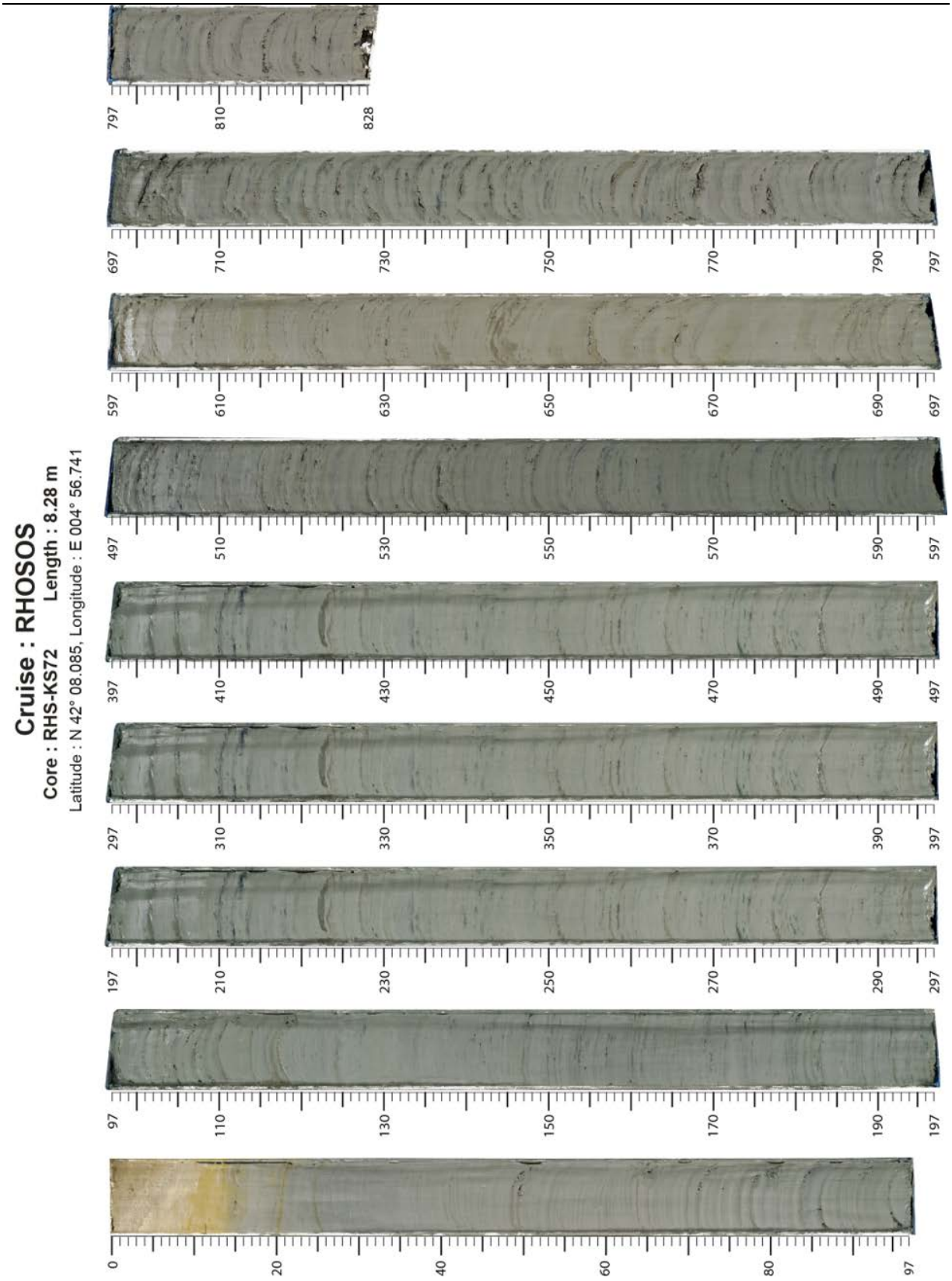

Cruise : TRANSRHO
Core : KTR-02
Length : 6.75 m
Latitude : N 42° 33.49, Longitude : E 004° 56.19
600
620
640
660
675
500
520
540
560
580
600
400
420
440
460
480
500
300
320
340
360
380
400
200
220
240
260
280
300
100
120
140
160
180
200
0
20
40
60
80
100


Cruise : TRANSRHO
Core : KTR-10 Length : 6.49 m
Latitude : N 42° 33.82, Longitude : E 004° 51.83
600
620
640
649
500
520
540
560
580
600
400
420
440
460
480
500
300
320
340
360
380
400
200
220
240
260
280
300
100
120
140
160
180
200
0
20
40
60
80
100


Cruise : TRANSRHO
Core : KTR-06 Length : 6.57 m
Latitude : N 42° 23.57, Longitude : E 004° 54.51
596
610
630
650
657
496
510
530
550
570
590
596
396
410
430
450
470
490
496
296
310
330
350
370
390
396
196
210
230
250
270
290
296
96
110
130
150
170
190
196
0
20
40
60
80
96


Cruise : TRANSRHO
Core : KTR-07
Length : 7.18 m
Latitude : N 42° 23.21, Longitude : E 004° 51.90
698
710
718
598
610
630
650
670
690
698
498
510
530
550
570
590
598
398
410
430
450
470
490
498
298
310
330
350
370
390
398
198
210
230
250
270
290
298
98
110
130
150
170
190
198
0
20
40
60
80
98

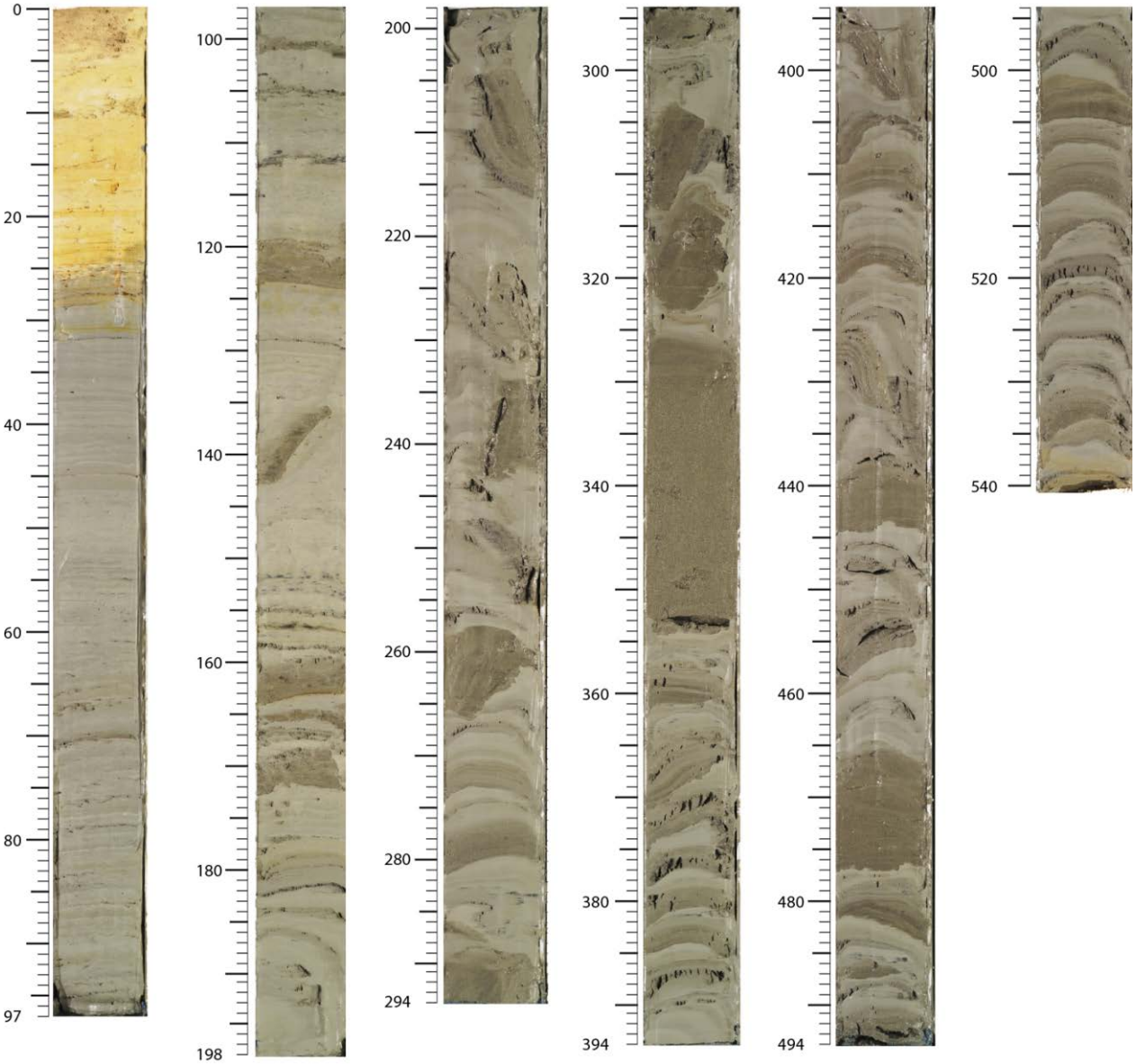

Cruise : RHOSOS
Core : RHS-KS74 Length : 7.60 m
Latitude : N 42° 15.746, Longitude : E 004° 54.595
696 710 730 750 760
596 610 630 650 670 690 696
496 510 530 550 570 590 596
396 410 430 450 470 490 496
296 310 330 350 370 390 396
196 210 230 250 270 290 296
96 110 130 150 170 190 196
0 20 40 60 80 96


