

N° d'ordre : 3322

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

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

Par M. Matthieu Gaudin

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité : GEOLOGIE MARINE

**Processus et enregistrements sédimentaires
dans les canyons sous-marins Bourcart et de Capbreton
durant le dernier cycle climatique.**

Soutenue le : 21 décembre 2006

Après avis :

M. Miquel CANALS, Professeur,
Faculty of Geology, Barcelona

M. Patrick De DECKKER, Professeur, Department of Earth and Marine Sciences,
The Australian National University, Canberra

Devant la commission d'examen formée de :

M. Miquel CANALS, Professeur, Faculty of Geology, Barcelona

M. Patrick De DECKKER, Professeur, ANU, Canberra

M. Pierre CIRAC, Maître de conférences, Université de Bordeaux 1

M. Serge BERNE, Chercheur, Ifremer

M. Thierry MULDER, Professeur, Université Bordeaux 1

M. Jean-Luc SCHNEIDER, Professeur, Université Bordeaux 1

M. Patrice IMBERT, Ingénieur, Total

Rapporteur, absent

Rapporteur

Directeur de thèse

Tuteur de thèse

Examineur

Président du Jury

Invité

REMERCIEMENTS

Mon père m'a dit un jour : « *Dans la vie d'un homme, il y a trois choses à faire : écrire un livre, planter un arbre et courir un marathon.* » Je crois avoir fait le plus dur !

Merci à Pierre Cirac de m'avoir donné la chance de faire cette thèse. Vu le nombre de claques derrière la tête que j'ai reçues je crois avoir été un bon dernier thésard ! En tout cas grâce à lui j'ai pris goût à ce Gouf de Capbreton. J'ai aimé les fausses colères basques, les discussions sur la mise place de ce grand canyon, les missions océanographiques sur la Thalia (mon estomac moins, mais bon...), la méthode de rangement made by Pierre et le Biarritz Olympique (Aupa BO !!!). Bon vent Pierre pour la suite, en direction du pays...

Merci à Serge Berné, à qui je dois presque tout, de mon entrée dans monde de la recherche il y a maintenant quelques années au laboratoire d'Ifremer, en passant par la thèse, dénichée auprès d'un bordelais ascendant euskadi, jusqu'à mon début de maturation scientifique quand il a fallut prouver (et re-prouver !) à chaque réunion que ce que je pensais tenait la route. J'ai aimé sentir un soutien important de son côté, les questions qu'il pose sans cesse, les remises en question que cela implique, le travail à quatre mains lors de la correction d'un article ou d'un paragraphe de thèse, les kiwis, les moutons d'Ouessant et les barbecues !

Merci à Thierry Mulder de m'avoir guidé lors de cette thèse. Nos entrevues ont été à chaque fois très utiles pour me remettre sur le chemin. Grâce à lui j'ai mis le pied dans l'enseignement, mes débuts furent timides mais j'ai beaucoup appris en sa présence, que ce soit en cours ou sur le terrain. J'ai aimé les sorties terrain, au pays basque (encore !) ou au Lauzanier, ses idées, sa capacité de décision et rouler les fenêtres ouvertes en plein hiver !

Merci à Patrice Imbert d'avoir été mon interlocuteur et m'avoir accueilli quelques temps chez Total. Nos trop peu nombreuses discussions furent très intéressantes car il a une curiosité qui conduit à des questions simples dont la réponse ne l'est jamais ! Et je cherche toujours...

Merci à Miquel Canals et à Patrick De Deckker d'avoir bien voulu être les rapporteurs de mon manuscrit. Je n'ai pas eu la chance de rencontrer Miquel, j'espère que cela se fera dans le futur. Les discussions avec Patrick, qui n'est pas un spécialiste dans mon domaine ont été différentes et ont permis d'ouvrir un peu le débat en replaçant ma discipline dans un contexte plus large.

Merci à Jean-Luc Schneider d'avoir présidé mon jury. On attend toujours la question piège de sa part que finalement il nous pose toujours devant la photocopieuse, le matin de trop bonne heure...J'ai aimé la sa prestance et le ton solennel mais haut lors du discours après la délibération du jury.

Merci à tous les techniciens, de Bordeaux (Domi, Joël, Bernard, Gérard, Josette, Olivier, et j'en oublie sûrement...) et d'Ifremer (Estelle (grande), Anne-Sophie, Laetitia, Nelly, Estelle (petite), Gilbert, Ronan, René, j'en oublie sûrement...) qui m'ont aidé à ouvrir, fermer, traiter, peser, emballer, modifier, échantillonner, mesurer, quantifier, vérifier pendant toute cette période.

Merci à tous les doctorants, leur conjoint, stagiaires, master, étudiants, chercheurs, etc. que j'ai pu rencontrer au cours de ces années d'avoir participé à ce que certains moments passe mieux que d'autres ! Il me sera impossible ici de citer tout le monde. D'une part parce que je ne me souviens pas de chacun et puis parce que c'est comme ça, ce sont mes remerciements après tout ;-). Je retiendrai le coussin de Stéphane, les cheveux de Anne, le canapé de Jo et Yann, les mèches blondes de Gwen, la petite raie sur le côté de Bruno, la taille mannequin de Fred, les lunettes de Franck, les dreads de Jonathan, les chaussures de Marc, le kayak de Manue, les fondants d'Elsa, le moumoune de Cédric, l'inertie de Vincent, le chat de l'autre Vincent, le gel dans les cheveux de Sam et le porte monnaie d'Elodie. Mais aussi l'enthousiasme de Dorothée, la mèche de Max, les 2000 de Sandrine, la taille de Domi, l'accent de Julien, la vue sur la rade de Cécile, le blouson de Tristan, le Bigoud d'Isa et Gwen, le rire de Francky, le flegme de Simon, les bouclettes de Cinthia, les blagues de Pierre, les pâtes de Maria-Angela, les Carpates de Gabriela et les kiwis de Germain.

Merci à Jean-Louis, Fanch, Oliv, Ben et Tonio pour l'ensemble de nos œuvres universitaires (qui m'ont conduite jusque là, mais par quels chemins !). Merci à Mikaël et Emilie, Delphine et Stéphanie, Milipe et Agnès, Marianne, Sandrine, Anne-Sophie, Ju et Gwen, Olivier, Claude et Vincent et Jean-Etienne (Creuse power !!!) pour leur amitié au long cours. Merci aux triathlètes et nageurs rencontrés au hasard des bassins, sur un vélo ou au bord d'une piste !

Merci à tous ceux qui m'ont hébergé pendant mes multiples allers et retours entre Brest et Bordeaux. J'ai arrêté de compter mais sachez que le SDF de la recherche vous remercie tous du fond du cœur pour le logis et le couvert (contre quelques galettes bretonnes parfois !).

Merci à la famille Joly (et à la Maurienne !!) pour leur bonne humeur et leur présence.

Merci à mes parents, à Tifenn (et la clim dans la chambre au Laos !) et Aurélie family à la famille Morbihannaise, grands parents en tête qui m'ont fait confiance et soutenu lorsque je me suis embarqué pour Brest en septembre 1995 et que je n'avais pas la moindre idée jusqu'où ça allait me mener. Merci de leur soutien de toujours !

Merci à Céline d'avoir supporté ces longs moments, merci pour le passé, le présent et le futur... !

A André et Madeleine

INTRODUCTION	1
CHAPITRE I - SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE : LES CANYONS SOUS-MARINS	5
1. état des connaissances sur les canyons sous-marins	6
1.1. La découverte des canyons sous-marins	6
1.2. Définition et critères morphologiques de reconnaissance d'un canyon sous-marin	8
1.3. Mode de fonctionnement d'un canyon sous-marin : une structure de transit entre le domaine côtier et le domaine profond	12
1.4. Mode de formation des canyons sous-marins	14
1.4.1. D'anciennes rivières submergées	14
1.4.2. Les écoulements gravitaires	15
1.4.3. Le lien avec les apports continentaux et les variations du niveau marin	16
1.4.4. Erosion régressive	16
1.4.5. Erosion régressive induite par des courants gravitaires issus de la plateforme	18
1.4.6. Le rôle des fluides	18
1.4.7. Le rôle de la tectonique	20
1.4.7.1 Le rôle des failles	20
1.4.7.2 Subsidence et soulèvement tectonique	20
2. Les processus d'érosion, de transport et de dépôts dans les canyons sous-marins	21
2.1. Les écoulements gravitaires de sédiments	21
2.1.1. Les glissements en masse	22
2.1.2. Les écoulements laminaires	22
2.1.3. Les écoulements turbulents	22
2.1.4. Evolution et transformation des écoulements	26
2.2. Les courants de fond	28
2.2.1. Les courants de marée et la marée interne	28
2.2.2. Les courants induits par le vent	30
2.2.2.1 Les courants dus à la houle et aux vagues	30
2.2.2.2 Les plongées d'eaux denses : le cascading	33
2.2.3. Les courants de contour	35
CHAPITRE II - MATÉRIELS ET MÉTHODES	37
1. Description des outils d'acquisition et des données	40
1.1. Le positionnement	40
1.2. Les sondeurs multifaisceaux	40
1.3. Les données sismiques	41
1.4. L'acquisition de profils très haute résolution (THR)	42
1.5. Le sondeur de sédiments, 2,5 kHz et Chirp	43
1.6. Le carottage	47
1.6.1. Les carottiers à pistons	47
1.6.2. Le carottier de type Interface	48
1.6.3. Les mouillages	52
2. Méthodes d'analyses et protocoles d'études	53
2.1. Les données de sondeurs multifaisceaux	53
2.2. Les données de sismiques	53
2.2.1. Elaboration de la séquence de traitement	54
2.3. Méthode d'interprétation sismique des profils	55
2.3.1. Méthode d'analyse	55
2.4. Les carottages	56
2.4.1. Analyses physiques	56
2.4.2. La radiographie RX	56
2.4.3. Analyse de la granularité	57
2.4.4. Teneur en carbonates	57
2.4.5. Analyse chimique	57
2.4.6. La datation ^{14}C	58

CHAPITRE III - LE CANYON BOURCART	59
1. Présentation générale du Golfe du Lion	60
1.1. Contexte géologique : de l'ouverture de la Méditerranée au Quaternaire	60
1.1.1. L'ouverture de la Méditerranée Occidentale	61
1.1.2. Le bassin Liguro-Provençal	64
1.1.3. Subsidence	65
1.1.4. Stratigraphie générale	67
1.2. Cadre sismo-stratigraphique et mise en place de la série sédimentaire Plio-Quaternaire : importance du forçage climatique	69
1.3. Scénario de mise en place et évolution des canyons sous-marins du Golfe du Lion : Rôle de l'incision axiale	71
1.4. Physiographie actuelle du Golfe du Lion	75
1.4.1. La plateforme continentale	75
1.4.2. La pente continentale	76
1.4.3. Le glaciaire continental	76
1.4.4. La plaine abyssale	77
1.5. Processus hydrodynamiques dans le golfe du Lion	79
1.5.1. Le courant Liguro-Provençal ou courant Nord	79
1.5.2. Les plongées d'eaux denses	79
1.5.3. Les tempêtes dues aux vents d'Est	79
2. Présentation de la zone d'étude	80
2.1. Données morpho-quantitatives	80
2.1.1. Coupe longitudinale du thalweg	80
2.1.2. Flanc occidental	81
2.1.3. Flanc oriental	83
3. Dynamique sédimentaire actuelle de la tête du canyon Bourcart	84
3.1. Introduction	84
3.2. Massive sand bed deposition attributed to dense water cascading	84
3.3. Conclusions	103
4. Structure interne du remplissage du canyon : analyse des profils sparker et sondeur de sédiments	103
4.1. Méthode d'analyse	105
4.2. Les faciès sismiques	106
4.3. Caractérisation des unités sismiques : limites, distribution et organisation interne	106
4.3.1. L'unité U1	106
4.3.2. L'unité U2	113
4.3.3. L'unité U3	117
4.4. Les chenaux de l'unité U3 : caractéristiques, liens avec l'interfluve et le plateau externe et chronologie de mise en place	122
4.4.1. Le faciès chaotique de la sous-unité U3a	122
4.4.2. Les chenaux de la sous-unité U3b	122
4.4.3. Chronologie des connexions de la tête du canyon avec le plateau environnant pour l'unité U3	125
5. Cadre chronostratigraphique détaillé : lien avec l'interfluve Bourcart-Hérault et le forage Promess	126
6. Modélisation géotechnique des glissements en tête de canyon	128
6.1. Introduction	128
6.2. Analysis of slope failures in canyon heads: example from the Gulf of Lions	128
6.3. Conclusion	158
CHAPITRE IV - LE CANYON DE CAPBRETON	159
1. Contexte géologique	160
2. Cadre stratigraphique	162
2.1. La bordure nord du canyon	162
2.2. La bordure Sud du canyon	165
3. Physiographie actuelle de la partie sud du Golfe de Gascogne	168

4. Hydrodynamique et processus sédimentaires sur les marges aquitaine et basco-cantabrique	171
4.1. La houle et les tempêtes	171
4.2. Courant de contour	172
4.3. Les ondes internes	174
5. Hydrologie	174
6. Travaux antérieurs dans le canyon de Capbreton	177
6.1. La morphologie de la tête du canyon	177
6.2. Cartes des sédiments superficiels en tête de canyon	179
6.3. Les courants de marée dans la zone de Capbreton	181
6.4. Mouvements sédimentaires autour de la tête du canyon de Capbreton : apport des traceurs radioactifs	181
6.5. Mise en évidence des grands traits morphologiques du canyon	183
6.6. Des preuves de transit sédimentaire récent dans le canyon	183
7. Morphologie détaillée du canyon de Capbreton	185
7.1. La tête du canyon	187
7.2. Le corps du canyon	189
7.3. Le thalweg axial	190
7.4. Les terrasses	192
7.4.1. Localisation des terrasses	192
7.4.2. Hauteur des terrasses par rapport au thalweg	194
7.4.3. Surface des terrasses	194
7.4.4. Comparaison entre les données de hauteur et de surface	195
7.5. Les figures d'érosion sur les flancs	196
7.5.1. Les ravines	196
7.5.2. Les glissements	197
7.6. Les abords du canyon	198
7.6.1. Au nord du canyon	198
7.6.2. La plateforme espagnole	200
8. Caractérisation sédimentologique et sismique	203
8.1. Les facies lithologiques	203
8.1.1. Les dépôts massifs	203
8.1.2. Les séquences de dépôts gravitaires granoclassées	205
8.1.3. Les dépôts fins	206
8.2. Les transects perpendiculaires au thalweg axial	207
8.2.1. Transect 1	208
8.2.2. Transect 2	212
8.2.3. Transect le long du chenal	215
8.2.4. Nature des sédiments qui constituent les terrasses	215
8.3. Dynamique sédimentaire actuelle et passée : nature, processus de mise en place et architecture interne des dépôts	215
8.3.1. Introduction	215
8.3.2. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay	216
8.3.3. Conclusions	231
9. Mesures de courant	233
9.1. Caractéristiques des courants mesurés	233
9.2. Evolution des courants au cours de la période de mesure	235
9.2.1. Evolution de la direction des courants	235
9.2.2. Evolution de la vitesse des courants en fonction de leur direction	237
9.3. Mécanismes à l'origine des courants enregistrés dans le canyon	237
9.3.1. Comparaison avec les données de marée	238
9.3.2. Comparaison avec les données de débit de l'Adour	240
9.3.3. Comparaison avec les données de température	240
9.3.4. Comparaison avec les données météorologiques	244

CHAPITRE V - SYNTHÈSE ET DISCUSSION	245
1. Les processus récents dans les canyons de Capbreton et Bourcart	246
1.1. Des dépôts gravitaires récents dans le canyon de Capbreton	246
1.1.1. Nature des dépôts	246
1.1.2. Origine de ces sédiments	247
1.1.3. Le transport sédimentaire dans le canyon de Capbreton	248
1.2. Les dépôts sableux dans la tête du canyon Bourcart	251
1.2.1. Nature et répartition des dépôts	251
1.2.2. Origine des dépôts	254
1.2.3. Datation des dépôts	255
1.2.4. Les plongées d'eaux denses (ou cascading)	255
1.2.5. Cascadites (tableau V-1)	256
1.3. La dynamique sédimentation/érosion dans les canyons Bourcart et de Capbreton : pérennité des dépôts.	258
1.3.1. Le canyon de Capbreton	258
1.3.2. Le canyon Bourcart	259
1.4. Quelles conditions pour le dépôt de sédiments en période de haut niveau marin dans un canyon sous-marin non connecté	260
1.4.1. Stock sédimentaire	260
1.4.2. Processus de transport et de dépôt	260
2. Les canyons de Capbreton et Bourcart en tant que systèmes de dépôts	262
2.1. Scénarii d'évolution des canyons de Capbreton et Bourcart	262
2.1.1. Le canyon de Capbreton : importance du thalweg axial dans la formation des terrasses	262
2.1.2. Le canyon Bourcart : compétition entre érosion et sédimentation	265
2.2. Pérennité des dépôts sédimentaires dans un canyon sous-marin	272
2.2.1. L'effet bouclier	272
2.2.2. La nature des processus érosifs	272
2.2.3. La progradation de la marge et la migration du canyon	272
3. La connexion à un réseau fluvial : le moteur de l'évolution des canyons	273
3.1. Particularité de la connexion avec un fleuve	273
3.2. Nature et conséquences de la connexion fleuve-canyon	273
3.3. La trace de la connexion fluviale : l'incision axiale	274
CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES	277
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	283

CHAPITRE I

- Figure I-1: Carte bathymétrique du canyon de Monterey élaborée en 1897 par George Davidson (<http://oceanexplorer.noaa.gov/history/quotes/early/media/subcnyn.html>) __ 7
- Figure I-2 : Carte bathymétrique en 3D de la côte sud-est de l'Australie montrant des canyons sous-marins et leur position sur une marge continentale. Le canyon de Sprigg est habillé afin de représenter ses différentes parties: la tête, le corps et l'embouchure. Les canyons situés entre le canyon Murray et le canyon Neptune illustrent les trois grands types de têtes de canyon. La vallée principale du canyon de Murray est surcreusée par une incision axiale. Modifié de Hill et al. (2005). _____ 9
- Figure I-3 : Profils bathymétriques longitudinaux dans l'axe de deux canyons. (A) Profil « type » d'un canyon montrant un profil (en gras) qui se rapproche du profile d'équilibre (en pointillé), exemple du canyon de Kaikoura (Nouvelle Zélande), modifié de (Lewis and Barnes, 1999) (B) Profil, à partir de 1000 m de profondeur, d'un canyon contrôlé par l'histoire tectonique de la région, exemple du canyon de San Antonio (Chili) en contexte de marge active, modifié de (Hagen et al., 1996). _____ 10
- Figure I-4 : Exemple de profils transverses dans le canyon de Monterey. Le profil 3 est typique d'un profil en V, le profil 5 se rapproche d'un profil en U. Les profils 1, 2 et 4 montrent qu'il existe tous les intermédiaires entre les deux. Modifié de (Greene et al., 2002). _____ 11
- Figure I-5 : Exemple de l'enregistrement d'un courant gravitaire dans le système sous-marin du Zaïre à 4000 m de fond. Les vitesses enregistrées lors du passage du courant ainsi que la présence de débris végétaux à cette profondeur confirment le transfert de sédiments issus de l'érosion continentale vers le bassin profond (d'après Khripounoff et al. (2003). _____ 14
- Figure I-6: Principe de l'érosion régressive. (A) une première rupture se produit, elle engendre une fragilisation du matériel sus-jacent. (B) Ceci entraîne une déstabilisation en chaîne des sédiments en amont (rétrogression) dont les produits transitent via l'espace créé vers l'aval. (C) Le processus s'arrête lorsque l'érosion n'est plus assez importante pour déstabiliser les sédiments en amont. D'après Pratson and Coakley (1996). _____ 17
- Figure I-7: Localisation des sorties de fluides au niveau de la plateforme externe de la marge de la mer Noire. Le canyon du Danube et les vallées qui incisent la plateforme sont alignés sur les sorties de fluides. Modifié de (Popescu et al., 2004). _____ 19
- Figure I-8: Vue expérimentale d'un écoulement de haute densité (Postma et al., 1988) différentiant un écoulement inférieur laminaire et un écoulement supérieur turbulent. 23
- Figure I-9: Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et les dépôts associés (Mulder and Alexander, 2001). _____ 24
- Figure I-10: Synthèse des principaux modèles conceptuels de séquences de dépôts turbiditiques. (A) turbidites classiques de la séquence de Bouma (Bouma, 1962), (B) turbidites fines (Stow and Shanmugam, 1980), (C) turbidites grossières (Lowe, 1982). D'après Shanmugam (2000). _____ 25
- Figure I-11: Faciès et séquences de dépôts hyperpycniaux en fonction de l'intensité de la crue. Les crues de faible intensité ne peuvent créer un courant hyperpycnal mais peuvent générer une bouffée turbide. Lorsque l'intensité de la crue est suffisante, un courant hyperpycnal est produit et le dépôt associé montre un granoclassement inverse puis normal qui marque la période de montée de charge et de décrue. Au dessus d'un seuil de débit, la vitesse du courant au moment du pic de la crue provoque l'érosion de tout ou partie de l'unité à granoclassement inverse basale (Mulder et al., 2003). _____ 26
- Figure I-12: Modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire en fonction du temps et/ou de l'espace (Middleton and Hampton, 1973). _____ 27

<i>Figure I-13: Le modèle de Kneller (1995) : évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés.</i>	28
<i>Figure I-14 : Vitesse et direction des courants dans le canyon de Hueneme (Californie) à 448 m de profondeur montrant la corrélation avec les données de marée indiquées par les tables. Modifié de (Shepard et al., 1979).</i>	29
<i>Figure I-15 : Représentation des paramètres caractéristiques des vagues. L'onde a une hauteur H ($H = 2A$, où A est l'amplitude), une période T, une longueur d'onde B, un nombre d'onde k (avec $k = 2\pi/B$) et se propage dans une profondeur d'eau moyenne D à une vitesse C.</i>	31
<i>Figure I-16 : Distribution des faciès et processus sédimentaires sur un littoral dominé par les houles. Dans (Rabineau, 2001), d'après Reading et al. (1996); (Walker and Plint, 1992), (Homewood et al., 1992).</i>	32
<i>Figure I-17 : Schématisation des courants induits par la houle au-dessus d'une plage à barre, en présence d'une houle d'incidence faiblement oblique (Castelle, 2004).</i>	33
<i>Figure I-18: Effet d'un canyon sur un courant perpendiculaire à celui-ci. (A) Le courant va d'Ouest en Est, il passe au dessus du canyon en décrivant la trajectoire indiquée par la flèche. A l'entrée du canyon, il plonge (+ : mouvement cyclonique correspondant à une plongée d'eau). Au fond du canyon, il remonte (- : mouvement anticyclonique correspondant à une remontée d'eau), c'est le mouvement le plus marqué. Dans ce cas le gradient de pression est vers le large. En regardant la côte, le courant s'écoule vers la droite (à cause de la force de Coriolis). (B) Cas inverse, le courant va d'Est en Ouest, le mouvement de plongée est le plus marqué. Dans ce cas le gradient de pression est vers la côte, le courant s'écoule vers la gauche. D'après (Chérubin, 2000)</i>	34

CHAPITRE II

<i>Tableau II-1 : Tableau récapitulatif des données relatives au canyon de Capbreton, utilisées dans cette étude.</i>	38
<i>Tableau II-2 : Tableau récapitulatif des données relatives au canyon Bourcart, utilisées dans cette étude</i>	39
<i>Figure II-1: La technique des faisceaux croisés.</i>	40
<i>Tableau II-3 : Caractéristiques techniques des sondeurs multifaisceaux EM300 et EM1000 et liste des campagnes durant lesquelles ils ont été utilisés.</i>	41
<i>Figure II-2 : Propagation des ondes acoustiques dans le sous-sol.</i>	42
<i>Figure II-3 : Exemple d'acquisition à bord du navire d'exploration d'Ifremer N/O Le Suroît. (A) Signal Chirp émis pendant la mission Strataform. (B) Signature spectrale montrant les modulations de fréquence entre 2,0 et 5,2 KHz. (C) Résultat de la fonction d'autocorrélation du signal par lui-même.</i>	43
<i>Figure II-4: Localisation des profils sparker dans la partie amont du canyon de Capbreton.</i>	44
<i>Figure II-5: Localisation des profils de sismique 6 traces et sondeur de sédiments dans la partie aval du canyon de Capbreton.</i>	45
<i>Figure II-6 : Localisation des profils sismiques au niveau de la tête du canyon Bourcart, les lignes en gras indiquent les principales lignes utilisées.</i>	46
<i>Figure II-7 : Principe du carottage avec un carottier à piston : (1) la descente, (2) le pilote touche le sol, (3) le tube principal s'enfonce, tandis que le piston remonte, (4) le carottier est arraché au sol par le treuil (Unterseh, 1999).</i>	48
<i>Figure II-8 : Photographie du carottier Interface.</i>	49
<i>Figure II-9 : Localisation des carottages et du courantomètre dans le canyon Bourcart.</i>	50
<i>Figure II-10 : Localisation des prélèvements dans le canyon de Capbreton.</i>	51
<i>Figure II-11 : Relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence sismique d'après Mitchum et al, 1977 (dans Torres, 1995).</i>	55