Cruise : RHOSOS
Core : RHS-KS72 Length : 8.28 m
Latitude : N 42° 08.085, Longitude : E 004° 56.741
797 810 828
697 710 730 750 770 790 797
597 610 630 650 670 690 697
497 510 530 550 570 590 597
397 410 430 450 470 490 497
297 310 330 350 370 390 397
197 210 230 250 270 290 297
97 110 130 150 170 190 197
0 20 40 60 80 97

Cruise : GMO 2- CARNAC

Core : KSGC-12 Length : 5.40 m

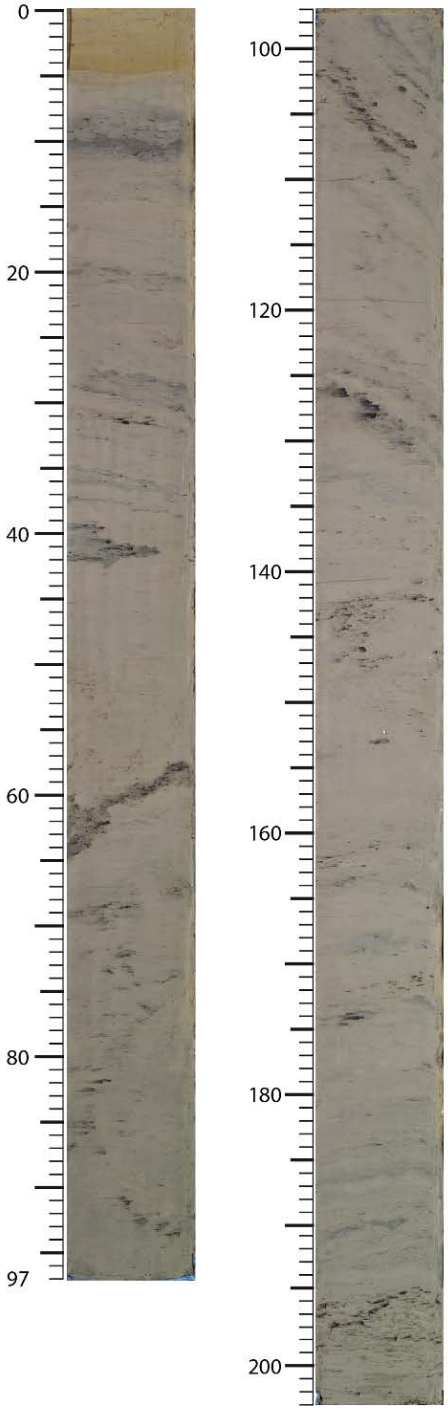
Latitude : N 42° 3.800, Longitude : E 005° 5.240