CHAPITRE III

- Figure III-1: Page précédente. Les bassins de la Méditerranée Occidentale. D'après Torres (1995). _____ 60
- Figure III-2: Mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe et de l'Ibérie par rapport à l'Europe depuis 170 Ma. D'après Sioni (1997). _____ 61
- Figure III-3: Reconstruction paléotectonique de la Méditerranée Occidentale au Miocène inférieur qui montre la zone en extension (bassins D'Alboran, de Valence et Liguro-Provençal) considérée comme l'arrière arc de la zone de subduction. Notez la distance entre la position reconstruite de l'arc au Miocène inférieur et sa position actuelle (775 km). D'après Gueguen et al. (1998) _____ 62
- Figure III-4: Au Tortonien la plupart des bassins Méditerranéens sont ouverts, la migration vers l'est de la subduction se poursuit. D'après Gueguen et al. (1998). _____ 63
- Figure III-5: Reconstruction paléotectonique au Pliocène inférieur. La subduction migre toujours vers l'est à une vitesse estimée à 50 mm/an. D'après Gueguen et al. (1998). 63
- Figure III-6: La Méditerranée Occidentale est composée de sous-bassins de plus en plus récents de l'ouest vers l'est. D'après Gueguen et al. (1998). _____ 64
- Figure III-7 : Modèle d'ouverture du bassin Liguro-Provençal synthèse de Baztan (2004) (d'après Olivet (1996)) en utilisant les données de bathymétrie prédite (Smith and Sandwell, 1997).(a) disposition pré-ouverture du bassin: le bloc européen est fixe et le bloc corso-sarde a été roté pour refermer le bassin océanique présumé (b et c) coupes sismiques actuelles (ECORS et CROP) dans la disposition pré-ouverture du bassin, noter la différenciation entre les deux segments de marge adjacents. _____ 65
- Figure III-8 : Evolution de la subsidence le long d'une coupe transversale de la marge du Languedoc-Roussillon. En haut, une coupe interprétée de la plate-forme au bassin. En bas, les courbes de subsidence totale, thermo-tectonique et sédimentaire (zone hachurée) pour un certain nombre de puits fictifs. W: eau; PQ: Plio-Quaternaire; MS : Messinien; LM : Miocène inférieur (D'après Bessis (1986), redessinée par - Torres (1995)). _____ 66
- Figure III-9 : Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire du Golfe du Lion réalisée à partir de l'interprétation de données de forages d'après Torres (1995), redessinée de Gorini (1993). _____ 67
- Figure III-10: (A) Profil de sismique multitrace parallèle à l'axe du canyon Bourcart qui montre la progradation du canyon Bourcart avec la plate-forme. (B) Profil sismique multitraces perpendiculaires à l'axe du canyon Bourcart qui illustre la migration vers l'est du canyon. MD : discordance Messinienne. D'après Lofi et al. (2003). _____ 69
- Figure III-11: Page précédente. (A) Transect NW-SE à travers la plate-forme du Golfe du Lion qui illustre l'empilement des 5 séquences sédimentaires (S1 to S5) limitées par des discontinuités majeures (D30 to D70) B) Les dépôts sont verticalement organisés en un motif récurrent consistant en (1) un prisme PI à cliniformes faiblement pentus ($< 1^\circ$) et (2) un prisme PII à cliniformes fortement pentus ($3 \text{ à } 7^\circ$). C) Corrélation (appuyée par des modélisations stratigraphiques) entre les séquences sédimentaires et les cycles de 100 000 ans (Rabineau, 2005). Chaque surface majeure d'érosion correspond à une période de bas niveau marin sur la courbe Specmap (Imbrie et al., 1984). D'après Jouët (accepted). _____ 70

- Figure III-12: Page suivante. (A) Scénario simplifié de l'évolution du canyon Bourcart au cours du temps comprenant des phases de sédimentations et des phases d'érosions (A1) Morphologie héritée de précédents bas niveaux marins. (A2) Remplissage précoce du canyon depuis la tête vers la pente lors du début de la baisse du niveau marin. (A3) Première connexion et premières érosions du remplissage du canyon. (A4) Mise en place de l'incision axiale directement connectée à un fleuve, les écoulements gravitaires qui y transitent déstabilisent les flancs et les produits d'érosion sont évacués vers le bassin profond, le canyon se vide et on retourne en (A1). (B) Courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002) qui montre les relations entre le niveau marin et les périodes d'érosions/dépôts pour le dernier cycle (D60 au dernier maximum glaciaire). D'après (Baztan et al., 2005). _____ 72
- Figure III-13: (A) Courbe du niveau marin (Waelbroeck et al., 2002) qui montre la relation entre les périodes de lowstand et les grandes phases d'incision (D40, D50, D60 et dernier maximum glaciaire). (B) Scénario simplifié de l'évolution de la partie médiane du canyon Bourcart au cours des différents bas niveaux marins. A chaque grande phase d'érosion correspondent à un bas niveau marin le canyon dans sa partie médiane s'élargit et s'approfondit. D'après (Baztan et al., 2005). _____ 74
- Figure III-14: Page précédente. Carte bathymétrique du Golfe du Lion. Le carré noir indique la localisation du canyon Bourcart. D'après Frumholtz, données non publiées _____ 79
- Figure III-15: Page précédente. (A) Bathymétrie détaillée de la tête du canyon Bourcart (B) Profil longitudinal le long du canyon Bourcart avec l'évolution de la profondeur du thalweg en aval, la hauteur des flancs de la vallée principale et la hauteur des flancs de l'incision axiale. D'après (Baztan et al., 2005) _____ 83
- Figure III-16: Carte bathymétrique de la tête du canyon Bourcart. Les principaux profils utilisés pour l'étude sont en trait gras et appartiennent à quatre missions : Basar1 (de direction NO-SE), Basar3 (de direction NO-SE) Calmar99 (de direction NO-SE) et Strataform (de direction NE-SO). Les profils Basar1, Basar3 et Calmar99 sont des profils sparker avec une numérotation de type 10XX, 40XX et 50XX respectivement. Les profils Strataform sont des profils sparker et des profils de chirp ou de 2,5kHz avec une numérotation de type 70XX. Les tirets de direction NO-SE délimitent trois parties dans le canyon, proximale, médiane et distale. _____ 104
- Figure III-17: Page précédente. Profil sparker 7073 qui présente les surfaces, sous-unités et unités définies dans la tête du canyon Bourcart. Voir la figure III-16 pour la localisation du profil. _____ 109
- Figure III-18: (A) Carte des isohypses de la surface D60 qui est la surface basale de notre étude et la base de l'unité U1. (B) Carte isopaque de l'unité U1. Les parties non colorées indiquent l'érosion de la surface ou de l'unité. La délimitation des parties du canyon est reportée sur la carte bathymétrique de la figure III-16. _____ 109
- Figure III-19: Page précédente. Schéma interprétatif du profil 7073 (figure III-17). Ce profil longitudinal traverse les différentes parties du canyon. Les dépôts du canyon sont presque uniquement constitués de deux faciès sismiques : un faciès lité continu et un faciès chaotique. Les différences d'épaisseur entre les unités apparaissent bien ici, U1 est peu développée au contraire de U2. L'unité U2 présente une association caractéristique des faciès sismiques qui forme un motif qui se répète dans chaque sous-unité. Les flèches grises indiquent les terminaisons caractéristiques de certains réflecteurs. _____ 111

- Figure III-20: Page précédente. Profil 5087 et schéma interprétatif associé situé dans la partie distale de la zone d'étude (voir figure III-16 pour la localisation). Les unités sédimentaires U1 et U2 se déposent préférentiellement dans la dépression axiale du canyon. Cette dans cette partie du canyon que l'unité U1 est la plus développée. U3 n'apparaît que sur le flanc Est du canyon. Le motif faciès lité repris par un faciès chaotique apparaît clairement dans l'unité U2. _____ 113
- Figure III-21: (A) Carte des isohypses de la surface D63 qui est la surface basale de l'unité U2. (B) Carte isopaque des sous-unités U2a à U2d. Les parties non colorées indiquent l'érosion de la surface ou de l'unité. La délimitation des parties du canyon est reportée sur la carte bathymétrique de la figure III-16. _____ 114
- Figure III-22: (A) Carte des isohypses de la surface D65 qui est la surface basale de la sous-unité U2e. (B) Carte isopaque des sous-unités U2e et U2f. Les parties non colorées indiquent l'érosion de la surface ou de l'unité. La délimitation des parties du canyon est reportée sur la carte bathymétrique de la figure III-16. _____ 115
- Figure III-23: Page précédente. Profil 5078 et schéma interprétatif associé situé dans la partie médiane de la zone d'étude (voir figure III-16 pour la localisation). L'unité U1 est complètement érodée ici U1 tout comme les sous-unités U2a à U2d. U2 se déposent préférentiellement dans la dépression axiale du canyon. U3 est très développée et montre le changement de nature des faciès entre les deux sous-unités qui composent l'unité U3. _____ 117
- Figure III-24: (A) Carte des isohypses de la surface D67 qui est la surface basale de l'unité U3. (B) Carte isopaque de l'unité U3. Les parties non colorées indiquent l'érosion de la surface ou de l'unité. La délimitation des parties du canyon est reportée sur la carte bathymétrique de la figure III-16. _____ 118
- Figure III-25: Page suivante. Mise en place de l'unité U3 dans la tête du canyon Bourcart, le profil 7080 coupe la dépression du canyon presque perpendiculairement à celle-ci. (A) les faciès sismiques qui caractérisent les sous-unités U3a et U3b sont différents, chaotique enchevêtré pour la sous-unité U3a. Chaotique et lité pour la sous-unité U3b. (B) Dessin interprétatif du profil 7080 montrant les deux sous-unités qui repose par un contact érosif sur l'unité U2. U3a se compose sur ce profil uniquement de faciès chaotique, U3b se compose de plusieurs systèmes chenaux-levées. La limite entre les deux sous-unités est clairement identifiée sur la partie droite du profil. A gauche du profil l'érosion des dépôts sous-jacents par les chenaux de la sous-unité U3b masque cette limite. On peut remarquer l'arrêt de l'activité de certains chenaux dans la sous-unité U3b lorsque le remplissage de ceux-ci passe d'un faciès chaotique à un faciès lité. _____ 118
- Figure III-26: Profil 1022 et schéma interprétatif associé situé dans la partie proximale de la zone d'étude (voir figure III-16 pour la localisation). Ici n'apparaît que U3 et qui montre plusieurs systèmes de chenaux-levées (les chenaux centraux). _____ 121
- Figure III-27: Profil 4043 et schéma interprétatif associé situé dans la partie distale de la zone d'étude (voir figure III-16 pour la localisation). Les trois chenaux incisent profondément les dépôts plus anciens mais on remarque qu'il n'y a pas de levées associées. Ces trois chenaux se poursuivent en amont à travers les Pierres de Sète et en aval rejoignent le canyon et les systèmes chenaux-levées qui comblent la tête. _____ 123
- Figure III-28: Carte bathymétrique 3D de la partie proximale de la tête du canyon Bourcart. Les sables cimentés qui couronnent la tête du canyon montrent des indentations en forme de V de hauteur variant entre 5 et 10 m. Ces structures érosives se trouvent dans l'axe des chenaux comblés. _____ 124

- Figure III-29: Fond de carte bathymétrique actuel avec le tracé des fonds de chenaux des tributaires qui entrent dans la tête du canyon. La plupart sont actuellement enfouis. Les numéros indiquent la chronologie relative de la mise en place de ces chenaux. _____ 125
- Figure III-30: Localisation des forages de la campagne PROMESS. PRGL1 est situé sur l'interfluve Bourcart-Hérault à 300 m de profondeur. Il mesure 300 m de long. _____ 126
- Figure III-31: Chronologie des dépôts des unités sismiques dans la tête du canyon Bourcart à partir de la corrélation avec les travaux sur l'interfluve (Jouët et al., accepted). Les surfaces d'érosion qui ont pu être corrélées depuis l'interfluve correspondent, dans le canyon, à des périodes de bas niveau marin relatifs. Elles sont liées à des événements climatiques (Heinrich) de haute fréquence (voir la discussion dans le chapitre V-2.1.2). _____ 127

CHAPITRE IV

- Figure IV-1: Page suivante. Carte bathymétrique du golfe de Gascogne, isobathes tous les 50 m sur le plateau et tous les 200 m ensuite. Le golfe de Gascogne est une plaine abyssale profonde bordée par deux marges continentales, la Marge Gascogne et la Marge Nord-Ibérie. _____ 160
- Figure IV-2: Schéma synthétisant l'interprétation des profils de sismique sur la partie proximale (orientale) du canyon de Capbreton. D'après Cirac, données non publiées. _____ 163
- Figure IV-3: Schéma synthétisant l'interprétation des profils de sismique dans la partie distale (occidentale) de la zone d'étude. _____ 164
- Figure IV-4: Page suivante. Schéma interprétatif des principales unités tectoniques le long du littoral basque, d'après Razin (1989). _____ 166
- Figure IV-5: Page précédente. Compilation des données bathymétriques acquises dans le canyon au cours des programmes Itsas et Prosecan sur un fond de carte du SHOM. Les isobathes sont espacées de 20 m pour les données dans le canyon. _____ 171
- Figure IV-6: Schéma global de l'hydrodynamique dans le golfe de Gascogne. En été, le courant de contour est faible et s'éloigne du rebord de plateforme. En hiver, le courant de contour se renforce, sa vitesse augmente. Il occupe le haut de la pente continentale et déborde même sur la plateforme externe. Modifiée de OSPAR Commission (2000). _____ 173
- Figure IV-7: Localisation en hachuré des régions du canyon de Cap Ferret où les valeurs de l'inclinaison de la pente sont comprises entre 1,5 et 3,2°. D'après Durrieu de Madron et al. (, 1999). _____ 174
- Figure IV-8: Page précédente. (A) Principaux estuaires du golfe de Gascogne. Le tableau récapitule les taux d'exportation des matières en suspension pour chaque fleuve. Les flèches indiquent la direction de transport. D'après Jouanneau et al.(1999). (B) Comparaisons des fleuves contribuant à l'apport de matières en suspension dans la partie sud du golfe de Gascogne. Notez les rapports de volumes émis par rapport à la taille du bassin versant. D'après Maneux et al.(1999). _____ 177
- Figure IV-9: Page précédente. Cartes bathymétriques de la tête du canyon de Capbreton. (A) Morphologie de la tête du canyon en 1860. (B) Morphologie de la tête du canyon un siècle plus tard en 1963. La morphologie générale de la tête a peu évolué en 100 ans (Froidefond et al., 1983). _____ 179

- Figure IV-10: Cartes des sédiments superficiels dans la tête du canyon de Capbreton. (A) Données de la Roche Poncie en 1860. (B) Données de la mission PLABAS 2 en 1982. Les deux cartes montrent de très grandes similitudes dans la répartition des sédiments dans la tête du canyon de Capbreton. Les sédiments sablo-vaseux se cantonnent à la partie la plus proximale, vers l'aval de la tête et dans le début du thalweg axial, les sédiments fins dominant. D'après (Abe, 1984). _____ 180
- Figure IV-11: Position des points d'immersion des traceurs radioactifs autour de la tête du canyon de Capbreton (étoiles A, B, C, D et E). La période de suivi des grains de verres irradiés s'est étalée de mai 1982 à janvier 1984 avec sept détections ponctuelles. ____ 182
- Figure IV-12: Page précédente. Analyse séquentielle de la carotte OBK. (A) Image rX. (B) Image traitée et interprétation des faciès. (C) Courbe granulométrique de la médiane. (D) Niveau de gris (courbe pleine) et courbe granulométrique de la fraction 30-125 μm (courbe à points). (E) Activité du $^{234}\text{Th}_{\text{exc}}$. (F) Activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$. _____ 185
- Figure IV-13: Page précédente. Carte bathymétrique générale de la partie du canyon de Capbreton étudiée dans ce mémoire. La tête du canyon est restreinte au premier kilomètre du canyon. La morphologie du corps du canyon est marquée par son tracé en baïonnette qui est profondément entaillé par un thalweg axial méandrique bordé de terrasses ressemblant à des terrasses fluviales. _____ 187
- Figure IV-14: (A) Carte bathymétrique de la tête du canyon de Capbreton, l'équidistance des isocontours est de 5 m. Les traits noirs indiquent la position des coupes (B) Coupes bathymétriques dans la tête du canyon de Capbreton. Le profil AB est transverse à la tête du canyon et montre un profil en U et des valeurs de pente des flancs supérieures à 20° dans cette partie de la tête. Le profil CD est longitudinal à la tête du canyon et montre les pentes fortes de la tête du canyon qui dépassent 5° dans la partie sommitale. _____ 188
- Figure IV-15: Coupes transversales dans le canyon de Capbreton. Chaque coupe est caractéristique du domaine qu'elle représente. La tête du canyon présente un profil en U symétrique. La partie amont montre un profil en V ou en U, les flancs ont des hauteurs identiques et présentent des replats à différentes hauteurs par rapport au thalweg axial. La partie aval montre un profil en V, les flancs ont des hauteurs différentes avec le flanc sud beaucoup plus élevé que le flanc nord. Les flancs sont irréguliers et montrent des replats localisés à différentes altitudes par rapport au thalweg axial. _____ 190
- Figure IV-16: Page précédente. Coupe le long du thalweg axial du corps du canyon. La courbe est rectiligne et ne présente que peu d'irrégularités. La pente de la tête est forte mais celle du corps du canyon ne dépasse pas $0,87^\circ$ avec une moyenne à $0,82^\circ$. ____ 190
- Figure IV-17: Localisation des terrasses qui bordent le thalweg axial. La surface colorée correspond au replat sommital de la terrasse et la couleur indique la hauteur par rapport au fond du thalweg axial qui passe au pied des terrasses. D'après Bourillet, données non publiées. _____ 193
- Figure IV-18: Hauteur des terrasses par rapport au thalweg axial le long de la zone d'étude. Les deux populations de données correspondent aux terrasses que l'on retrouve sur le flanc nord du canyon (terrasses rive droite) et sur le flanc sud (terrasses rive gauche). _____ 194
- Figure IV-19: Valeurs de la surface des replats sommitaux des terrasses identifiées dans le corps du canyon. L'échelle des valeurs de surface est logarithmique. _____ 195
- Figure IV-20: Comparaison des données de hauteur de terrasse par rapport au chenal (en haut) avec les données de surface des replats sommitaux des terrasses (en bas). Les valeurs ont été dans les deux cas reliées afin d'aider à la comparaison des deux jeux de données. _____ 196

- Figure IV-21: Bloc bathymétrique 3D ombrée montrant les flancs du canyon et des terrasses érodés par des ravines et des glissements. _____ 197
- Figure IV-22: Profil bathymétrique le long du petit chenal. L'augmentation brutale de la pente correspond à l'entrée dans le canyon. _____ 199
- Figure IV-23: Profils bathymétriques des fonds de chenaux des tributaires entaillant la plateforme espagnole et se terminant dans le canyon. Les tributaires ne se connectent plus directement au thalweg axial du canyon mais rejoignent des terrasses dont la hauteur par rapport au thalweg axial peut atteindre 250 m. _____ 202
- Figure IV-24: Page précédente. Faciès de dépôts massifs. Exemple de la carotte proks08b. Le faciès se caractérise par des dépôts très grossiers allant des sables moyens aux galets. Les sédiments les plus grossiers, graviers et galets sont dans une matrice de sables moyens. Dans le tronçon 2 l'eau qui s'est échappée de la carotte lors de sa sortie de l'eau a lessivé le niveau à graviers et galets. _____ 205
- Figure IV-25: Faciès de dépôts gravitaires granoclassés. La séquence A Exemple de la partie sommitale du premier tronçon de la carotte Proks12. Le faciès se caractérise par une séquence granoclassée depuis les sables moyens à fins jusqu'aux silts argileux. Chaque faciès du dépôt a une signature granulométrique caractéristique. Cette séquence dont la base est érosive est interprétée comme une turbidite. _____ 206
- Figure IV-26: Faciès dépôts fins. Exemple d'un échantillon de la partie basale de la carotte Proks01. Les caractéristiques sédimentologiques sont identiques à celles des termes fins des séquences A et B. Par contre la signature granulométrique diffère. Dans ce cas, la courbe granulométrique est bien triée, on retrouve un mode majeur centrée autour de 8 à 10 μm et un mode mineur à 150 μm . Ce faciès correspond à la sédimentation hémipélagique. _____ 207
- Figure IV-27: Localisation des transects de carottes dans la partie amont du canyon de Capbreton. Les transects sont perpendiculaires au thalweg axial et échantillonne le haut de la terrasse, le flanc de la terrasse, le thalweg axial, le flanc opposé et le haut de la terrasse opposée. _____ 208
- Figure IV-28: Localisation des carottes sur le transect 1. En haut en plan, en bas en coupe. _____ 209
- Figure IV-29: Courbes granulométriques de la médiane des carottes du transect 1 (voir figure IV-28 pour la localisation). Les termes en grisé sont relatifs à la nature des dépôts (voir chapitre 8.1) et les traits en pointillés indiquent les unités corrélées de carotte à carotte. _____ 211
- Figure IV-30: Comparaison de la granularité des niveaux les plus grossiers des trois séquences turbiditiques enregistrées dans les carottes Proks04 et Proks05. Les séquences de la carotte Proks05, la plus haute et la plus éloignée du thalweg axial, ont des modes principaux qui sont inférieurs de 30 à 40 μm . _____ 212
- Figure IV-31: Localisation des carottes du transect 3. En haut en plan, en bas en coupe. _____ 213
- Figure IV-32: Courbes granulométriques de la médiane des carottes du transect 2 (voir figure IV-28 pour la localisation). Les termes en grisé sont relatifs à la nature des dépôts (voir chapitre 8.1) et les traits en pointillés indiquent les unités corrélées de carotte à carotte _____ 214
- Figure IV-33: Page précédente. (A) Mesures de vitesse et de direction des courants enregistrés par le courantomètre. Chaque point correspond à une mesure, sa direction sur le cercle indique la direction du courant et sa distance par rapport au centre du cercle indique la vitesse du courant. (B) Nombre de mesures représentant les différentes directions de courant. La direction de la barre indique la direction des courants et sa longueur est proportionnelle aux nombres de mesures. _____ 235

- Figure IV-34: Page précédente. (A) Evolution de la direction des courants au cours de la période de mesure. On retrouve les grandes directions de courants soulignées par les graphiques précédents. Il est intéressant de noter que les principaux courants sont dirigés vers l'amont du canyon (entre 90 et 135°) et ont une distribution homogène au cours du temps, alors que les courants dirigés vers l'aval du canyon (entre 225 et 360°) ont une distribution beaucoup plus hétérogène. (B) Evolution des vitesses de courants au cours de la période de mesure. Les vitesses positives indiquent des courants dirigés vers l'amont du canyon et les vitesses négatives des courants dirigés vers l'aval du canyon. Il est intéressant de constater que les vitesses les plus fortes sont dirigées vers l'amont du canyon, qu'il y a une alternance cyclique des vitesses vers l'amont et vers l'aval et qu'il y a des périodes (en gris) durant lesquelles les courants sont uniquement dirigés vers l'aval. _____ 237
- Figure IV-35: Page suivante. Comparaison pour le mois d'août des données de courants avec (A) les données de marée, (B) les données de débit de l'Adour et (C) les données de température de l'eau. _____ 238
- Figure IV-36: Pages suivantes. Comparaison pour le mois de septembre des données de courants avec (A) les données de marée, (B) les données de débit de l'Adour et (C) les données de température de l'eau. _____ 240
- Figure IV-37: Pages suivantes. Comparaison pour le mois d'octobre des données de courants avec (A) les données de marée, (B) les données de débit de l'Adour et (C) les données de température de l'eau. _____ 240
- Figure IV-38 : Page précédente. Comparaison pour le mois de novembre des données de courants avec (A) les données de marée, (B) les données de débit de l'Adour et (C) les données de température de l'eau. _____ 244

CHAPITRE V

- Figure V-1: (A) Carte d'imagerie et de bathymétrie EM1000 de la tête du canyon de Capbreton. (B) Profil de pente le long de l'axe de la vallée. La tête du canyon est de par sa situation près de la côte et sa morphologie un réceptacle idéal pour les sédiments remaniés par l'hydrodynamique locale. Mais les pentes rencontrées rendent les sédiments métastables et provoquent des déstabilisations qui peuvent engendrer des courants gravitaires dans le canyon. _____ 250
- Figure V-2: Répartition des dépôts récents dans la tête du canyon Bourcart. (A) A l'affleurement, La tête est presque recouverte de dépôts sableux. Dans la partie aval du chenal axial apparaissent des sédiments plus fins. (B) En profondeur, dans le chenal axial, l'unité de sable moyen disparaît au profit d'une unité silteuse. (C) Sur les flanc, seule l'unité de sable moyen est observée. L'épaisseur de l'unité récente est faible dans la partie proximal et sur les flancs (<0,4 m), maximale dans la partie médiane du chenal axial (<1,5 m) et ne dépasse pas 1 m dans la partie distale du chenal axial. _ 252
- Figure V-3: (A) Transect de carottes interface et Küllenberg dans le chenal axial du canyon Bourcart. Les unités grisées sont des unités de dépôts. (B) Transect de carottes interface sur les flancs du canyon Bourcart. Les unités grisées indiquent les unités de dépôts. (C) Localisation des transects de carottes. (D) Courbe granulométrique par échantillon représentant les sédiments composants les unités récentes. _____ 254