Cruise : GMO 2- CARNAC

KSGC-10 Length : 2.03 m

Latitude : N 41° 55.2768,
Longitude : E 004° 44.608



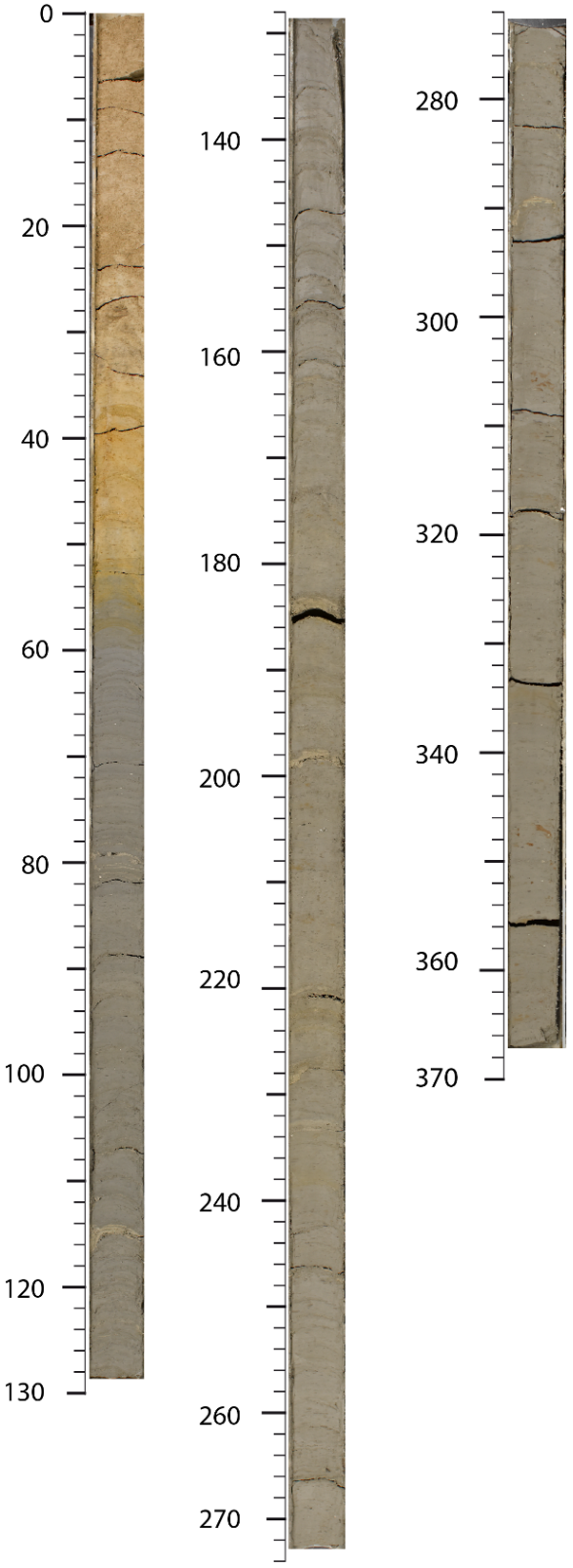
KSGC-14 Length : 2.52 m

Latitude : N 41° 3.190
Longitude : E 005° 5.245

Cruise : FLUMED2

Core : FMD-KS10 **Length : 3.68 m**

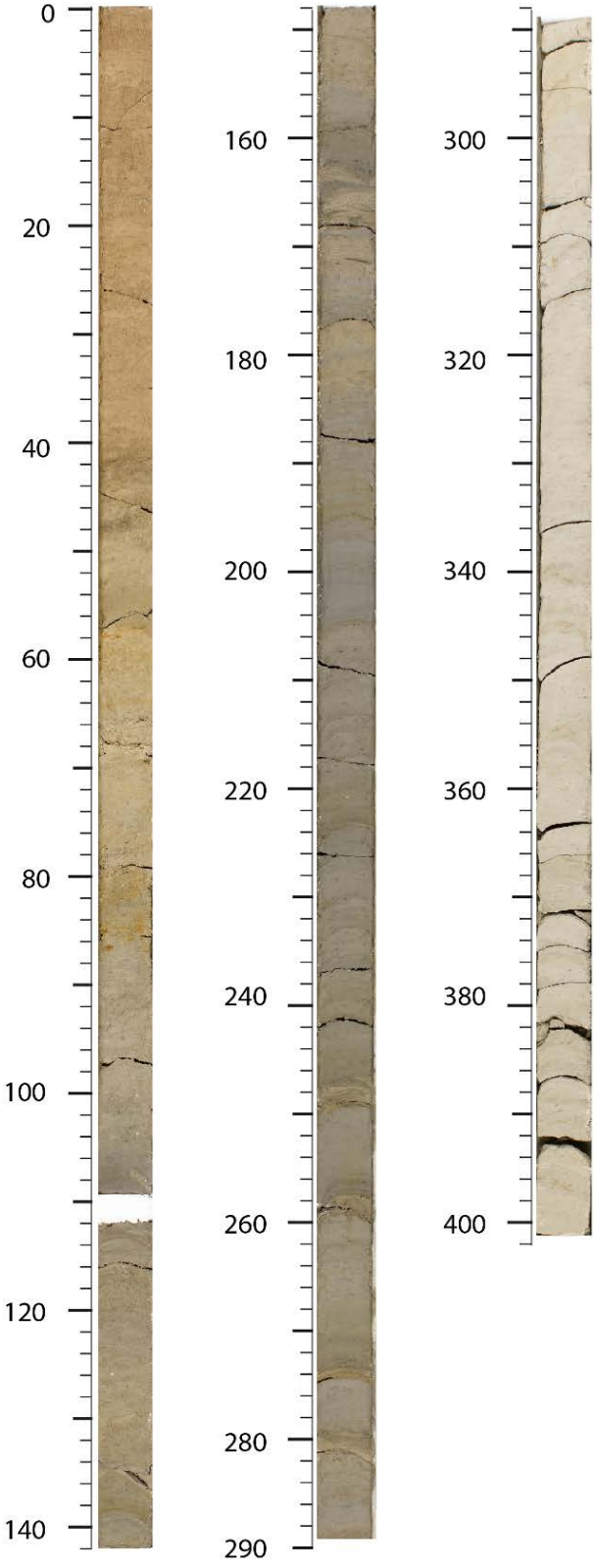
Latitude : N 42° .1003, Longitude : E 005° 17.95



Cruise : FLUMED2

Core : FMD-KS12 Length : 4.01 m

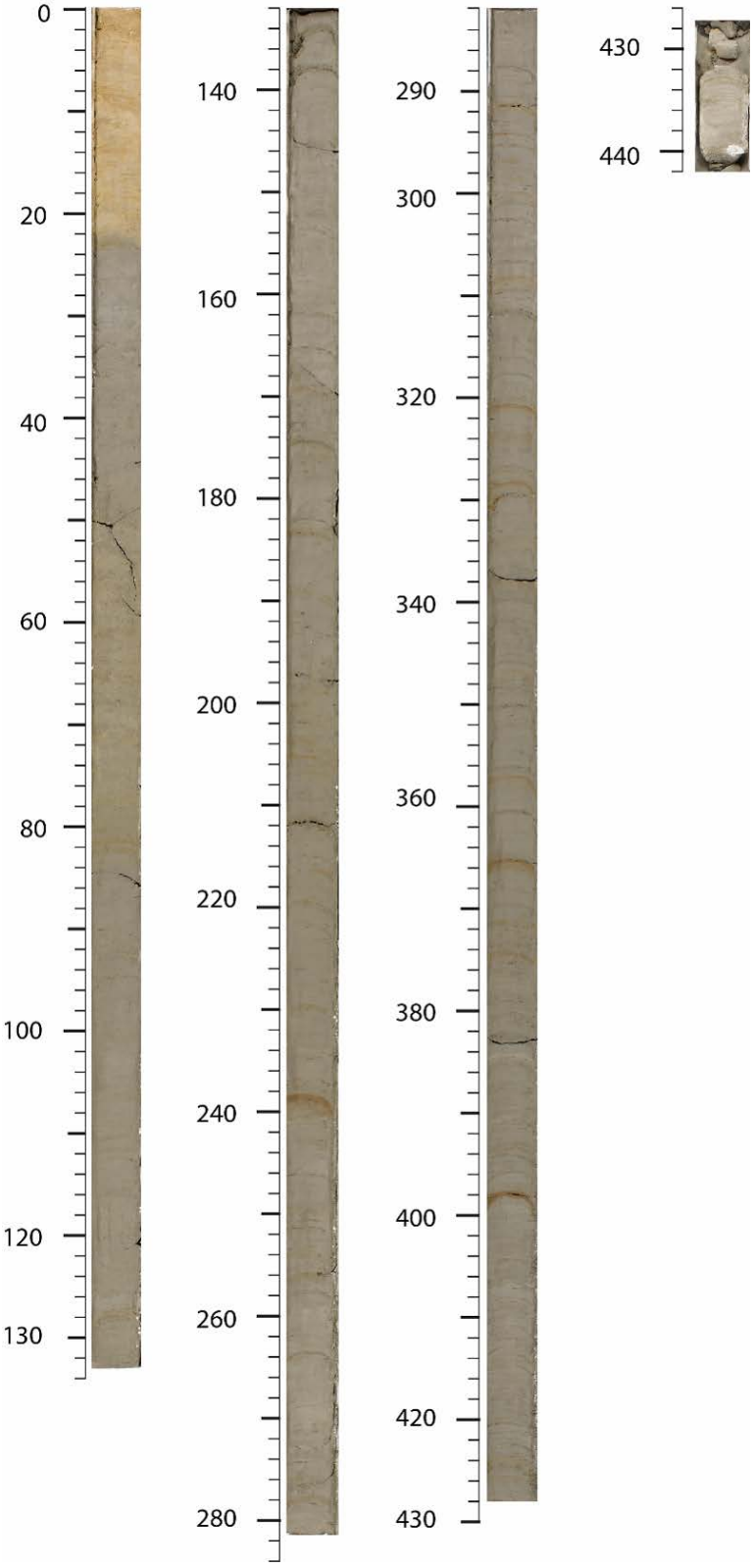
Latitude : N 42° .0761, Longitude : E 005° 38.596

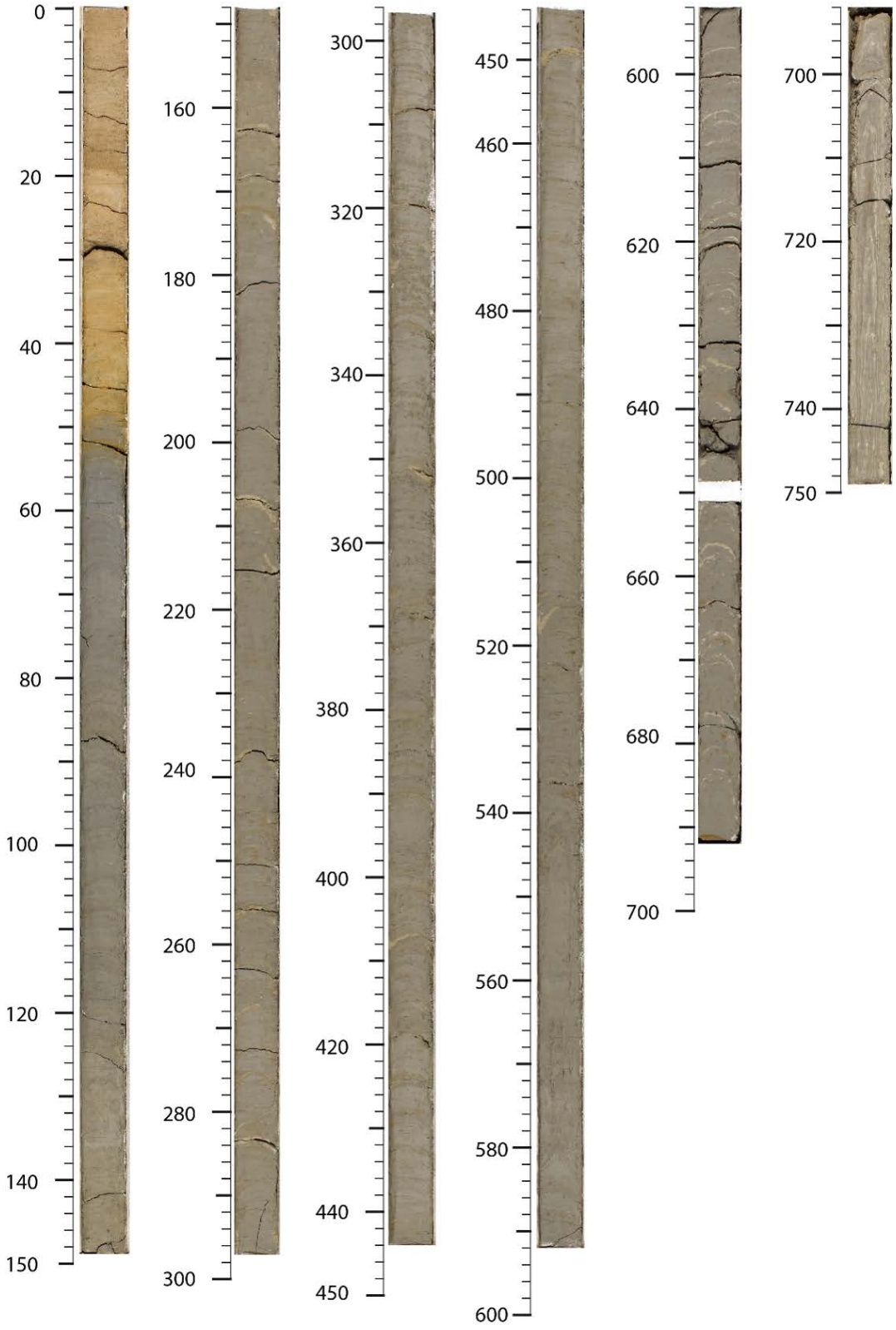


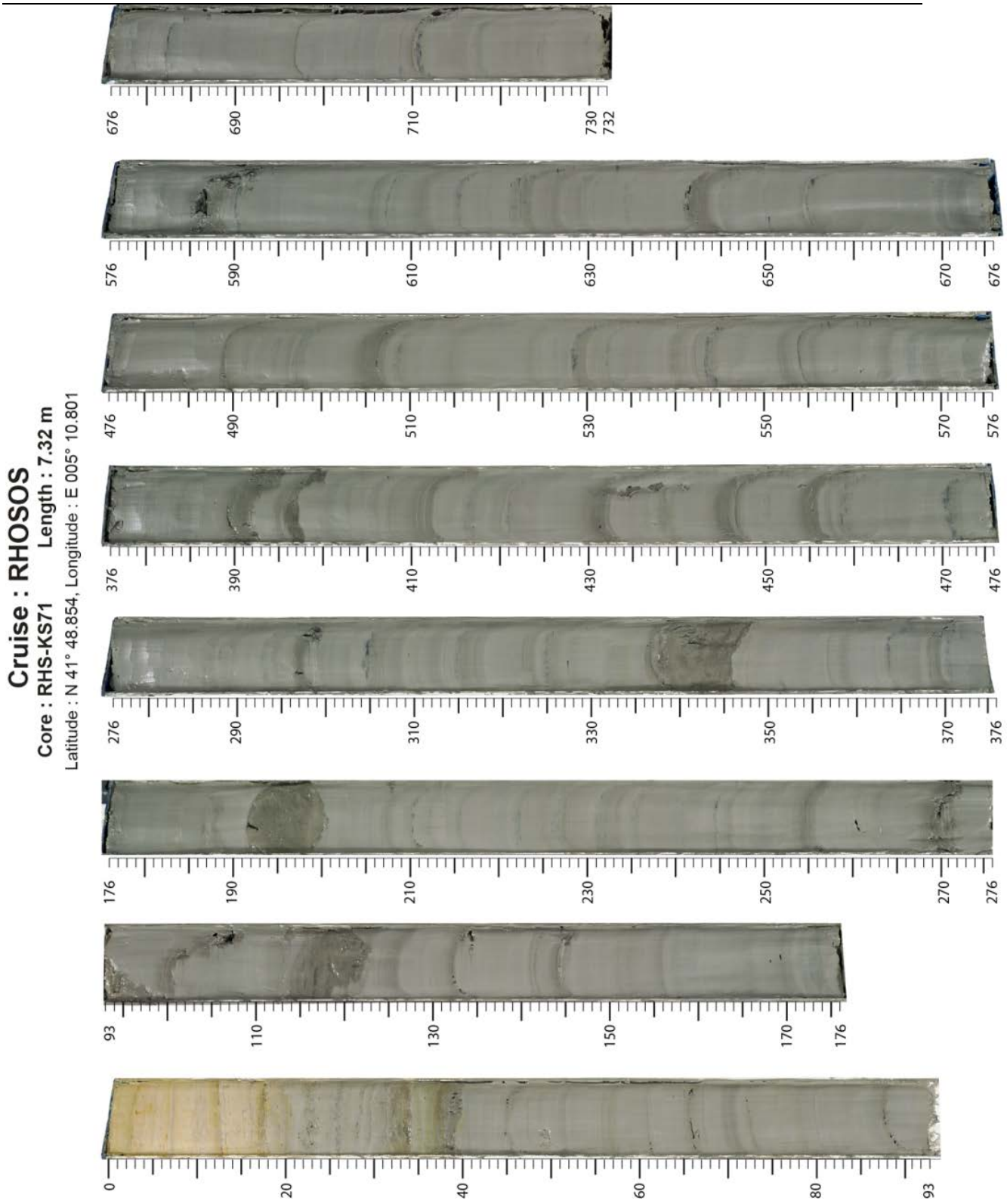
Cruise : FLUMED2

Core : FMD-KS15 **Length : 4.39 m**

Latitude : N 41° .9261, Longitude : E 005° 16.943



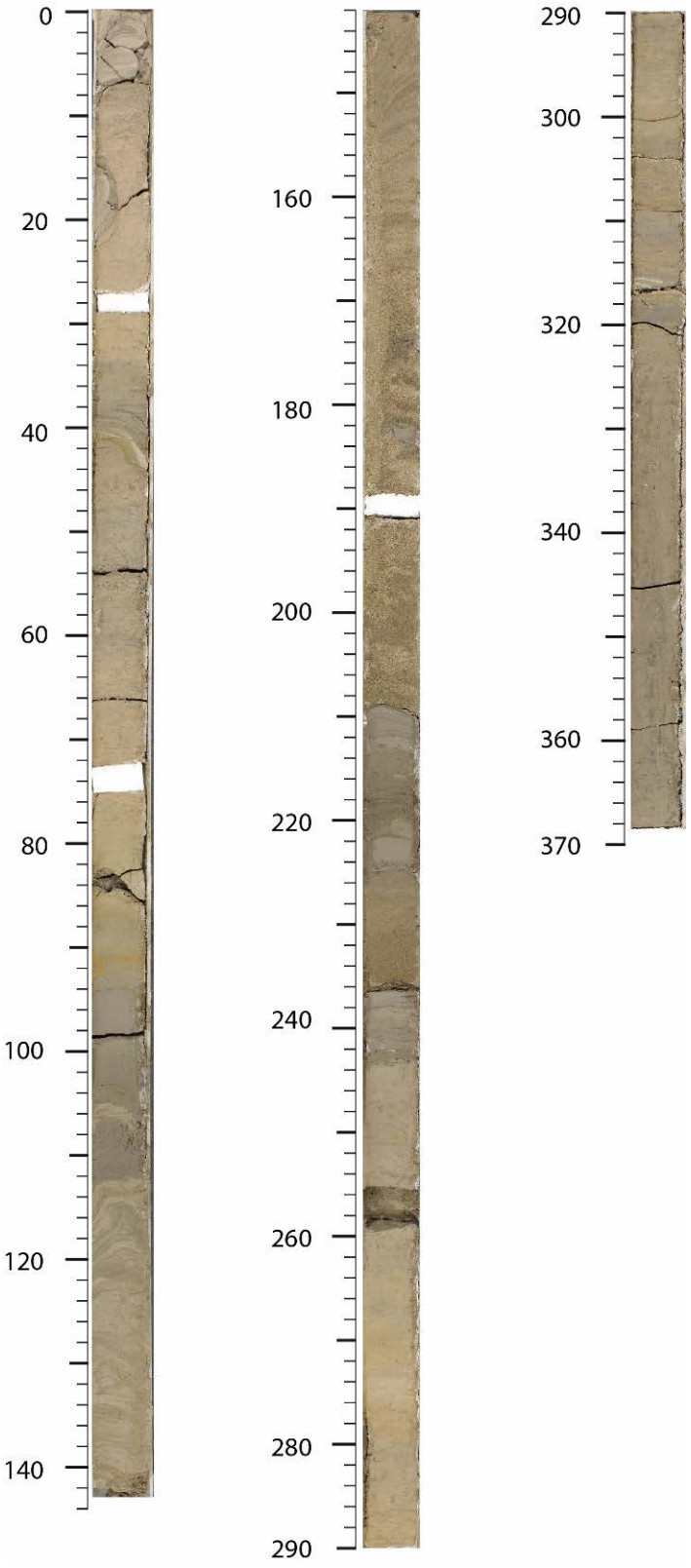

Cruise : FLUMED2
Core : FMD-KS17 Length : 7.5 m
Latitude : N 42° .0534, Longitude : E 005° 19.93
0
20
40
60
80
100
120
140
150
160
180
200
220
240
260
280
300
300
320
340
360
380
400
420
440
450
450
460
480
500
520
540
560
580
600
600
620
640
660
680
700
700
720
740
750