- Figure V-4: (A) Profil sismique montrant les dépôts constituant les terrasses. Trois faciès se succèdent : chaotique à la base, c'est un faciès de fond de chenal, lité de forte amplitude au centre, c'est un faciès de débordement de matériel plutôt grossier, lité de faible amplitude au sommet, c'est un faciès de débordement de matériel plutôt fin. Il y a une granodécroissance générale des dépôts. (B) Carotte MD03-2693 qui traverse 39 m de sédiments fins dans le faciès lité de faible amplitude. Les taux de sédimentation pour les 24 premiers mètres sont très importants (>10 m/ka). (C) Schéma de formation et d'évolution d'une terrasse dans le canyon de Capbreton. _____ 263
- Figure V-5: Chronologie des dépôts des unités sismiques dans la tête du canyon Bourcart à partir de la corrélation avec les travaux sur l'interfluve (Jouët et al. accepted). Les surfaces d'érosion qui ont pu être corrélées depuis l'interfluve correspondent, dans le canyon, à des périodes de bas niveau marin relatifs. Elles sont liées à des événements climatiques de haute fréquence (Heinrich ou Dansgaard-Oeschger). _____ 266
- Figure V-6: Page suivante. Scénario d'évolution de la tête du canyon Bourcart depuis ~110 ka. Les trois profils qui servent d'exemples montrent l'architecture des dépôts dans le sens longitudinal (7073) et dans le sens transversal dans les parties médiane (5078) et distale (5087) de la tête du canyon. (A) Dépôt de l'unité U1, 110 à 40 ka. L'érosion prime sur la sédimentation et le canyon connaît plusieurs épisodes de vidange probablement causés par la connexion à un réseau fluvial. Peu de sédiments de cette période ou le taux de sédimentation est faible sont conservés. (B) Dépôt de l'unité U2, 40 à 21 ka. La tendance s'inverse et la sédimentation prime sur l'érosion. Le rapprochement général de la ligne de rivage génère des apports sédimentaires importants qui remplissent la tête du canyon. Le taux de sédimentation pour cette unité est élevé malgré l'érosion par de nombreux glissements. (C) Dépôt de l'unité U3, 21 à 15 ka. La ligne de rivage très proche conduit au comblement total de la partie proximale de la tête du canyon par progradation directe du prisme sableux dans la tête du canyon ou par la connexion directe avec l'embouchure d'un fleuve. Le retrait du fleuve lié à la remontée du niveau marin conduit au surcreusement de l'incision axiale et engendre des glissements qui érodent une partie des sédiments de l'unité U3 et de l'unité U2 dans la partie distale. A partir de l'Holocène, les processus hydrodynamiques actifs sur la plateforme, comme les plongées d'eaux denses, sont à l'origine de courants de fond qui d'une part érosive entretiennent par érosion la morphologie héritée du bas niveau marin et d'autre part, déposent des sédiments pouvant être grossier dans la tête du canyon. La nomenclature des surfaces, sous-unités et unités identifiées est indiquée en (D) et la localisation des profils en (E). _____ 269
- Figure V-7: Schéma synthétique de la mise en place du motif qui compose chaque sous-unités de l'unité U2. (1) La baisse du niveau marin entraîne une augmentation des apports sédimentaires. (2) Ces apports importants sont déstabilisés par surcharge sédimentaire. (3) Le niveau marin qui continue de baisser rapproche le réseau fluvial de la tête du canyon qui est alors soumise à des processus érosifs importants. La remontée rapide du niveau marin permet aux processus de sédimentation de se remettre en place. _____ 269
- Figure V-8: Détail sur la chronologie de la mise en place de l'unité U2. Les processus érosifs les plus importants se produisent lors des bas niveaux marins relatifs associés aux événements climatiques de haute fréquence (Heinrich et Dansgaard-Oeschger.). La dynamique érosion/dépôt de la tête du canyon enregistre presque fidèlement chaque baisse du niveau marin relatif. _____ 270

INTRODUCTION

PROBLEMATIQUE

Les canyons sous-marins sont des structures érosives qui incisent les pentes et parfois les plateaux des marges continentales, qu'elles soient actives ou passives, depuis les hautes latitudes jusqu'à l'équateur. Ils font le lien entre le plateau et le bassin profond en permettant aux sédiments issus de l'érosion continentale de descendre la pente continentale sous la forme de courants gravitaires et ainsi de contribuer à la construction des éventails sous-marins.

L'activité d'un canyon sous-marin est considérée comme binaire. Il est actif lorsque des courants gravitaires chargés en sédiments et érosifs empruntent son cours pour aller se déposer en pied de pente continentale. Il est inactif lorsque coupé des apports sédimentaires directs, il se comble lentement grâce à la sédimentation hémipélagique. Cette dualité repose sur la proximité d'une source d'apports sédimentaires, comme un fleuve, dont la localisation varie en fonction du niveau marin relatif. En période de haut niveau marin relatif, les canyons sont la plupart du temps inactifs alors qu'en période de bas niveau marin ils sont actifs. Certains canyons qui se développent dans des contextes tectoniques ou morphologiques particuliers, comme les canyons du Var ou du Zaïre, sont toujours connectés à un fleuve et sont actifs en permanence mais de manière plus réduite en période de haut niveau marin relatif.

L'intérêt porté aux canyons a d'abord visé à comprendre leurs modes de formation et d'évolution dont la permanence de la connexion à l'embouchure d'un un fleuve, l'érosion par des courants gravitaires et les glissements sont les principaux moteurs. Ensuite, c'est l'enregistrement de courants gravitaires, qui transportent les sédiments vers les éventails sous-marins, qui a monopolisé l'attention des chercheurs. C'est donc l'aspect en érosion, d'un canyon sous-marin principalement considéré comme un conduit de transport pour sédiments qui était traité.

La démarche scientifique actuelle tend à avoir une vision plus globale du transport sédimentaire depuis l'érosion continentale jusqu'aux dépôts dans le bassin profond (« *from source to sink* »). Cette façon différente d'aborder un système dans son ensemble repose sur la caractérisation détaillée des différents environnements sédimentaires, plateaux, pentes et canyons et bassins. Elle a pour but de comprendre les interactions entre ces environnements tout en les replaçant dans leurs contextes tectoniques, climatologiques, hydrodynamiques, etc. Ceci permet de commencer à reconsidérer les canyons sous-marins non pas uniquement comme des conduits érosifs, mais comme des environnements sédimentaires particuliers ayant une dynamique propre d'érosion de transport et de dépôt.

La compréhension de la manière dont les sédiments arrivent dans un canyon et de la nature des processus qui permettent leur transport ou leur dépôt à l'intérieur du canyon sont des enjeux majeurs pour la communauté scientifique. Il est important en effet, pour l'industrie

pétrolière, de connaître dans un canyon la nature des dépôts et la pérennité de ceux-ci afin de prédire l'extension et la capacité de réservoirs potentiels ou de caractériser la nature des sédiments délivrés en pied de pente et qui vont constituer les systèmes turbiditiques profonds. D'un point de vue environnemental, les questions du transport, de la distribution et de la dilution de polluants par les canyons dans l'environnement marin sont aussi très importantes, notamment pour la préservation de la faune et de la flore.

OBJECTIFS DE CE TRAVAIL

Cette étude a été réalisée dans le cadre d'une collaboration entre l'université Bordeaux 1, Ifremer et Total. Elle s'inscrit dans les projets européens *Eurostrataform* et *Promess* et dans le programme national *GDR Marges*.

Les données localisées dans la partie sud-est du golfe de Gascogne ont été acquises lors de plusieurs missions océanographiques dans un projet global d'étude bathymétrique, morphosédimentaire et tectonique de cette zone. Dans le golfe du Lion, les données proviennent de nombreuses missions attachées au projet général de caractérisation de la nature et de l'architecture des dépôts qui ont modelé la marge du golfe du Lion au cours du temps.

Ce travail s'articule autour de deux canyons sous-marins dont les histoires géologiques et les morphologies actuelles diffèrent beaucoup : le canyon de Capbreton qui se situe dans la partie sud-est du golfe de Gascogne, et le canyon Bourcart qui est localisé dans le golfe du Lion. Les données en notre disposition sont multiples et permettent l'étude et la comparaison à différentes échelles des deux canyons en se focalisant sur la tête et la partie amont de ces canyons. Bathymétrie et imagerie détaillée, sismique haute et très haute résolution, carottages, données courantologiques et géotechniques constituent la base de données.

Les objectifs de cette thèse s'inscrivent dans l'étude globale d'un système sédimentaire permettant aux sédiments issus de l'érosion continentale d'aller se déposer dans le bassin profond :

- caractériser la dynamique sédimentaire actuelle de deux canyons sous-marins en lien avec le contexte hydrodynamique local ;
- décrire l'architecture et la nature des dépôts dans ces canyons en précisant les processus à l'origine de leur mise en place ;
- proposer un scénario d'évolution de ces canyons au cours du temps dans le contexte général de variations des conditions hydrodynamiques et climatologiques ;
- préciser les moteurs de l'évolution des canyons.

ORGANISATION DU MEMOIRE

Le chapitre I est une synthèse bibliographique en deux volets. La première partie est consacrée à la définition de l'objet géologique « canyon sous-marin » et aux différentes hypothèses de formation de ces canyons. La seconde partie est une revue non exhaustive des différents processus sédimentaires d'érosion de transport et de dépôt qui peuvent agir et interagir dans un canyon sous-marin.

Le chapitre II détaille les outils utilisés, les données acquises et les méthodes d'analyses des données utilisées dans ce mémoire.

Le chapitre III présente les résultats concernant la tête du canyon Bourcart qui se trouve actuellement éloignée de tout apport sédimentaire direct *via* un fleuve. Les deux premières parties sont consacrées à une revue bibliographique décrivant les contextes géologique et hydrodynamique de la zone et la morphologie détaillée du canyon. Nous présentons ensuite, sous la forme d'un article, un état des lieux des dépôts actuels dans ce canyon non-connecté ainsi que les processus pouvant être à l'origine de ces dépôts. Puis nous décrivons précisément l'architecture interne du remplissage du canyon avant de proposer sous la forme d'un article une modélisation de facteurs déclencheurs de glissements en tête de canyon.

Le chapitre IV rassemble les données et résultats relatifs au canyon de Capbreton qui incise profondément le plateau continental aquitain et dont la tête se trouve actuellement à 400 m de la ligne de rivage. Les six premiers points sont consacrés à une revue bibliographique décrivant les travaux antérieurs sur la zone, en particulier les contextes géologique et hydrodynamique. Dans la partie suivante nous présentons l'analyse détaillée de la morphologie du canyon de Capbreton. Ensuite nous décrivons, sous la forme d'un article, la dynamique sédimentaire actuelle dans la partie amont du canyon. Nous caractérisons l'architecture interne d'une terrasse type et proposons un scénario de mise en place des terrasses du canyon. Enfin nous détaillons les courants enregistrés dans l'axe du canyon et les comparons à des processus susceptibles de les générer.

Le chapitre V propose dans une première partie une synthèse des résultats majeurs concernant la dynamique sédimentaire récente dans les deux canyons étudiés. Dans une seconde partie sont discutés les scénarios d'évolution des canyons au cours du temps, la pérennité des dépôts sédimentaires dans un canyon et les moteurs de l'évolution des canyons.

Les conclusions reprennent les faits marquants de ce travail et des perspectives sont proposées.

CHAPITRE I

-

SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIQUE :

LES CANYONS SOUS-MARINS

1. ETAT DES CONNAISSANCES SUR LES CANYONS SOUS-MARINS

1.1. LA DECOUVERTE DES CANYONS SOUS-MARINS

L'océan a d'abord été une « terre » d'aventure depuis que l'homme a voulu découvrir son environnement. Les grands explorateurs ont sillonné les grandes étendues marines à la recherche de nouvelles contrées, de nouveaux passages pour le commerce, de richesses à exploiter. Mais l'océan est aussi un monde de questions pour les naturalistes et scientifiques de toutes époques. Positionnement, cartes marines, calcul des marées, cloche à plongeur, courantologie sont des découvertes qui émaillent l'histoire maritime entre le début du 16^{ème} siècle et la fin du 18^{ème} siècle. Cependant, les moyens techniques utilisés ont limité ces études à la surface de l'eau ou aux quelques mètres en dessous de la surface.

L'étude des fonds marins est ainsi relativement récente à l'échelle des disciplines scientifiques car s'affranchir de la tranche d'eau nécessite un savoir technique qui ne fut maîtrisé que lors de la première moitié du 19^{ème} siècle. Quelques éléments morphologiques étaient déjà connus au 18^{ème} siècle, notamment la rupture de pente décrite dès 1725 par de Marsili (dans (Vanney and Stanley, 1983)) mais c'est à partir des premières campagnes à la mer de la première moitié du 19^{ème} siècle que l'exploration sous-marine en tant que telle prend son essor. En effet, sous l'impulsion des grands scientifiques naturalistes de cette époque, se met en place dans de nombreux pays une politique de cartographie de leur territoire sous-marin. C'est ainsi par exemple que le président des Etats-Unis Thomas Jefferson donne naissance en 1807 à la « Coast Survey », organisme « d'étude des côtes » chargé au départ de travailler à la compréhension du Gulf Stream.

Les travaux de sondages effectués lors de ces campagnes mettent en évidence à partir de 1850 la morphologie générale d'une marge continentale incluant la plateforme et la pente en passant par le rebord de pente. La première indication de l'existence d'un canyon sous-marin date de 1853 dans la baie de Monterey en Californie avec la parution de la première carte de la baie produite par le Coast Survey (Greene *et al.*, 2002) (figure I-1). A peu près au même moment les travaux de cartographie marine de la côte landaise effectués par La Roche-Poncie en 1860 (dans (Froidefond *et al.*, 1983)) permettent de dessiner les contours d'une dépression qui s'avèrera être la tête du canyon de Capbreton.



Figure I-1: Carte bathymétrique du canyon de Monterey élaborée en 1897 par George Davidson (<http://oceanexplorer.noaa.gov/history/quotes/early/media/subcyn.html>)

L'intérêt croissant pour la connaissance du monde sous marin permet aux scientifiques d'avoir, dès la fin du 19^{ème} siècle, une idée précise de la morphologie générale de la plateforme et de la pente continentale. Le canyon sous-marin, bien que sa formation soit encore inexpliquée, est un objet géologique reconnu. L'amélioration des techniques d'investigations tout au long du 20^{ème} siècle permet une exploration plus détaillée et plus systématique des fonds sous-marins. On remarque alors que l'objet canyon sous-marin est une structure géologique fréquente sur une marge continentale, qu'elle soit active ou passive.

1.2. DEFINITION ET CRITERES MORPHOLOGIQUES DE RECONNAISSANCE D'UN CANYON SOUS-MARIN

Les nombreuses études dédiées aux canyons sous-marins depuis leur découverte, ont montré la grande variété morphologique de ces structures. Il est cependant possible d'en extraire des caractéristiques communes.

Un canyon sous-marin est une structure géomorphologique en dépression, qui peut inciser la plateforme depuis le plateau interne jusqu'au pied de pente. Il est constitué de trois parties dont la distinction, nous le verrons, n'est pas toujours facile (figure I-2). Il débute par une tête qui correspond à la partie la plus proche de la côte. L'entrée dans le canyon est alors définie par la brusque augmentation locale de la pente par rapport à la pente régionale. Le corps du canyon, dont le nom est donné par extrapolation à l'ensemble de la structure (par comparaison avec les canyons subaériens) correspond à une dépression étroite et profonde, à flancs escarpés et perpendiculaires à la pente continentale. En aval de ce corps la diminution rapide de la hauteur des flancs marque l'embouchure du canyon et la transition vers un éventuel système de chenal-levées et de lobes.

Si la dénomination « tête du canyon » désigne la partie la plus proche de la côte, son extension vers l'aval n'est pas claire. L'analyse des profils longitudinaux des axes de différents canyons (Yu and Jiunn Chenn Lu, 1995; Lewis and Barnes, 1999; Babonneau *et al.*, 2002; Popescu *et al.*, 2004; Baztan *et al.*, 2005; Mitchell, 2005; Antobreh and Krastel, 2006) montre que la pente de leur partie supérieure est généralement plus forte (elle peut dépasser la dizaine de degrés) que celle de leur cours moyen, et pourrait ainsi délimiter la tête du canyon (figure I-3). Cependant des auteurs considèrent que certains canyons, localisés uniquement sur la pente, sont « sans tête » (Orange and Breen, 1992; McAdoo *et al.*, 1997), ce qui implique que pour ces auteurs, la tête du canyon correspond uniquement à la partie entaillant la plateforme continentale et son rebord à l'intérieur du plateau ou sur le rebord de plateforme.

Dans cette étude on définira la tête comme la partie du canyon la plus proche de la côte avec une pente dont la valeur est supérieure à la pente moyenne du canyon. Dans tous les cas, la longueur de la tête est faible par rapport à la longueur totale du canyon et n'excède pas la dizaine de kilomètres.

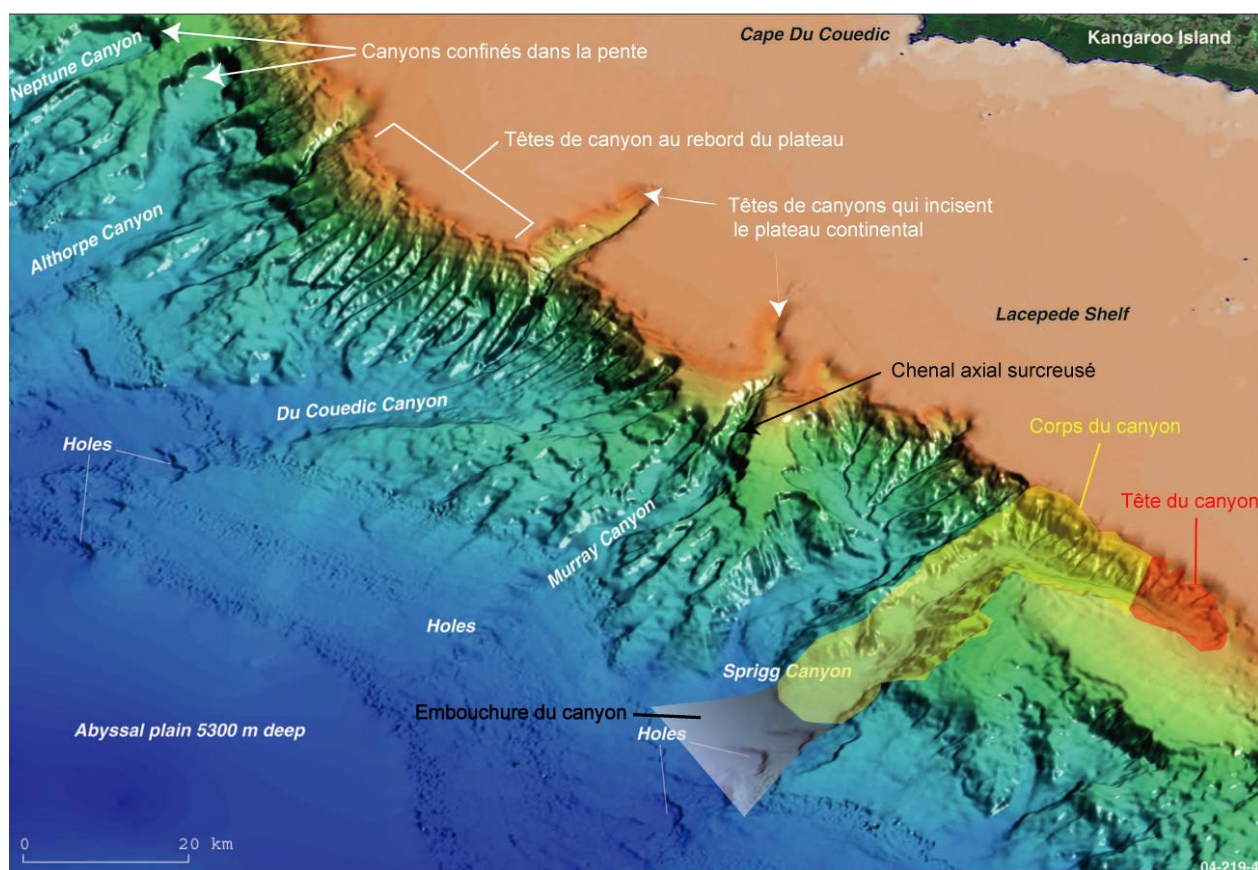


Figure I-2 : Carte bathymétrique en 3D de la côte sud-est de l'Australie montrant des canyons sous-marins et leur position sur une marge continentale. Le canyon de Sprigg est habillé afin de représenter ses différentes parties: la tête, le corps et l'embouchure. Les canyons situés entre le canyon Murray et le canyon Neptune illustrent les trois grands types de têtes de canyon. La vallée principale du canyon de Murray est surcreusée par une incision axiale. Modifié de Hill *et al.* (2005).

Les têtes de canyons ont généralement une morphologie en forme d'amphithéâtre, évasée en direction de la côte, d'une largeur hectométrique à plurikilométriques. Elles sont souvent ramifiées voire dendritiques et peuvent se situer dans trois parties distinctes de la plateforme continentale (figure I-2) :

- (1) près du trait de côte actuel : le canyon entaille le plateau continental jusqu'à des profondeurs inférieures à 50 m, (canyon de Capbreton par exemple). Sa tête se trouve alors proche d'une source d'importants apports sédimentaires (comme l'embouchure d'un fleuve ou une zone d'accumulation sous l'action des courants de plateforme), ou même directement en connexion avec celle-ci comme dans le cas du Zaïre (Hagen *et al.*, 1996; von Rad and Tahir, 1997; Land *et al.*, 1999; Cirac *et al.*, 2001; Algan *et al.*, 2002; Babonneau *et al.*, 2002; Greene *et al.*, 2002; Michels *et al.*, 2003; Antobreh and Krastel, 2006) ;
- (2) au niveau de la plateforme externe/rupture de pente, la tête du canyon se trouve entre 90 et 200 m de profondeur dans un contexte de marge non glaciaire. C'est le cas des canyons de la

marge du Golfe de Gascogne (Zaragosi *et al.*, 2001), de la marge du New Jersey (Twichell and Roberts, 1982) ou de la marge du Golfe du Lion (Berné *et al.*, 2002) Dans un contexte de marge glaciaire comme en Antarctique, le rebord de plateforme peut se trouver à 500 m de profondeur (Donda *et al.*, 2003; Amblas *et al.*, 2006);

(3) isolées sur la pente continentale, on retrouve des têtes de canyons à des profondeurs très variables sans lien apparent avec la partie supérieure de la pente (O'Connell *et al.*, 1987; Mountain *et al.*, 1996; Orange *et al.*, 1997; Bertoni and Cartwright, 2005).

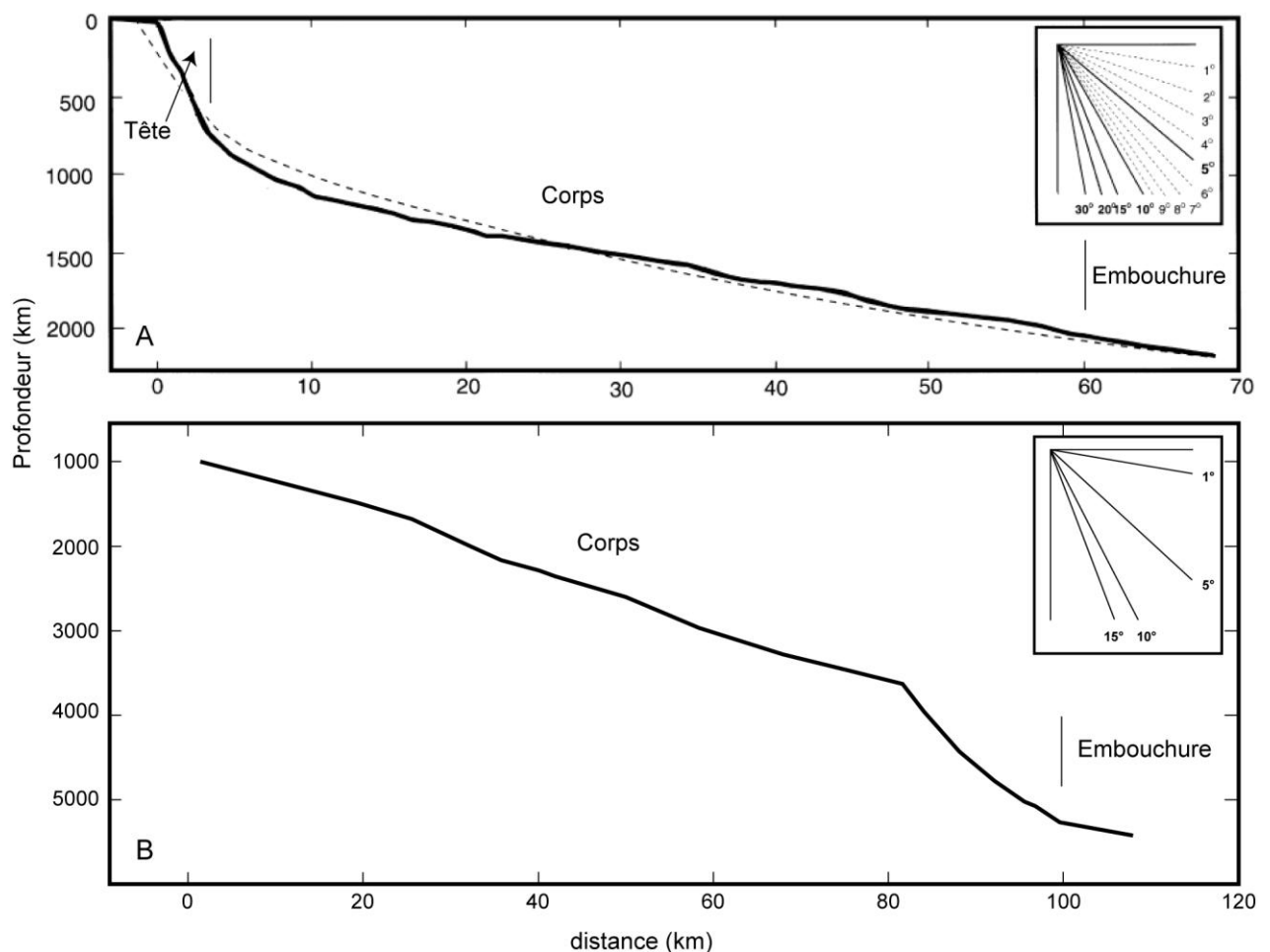


Figure I-3 : Profils bathymétriques longitudinaux dans l'axe de deux canyons. (A) Profil « type » d'un canyon montrant un profil (en gras) qui se rapproche du profil d'équilibre (en pointillé), exemple du canyon de Kaikoura (Nouvelle Zélande), modifié de (Lewis and Barnes, 1999) (B) Profil, à partir de 1000 m de profondeur, d'un canyon contrôlé par l'histoire tectonique de la région, exemple du canyon de San Antonio (Chili) en contexte de marge active, modifié de (Hagen *et al.*, 1996).