Cruise : RHOSOS
Core : RHS-KS71 Length : 7.32 m
Latitude : N 41° 48.854, Longitude : E 005° 10.801
676 690 710 730 732
576 590 610 630 650 670 676
476 490 510 530 550 570 576
376 390 410 430 450 470 476
276 290 310 330 350 370 376
176 190 210 230 250 270 276
93 110 130 150 170 176
0 20 40 60 80 93

Cruise : FLUMED2

Core : FMD-KS74 Length : 3.69 m

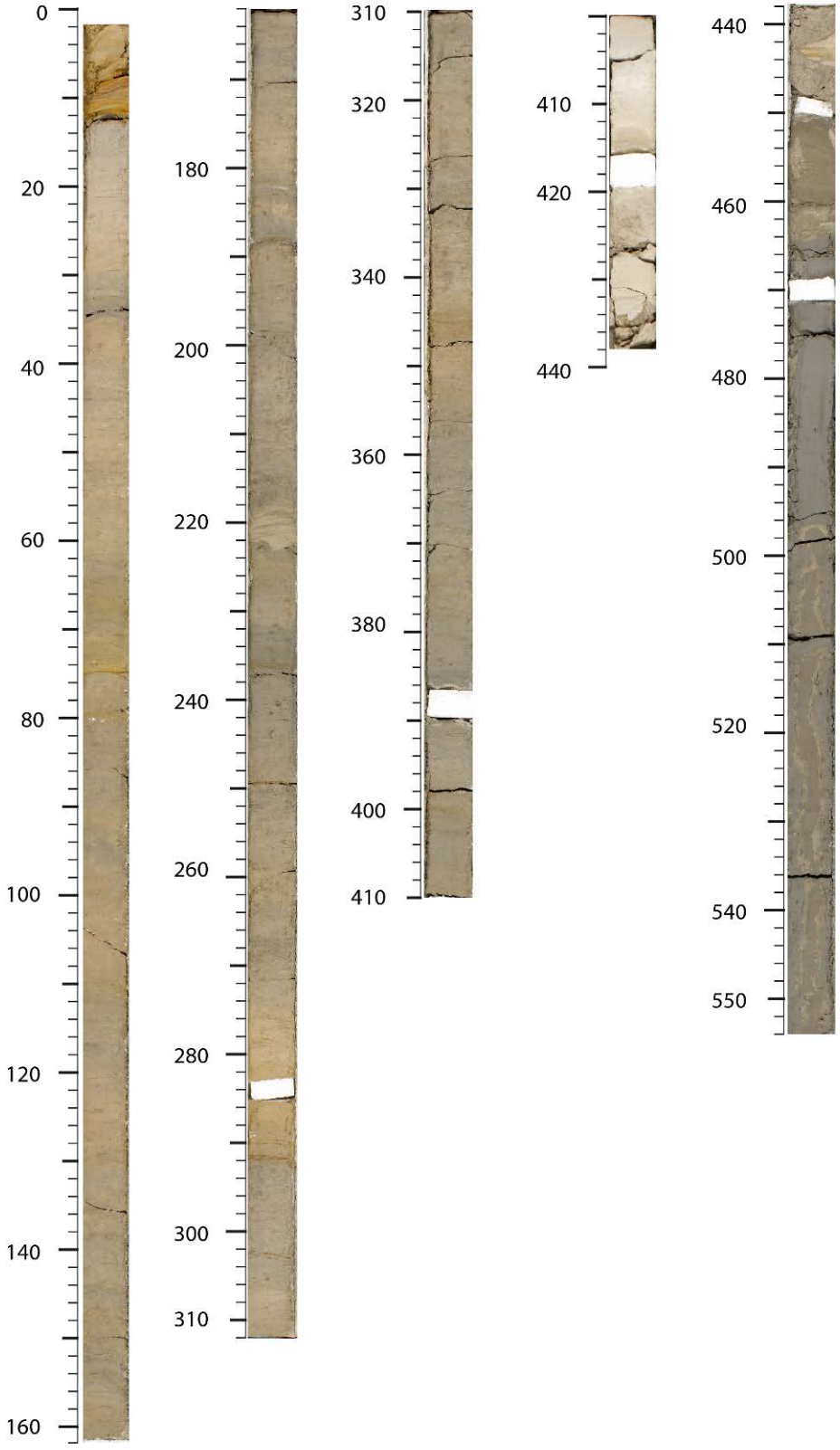
Latitude : N 41° .3584, Longitude : E 006° 48.130



Cruise : FLUMED2

Core : FMD-KS75 Length : 5.54 m

Latitude : N 41° .3779, Longitude : E 006° 47.985



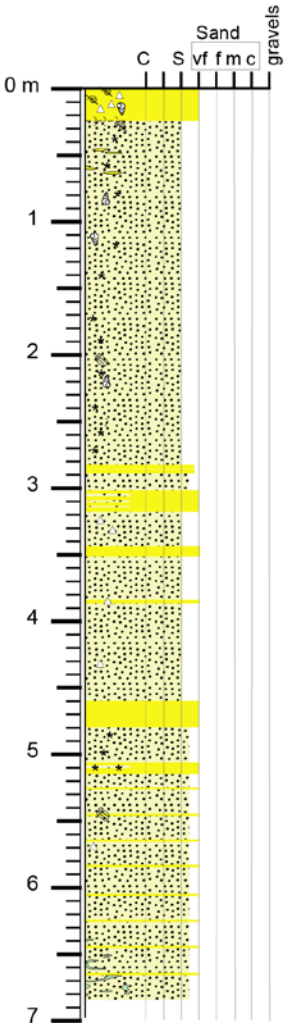
ANNEXE.III Logs lithologiques

Cruise : RHOSOS

Core : RHS - KS49
Length : 6.85 m

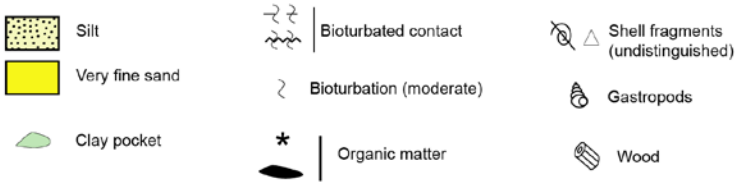
Latitude : N 43° 02.057, Longitude : E 004° 27.632

Synthetic log



Description :

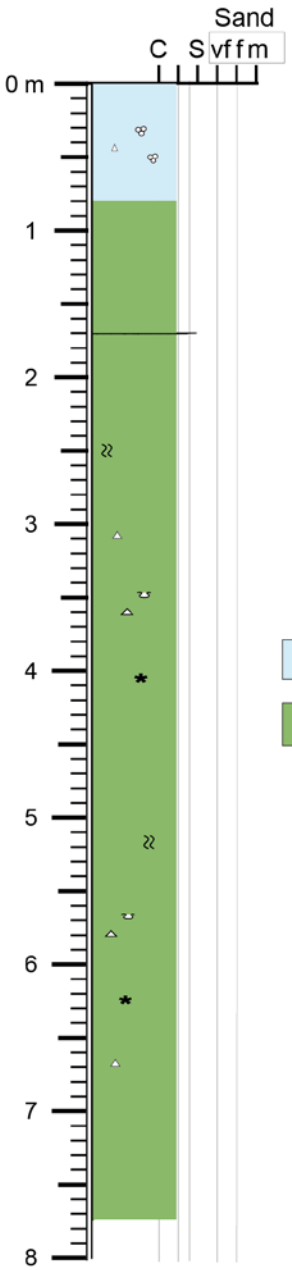
0 - 0.25 m : Very fine sand with mud
0.00 m : Brocken shell
0.04 m : Shell fragment
0.14 - 0.16 m : Turritella
0.25 - 0.89 m : Silt with organic matters
0.46 - 0.50 m : Sand pockets
0.58 - 0.60 m : Sand pocket
0.62 - 0.64 m : Sand pocket
0.82 m : Turritella
0.89 - 1.83 m : Silt with very fine sand and more organic matters
1.12 m : Turritella
1.83 - 2.83 m : Sandy silt with organic matters
2.05 m : Wood fragment
2.50 m : Bioturbation
2.83 - 2.89 m : Silty sand
2.89 - 2.91 m : Very fine sand with silty mud
2.91 - 3.01 m : Silty sand
3.01 - 3.18 m : Very fine sand with silt
3.18 - 3.42 m : Sandy silt with shell fragments
3.42 - 3.51 m : Sand layer
3.51 - 3.79 m : Homogeous silt
3.79 - 3.84 m : Sandy silt
3.84 - 3.85 m : Very fine sand layer with shell fragments
3.85 - 4.60 m : Sandy silt
4.32 m : Shell fragment
4.60 - 4.80 m : Very fine sand with silt
4.80 - 5.07 m : Sandy silt with organic matters
5.07 - 5.11 m : Very fine sand with silt organic matters
5.11 - 5.85 m : Silt with very fine sand and layer more silty
5.45 - 5.47 m : Wood fragment
5.67 m : Shell fragment
5.85 - 6.85 m : Sandy silt with layer more sandy
6.40, 6.51, 6.52 m : Mud spot (5Y 4/2)
6.55 - 6.62 m : Mud spot (5Y 4/2)
6.67 - 6.71 m : Mud spot (5Y 4/2)
6.74 - 6.78 m : Mud spot (5Y 4/2)