Le corps constitue la partie principale du canyon et s'étend depuis la tête jusqu'au pied de la pente continentale. La transition entre la tête et le corps est souvent marquée par une diminution nette de la pente et la disparition des morphologies ramifiées ou dendritiques (figure I-3). Sa longueur peut varier de quelques dizaines à plusieurs centaines de kilomètres.

Il est caractérisé par une vallée en forme de V ou de U (figure I-4) dont la profondeur par rapport aux bords du canyon augmente rapidement pour quelquefois atteindre l'ordre du millier de mètres. Les pentes des flancs varient de 10° à 45° avec une moyenne autour de 25° (Shepard and Dill, 1966).

La pente de l'axe de la vallée tend à se rapprocher d'un profil d'équilibre semblable à celui des cours d'eau aériens (figure I-3A). Ainsi, la pente de la tête est importante sur une petite distance, puis diminue et devient régulière et faible avec des valeurs inférieures à 2° . On retrouve généralement ce type de profil pour des canyons situés sur des marges passives. Cependant l'histoire tectonique d'une région, en contexte de marge active par exemple, peut modifier ce profil type et contrôler le tracé de l'axe de la vallée. Les pentes de l'axe des canyons sont plus fortes (elles peuvent dépasser 10°) et présentent des irrégularités importantes, ou de brusques ruptures (figure I-3B).

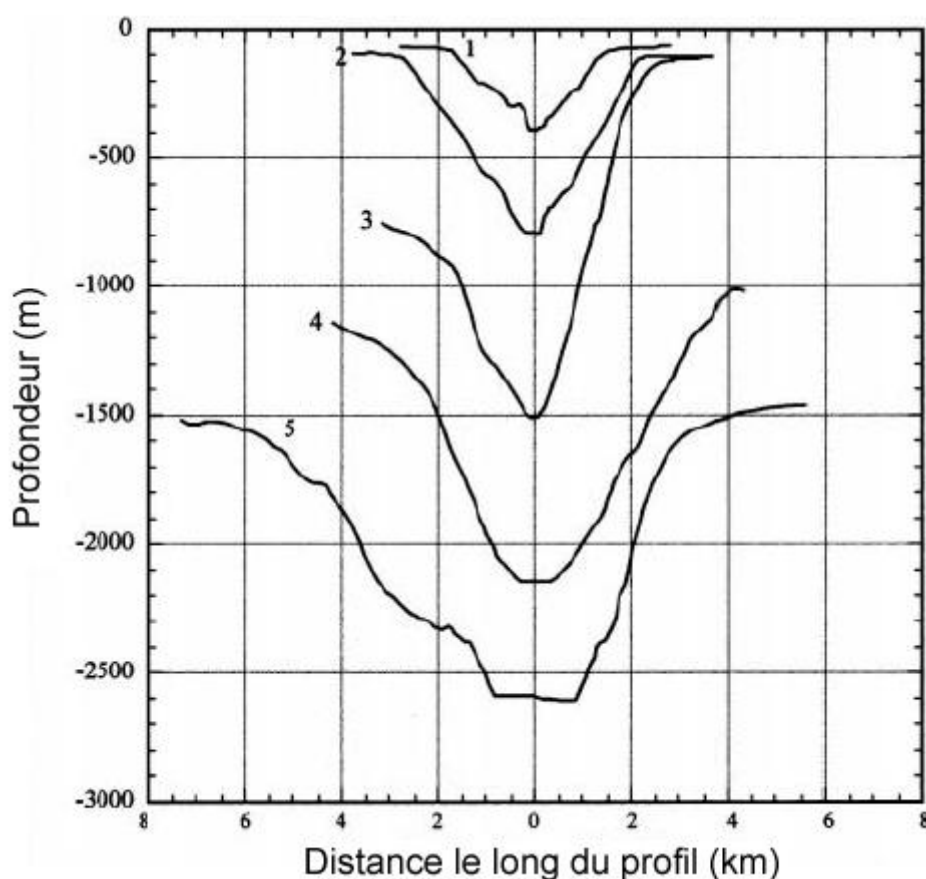


Figure I-4 : Exemple de profils transverses dans le canyon de Monterey. Le profil 3 est typique d'un profil en V, le profil 5 se rapproche d'un profil en U. Les profils 1, 2 et 4 montrent qu'il existe tous les intermédiaires entre les deux. Modifié de (Greene *et al.*, 2002).

Le tracé général du corps du canyon a tendance à être rectiligne lorsque la pente est importante sinon le tracé est plus ou moins sinueux et témoigne de l'influence tectonique ou de l'histoire sédimentaire de la région comme les canyons du Zaïre (Babonneau *et al.*, 2002) ou de San Antonio (Hagen *et al.*, 1996).

Dans certains canyons, du Golfe du Lion (Baztan *et al.*, 2005), du Danube (Popescu *et al.*, 2004) de Murray (Hill *et al.*, 2005) ou du Gange/Brahmapoutre (Kottke *et al.*, 2003), la vallée principale est surcreusée par un chenal axial méandrique dont les dimensions sont hectométriques à plurihectométriques en largeur et décimétriques à hectométriques en profondeur. D'autres canyons, comme le canyon de Capbreton (Cirac *et al.*, 2001), du Zaïre (Babonneau *et al.*, 2002), de l'Indus (von Rad and Tahir, 1997) ou d'Andøya (Laursen and Normark, 2002) ont des profils transversaux plus complexes montrant un large chenal axial bordé de dépôts sédimentaires dont la morphologie surélevée et plate rappelle celle des terrasses fluviales.

La partie terminale d'un canyon, nommée embouchure, se situe en pied de pente continentale. En aval de l'embouchure se développe souvent un système chenal-levées puis des lobes. La limite entre l'embouchure du canyon et le système chenal-levées peut être marquée par un point d'inflexion dans le profil longitudinal. Dans le cas du canyon du Danube (Popescu *et al.*, 2004), il y a une augmentation de la pente à cet endroit. Mais le plus souvent on observe une baisse graduelle de la pente qui prend alors des valeurs inférieures à 0,5°, comme dans le canyon de l'Indus (von Rad and Tahir, 1997). Cette diminution de la pente s'accompagne généralement d'une brusque diminution de la profondeur du chenal par rapport aux flancs du canyon c'est le cas par exemple entre le canyon du Zaïre et sa vallée inférieure (Babonneau *et al.*, 2002).

1.3. MODE DE FONCTIONNEMENT D'UN CANYON SOUS-MARIN : UNE STRUCTURE DE TRANSIT ENTRE LE DOMAINE COTIER ET LE DOMAINE PROFOND

Les canyons sous-marins sont présentés comme des conduits naturels de transport de sédiments et d'eau depuis le plateau vers le bassin profond. Le transport des particules est principalement attribué aux courants gravitaires (Nesteroff *et al.*, 1968; Carson *et al.*, 1986; Gardner, 1989; Garfield *et al.*, 1994).

La récente mise en place de courantomètres et de pièges à particules dans les canyons sous-marins et dans les systèmes chenaux-levées a permis de confirmer le rôle clef de ces structures dans le transfert de sédiments (Garfield *et al.*, 1994; Puig *et al.*, 2000; Mulder *et al.*, 2001a; Xu *et al.*, 2002; Khripounoff *et al.*, 2003; Liu and Lin, 2004) (figure I-5).

A l'entrée du système, les sédiments directement transportés par les fleuves et/ou ceux piégés sur le plateau et sur la pente constituent la source des sédiments mobilisables. A la sortie du système, les systèmes chenaux-levées et les lobes distaux représentent la zone réceptacle. Entre ces deux zones, les sédiments sont transportés, et parfois piégés de manière temporaire ou définitive, dans les canyons par des écoulements gravitaires dont la nature sera détaillée dans le paragraphe 2 de ce chapitre.

La capacité d'un canyon à transporter des sédiments vers le pied de pente définit son activité. Un canyon est considéré comme actif ou inactif selon qu'il y transite régulièrement ou non des courants gravitaires chargés en sédiments. Cette activité dépend, d'une part, de la localisation de la tête du canyon qui se trouve plus ou moins loin d'une source sédimentaire. Les canyons qui incisent entièrement un plateau continental peuvent ainsi se trouver en connexion directe avec un fleuve et garder une activité continue dans le temps, comme le canyon du Zaïre (Babonneau *et al.*, 2004). Elle dépend, d'autre part, des variations des apports de la source sédimentaires au cours du temps. En effet dans le cas des marges « tempérées » les périodes de bas niveau marin relatif sont accompagnées d'une érosion continentale forte et donc d'apports sédimentaires plus importants. Les canyons sont alors très actifs. A contrario par exemple des marges asiatiques qui sont soumises au régime des moussons, atténuées pendant les périodes de bas niveau marin (Vagner, 2001). En période de haut niveau marin relatif, les apports existent mais sont réduits. L'activité du canyon est moindre. C'est le cas du canyon de Capbreton (Mulder *et al.*, 2001c). Les canyons qui sont localisés en rebord de plateau continental ou sur la pente comme les canyons du Golfe du Lion (Berné *et al.*, 2002) ou ceux de la marge est américaine (Twichell and Roberts, 1982) ont une période d'activité restreinte aux périodes pendant lesquelles la ligne de rivage se trouve près de leur tête. La remontée du niveau marin coupe les apports et fossilise les canyons qui sont alors considérés comme inactifs.

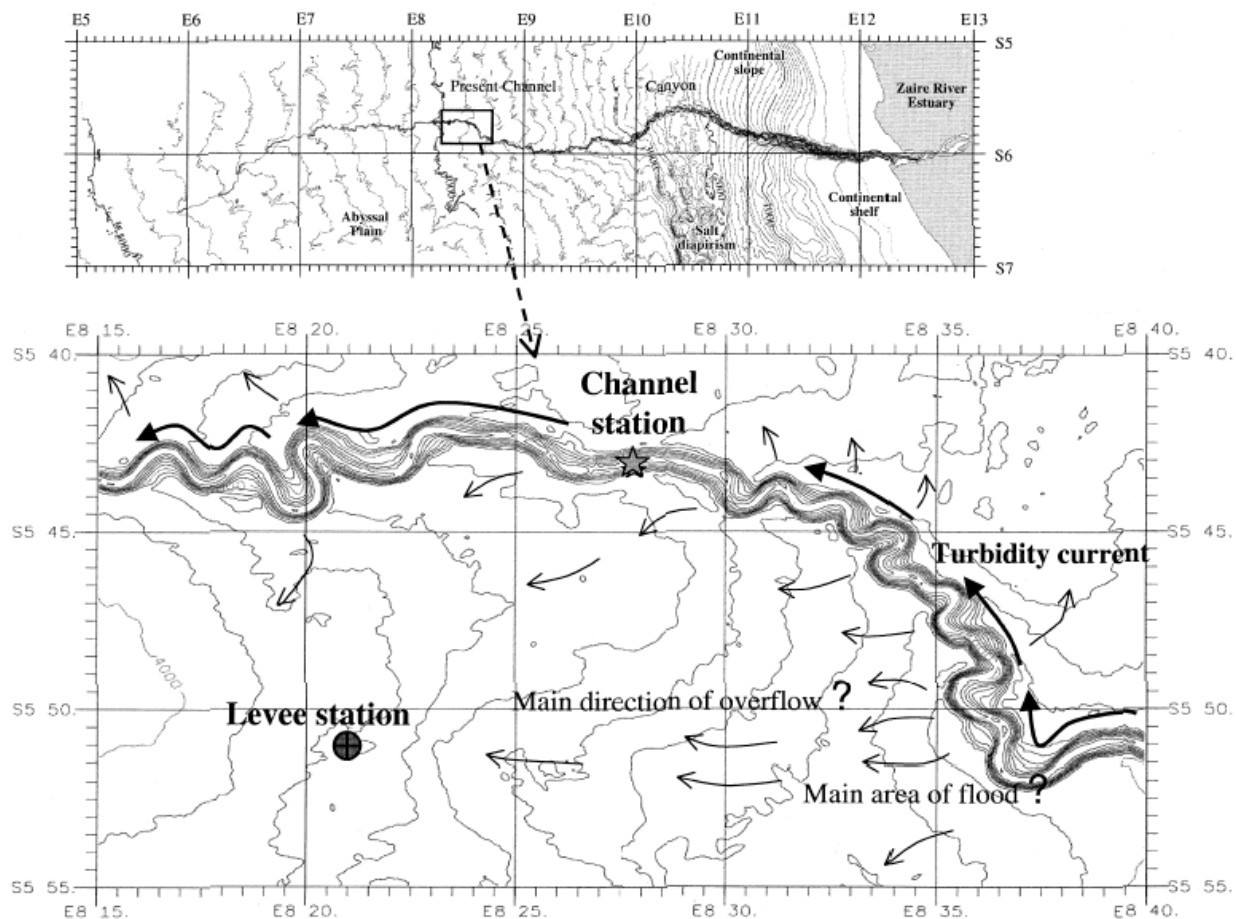


Figure I-5 : Exemple de l’enregistrement d’un courant gravitaire dans le système sous-marin du Zaïre à 4000 m de fond. Les vitesses enregistrées lors du passage du courant ainsi que la présence de débris végétaux à cette profondeur confirment le transfert de sédiments issus de l’érosion continentale vers le bassin profond (d’après Khrpounoff *et al.* (2003).

1.4. MODE DE FORMATION DES CANYONS SOUS-MARINS

Dès la découverte des canyons sous-marins, les scientifiques se sont posés la question de la formation de ces vallées sous-marines. Mais ce n’est que grâce aux avancées techniques que les premières hypothèses vont voir le jour. Nous en faisons ici l’inventaire des plus marquantes.

1.4.1. D’anciennes rivières submergées

Les premiers canyons sous-marins découverts sont situés sur la plateforme ou le rebord de pente car les techniques acoustiques encore peu développées ne permettaient pas d’aller reconnaître précisément au-delà de la pente continentale. Ces canyons incisent le rebord de

penne et la plateforme continentale et leur tête se trouve souvent très près de la ligne de rivage non loin de l'embouchure d'un fleuve.

Les premiers auteurs ont tout de suite établi un lien morphologique entre les canyons sous-marins et les réseaux fluviaux. Dès 1903, Spencer propose que ces structures correspondent à des anciens lits de rivières submergés à la fin des glaciations Pléistocène par la remontée du niveau marin. Cette hypothèse soutenue par Shepard (1933) et reprise par Dauvillier (1961) pour expliquer la formation du canyon de Capbreton défend l'idée d'une chute très importante (3000 m) du niveau marin pour expliquer le creusement de ces vallées sous-marines.

Cette hypothèse est contredite par Bourcart (1958) qui s'appuie sur les travaux des géologues du Quaternaire pour préciser que les régressions marines ne pouvaient dépasser 200 m. Il reste cependant attaché au lien très fort avec un réseau fluvial pour expliquer le creusement des canyons méditerranéens. N'étant pas partisan de leur formation par les courants de turbidités, il fait l'hypothèse d'un mouvement de bascule de la pente continentale qui submergerait les anciens lits de rivières alors converties en canyons sous-marins. Pour Bourcart, les courants de turbidités et les processus de cascading liés aux plongées d'eaux froides sur la plateforme expliquent seulement l'entretien de la morphologie en dépression des canyons en évitant leur remplissage par la sédimentation marine continue.

1.4.2. Les écoulements gravitaires

La découverte d'écoulements chargés en sédiments a d'abord eu lieu en milieu lacustre (Forel, 1892). Dans le lac Léman, l'auteur montre l'existence de courants de turbidités et leur relation avec des ravines sous-marines. Cette découverte permet à Daly (1936) et Kuenen (1937, 1938) de proposer que les courants de turbidités jouent un rôle majeur dans la formation et l'érosion des canyons en lien avec les variations du niveau marin. Ces travaux sont supportés par Veatch et Smith (1939) qui utilisent les avancées des techniques acoustiques développées durant la première guerre mondiale pour montrer que les canyons ne sont pas réduits à la pente continentale mais se poursuivent jusqu'au bassin profond.

L'étude de la rupture de câbles sous-marins après le tremblement de terre du « Grand Banc » de Terre Neuve (Canada) en 1929 confirme le rôle majeur des courants de turbidités en mettant en lumière leur grande capacité érosive. Cette étude donne pour la première fois une estimation de la vitesse de ces courants sur le fond, qui atteint 100 km/h (Heezen and Ewing, 1952).

1.4.3. Le lien avec les apports continentaux et les variations du niveau marin

Au cours des années soixante dix des travaux menés sur la marge passive de la côte est des Etats-Unis soulignent la relation entre les canyons sous-marins et l'apport de sable de plateforme (Gorsline, 1970 dans Pratson *et al.* 1994). Un lien est établi entre la position des canyons au cours du temps et la configuration des sources d'apports sédimentaires sur la plateforme en fonction des variations du niveau marin, de la position des embouchures de fleuves, et des changements induits dans la circulation générale sur la plateforme (Felix et Gorsline, 1971 dans Pratson *et al.* 1994).

1.4.4. Erosion régressive

Au début des années 80, Shepard fait le point sur le développement des canyons sous-marins à partir des données acquises au cours de la seconde moitié du 20^{ème} siècle (Shepard, 1981). Ces travaux révèlent que la formation des canyons est complexe et que les différentes hypothèses existantes sont en partie correctes mais ne tiennent pas compte des autres processus comme les processus biologiques, la déstabilisation des flancs de canyons, etc. Les similitudes entre les systèmes fluviaux et les systèmes sous-marins semblent impliquer un processus commun responsable de leur formation.

Les études menées sur la pente continentale de la côte Est des Etats-Unis (McGregor *et al.*, 1982; Twichell and Roberts, 1982) relancent la question de l'origine des canyons sous-marins. Farre *et al.* (1983) proposent que la formation des canyons sous-marins se fasse à partir de ravines créées sur la pente par des déstabilisations. Ces déstabilisations fragilisent le matériel sus-jacent qui est à terme lui aussi déstabilisé. Ainsi les ravines remontent la pente par érosion régressive. Certaines atteignent le bord du plateau et un nouveau mode d'érosion est alors possible par apports directs de sédiments remaniés par les processus sédimentaires sur la plateforme (figure I-6). L'érosion étant maintenant maximum dans le chenal axial, les vallées tributaires se retrouvent perchées. Le terme final de l'évolution d'un canyon consiste en sa connexion avec un réseau fluvial lorsqu'il a suffisamment érodé la plateforme.

Les auteurs définissent des degrés de maturité pour la formation des canyons sous-marins depuis un canyon juvénile lorsqu'il est confiné sur la pente continentale jusqu'à un canyon mature lorsqu'il a incisé la plateforme et s'est connecté à un système fluvial. Cette hypothèse implique que lorsque le canyon est localisé sur la pente (canyon juvénile) les

dépôts en bas de pente sont constitués d'abord de produits de déstabilisations avec un régime d'apport de type coulées de débris pouvant évoluer en écoulement turbulent. Ces dépôts sédimentaires ne contiennent que des sédiments dérivés de l'érosion de la pente continentale. Ensuite, lorsque la tête du canyon atteint le rebord de pente (canyon immature), la nature des sédiments change avec des sources sédimentaires sur le plateau. Les courants de turbidités avec du matériel remanié depuis la plateforme sont plus nombreux. En bas de pente on retrouverait donc au dessus des dépôts de déstabilisation une alternance de dépôts issus de la plateforme avec des dépôts de déstabilisation dus à l'action érosive des écoulements continus sur les flancs et le fond du canyon lorsque celui est connecté à un réseau fluvial (canyon mature).

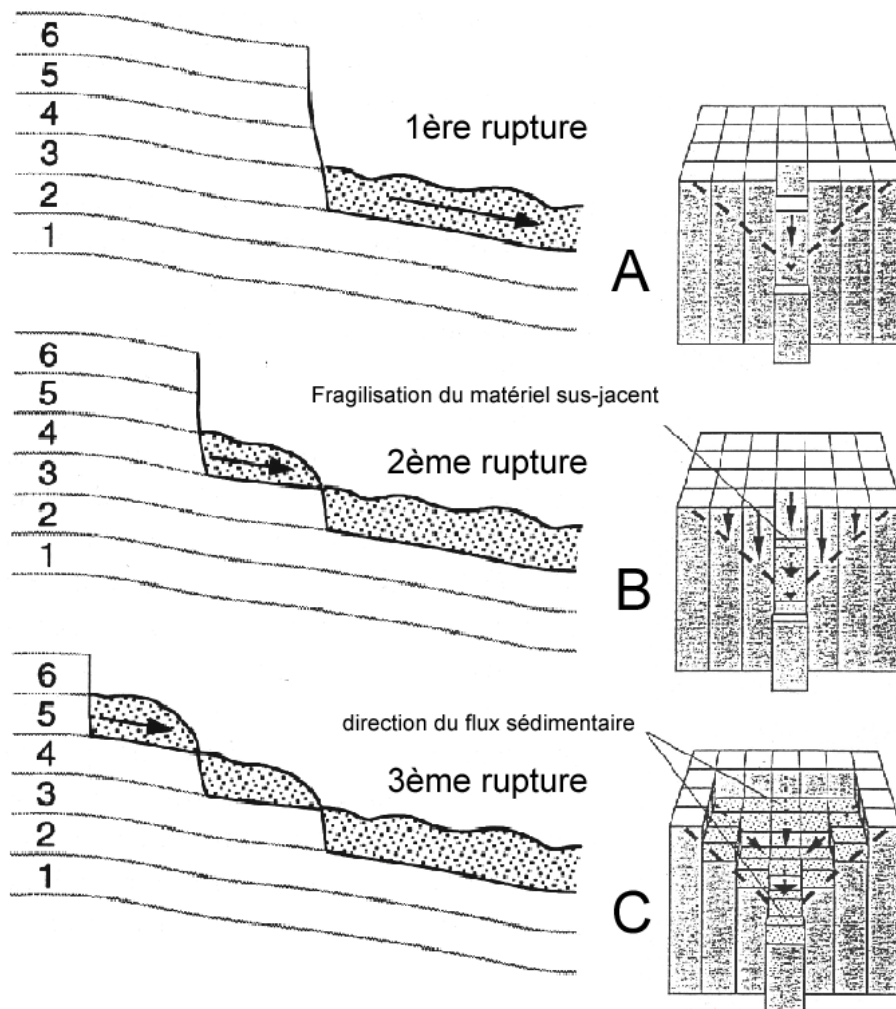


Figure I-6: Principe de l'érosion régressive. (A) une première rupture se produit, elle engendre une fragilisation du matériel sus-jacent. (B) Ceci entraîne une déstabilisation en chaîne des sédiments en amont (rétrogression) dont les produits transitent via l'espace créé vers l'aval. (C) Le processus s'arrête lorsque l'érosion n'est plus assez importante pour déstabiliser les sédiments en amont. D'après Pratson and Coakley (1996).

1.4.5. Erosion régressive induite par des courants gravitaires issus de la plateforme

A partir de nouveaux travaux réalisés sur la plateforme du New Jersey certains auteurs ont mis au point un modèle numérique pour comprendre le mode de formation des canyons sous-marins (Pratson *et al.*, 1994; Pratson and Coakley, 1996). Ce modèle tient compte de la sédimentation, des déstabilisations, de l'érosion par des courants gravitaires et de la topographie. Les résultats de ce modèle montrent que la formation des canyons sous-marins se décompose en trois phases :

- (1) l'érosion de « ravines » par des écoulements gravitaires initiés en haut de pente lorsque la pente de celle-ci atteint un seuil critique en raison de l'accumulation sédimentaire;
- (2) la déstabilisation d'un flanc ou du fond de la « ravine » au milieu ou en bas de pente;
- (3) l'évolution de cette déstabilisation du bas vers le haut de la pente le long des ravines par un processus d'érosion régressive, induit par les écoulements gravitaires (figure I-6).

Ces résultats prédisent que les dépôts associés en bas de pente devraient être composés à la base de dépôts issus du haut de la pente voire du rebord du plateau continental, au dessus desquels devrait reposer d'épais dépôts de déstabilisations alternant avec des dépôts issus du haut de la plateforme ou du rebord du plateau continental.

Ce modèle réconcilie l'hypothèse des courants gravitaires issus de la plateforme et les ravines situées sur la pente pour la formation desquelles Farre *et al.* (1983) ne proposait pas de mécanisme clair.