Cruise : FLUMED2

Core : FMD-KS06
Length : 7.68m

Latitude : N 42° .7765, Longitude : E 004° 73.418



Observations:

0-80 cm: Depôts argilo-silteux jaune-marron avec des poches de bioturbation.

Le reste de la carotte passe à une couleur gris clair olive voir gris sombre. Nous observons aussi des lamines discontinues, plusieurs fragments coquillés et des terriers ainsi que des tâches et poches orangés (oxydation) qui s'intensifie vers la basse de la carotte (437-721cm).

Foraminifera and Shell fragments Silty Clay

Not lamineted Silty clay

Foraminifera

Bioturbation (moderate)

Shell fragments (undistinguished)

* Organic matter

Burrow

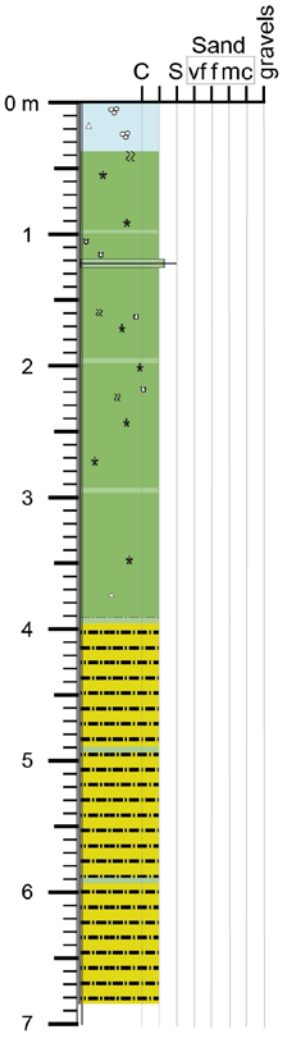
Cruise : RHOSOS

Core : RHS-KS65

Length : 6.88 m

Latitude : N 42° 43.489, Longitude : E 004° 41.369

Synthetic log



Description :

0 - 6.88 m : Silty clay with intense bioturbation
Rare shell fragments
Organic matters
1.03, 1.16 m : Burrows
1.21 - 1.27 m : Layer more coarse with silt laminea
1.62 m : Burrow
3.08, 3.32, 3.64 m : Oxidation
3.51 m : Organic matters
3.78 m : Rare shell fragments
3.82 - 3.97 m : Oxidation
3.97 - 6.88 m : Moderate bioturbation
6.13, 6.16 m : Black lamineas
6.70 m : Burrow

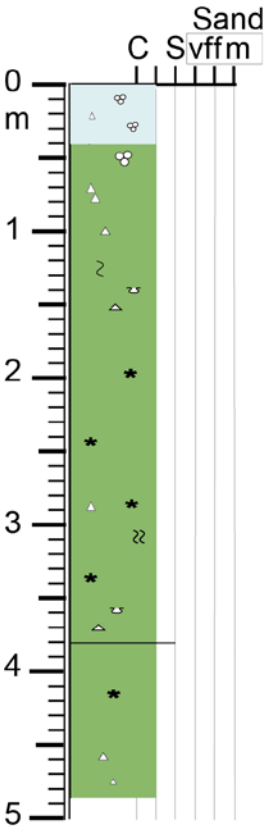
Observations

Faciès homogène tout le long de la carotte avec un dépôt argilo-silteux.
L'argile silteuse est marron entre 0 et 20 cm, puis évolue ensuite vers la couleur grise.
Ce faciès présente une bioturbation assez importante sur les trois premiers mètres, avec de nombreux terriers.
Ensuite et jusqu'à la base de la carotte, l'argile silteuse est parsemée d'hydrotroïlites, avec une concentration entre 380 et 560 cm.
Notons la présence d'un niveau légèrement plus grossier entre 121 et 127 cm, avec une lamine silteuse discontinue.

Cruise : FLUMED2

Core : FMD-KS27
Length : 4.87 m

Latitude : N 42° .6468, Longitude : E 004° 80.936



Observations:
0 - 40 cm, dépôts argilo-silteux de couleur jaune-orangé riche en foraminifère.
le reste de la carotte passe à une couleur gris olive clair voir gris sombre avec des poches silteuses bioturbées et des tâches rouge-orangé (oxydation) ainsi que plusieurs fraquements coquillés. Ces tâches deviennent abondantes à partir de 255 cm. Une lamine silteuse est également observable à 380 cm

Foraminifera and Shell fragments Silty Clay

Not lamineted Silty clay

Foraminifera

Bioturbation (moderate)

Shell fragments (undistinguished)

* Organic matter

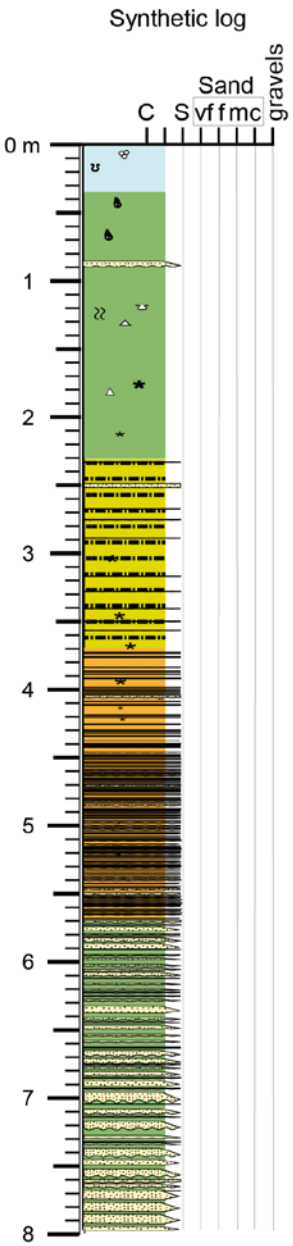
Burrow

Cruise : RHOSOS

Core : RHS-KS67

Length : 7.97 m

Latitude : N 42° 32.216, Longitude : E 004° 47.445



Description :

0 - 6.88 m : Silty clay with intense bioturbation

Lot of silt lamineas and silt layers

Burrows

Rare shell fragments

0.85 - 0.89 m : Silt layer
0.90 - 0.95 m : Silty pocket
0.95 - 1.20 m : Burrows
2.13 - 2.35 m : Silt lamineas
2.50, 2.63, 2.72 m : Silt lamineas
2.76 - 2.79 m : Silt layer

Observations

0 - 10 cm : argile silteuse, marron clair, avec présence de foraminifères.
Elle passe à la couleur grise à partir de 10 cm. Le sédiment est assez bioturbé sur les deux premiers mètres.
De 170 cm à 390 cm, l'argile silteuse est parsemée d'hydrotroïlites.
A partir de 370 cm, passage à un faciès clairement laminé (alternance avec des niveaux silteux. Les lamines sont très nombreuses puis évoluent à partir de la seconde moitiée de ce faciès vers des niveaux silteux plus développés présentant un grano-classement normal. Le contact inférieur de ces niveaux est nettement érosif.