1.4.6. Le rôle des fluides

Des travaux menés au pied du prisme d'accrétion des Cascades, qui résulte de la subduction de la plaque Juan de Fuca sous la plaque nord-américaine, montrent ce que Orange *et al.* (1992) nomment des « canyons sans têtes » localisés sur les flancs de structures anticlinales. La localisation de ces canyons exclut leur formation par l'action des écoulements gravitaires, ces auteurs les associent à des sorties de fluides encore actives actuellement (comme l'atteste la présence de tubes de vers ou de carbonates authigéniques), ou inactives. Dans ce contexte tectonique en compression, la compaction de la porosité originale de 50% à des valeurs inférieures ou égales à 10% conduit à l'expulsion de fluides. Cet excès de pression crée une force de suintement qui s'applique dans la direction d'expulsion du fluide et qui est proportionnelle au gradient de la charge hydraulique. Lorsque cette force, combinée aux forces gravitationnelles, devient plus importante que la résistance du sédiment, il y a déstabilisation. Dans la zone déstabilisée, le départ de sédiment accroît le déséquilibre de

pression entre le sédiment et le fond marin, ce qui augmente la probabilité d'une nouvelle rupture à l'intérieur de la zone qui a déjà glissé. L'enchaînement des glissements conduit à une érosion du bas vers le haut et à la création d'un canyon « sans tête » (Orange *et al.*, 1997). Dans ce cas particulier, comme dans celui du canyon de Zakynthos (Hasiotis *et al.*, 2005) la sortie de fluide n'est pas suffisante pour provoquer des déstabilisations et les séismes, très courants dans les zones de contacts entre plaques, constituent le facteur nécessaire pour déclencher le phénomène (McAdoo *et al.*, 1997).

Dans le cas du canyon du Danube, de nombreuses zones de sorties de fluides ont été mises en évidence sur la plateforme externe et le rebord de pente (Egorov *et al.*, 1998). La plupart sont localisées le long du tracé du canyon et des chenaux comblés sur la plateforme antérieurement connectés au canyon (Popescu *et al.*, 2004) (figure I-7). Les profils sismiques acquis dans le canyon montrent des zones sourdes en profondeur attestant de l'expulsion de gaz. Les auteurs n'imputent pas directement la formation du canyon à la présence de fluide mais à la connexion avec un fleuve en période bas niveau marin.

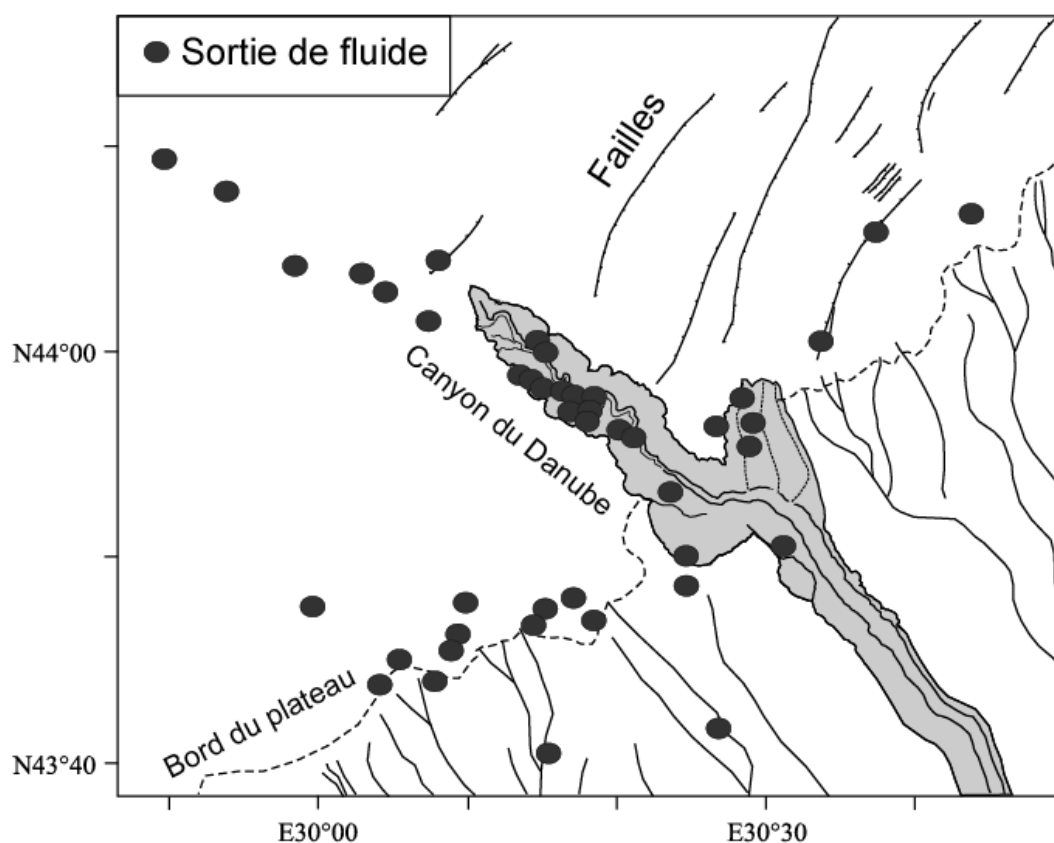


Figure I-7: Localisation des sorties de fluides au niveau de la plateforme externe de la marge de la mer Noire. Le canyon du Danube et les vallées qui incisent la plateforme sont alignés sur les sorties de fluides. Modifié de (Popescu *et al.*, 2004).

1.4.7. Le rôle de la tectonique

Dans certains cas, la tectonique peut jouer un rôle dans les processus à l'origine du creusement des canyons et leur l'évolution des canyons au cours du temps.

1.4.7.1 *Le rôle des failles*

Les failles peuvent jouer un double rôle dans l'histoire d'un canyon sous-marin. Pour la formation des canyons d'abord, les mouvements le long des failles étant très brusques, ils génèrent des déstabilisations. Lorsque ces zones de faiblesse sont à proximité d'apports sédimentaires, elles constituent le chemin le plus facile pour les écoulements gravitaires et le développement de canyons sous-marins. C'est ainsi que les canyons de Sakarya (Algan *et al.*, 2002), d'Ascension (Nagel *et al.*, 1986) ou le complexe de canyons de Kaoping (Liu *et al.*, 1993) se seraient formés. Ensuite, elles peuvent contrôler le tracé du canyon, ou certains de ses segments (Cirac *et al.*, 2001), en provoquant par exemple des déstabilisations qui obstruent le chenal provoquant la migration d'un méandre (McHugh *et al.*, 1998), voire en déplaçant des segments entiers du canyon qui peut se retrouver déconnecté de tout apport sédimentaire (Greene *et al.*, 2002).

1.4.7.2 *Subsidence et soulèvement tectonique*

Le soulèvement tectonique d'une marge va contribuer au creusement des fleuves au niveau de leur embouchure. Ce phénomène sera amplifié en période de chute niveau marin absolu. C'est la combinaison de ces deux mécanismes, soulèvement de la plateforme et la chute du niveau marin relatif qui aurait conduit à la formation du canyon de Dhorn dans la baie de Naples (Milia, 2000). A une autre échelle de temps, la mise en place du rift Australo-Antarctique a généré une période de soulèvement de la zone qui correspond aujourd'hui à la plateforme entre le Cap Leeuwin et la région d'Espérance (SO de l'Australie) pendant laquelle des fleuves y ont creusé de profondes vallées. L'ouverture rapide du rift et la subsidence associée ont créé des pentes suffisamment importantes pour que les canyons du complexe d'Albany se développent à partir des vallées des fleuves alors submergés (Exon *et al.*, 2005).

Dans un autre contexte, les canyons sous marins autour d'Hawaï sont directement connectés à des canyons aériens dans lesquelles transitent les avalanches de débris. Les études sur la subsidence de l'île ont montré que les canyons étaient d'anciens canyons aériens

enfouis par la continuelle subsidence de l'île et réutilisés comme conduits sous-marins (Moore *et al.*, 1989).

2. LES PROCESSUS D'ÉROSION, DE TRANSPORT ET DE DÉPÔTS DANS LES CANYONS SOUS-MARINS

Un canyon sous-marin traverse différents environnements (plateau interne, plateau externe, pente, etc.) qui ont chacun leur propre dynamique d'érosion, de transport et de dépôt. Cette dynamique sédimentaire est liée à des processus qui sont différents d'un environnement à un autre. Ce chapitre a pour but de faire une revue non exhaustive de ces processus sédimentaires à l'intérieur d'un canyon sous-marin depuis la tête jusqu'au pied du canyon.

On peut distinguer deux grands groupes de phénomènes capables d'éroder, de transporter et de déposer des sédiments en milieu sous-marin (figure I-8) :

- (1) les écoulements gravitaires. Sous l'influence de la pesanteur, l'excès de charge induite par les sédiments engendre un écoulement et déplace les masses d'eau dans lesquelles ces sédiments sont dispersés. L'eau est dans ce cas un partenaire passif du mélange ;
- (2) les courants de fond. Le transport, l'érosion ou le dépôt sont assurés par le mouvement des masses d'eau.

A ces deux processus s'ajoute la sédimentation marine continue constituée de la chute libre verticale (décantation) des sédiments dans la colonne d'eau.

2.1. LES ÉCOULEMENTS GRAVITAIRES DE SÉDIMENTS

Les écoulements gravitaires qui transitent par les canyons et qui permettent le transport de sédiments depuis le continent jusqu'au bassin profond ont fait l'objet de nombreuses études et beaucoup de classifications ont vu le jour (Middleton and Hampton, 1973; Stow, 1994; Mulder and Cochonnat, 1996; Shanmugam, 2000). On distingue trois mécanismes principaux en fonction du mode de support des particules : les glissements en masse, les écoulements laminaires et les écoulements turbulents.

2.1.1. Les glissements en masse

Les glissements en masse correspondent au déplacement de blocs homogènes le long d'une surface de cisaillement qui peut être plane ou courbe. Les déplacements sont limités et les dépôts associés conservent globalement leur géométrie originelle, mais sont plus ou moins affectés par des déformations (cisaillement, décollement, rotation, etc.).

2.1.2. Les écoulements laminaires

Les écoulements laminaires sont caractérisés par des concentrations et des viscosités très élevées. Plusieurs types sont décrits en fonction de la taille et de la concentration en sédiments transportés, de la matrice et de la présence de fluide : les écoulements hyperconcentrés (Mulder and Alexander, 2001), les coulées de débris, les écoulements granulaires, les écoulements fluidisés et liquéfiés (Middleton and Hampton, 1973). Ces types d'écoulements peuvent transporter une grande variété d'éléments (galets, mous d'argile, sables, galets, blocs rocheux) soit au sein d'une matrice cohésive argilo-silteuse (coulées de débris), soit en raison de l'énergie dissipée par les chocs entre les grains (écoulements granulaires), soit en raison de la surpression du fluide interstitiel (écoulements fluidisés et liquéfiés).

Les dépôts résultant d'écoulements laminaires présenteront généralement des contacts inférieurs et supérieurs très nets, dus à l'arrêt très rapide et au dépôt en masse de l'écoulement. La matrice est argileuse et représente une proportion très variable du volume total du dépôt, de moins d'1% à plusieurs dizaines de % (Shanmugam, 2000). Les sédiments peuvent présenter un granoclassement inverse qui résulte de la présence d'un gradient de vitesse croissant vers le haut et à un phénomène de classement ou de tri dynamique au cours du transport. Les particules les plus fines tombent entre les particules les plus grossières et ont ainsi tendance à les repousser vers le haut (Middleton, 1967). Mais la présence d'un granoclassement normal ou l'absence de granoclassement ont également été observés.

2.1.3. Les écoulements turbulents

Le maintien en suspension des particules dans un écoulement turbulent est assuré par la composante verticale de la vitesse. Sous ce terme d'écoulements turbulents, on peut distinguer deux catégories; les bouffées turbides et courants de turbidité et les écoulements hyperpycnaux (Middleton and Hampton, 1973).

(1) Les bouffées turbides sont des écoulements de courte durée et de faible volume, générés par une alimentation restreinte (Ravenne and Beghin, 1983). Les courants de turbidité sont caractérisés par une alimentation continue ou prolongée par l'arrière. La longueur du corps de l'écoulement est plus importante avec une queue qui est généralement très diluée.

Selon la concentration en éléments transportés, on divise ces écoulements en deux catégories (Lowe, 1982) : les courants de basse et de haute densité.

Les courants de basse densité résultent généralement d'instabilités survenant à petite échelle sur la pente continentale ou à la tête des canyons. Les sédiments mis en suspension sont généralement plutôt fins (silty-sableux et argileux).

Les courants de haute densité, également désignés par le terme Inertive Turbidity Currents (Parker, 1982) résultent de la transformation de grands glissements. Ils sont constitués d'une partie basale laminaire, correspondant à un écoulement concentré ou hyperconcentré surmontée d'une partie supérieure turbulente (Postma *et al.*, 1988; Mulder *et al.*, 1997) (figure I-8).

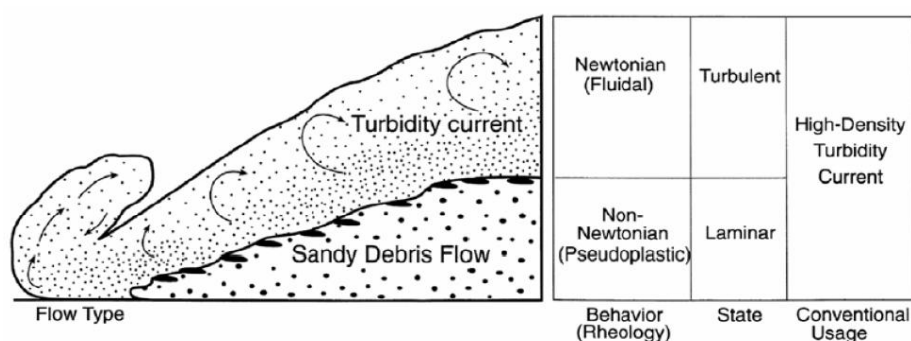


Figure I-8: Vue expérimentale d'un écoulement de haute densité (Postma *et al.*, 1988) différenciant un écoulement inférieur laminaire et un écoulement supérieur turbulent.

Mulder *et al.* (2001) suggèrent de proscrire le terme haute densité et proposent l'utilisation d'une classification des écoulements basée sur les mécanismes de transport et de dépôt, les vitesses et sur les concentrations (figure I-9). Ils définissent ainsi plusieurs types d'écoulements dont les écoulements particuliers concentrés et de turbidité. Les écoulements particuliers concentrés, caractérisés par des concentrations particulières fortes, ne sont pas dominés par la turbulence. Les particules les plus grossières sont concentrées à la base de l'écoulement (partie basale laminaire) et transportées par interaction grain à grain. Ils s'apparentent alors aux courants de haute densité.

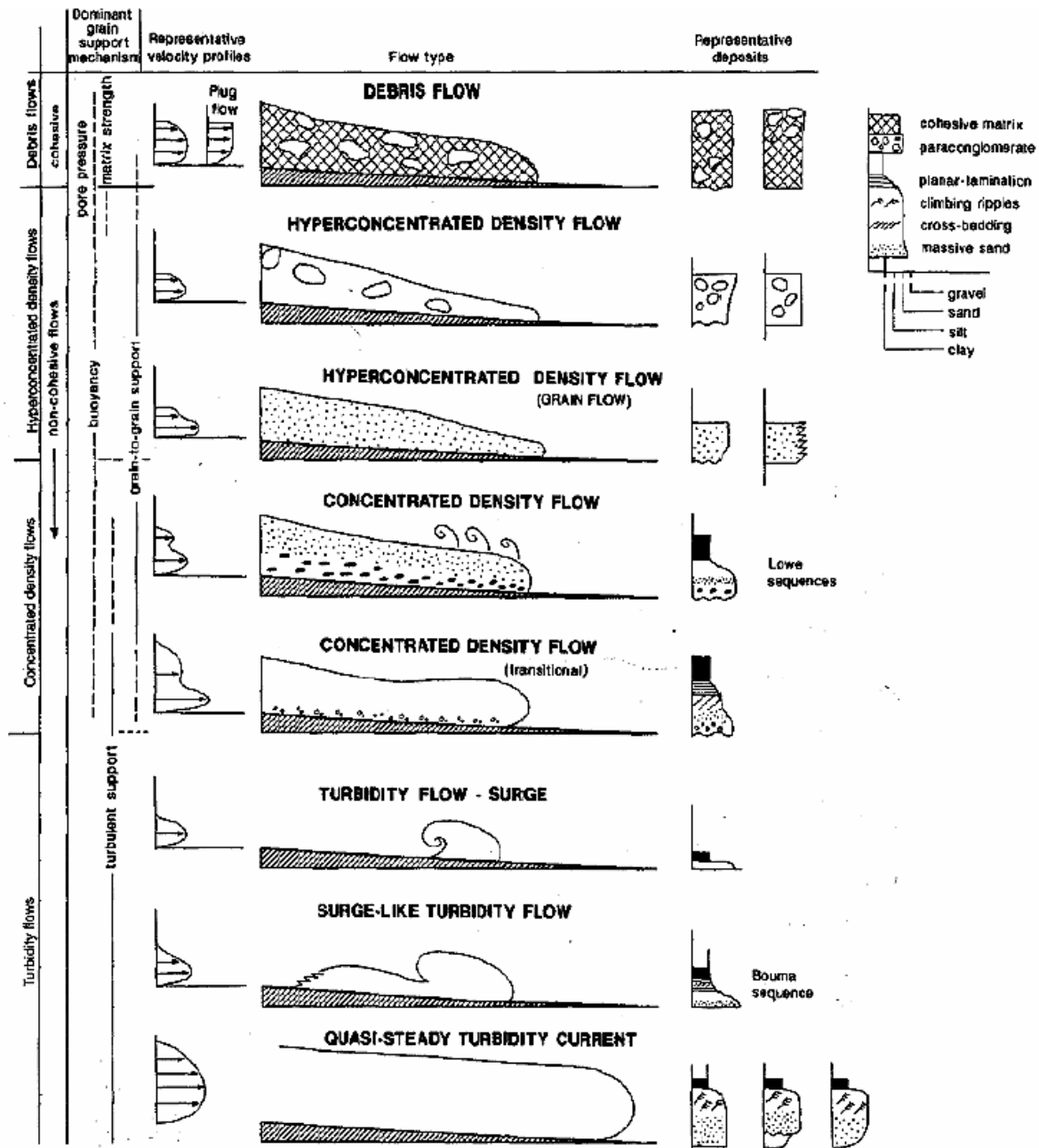


Figure I-9: Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et les dépôts associés (Mulder and Alexander, 2001).

Le dépôt des sédiments se fait à la fois par traction et décantation et s'organise en séquences. Bouma (1962) propose un modèle de succession verticale de faciès pour un dépôt turbiditique, appelée « turbidite » (figure I-10-A), mais la plupart des séquences décrites au niveau des éventails sous-marins ne correspondent pas exactement à cette définition en terme de granularité et de figures sédimentaires. C'est pourquoi, ce modèle a été complété par Stow et Shanmugam (1980) par l'ajout de subdivisions au sein du terme argilo-silteux (figure I-10-B). Lowe (1982) distingue les structures propres aux courants hyperconcentrés, en ajoutant

des subdivisions au niveau de la fraction grossière de la séquence (figure I-10-C) correspondant à du transport par traction et pouvant présenter des granoclassements inverses (Lowe, 1982).

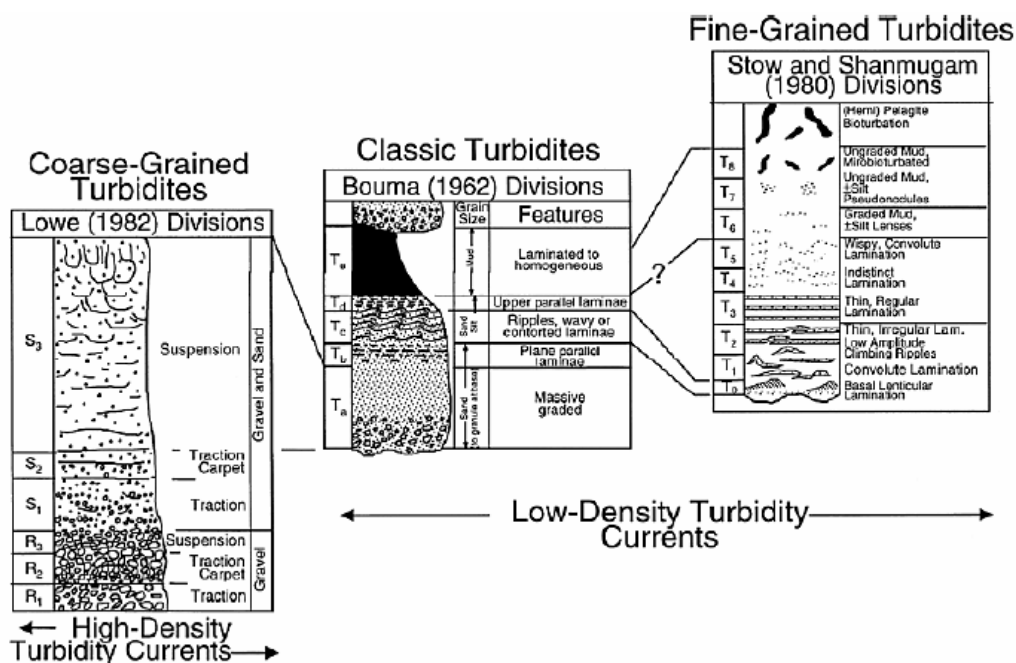


Figure I-10: Synthèse des principaux modèles conceptuels de séquences de dépôts turbiditiques. (A) turbidites classiques de la séquence de Bouma (Bouma, 1962), (B) turbidites fines (Stow and Shanmugam, 1980), (C) turbidites grossières (Lowe, 1982). D'après Shanmugam (2000).

(2) Les écoulements hyperpycniaux constituent un type particulier d'écoulements turbulents. Ils sont générés en période de crue à l'embouchure des fleuves, lorsque la charge sédimentaire en suspension transportée par l'eau douce est suffisamment élevée pour donner au mélange eau douce/sédiments une densité supérieure à celle de l'eau de mer (Normark and Piper, 1991; Mulder and Syvitski, 1995). Ces courants présentent des caractéristiques très proches de celles des courants de turbidité classiques. Ils ont une continuité importante dans le temps et leur dynamique suit celle de la crue du fleuve avec notamment une montée en charge suivie d'une décrue (Kneller, 1995). Cette dynamique particulière s'enregistre parfois au sein des dépôts (hyperpycnites) avec un granoclassement inverse en base de séquence surmonté par un granoclassement normal. Ce type de dépôt a été décrit dans le fjord de Saguenay puis dans la sédimentation récente du système turbiditique du Var (Mulder *et al.*, 1998; Mulder *et al.*, 2001b) (figure I-11). Dans certains cas, les séquences sont tronquées par érosion au moment du pic de crue et n'enregistrent que le terme à granoclassement normal. La séquence devient

alors difficilement différentiable d'une turbidite classique.

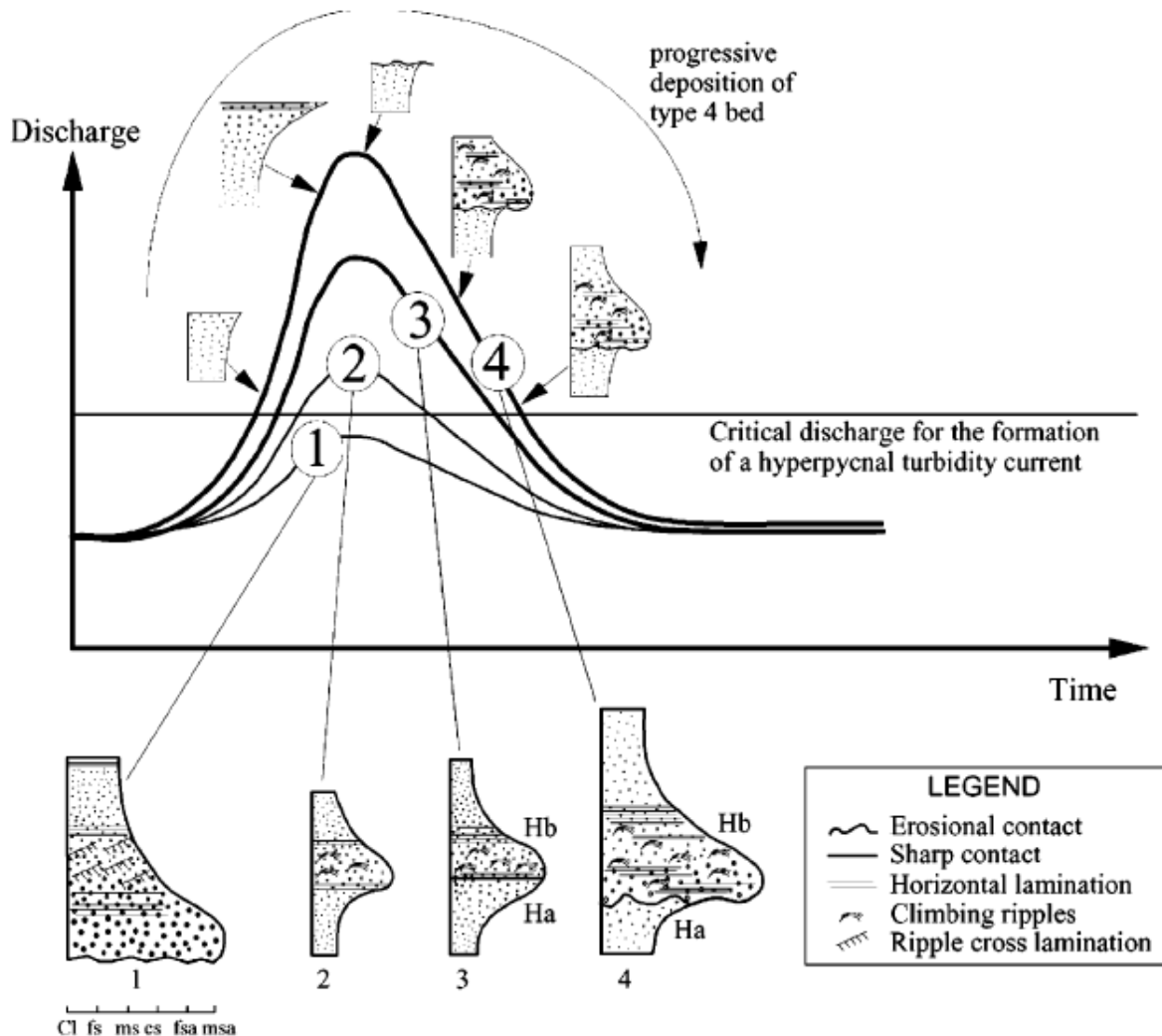


Figure I-11: Faciès et séquences de dépôts hyperpycnaux en fonction de l'intensité de la crue. Les crues de faible intensité ne peuvent créer un courant hyperpycnal mais peuvent générer une bouffée turbide. Lorsque l'intensité de la crue est suffisante, un courant hyperpycnal est produit et le dépôt associé montre un granoclassement inverse puis normal qui marque la période de montée de charge et de décrue. Au dessus d'un seuil de débit, la vitesse du courant au moment du pic de la crue provoque l'érosion de tout ou partie de l'unité à granoclassement inverse basale (Mulder *et al.*, 2003).

2.1.4. Evolution et transformation des écoulements

La dynamique d'érosion/dépôt d'un écoulement conduit à l'incorporation de fluides et au dépôt de sédiments qui peuvent provoquer sa transformation progressive. Middleton et Hampton (1973) proposent un modèle basé sur une évolution principalement spatiale de l'écoulement (figure I-12) mais qui prend peu en compte le paramètre temporel. Le modèle de Kneller (1995) est le premier à faire intervenir le facteur temps dans les

écoulements. Ce modèle basé sur six types d'écoulements turbiditiques différents, permet de prendre en compte les capacités d'érosion et de dépôts des écoulements, ainsi que l'organisation verticale et horizontale des séquences de dépôts (figure I-13). Il permet aussi d'évaluer le rôle de la topographie dans l'évolution de la dynamique des écoulements et donc des dépôts associés.

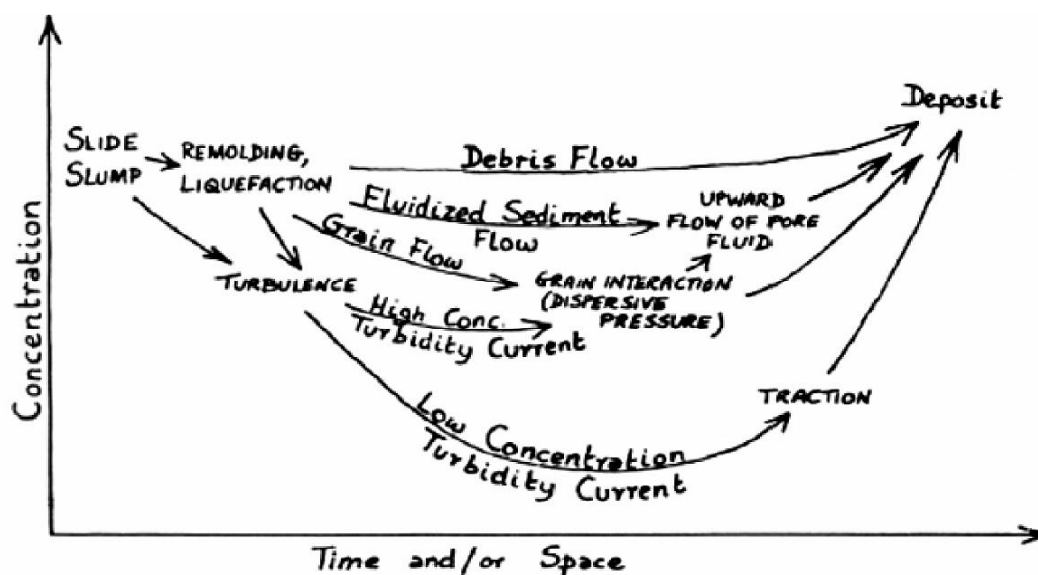


Figure I-12: Modèle d'évolution d'un écoulement gravitaire en fonction du temps et/ou de l'espace (Middleton and Hampton, 1973).

Mulder et Alexander (2001) soulignent la complexité des classifications des écoulements en raison des transformations de ceux-ci entre la source et le dépôt final, qui peuvent être séparés de plusieurs centaines de kilomètres. De nombreux mécanismes peuvent se succéder à l'intérieur d'un même courant, et le dépôt ne reflète alors qu'un état ponctuel de l'écoulement.

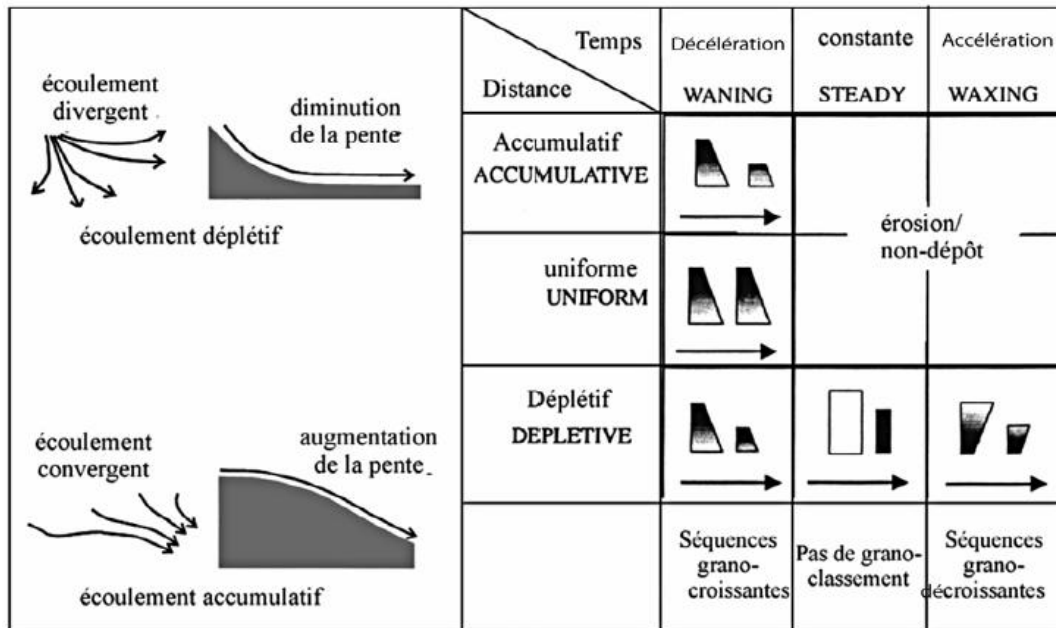


Figure I-13: Le modèle de Kneller (1995) : évolution temporelle et spatiale des écoulements et les dépôts associés.

2.2. LES COURANTS DE FOND

Plusieurs types de courants marins sont à l'origine de la mise en mouvement des masses d'eau près du fond : (1) les courants de marée, (2) les courants induits par les vents, (3) les ondes internes, (4) les courants de contour.

2.2.1. Les courants de marée et la marée interne

La marée est un mouvement oscillatoire de la surface de la mer, dû à l'attraction conjointe de la lune, du soleil et des autres astres sur les masses d'eau. De manière générale la marée est semi-diurne avec deux périodes de flot (marée montante) et de jusant (marée descendante) toutes les 24h50.

Lorsque les courants de marée rencontrent un obstacle topographique, ou bien subissent la diminution de la tranche d'eau, la composante verticale de la marée induit des oscillations dans les masses d'eau plus profondes de densité différentes. Les ondes se propagent ensuite le long des surfaces qui séparent des eaux de densité différentes (pycnoclines), à des profondeurs variables au sein de la colonne d'eau. Ce phénomène est appelé marée interne. Le contraste de densité entre deux eaux étant moindre que celui entre l'air et l'eau, les ondes générées ont une amplitude beaucoup plus grande (pouvant atteindre la centaine de mètres) et une période plus élevée (quelques heures à quelques jours).

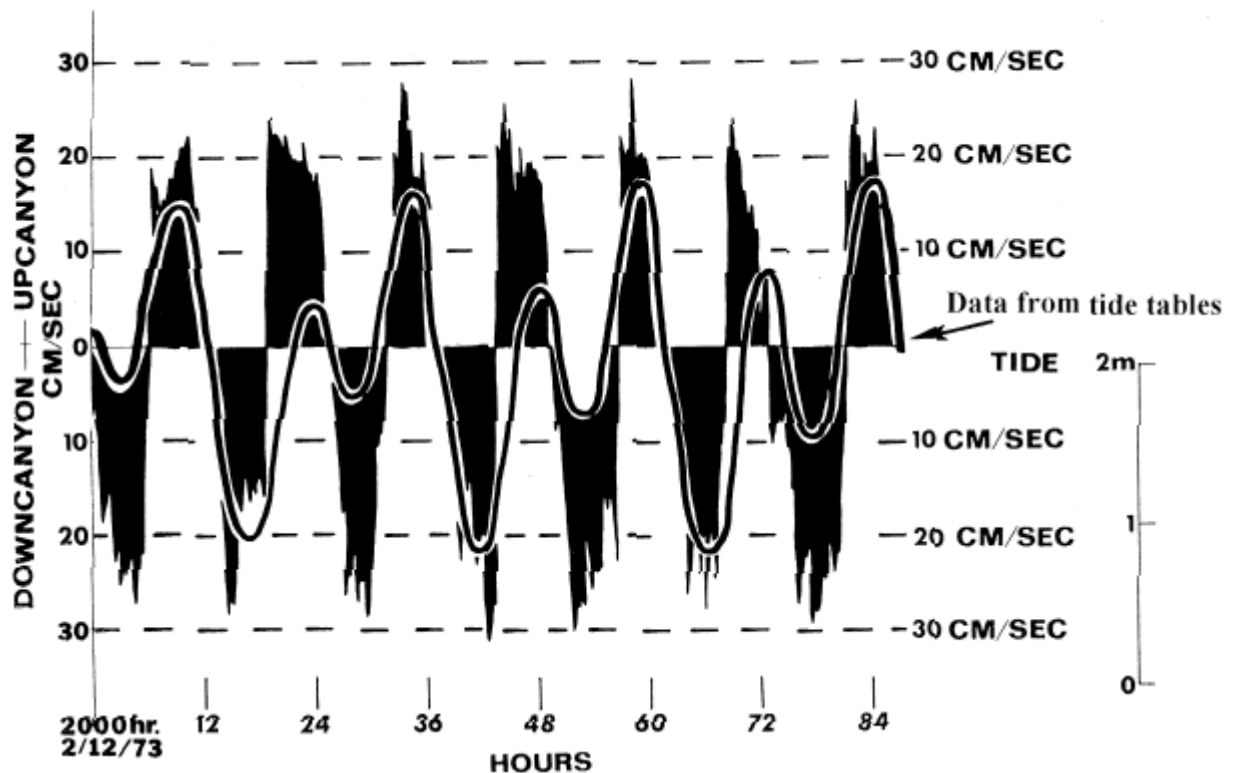


Figure I-14 : Vitesse et direction des courants dans le canyon de Hueneme (Californie) à 448 m de profondeur montrant la corrélation avec les données de marée indiquées par les tables. Modifié de (Shepard *et al.*, 1979).

La propagation de ces ondes vers la côte entraîne leur déferlement lorsque la pycnocline intercepte le fond marin (Wunsch, 1969) et conduit à la formation de courants. Les canyons sous-marins constituent des « pièges » pour les ondes de marée interne car les pentes des canyons les réfléchissent vers le fond du canyon. Dans le cas d'ondes qui se propagent le long de l'axe du canyon, elles se trouvent aussi amplifiées par la diminution de la largeur du canyon (Petruccio *et al.*, 1998) en remontant vers la tête. De nombreux enregistrements de vitesse et de direction de courants dans plusieurs canyons appartenant à des marges différentes (Shepard *et al.*, 1979) ont mis en évidence des courants oscillatoires avec des composantes semi-diurnes et diurnes qui ont été reliées aux cycles de marée (figure I-14) et attribuées à la marée interne. Ces données, synthétisées par Shanmugam (2003), ont permis de montrer l'impact de la marée depuis la côte jusqu'à 4200 m de profondeur avec des valeurs de vitesse près du fond oscillant en moyenne entre 25 et 50 cm/s avec des maxima pouvant atteindre 75 cm/s. Les mesures de courants près du fond dans le cas du canyon de Monterey (Petruccio *et al.*, 1998), montrent un décalage de quelques heures entre les marées hautes et basses à la surface et la marée interne. Ce décalage est imputé à la distance du courantomètre

par rapport au(x) site(s) de générations des ondes de marée internes. Les directions de courants ascendants et descendants ne sont pas directement opposées dans le canyon de Monterey et peuvent être expliqués par la bathymétrie locale ou bien par la proximité du courantomètre avec le flanc du canyon (Petruccio *et al.*, 1998).

La nature et la vitesse de ces courants produits par la marée interne peut influencer la dynamique sédimentaire régionale sur la plateforme en prévenant le dépôts de sédiments fins voire en érodant le fond marin (Cacchione *et al.*, 2002). Localement, la marée interne peut conduire à la formation de structures sédimentaires (dunes sableuses ou silteuses) en tête de canyon par l'amplification de ces ondes liée à la diminution de la largeur du canyon. C'est le cas dans la tête du canyon de Navarinsky en Mer de Béring (Karl *et al.*, 1986) ou d'un canyon dans le détroit de Makassar en Indonésie (Nummedal, 2001). Shanmugam (2003) impute à la marée interne la formation de structures sédimentaires caractéristiques des zones influencées par les marées, comme les doublets argileux, qui ont tendance à s'organiser en barres allongées parallèles aux courants.

2.2.2. Les courants induits par le vent

2.2.2.1 *Les courants dus à la houle et aux vagues*

Le frottement exercé par le vent sur l'eau est à l'origine de la formation de la houle. Au fur et à mesure que les vagues se propagent, la période de la houle va augmenter (figure I-15). Les ondes les plus longues se propageant le plus rapidement, les côtes exposées aux houles océaniques verront en premier les trains de houle les plus longs. C'est très souvent le cas sur la côte aquitaine mais pas en Méditerranée où la distance de propagation (le fetch) est trop courte. Les ondes les plus courtes se dissipant plus rapidement, on observe une augmentation de la période moyenne des vagues. Ainsi au fur et à mesure de leur propagation, les trains de houle vont s'allonger (augmentation de la période T et de la longueur d'onde B). C'est pourquoi on rencontre les houles les plus longues sur les océans les plus vastes. En rencontrant la côte, l'énergie des vagues va également être diffusée en étant transférée dans les autres directions de propagation. Par exemple le champ de vagues formé par le Mistral en Méditerranée (généralement de secteur N-NW en mer) va aussi induire une faible houle d'Est sur la côte du Languedoc et une faible houle d'Ouest sur les côtes varoises.

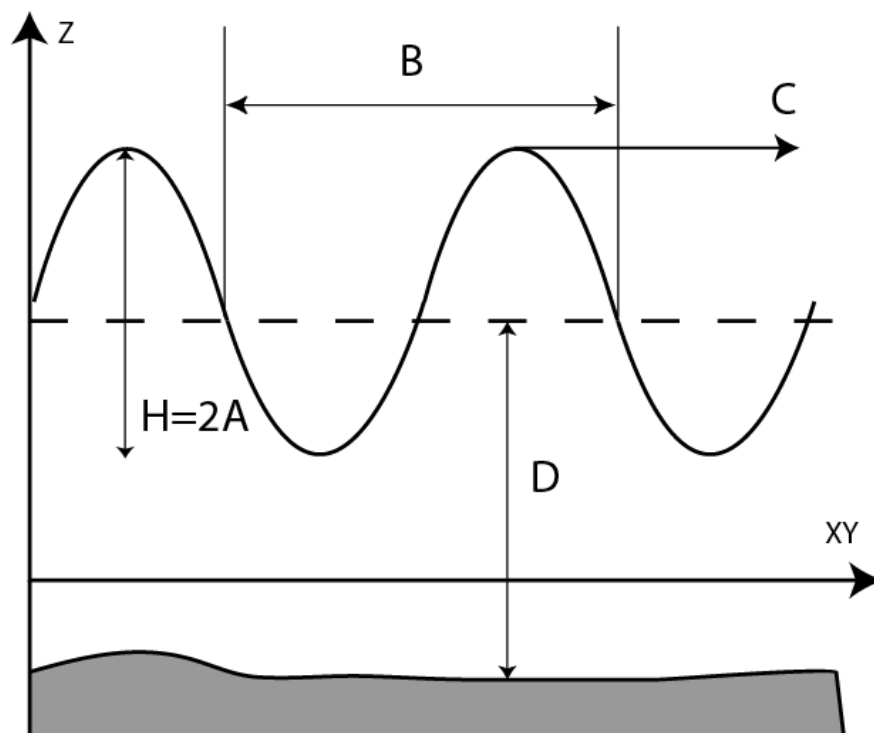


Figure I-15 : Représentation des paramètres caractéristiques des vagues. L'onde a une hauteur H ($H = 2A$, où A est l'amplitude), une période T , une longueur d'onde B , un nombre d'onde k (avec $k = 2\pi/B$) et se propage dans une profondeur d'eau moyenne D à une vitesse C .

La houle ne peut se propager à sa vitesse maximum que lorsque la profondeur est suffisante. Dès que celle-ci est inférieure à la moitié de la longueur d'onde, les creux sont freinés par rapport aux crêtes, les vagues déferlent.

Le mouvement oscillatoire de la houle génère des courants oscillatoires qui dépendent de la hauteur de la houle. Ainsi, selon les équations de Lacombe (1965), une houle de 5 m induit des vitesses oscillatoires de 30 à 100 cm/s à une profondeur de 20 m, de 2 à 15 cm/s à 50 m et de moins de 1 cm/s à 100 m. Ce processus est capable de remettre en suspension des particules. Lorsque la profondeur est faible, les orbitales se déforment et deviennent elliptiques. Un mouvement de va-et-vient apparaît sur le fond qui peut déplacer les particules. Lorsque la profondeur devient très faible, comme sur une plage, la vague se déforme, la partie supérieure se déplace plus vite que celle frottant sur le fond et la vague se casse ou déferle en produisant une libération d'énergie. Les hauteurs de houle définissent deux profondeurs de limite d'action des vagues, la limite d'action des vagues de beau temps (qui limite la zone d'avant plage et l'offshore supérieur) et la limite des vagues de tempêtes (qui limite l'offshore supérieur et l'offshore inférieur) (figure I-16). Les houles et particulièrement les houles de tempêtes sont un facteur très important dans la remobilisation de sédiments sur la plateforme.

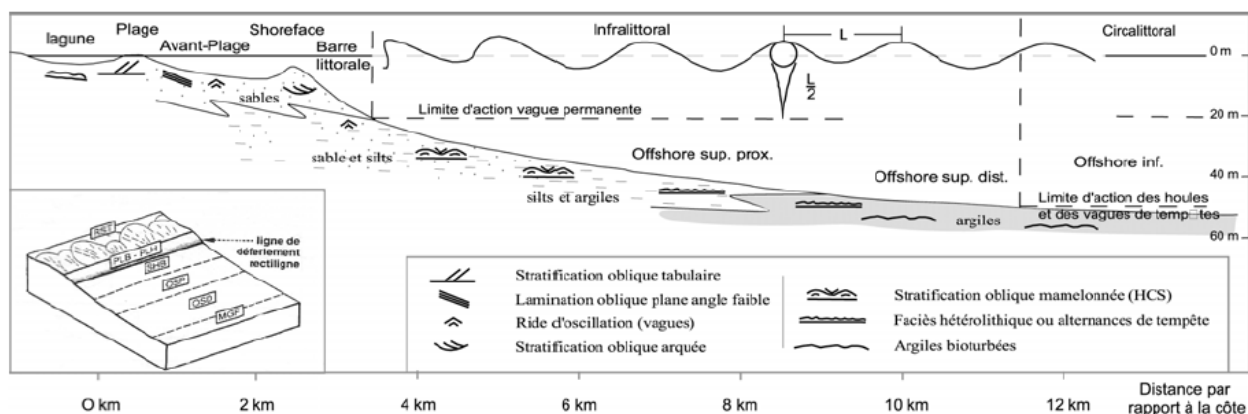


Figure I-16 : Distribution des faciès et processus sédimentaires sur un littoral dominé par les houles. Dans (Rabineau, 2001), d'après Reading *et al.* (1996); (Walker and Plint, 1992), (Homewood *et al.*, 1992).

Lorsque la cambrure de la houle atteint une valeur limite elle devient instable et déferle. Une vague se forme. La houle et les vagues engendrent sur la côte trois types de courants qui ont une vitesse et donc une capacité de transport très importante (figure I-17): (1) le courant de retour ; (2) la dérive littorale ; (3) les courants sagittaux.

(1) Le courant de retour, aussi appelé courant de compensation, est présent sur toutes les côtes exposées aux houles. En milieu côtier le train de houle poussé par le vent transporte de l'eau qui s'accumule le long du littoral provoquant une surcote d'eau. Le courant de retour permet donc de compenser cet apport d'eau en transportant les masses d'eau vers le large

(2) Dans le cas d'une plage plane et homogène, les houles obliques vont générer un courant parallèle à la plage en lors du déferlement. Ce courant est appelé courant de dérive littorale, et son intensité est maximale derrière le point de déferlement. Les courants de dérive ont une capacité de transport très importante, ainsi la dérive dirigée vers le sud de la côte aquitaine transporte plus de 500 000 m³ de sable (Froidefond *et al.*, 1983). Sur la côte ouest du Nigéria, cette valeur peut atteindre 1 million de m³ (Ihenyen, 2003).

(3) Le courant sagittal est un courant violent, intense et étroit dirigé vers le large qui transporte de grandes quantités de sédiments (Cook, 1970; Inman *et al.*, 1971). Ces courants sagittaux sont associés à des structures tourbillonnaires complexes (Sous *et al.*, 2004). Plusieurs mécanismes ont été évoqués pour expliquer la formation des courants sagittaux. On peut citer par exemple la variabilité du forçage des vagues parallèlement à la côte (Bowen, 1969; Dalrymple, 1978) ou encore les interactions vague-courant (Dalrymple and Loranzo, 1978). En fait l'hydrodynamique, et en particulier l'occurrence des courants

sagittaux, est principalement contrôlée par la bathymétrie locale (comme les baïnes que l'on voit par exemple le long de la côte atlantique).

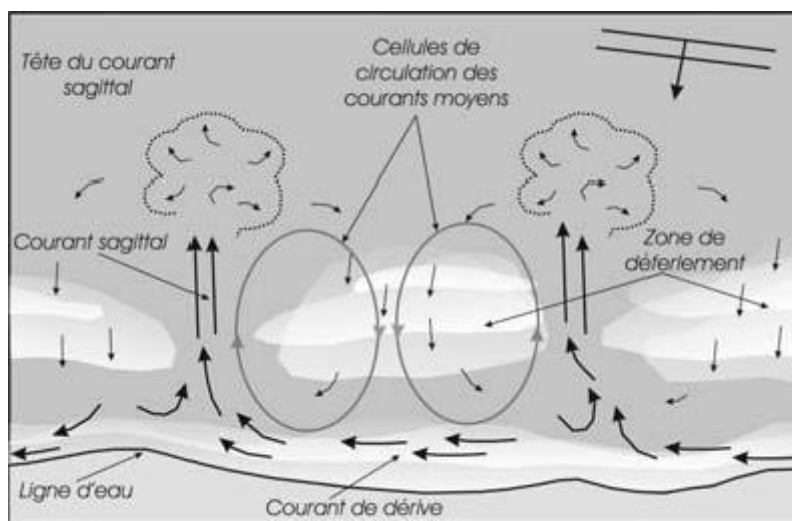


Figure I-17 : Schématisation des courants induits par la houle au-dessus d'une plage à barre, en présence d'une houle d'incidence faiblement oblique (Castelle, 2004).

2.2.2.2 Les plongées d'eaux denses : le cascading

Le refroidissement et l'évaporation à la côte des eaux de surface par des vents froids et secs contribuent à la création d'un contraste de densité entre ces eaux et les eaux plus profondes. Si ce contraste est assez fort, les eaux de surface plongent. La différence de densité permet le transit de ces eaux denses à travers le plateau continental puis plus en profondeur le long de la pente, principalement *via* les canyons sous-marins, jusqu'à ce qu'elles atteignent leur équilibre hydrostatique. Ce processus, appelé plongées d'eau dense (cascading), se rencontre sous toutes les latitudes (Ivanov *et al.*, 2004; Durrieu de Madron *et al.*, 2005).

L'importance de ce phénomène est liée à la largeur et à la profondeur de la plateforme. Les plateformes très larges et très profondes, comme celles autour de l'Antarctique, génèrent des écoulements d'eaux denses à grande échelle. Sur les plateformes des régions plus tempérées, les écoulements ont des tailles plus modérées (Ivanov *et al.*, 2004).