Foraminifera and Shell fragments Silty Clay

lamineted Silty Clay

Not lamineted Silty clay

Silt

Terrigenous Silty clay

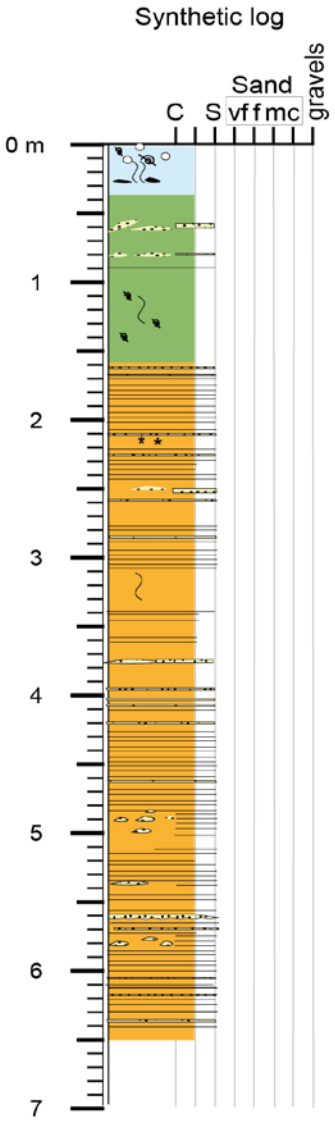
* Organic matter
Bioturbation (moderate)
Bioturbation (intense)
Shell fragments (undistinguished)
Gastropods
Forams
Burrow

Cruise : TRANSRHO

Core : KTR- 10

Length : 6.49 m

Latitude : N 42° 33.82, Longitude : E 004° 51.83



Observations

0 à 160 cm: dépôts argilo-silteux bruns ocres évoluant progressivement vers le gris, ils sont riches en débris coquillés, foraminifères. La bioturbation est décroissante, et on note quelques poches silteuses entre 60 et 80 cm.
Au-delà de 160 cm, présence de lamines milimétriques alternant avec quelques lamines légèrement plus épaisses. Vers la base de la carotte, les lamines sont discontinues et sous forme de poches ou de lentilles silteuses.

Foraminifera and Shell fragments Silty Clay

Not lamineted Silty Clay

Lamineted Silty Clay

Silt

Silt pocket

Clay pocket

* Organic matter

Shell fragments

Forams

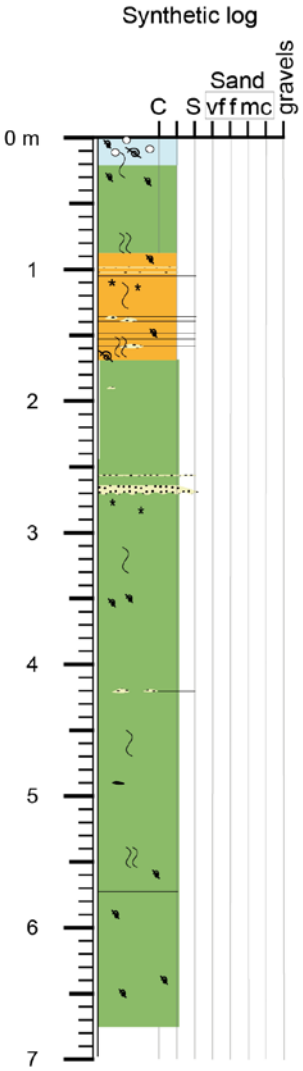
Bioturbation (moderate)

Cruise : TRANSRHO

Core : KTR- 02

Length : 6.75 m

Latitude : N 42° 33.49, Longitude : E 004° 56.19



Observations

0 à 20 cm: dépôts argilo-silteux à dominante brune et ocre riches en débris coquillés et foraminifères.
Au-delà de 20 cm le dépôt devient gris avec un alternance entre des niveaux plus claires et des niveaux plus sombres riche en matière organique. La bioturbation est variable le longde la carotte et absente à la base.
100 à 160 cm: présence de quelques lamines silteuses milimétriques.
270 cm: un niveau silteux à base érosive.

Foraminifera and Shell fragments Silty clay

Not lamineted Silty clay

Lamineted Silty clay

Silt

Silt pocket

Organic matter

Shell fragments

Forams

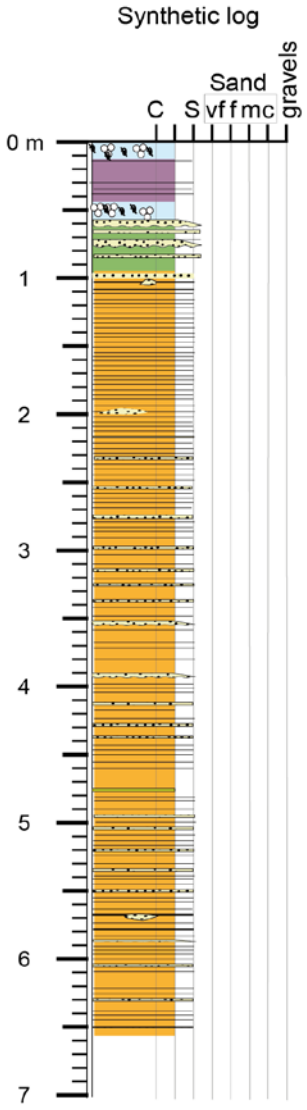
Bioturbation (moderate)

Bioturbation (intense)

Cruise : TRANSRHO

Core : KTR- 06
Length : 6.57 m

Latitude : N 42° 23.57, Longitude : E 004° 54.51



Observations

0 à 60 cm: boue argilo-silteuse brune et ocre riche en foraminifère et débris coquillés traversée par un niveau laminé déformé (Slump).
60 à 100 cm: niveaux silteux à base érosive alternant avec des dépôts argilo-silteux. Le reste de la carotte est très laminé marqué par une diminution de la fréquence et une augmentation d'épaisseur progréssive des lamines.

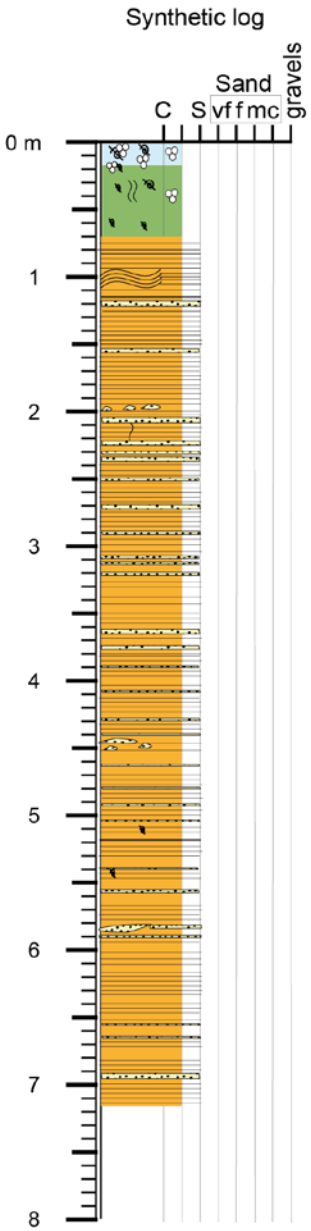
- Foraminifera and Shell fragments Silty Clay
- laminated and deformed Silty Clay
- laminated Silty Clay
- Silt pocket
- Not laminated Silty clay
- Forams
- Silt
- Shell fragments

Cruise : TRANSRHO

Core : KTR- 07

Length : 7.18 m

Latitude : N 42° 23.21, Longitude : E 004° 51.90



Observations

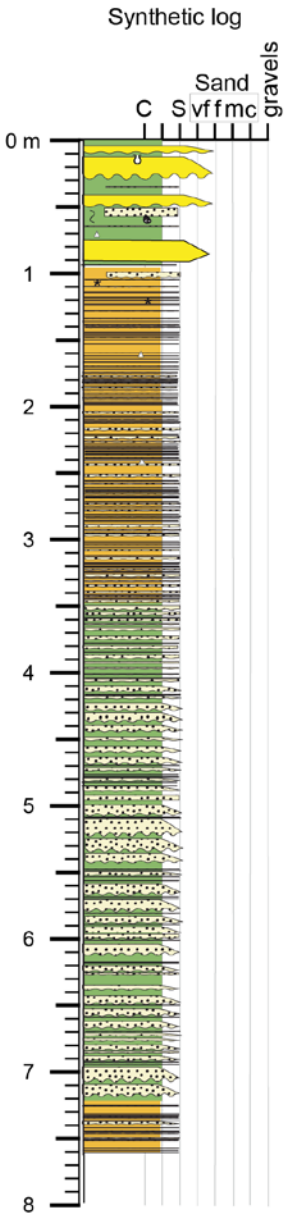
0 à 70 cm: dépôts argilo-silteux bruns ocres évoluant progressivement vers le gris, ils sont riches en débris coquillés, foraminifères et fortement bioturbés. Au-delà de 70 cm, présence de lamines milimétriques alternant avec quelques lamines légèrement plus épaisses.