Sur la plateforme, les eaux denses ne se déplacent pas rapidement à cause de la faible pente (Shapiro and Hill, 1997). Les vitesses enregistrées ne dépassent pas 15 cm/s (Estournel *et al.*, 2005). Dans la pente les vitesses sont plus importantes et peuvent dépasser 30 cm/s (Ivanov *et al.*, 2004). A l'intérieur des canyons elles peuvent atteindre 60 cm/s (Bethoux *et al.*, 2002).

La durée des épisodes de plongés d’eaux denses varie de quelques heures à plusieurs mois. Elle dépend de la durée des phénomènes climatiques à l’origine de leur formation.

Les caractéristiques de ces écoulements sont variables. Les profils de température et de densité sur la pente montrent des hauteurs d’écoulement allant de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres (Ivanov *et al.*, 2004; Durrieu de Madron *et al.*, 2005). La formation d’eaux denses peut se faire sur toute la largeur de la plateforme. L’écoulement qui en résulte, très large est contraint dans son cheminement vers le plateau externe par l’hydrodynamique locale. (Dufau-Julliand *et al.*, 2004).

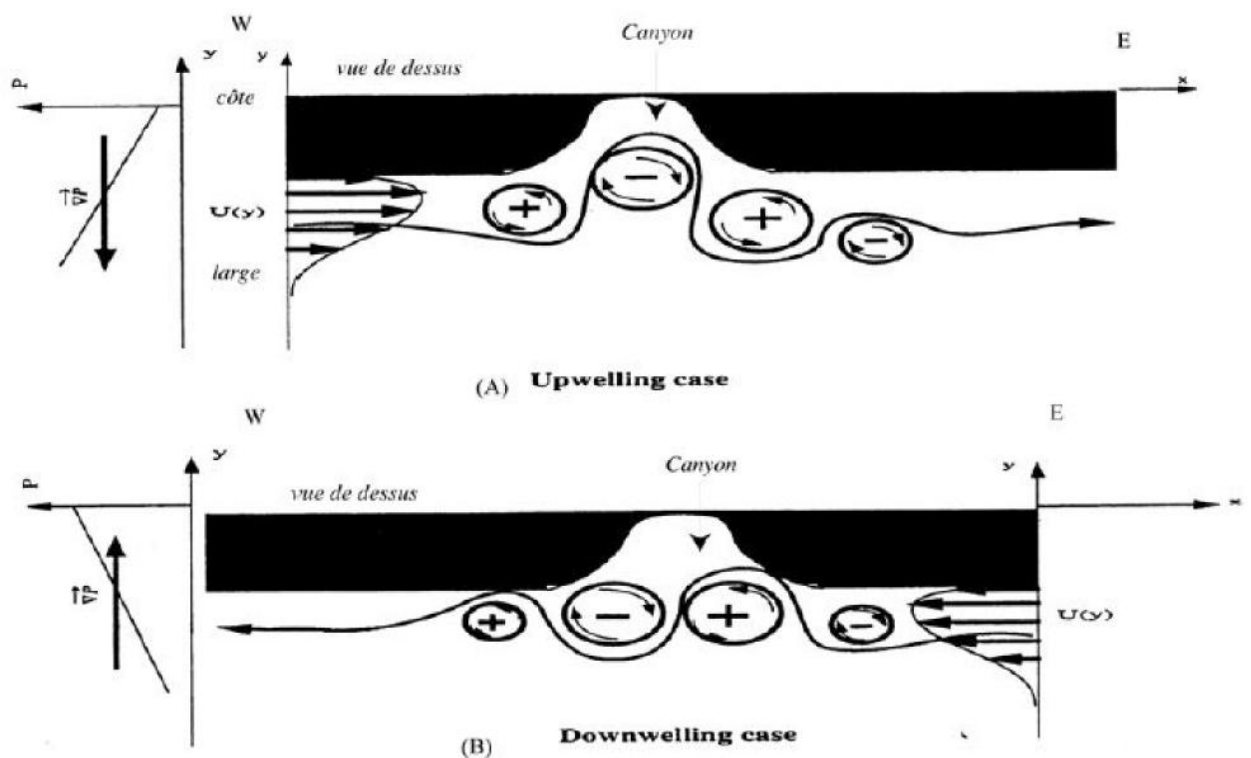


Figure I-18: Effet d’un canyon sur un courant perpendiculaire à celui-ci. (A) Le courant va d’Ouest en Est, il passe au dessus du canyon en décrivant la trajectoire indiquée par la flèche. A l’entrée du canyon, il plonge (+ : mouvement cyclonique correspondant à une plongée d’eau). Au fond du canyon, il remonte (- : mouvement anticyclonique correspondant à une remontée d’eau), c’est le mouvement le plus marqué. Dans ce cas le gradient de pression est vers le large. En regardant la côte, le courant s’écoule vers la droite (à cause de la force de Coriolis). (B) Cas inverse, le courant va d’Est en Ouest, le mouvement de plongée est le plus marqué. Dans ce cas le gradient de pression est vers la côte, le courant s’écoule vers la gauche. D’après (Chérubin, 2000)

2.2.3. Les courants de contour

Les courants de contour sont des courants géostrophiques, générés par la circulation thermohaline globale, qui circulent le long des pentes continentales parallèlement aux isobathes (Stow *et al.*, 2002). La morphologie complexe de la pente, notamment la présence de canyons sous marins, peut interagir avec le courant de contour et générer des déviations locales du courant de contour, la formation de méandres dans le courant et ainsi induire des courants de fonds descendant ou remontant le canyon (Sammari *et al.*, 1995; Arduin *et al.*, 1999). L'effet des canyons dépend de la largeur du canyon par rapport au courant, du nombre de canyons alignés et de l'incidence du courant par rapport aux flancs des canyons. Ces facteurs influent sur la génération et la direction de courants à l'intérieur du canyon. (Chérubin, 2000). Ces phénomènes ont été mis en évidence dans le canyon du Grand-Rhône (Durrieu de Madron, 1992).

CHAPITRE II

-

MATERIELS ET METHODES

Cette étude porte sur deux canyons sous-marins qui appartiennent à deux marges différentes. Les missions dans le Golfe de Gascogne, sur le canyon de Capbreton ont été conduites par l'université Bordeaux 1 sur des bateaux Ifremer. Le jeu de données a été acquis principalement lors des projets ITSAS et PROSECAN. Les missions Itsas sont au nombre de 6 et s'échelonnent de 1998 à 2002. Deux missions Prosecan ont suivi en 2003 et 2004. D'autres données ont été utilisées suite aux missions OXYBENT, SEDICAN et PROTAGO (tableau II-1).

Missions	Année	Positionnement	Matériel
Itsas 1	1998	GPS Différentiel	EM 1000 Sparker Sondeur 3,5 kHz
Itsas 4	2000	GPS Différentiel	Carottages
Itsas 5	Mai 2001	GPS Différentiel	EM 1000 Sparker Küllenberg
Itsas 2	Juin 2001	GPS Différentiel	EM 300 Sondeur 2,5 kHz Sondeur 3,5 kHz 6 traces Küllenberg
Itsas 6	2002	GPS Différentiel	EM 1000 Sparker
Prosecan 1	2003	GPS Différentiel	EM 1000 Sparker Küllenberg Pose des courantomètres
Prosecan 2	2004	GPS Différentiel	EM 1000
Oxybent	?	GPS Différentiel	Multitubes
Sedican	?	GPS Différentiel	Multitubes
Protago	Mars 2004	GPS Différentiel	Récupération des courantomètres

Tableau II-1 : Tableau récapitulatif des données relatives au canyon de Capbreton, utilisées dans cette étude.

Les données concernant le canyon Bourcart s’inscrivent dans le projet « Golfe du Lion » de l’Ifremer. La majorité des données provient des missions CALMAR99, STRATAFORM et GMO2-CARNAC. Des données acquises lors de missions antérieures, BASAR 1, 2 et 3 et postérieure CALIMERO et BEACHMED ont aussi été utilisées (tableau II-2).

Missions	Année	Positionnement	Matériel
Basar 1	1994	GPS Différentiel	Sparker
Basar 2	1995	GPS Différentiel	Sparker
Basar 3	1998	GPS Différentiel	Sparker
Calmar99	1999	GPS Différentiel	Sparker Sondeur
Strataform	Avril 2002	GPS Différentiel	Sparker Sondeur 2,5 kHz Chirp Küllenber Interface
GMO2-Carnac	Octobre 2002	GPS Différentiel	Chirp Interface
Calimero		GPS Différentiel	Sparker Chirp
Beachmed		GPS Différentiel	Sparker Chirp

Tableau II-2 : Tableau récapitulatif des données relatives au canyon Bourcart, utilisées dans cette étude.

Ce chapitre présente les différents outils d’acquisition de ces données, une description de la base de données ainsi que les méthodes d’exploitation de celles-ci.

1. DESCRIPTION DES OUTILS D'ACQUISITION ET DES DONNÉES

1.1. LE POSITIONNEMENT

Depuis une quinzaine d'années, les développements techniques des systèmes GPS (Global Positioning System) et DGPS (Differential Global Positioning System) permettent de fiabiliser le positionnement des navires et donne une résolution spatiale de 3 m.

1.2. LES SONDEURS MULTIFAISCEAUX

Un sondeur multifaisceaux est un système acoustique fixé sous le bateau qui permet d'obtenir de manière précise et rapide des relevés topographiques du relief sous-marin (bathymétrie) et des images sonar présentant la réflectivité locale du fond (imagerie). Les caractéristiques des sondeurs multifaisceaux sont tirées de la documentation en ligne du site Web de l'ifremer (www.ifremer.fr/flotte).

Le sondeur émet une impulsion sonore au travers d'un lobe d'émission étroit dans la direction longitudinale (de l'ordre de 1 à 5 degrés) et large transversalement (typiquement 150 degrés). La réception se fait à l'aide de faisceaux étroits dans le plan transversal (de l'ordre de 1 à 5 degrés). Pour chaque faisceau de réception, la zone du fond explorée ("pastille insonifiée") est l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception, c'est la technique des faisceaux croisés (figure II-1). La largeur de la bande insonifiée par tous les faisceaux est égale à 5 ou 7 fois la profondeur d'eau.

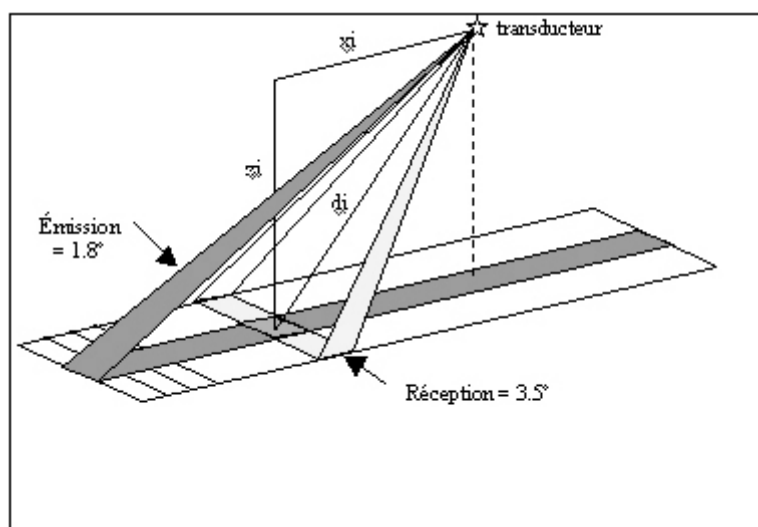


Figure II-1: La technique des faisceaux croisés.

Les données bathymétriques utilisées dans cette étude sont des compilations de levés bathymétriques acquis par des sondeurs multifaisceaux EM1000 et EM300 (tableau II-3). La résolution spatiale (distinction de deux objets proches) liée à la finesse des faisceaux, est de 20 x 20 m pour l'EM300 et de 30 x 30 m pour l'EM1000 au niveau des faisceaux centraux. La précision (estimation de la profondeur) est de 1 m pour l'EM300 et de 0,5 m pour l'EM1000 au niveau des faisceaux centraux.

Sondeur	EM300	EM1000
Plage de profondeur	20-4000 m	20-1500 m
Fréquence	32 kHz	95 kHz
Nombre de faisceaux	135	60
Ouverture angulaire	140°	150°
Largeur des faisceaux (émission x réception)	1 x 2°	3 x 3°
Campagnes	Itsas 2	Itsas 1, Itsas 5, Itsas 6, Prosecan 1, Prosecan 2, Calmar99, Strataform

Tableau II-3 : Caractéristiques techniques des sondeurs multifaisceaux EM300 et EM1000 et liste des campagnes durant lesquelles ils ont été utilisés.

1.3. LES DONNÉES SISMIQUES

Les profils sismiques analysés dans cette étude utilisent le principe de la sismique réflexion (figure II-2). Une source sismique en surface crée un train d'ondes acoustiques qui se propagent dans toutes les directions. Lorsque le train d'ondes atteint une interface entre deux milieux d'impédance différente (impédance = vitesse des ondes x densité du milieu qu'elles traversent), une partie du train d'ondes se réfléchit et est enregistré en surface par un ou plusieurs récepteurs sismiques (monotrace ou multitraces). L'énergie enregistrée par les capteurs est proportionnelle à l'amplitude du signal émis par la source et au contraste d'impédance qui existe entre les deux milieux (valeur absolue du coefficient de réflexion). Dans le cas de la sismique THR que nous utilisons, le coefficient de réflexion peut être affecté de manière significative par la rugosité de l'interface qui peut être du même ordre de grandeur que la résolution requise (Mosher and Shimpkin, 1999) L'autre partie du train d'ondes

continue à se propager dans les milieux sous-jacents perdant une partie de son énergie à chaque interface rencontrée par réflexion ou diffraction jusqu'à atténuation complète de l'énergie.

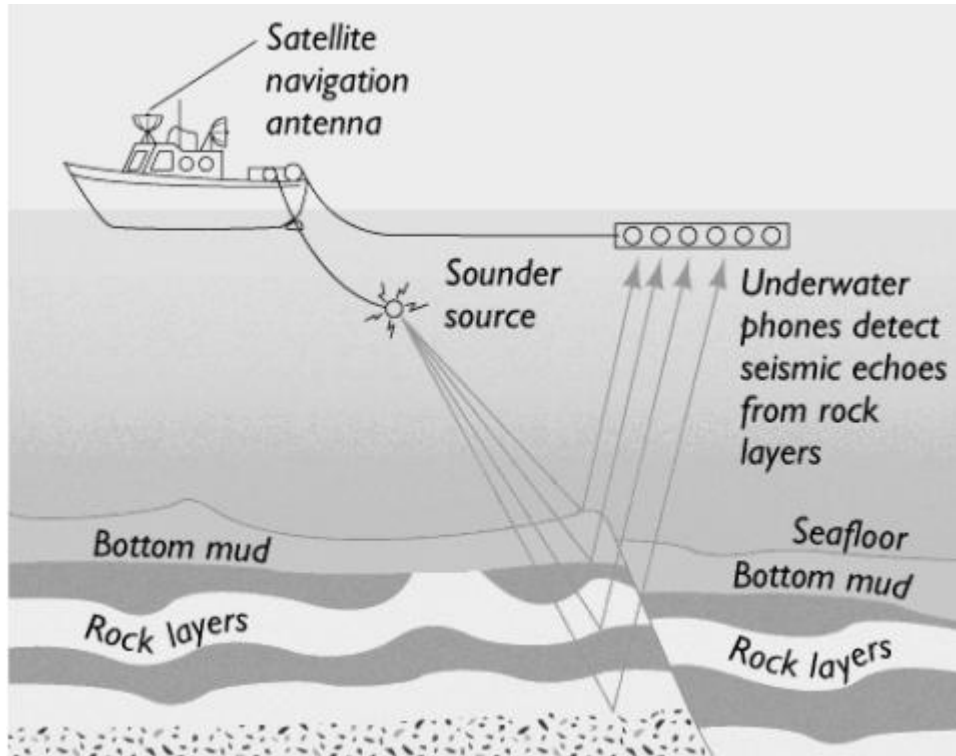


Figure II-2 : Propagation des ondes acoustiques dans le sous-sol.

La propagation des ondes dans le sol (la pénétration) et la capacité de ce train d'ondes à discriminer deux objets (la résolution) sont fonctions de la fréquence d'émission des ondes acoustiques. Les fréquences de 50 à 400 Hz permettent une pénétration de 500 à 2000 m avec une résolution verticale de 10-15 m. Les fréquences de 300 à 2000 Hz pénètrent moins 50-200 m mais ont une résolution verticale de l'ordre de 1m.s

1.4. L'ACQUISITION DE PROFILS TRES HAUTE RESOLUTION (THR)

Dans le cas de la méthode Sparker («étinceleur»), le signal émis correspond à une décharge électrique de plusieurs milliers de volts (4000 V). La source de type *Sparker-SIG* 1580 possède une fréquence utile variant entre 500 et 2000 Hz pour une puissance de 700 joules. L'énergie libérée crée une bulle par cavitation qui envoie un signal vers le fond. La

récupération de l'information s'effectue grâce l'assemblage de quatre hydrophones contenus dans une flûte sismique configurée en monotrace.

Les profils THR acquis au sparker 700 joules (SIG) ont une résolution approchant le mètre et une pénétration de l'ordre de quelques centaines de mètres dépendant de la nature du substratum.

1.5. LE SONDEUR DE SEDIMENTS, 2,5 KHZ ET CHIRP

Le sondeur de sédiments (*Chirp*) est un système émetteur récepteur (configuration monostatique) qui est fixé sous la coque du navire. Il était remplacé par le 2,5 kHz la nuit (pour cause de nuisances sonores). Son signal cherche à se rapprocher le plus possible du *pulse* très bref d'une source idéale qui fournirait assez d'énergie dans toutes les fréquences (Mosher and Shimpkin, 1999).

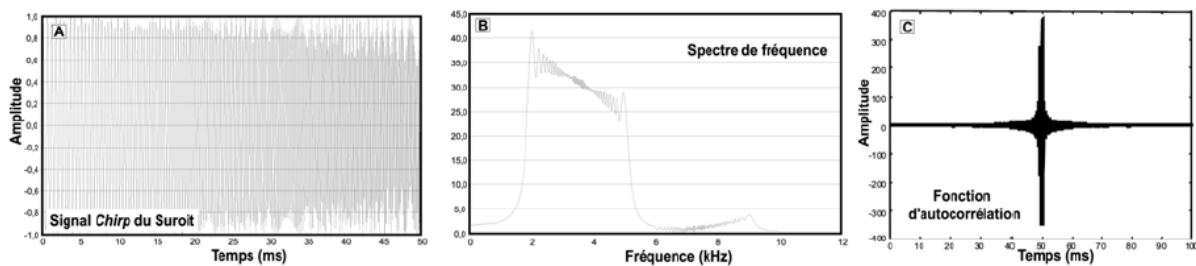


Figure II-3 : Exemple d'acquisition à bord du navire d'exploration d'Ifremer N/O Le Suroît. (A) Signal *Chirp* émis pendant la mission Strataform. (B) Signature spectrale montrant les modulations de fréquence entre 2,0 et 5,2 KHz. (C) Résultat de la fonction d'autocorrélation du signal par lui-même.

L'émission, obtenue à partir du sondeur du Suroît, correspond à celle d'une impulsion longue (50 ms), modulée linéairement en temps et en fréquence (Schock *et al.*, 1989). Ainsi le spectre fréquentiel correspond à une porte rectangulaire ($\Delta f = 3200$ Hz, $f_{\min} = 2000$ Hz et $f_{\max} = 5200$ Hz). La réponse impulsionnelle terrestre (avec du bruit) est soumise à une autocorrélation avec l'onde émise (figure II-3) préalablement enregistrée. Cette compression d'impulsion (réduite de 80 fois au pic de corrélation) permettra d'augmenter la résolution verticale (Dubois, 2001). La largeur de la bande passante en émission du *Chirp* autorise une meilleure résolution (haute fréquence) en surface et également une augmentation de la pénétration (basse fréquence). Le signal, modulé en fréquence, permet ainsi d'obtenir une définition verticale de l'ordre de 30-50 cm dans le meilleur des cas (Hearn and Hendrick, 2001; Quinn *et al.*, 1998). En effet, aux fréquences voisines de 3,6 kHz, l'absorption est relativement importante et la profondeur de pénétration n'excède pas la

centaine de mètres dans les argiles. L'utilisation des sondeurs de sédiments est spécialement intéressante dans les zones de sédiments meubles, où ils donnent des résultats spectaculaires, alors que leurs performances sur des zones sableuses ou rocheuses sont limitées (Lurton, 2002). La résolution horizontale caractéristique de ces systèmes est de l'ordre de 1 à 2 m (Quinn *et al.*, 1998). Il faut noter une chose, qui peut avoir des conséquences pour l'interprétation : les réflexions sur le fond, fournies par un système *Chirp*, fluctuent en polarité entre deux traces adjacentes. La cause de ces artéfacts pourrait provenir de changements dans le gradient des impédances acoustiques ou dans l'épaisseur des couches dans les sédiments les plus superficiels (Bull *et al.*, 1998).

Les figures 4, 5 et 6 montrent la localisation des profils dans le canyon de Capbreton et le canyon Bourcart, respectivement.

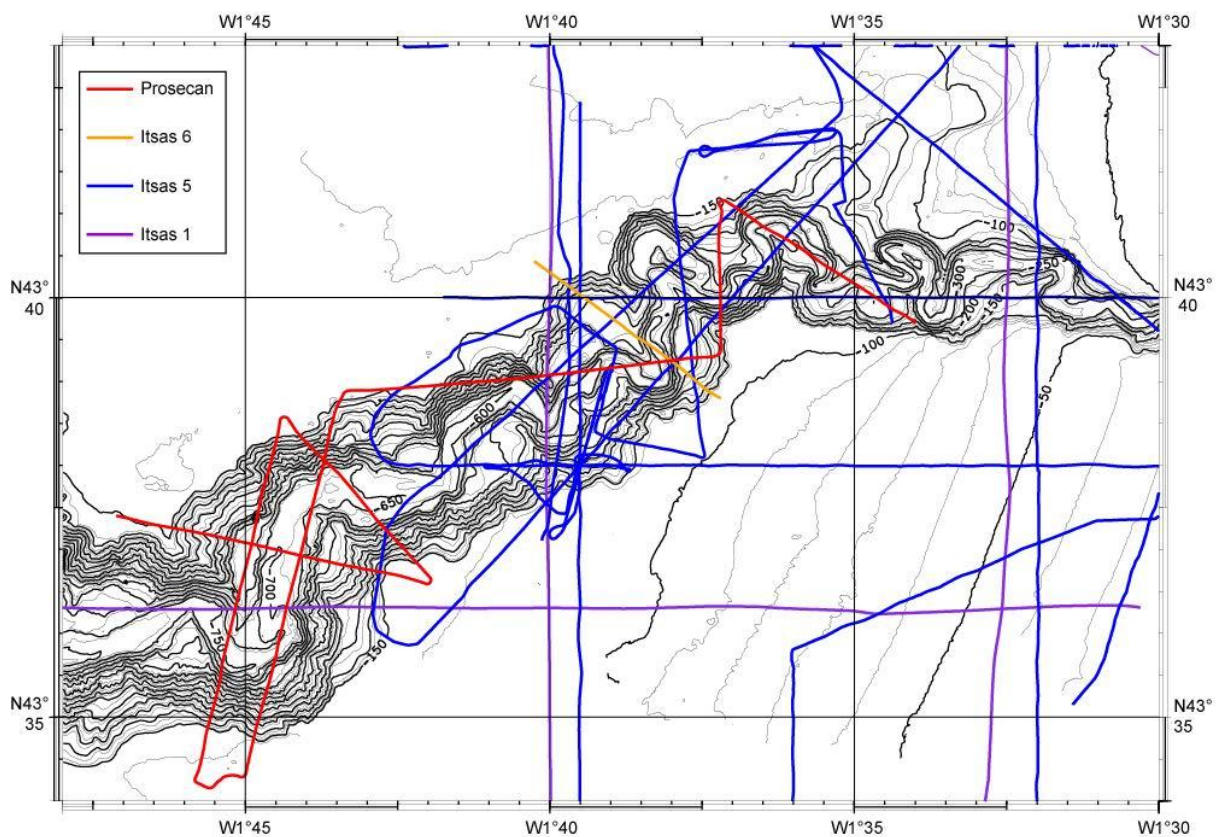


Figure II-4: Localisation des profils sparker dans la partie amont du canyon de Capbreton.