- Foraminifera and Shell fragments Clay
- Not lamineted Silty clay
- Lamineted Silty Clay
- Silt
- Silt pocket
- Shell fragments
- Forams
- Bioturbation (moderate)
- Bioturbation (intense)

Cruise : RHOSOS

Core : RHS-KS74
Length : 7.60 m

Latitude : N 42° 15.746, Longitude : E 004° 54.595



Observations

De 0 à 96 cm, des dépôts argilo-silteux alternent avec des dépôts à sable fin.
Les dépôts argilo-silteux marron clairs évoluent vers le gris aux alentours de 50 cm.
Les dépôts à sable fin pluri-centimétriques présentent un granoclassement normal (le sommet des niveaux évolue vers les silts). Le contact inférieur de ces niveaux est érosif et le contact supérieur est souvent bioturbé.

A partir d'un mètre, passage à un faciès laminé. Les lamines silteuses alternent avec les dépôts argilo-silteux gris.
Les lamines sont nombreuses. Leur épaisseur augmente vers la base de la carotte : de millimétriques, elles deviennent pluri-centimétriques aux alentours de 4 mètres. Ces niveaux plus épais présentent un granoclassement normal et le contact inférieur est érosif. Ils sont également souvent suremontés de lamines très fines (< 1 mm).

- laminated Silty Clay
- Not laminated Silty clay
- Silt
- Sand
- Very fine silty beds (< 1 mm)

- * Organic matter
- Bioturbation (moderate)
- Bioturbation (intense)
- Shell fragments (undistinguished)
- Gastropods
- Burrow

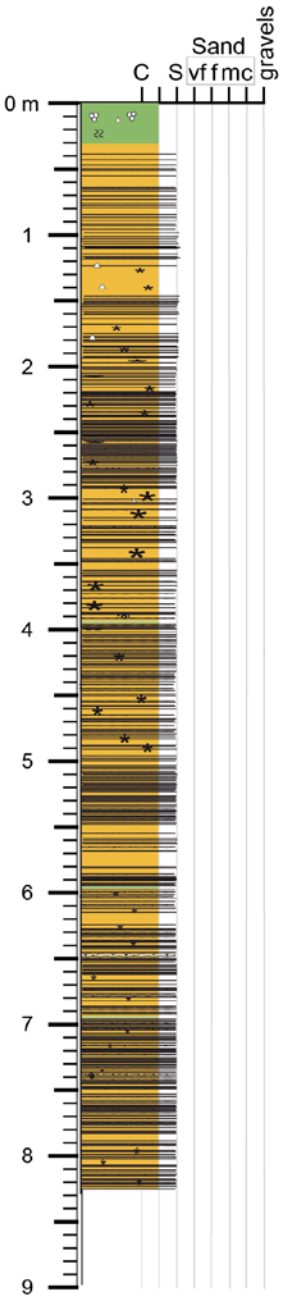
Ifremer

Cruise : RHOSOS

Core : RHS-KS72
Length : 8.28 m

Latitude : N 42° 08.085, Longitude : E 004° 56.741

Synthetic log



Observations

0 à 25 cm : argile-silteuse. Elle est caractérisée par une couleur marron-jaune sur les quinze premiers centimètres et passe ensuite à une couleur grise.
De nombreux foraminifères sont observables sur les premiers centimètres.
Quelques lentilles silteuses sont également présentent. Elles s'organisent sous la forme de lamines, mais elles sont extrêmement discontinues.

A partir de 25 cm, passage à un faciès laminé. Les premiers centimètres de ce faciès sont caractérisés par la présence de lamines de couleur. Ces lamines sont observables jusqu'à la base de la carotte.
Les lamines silteuses apparaissent aux alentours de 40 cm. Elles sont très nombreuses, millimétriques et plus ou moins continues. De rares lamines centimétriques sont présentes.

Not lamineted Silty clay

lamineted Silty Clay

Silt

* Organic matter
Bioturbation (moderate)
Bioturbation (intense)
Shell fragments (undistinguished)
Complete shell (undistinguished)
Forams

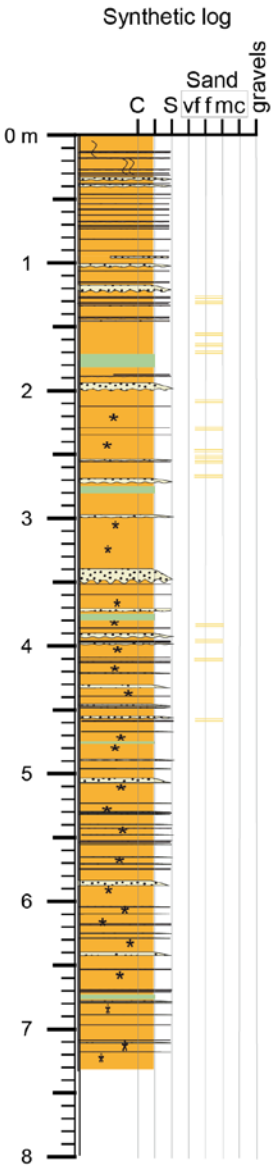
Cruise : RHOSOS

Core : RHS-KS71

Length : 7.32 m

Ifremer

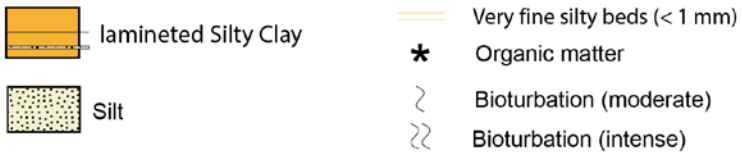
Latitude : N 41° 48.854, Longitude : E 005° 10.801



Observations

0 à 40 cm : dépôts argilo-silteux présentant quelques niveaux silteux, dont deux centimétriques caractérisés par un granoclassement normal.
L'argile-silteuse est de couleur marron-jaune jusqu'à 20 cm et passe ensuite à une couleur grise.
La bioturabation est importante pour cet ensemble.

A partir de 40 cm, le faciès devient franchement laminé : les dépôts argilo-silteux gris alternent avec des dépôts silteux.
Les niveaux silteux ont une épaisseur variant entre millimétrique et pluri-centimétrique. Les niveaux pluri-centimétriques sont caractérisés par un granoclassement normal.
Notons dans ce faciès, la présence de lamines silteuses très fines (< à 1 mm) et de nombreuses lamines de couleur argilo-silteuses.



Les systèmes turbiditiques résultent de l'accumulation des sédiments fluviatiles sur les marges continentales. Ils sont principalement construits par des « turbidites » accumulées par des courants de turbidités via les canyons et des chenaux sous-marins. Leur structure et composition sont conditionnées par les changements environnementaux globaux et régionaux tels que le niveau marin et le climat. Les deux paramètres fondamentaux dans leur fonctionnement sont la production de sédiment dans le bassin versant du fleuve, et la capacité et la réactivité à transférer le sédiment du fleuve vers le système turbiditique.

Dans ce travail nous montrons que depuis les derniers 24 000 ans, le fonctionnement du système turbiditique du Rhône a fluctué rapidement en fonction de la remontée du niveau marin et de la production de sédiment dans le bassin versant du Rhône. Ces résultats se basent sur une chronostratigraphie détaillée, à une résolution millénaire, réalisée sur les turbidites échantillonnées par carottage lors de la campagne RHOSOS et d'autres campagnes à la mer.

Mots clés : Hyperpycnite, turbidites, système turbiditique du Rhône, facteurs de contrôle, niveau marin, climat, morphologie, Golfe du Lion, Méditerranée occidentale

Turbidite systems are accumulations of fluvial sediment on the continental margins. They are mainly made of « turbidites » deposited after the flow of turbidity currents inside submarine canyons and channels. Their structure and composition are controlled by global and regional environmental changes such as sea level and climate. The two fundamental parameters that govern their functioning are the production of sediment in the river watersheds and the capability and reactivity of the transfer to the turbidite system.

In this work we show that for the last 24,000 years the functioning of the Rhone turbidite system has shown rapid changes under the control of sea level and sediment production fluctuations. Our results are based on a millennial time-scale chrono-stratigraphy obtained on turbidites collected in sediment cores during the RHOSOS and other cruises.

Key words: Hyperpycnites, turbidites, Rhone turbidite system, control factors, sea level, climate, morphology, Gulf of Lions, Western Mediterranean