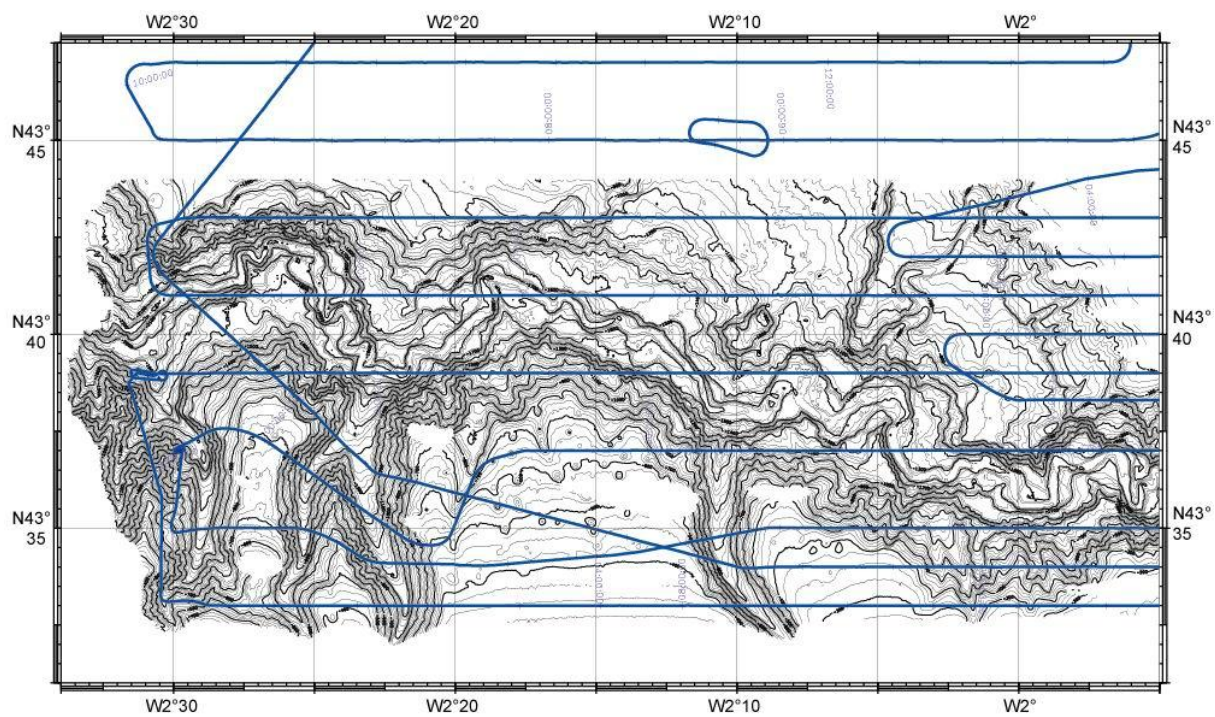


Figure II-5: Localisation des profils de sismique 6 traces et sondeur de sédiments dans la partie aval du canyon de Capbreton.

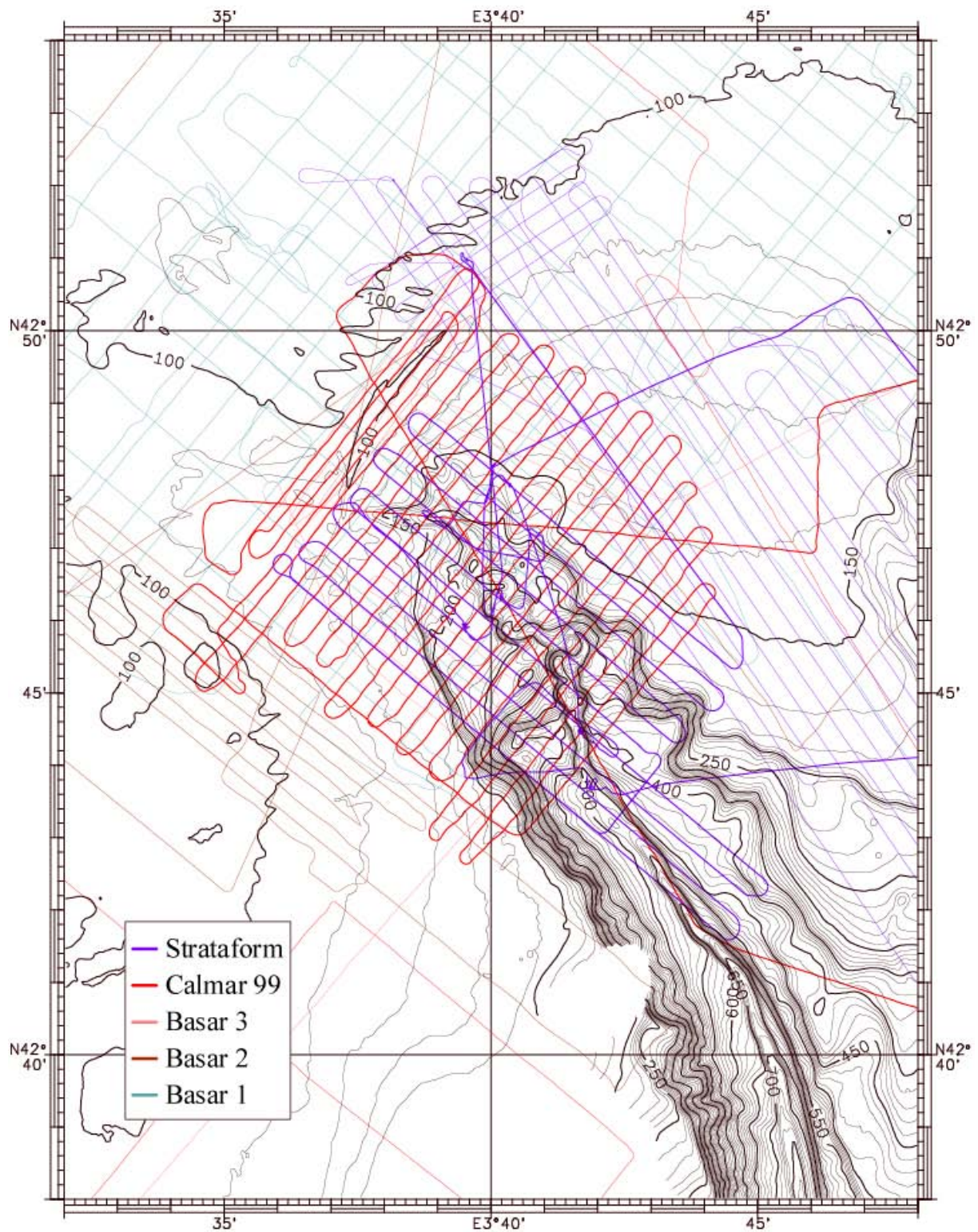


Figure II-6 : Localisation des profils sismiques au niveau de la tête du canyon Bourcart, les lignes en gras indiquent les principales lignes utilisées.

1.6. LE CAROTTAGE

Les carottes utilisées dans cette étude ont été prélevées à l'aide de différents carottiers qui sont adaptés aux différentes natures des fonds marins et au type d'échantillonnage que l'on désire.

1.6.1. Les carottiers à pistons

Les carottiers à pistons sont constitués:

- d'un tube en acier de 60 à 100 mm de diamètre interne dans lequel est insérée une gaine PVC qui reçoit les sédiments et permet leur récupération. Sur les navires océanographiques de l'Ifremer, la longueur du tube en acier varie de quelques mètres à 30 m. Sur le Marion Dufresne, le carottier Calypso peut être équipé de tube de plus de 60 m ;
- d'un lest de 800 à 1000 kg qui surmonte le tube, allant jusqu'à 6500 kg sur le carottier Calypso ;
- d'un système de largage de l'ensemble lest+tube contrôlé par un bras de déclenchement auquel est relié soit à un déclencheur, soit à un carottier « pilote » de 60 à 100 mm de diamètre et de 1 m de long.

Le carottier descend à travers la colonne d'eau, suspendu à un câble (figure II-7-(1)). Il est précédé par un carottier pilote relié au système de largage. L'avance du carottier pilote est calculée en fonction de la longueur du tube et du poids du lest, elle est généralement égale à quelques mètres. Lorsque le carottier pilote touche le fond, il déclenche le système de largage (figure II-7-(2)). Le carottier acquiert au cours de sa chute libre l'énergie cinétique nécessaire à son enfoncement dans le sol. A l'intérieur du tube, un piston crée une dépression à la surface du sédiment qui favorise la pénétration du carottier par aspiration des sédiments (figure II-7-(3)). Le carottier est ensuite arraché du sol par l'intermédiaire du câble (figure II-7-(4)). A la base du tube, un système constitué de fines lamelles souples d'acier recourbées vers le haut (« la peau d'orange ») permettant le passage des sédiments lors de l'aspiration, retient les sédiments au cours de la remontée. Ce système est très efficace pour le prélèvement de sédiments fins et cohésifs (argiles et silts) mais n'empêche pas les sédiments peu cohésifs tels que les sables d'être lessivés, s'ils sont proches de l'extrémité du tube. De plus, l'effet d'aspiration créée par le piston peut engendrer une déformation des niveaux non compactés du sommet ou des niveaux les plus grossiers et parfois entraîner un fluage complet de ces niveaux tout le long du tube. Enfin, ce type de carottage ne permet pas de prélever de façon

satisfaisante les premiers décimètres de sédiments qui sont souvent détruits lors de l'impact du carottier.

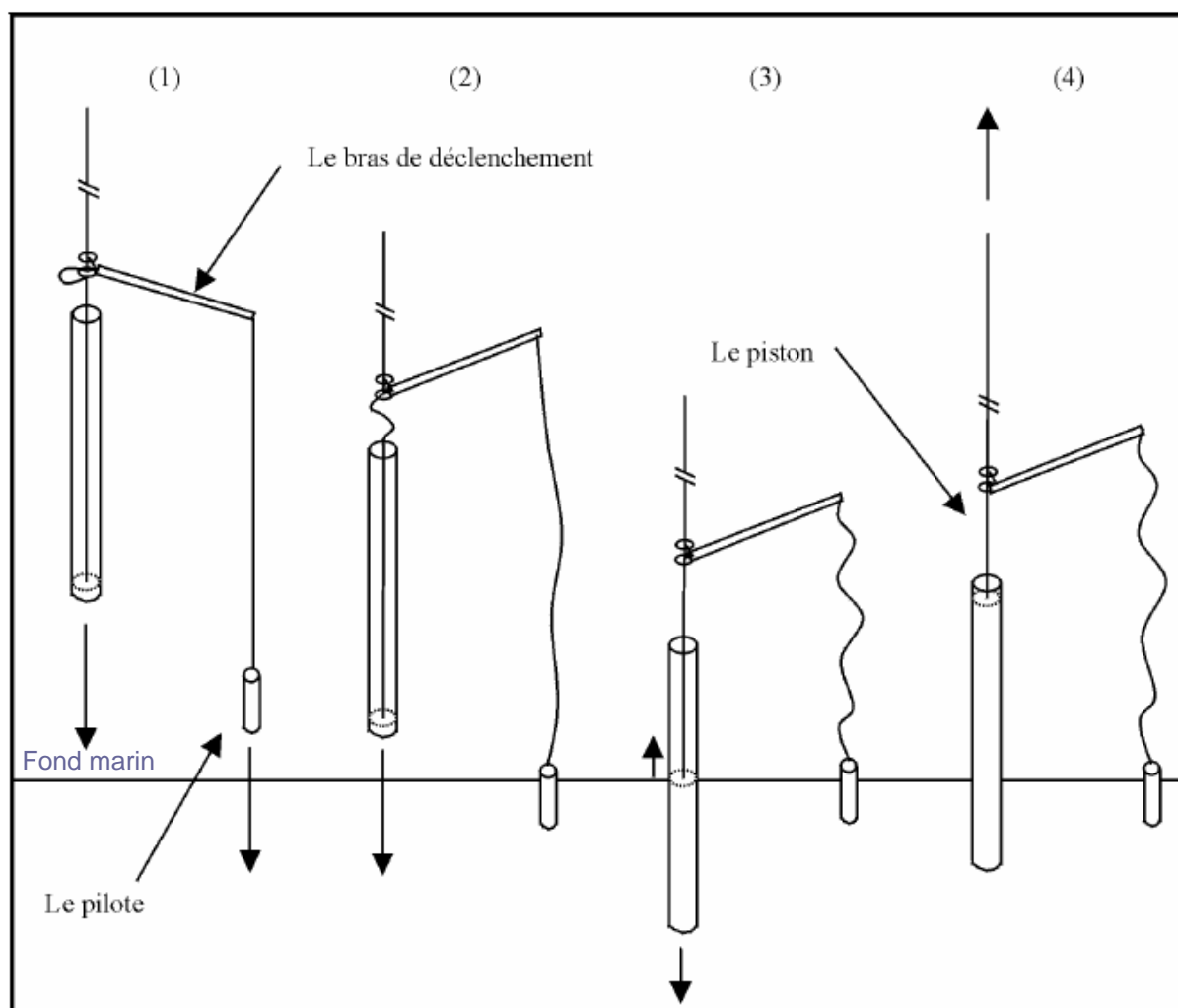


Figure II-7 : Principe du carottage avec un carottier à piston : (1) la descente, (2) le pilote touche le sol, (3) le tube principal s'enfonce, tandis que le piston remonte, (4) le carottier est arraché au sol par le treuil (Untersseh, 1999).

1.6.2. Le carottier de type Interface

Afin de préserver les premiers décimètres de sédiments lors du carottage, l'Ifremer a mis au point le carottier interface (Apprioual, 2001). La nouveauté réside dans la conception d'un châssis autour de l'ensemble tube/lest (figure II-8). Au moment où le châssis se pose sur le sol, l'ensemble tube/lest est libéré et le tube (100 cm) s'enfonce avec le poids du lest (environ 80 kg). Une fois le carottage effectué, un bouchon vient obturer le haut du tube et fait office de piston. Lors de l'extraction de la carotte, une fois que le lest arrive en butée sur le châssis,

des trappes à la base du carottier se ferment permettant la préservation de la séquence de sédiment prélevée lors de la remontée.

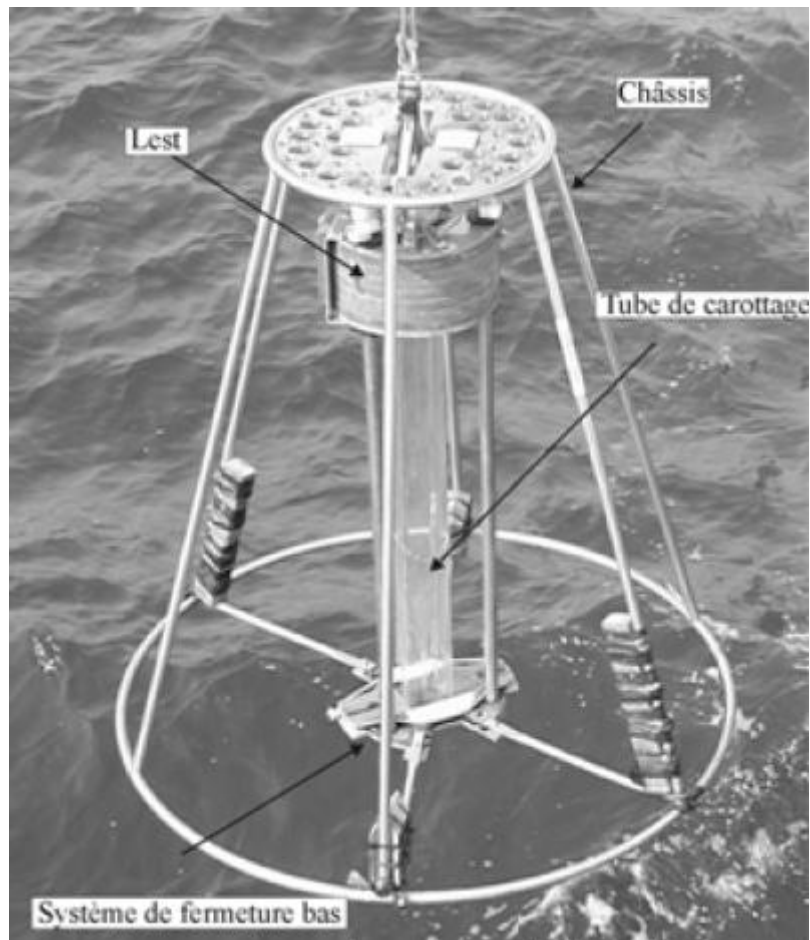


Figure II-8 : Photographie du carottier Interface.

La base de données des carottes est présentée dans les figures 9 et 10 pour les canyons Bourcart et Capbreton respectivement.

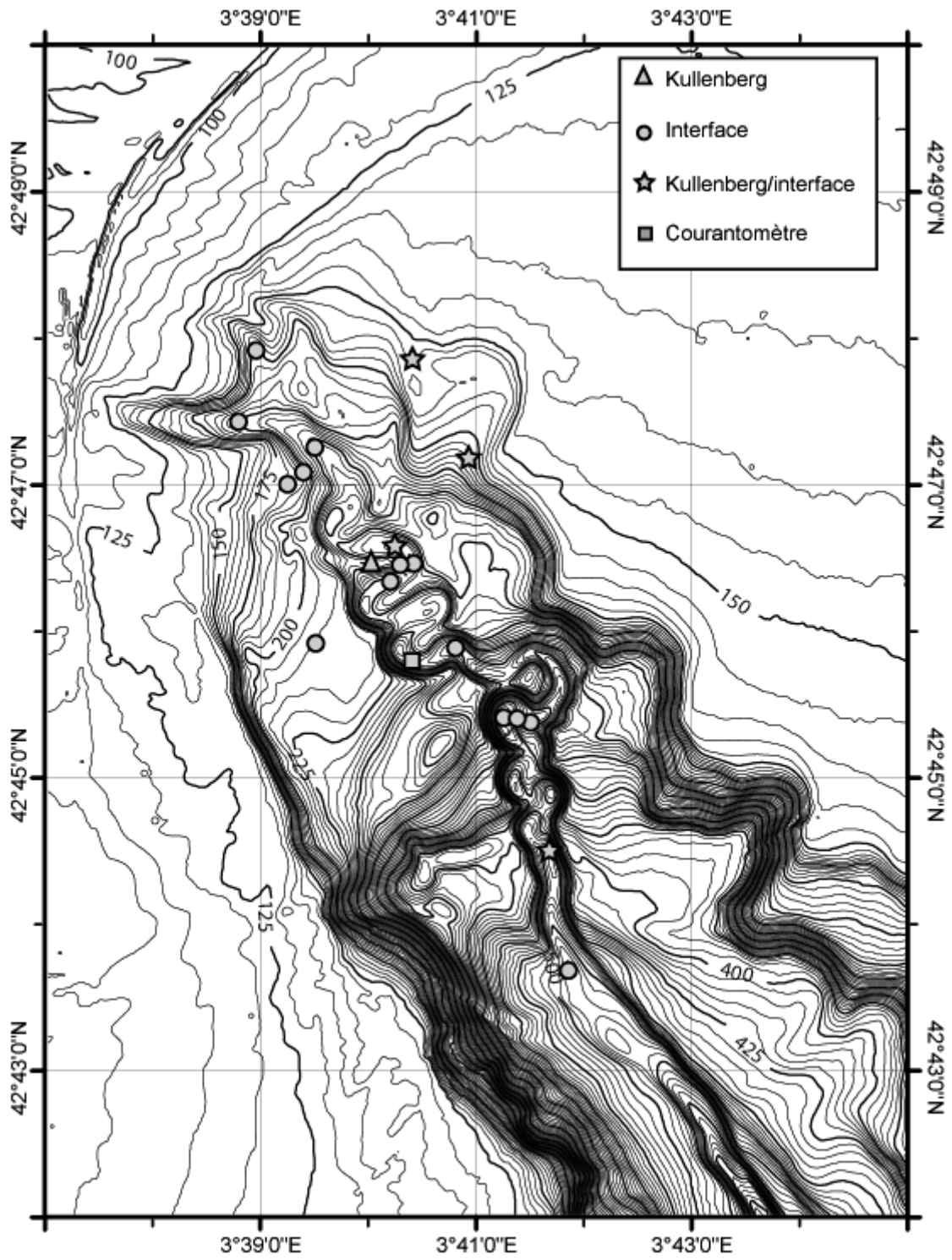


Figure II-9 : Localisation des carottages et du courantomètre dans le canyon Bourcart.

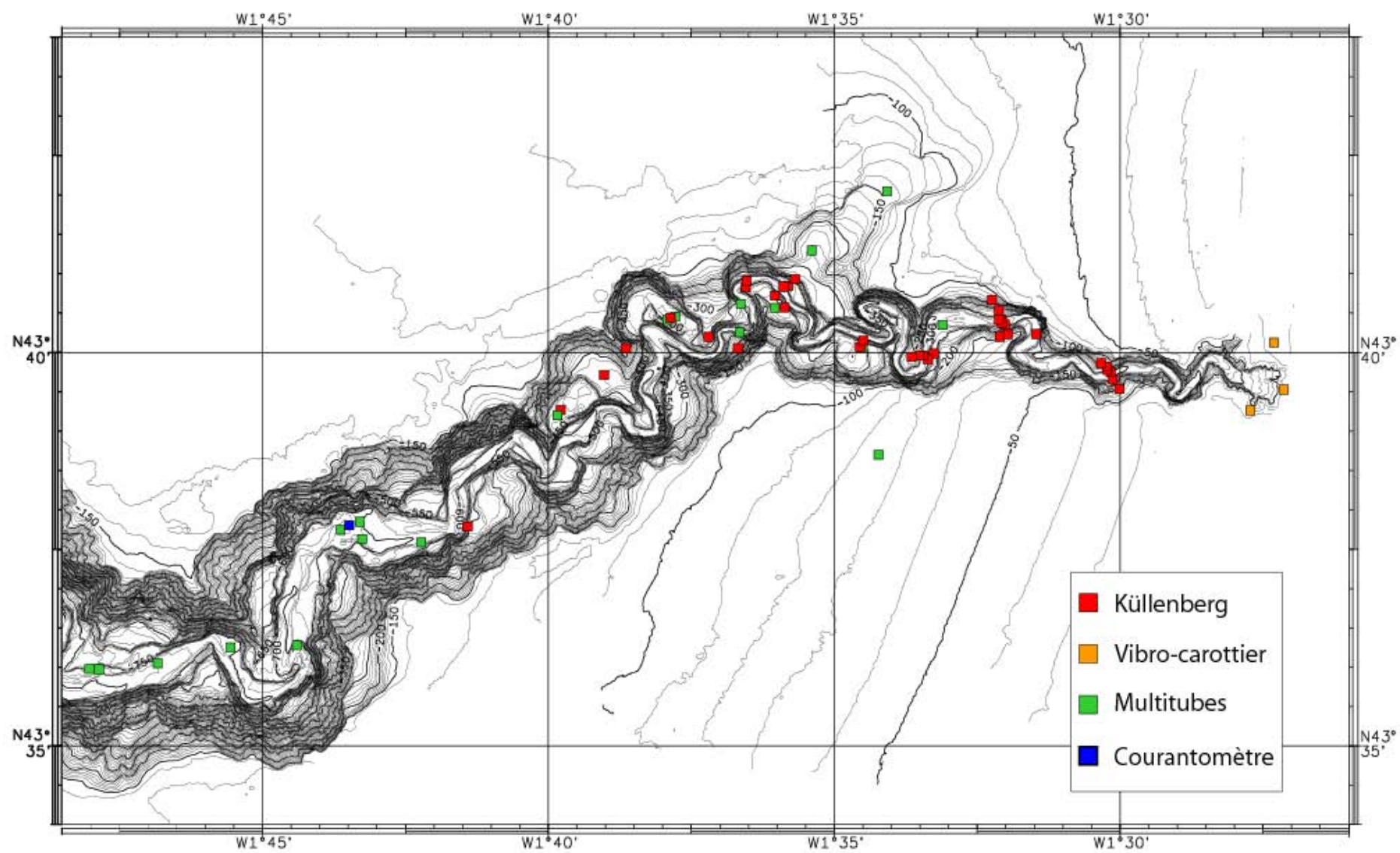


Figure II-10 : Localisation des prélèvements dans le canyon de Capbreton.

1.6.3. Les mouillages

Dans le cadre du projet Eurostrataform, des mouillages ont été placés dans les têtes de canyon du Golfe du Lion. Mr le Professeur Palanques de l'université de Barcelone nous a permis d'avoir accès aux données du mouillage placé dans la tête du canyon Bourcart (localisation figure II-9). Ce mouillage installé entre novembre 2003 et mai 2004, consistait en un courantomètre Aanderaa RCM-9 équipé de capteurs de température, conductivité, pression et turbidité. L'enregistrement des données a eu lieu toutes les 20 min. Les capteurs de température et de conductivité ont été calibrés à l'aide de mesures de CTD récentes. Les données de turbidité enregistrées en FTU ont été converties en concentration de matière en suspension selon la méthode décrite par (Guillén *et al.*, 2000).

Trois courantomètres appartenant au SHOM ont été placés dans la partie amont du canyon de Capbreton. Ils ont été mis en place lors de la mission Itsas 6 dans le chenal à 150, 700 et 1200 m de profondeur d'eau. La position du courantomètre placé à 700 m correspond à la position de la carotte OBK sur laquelle a été décrite la turbidité interprétée comme résultant de la tempête de Noël 1999 (Mulder *et al.*, 2001). Ces courantomètres ont enregistré toutes les 10 min pendant 3 mois et demi (de début août à novembre 2003) la vitesse du courant et sa direction. La récupération des courantomètres s'est effectuée en février 2004 grâce à l'équipe TGM du DGO qui a bien voulu que l'on profite de la mission Protago (P. Anschutz chef de mission) qui travaillait dans la zone du canyon de Capbreton. Seul deux courantomètres ont pu être remontés, ceux placés à 700 et 1200 m de profondeur. Les données du courantomètre placé à 700 m (figure II-10) sont très bonnes et ont pu être exploitées. Malheureusement un choc à la descente du courantomètre placé à 1200 m a endommagé l'ailette empêchant ainsi toutes mesures.

2. METHODES D'ANALYSES ET PROTOCOLES D'ETUDES

2.1. LES DONNÉES DE SONDEURS MULTIFAISCEAUX

Les levés de sondeur multifaisceaux du canyon de Capbreton ont été traités par B. Loubrieu (Ifremer) et D. Poirier (université Bordeaux 1). Les données du canyon Bourcart ont été traitées par B. Loubrieu et C. Satra (Ifremer). Ces données, disponibles sous la forme de modèles numériques de terrain (MNT) pour la bathymétrie, ont été mise en forme (zoom, carte en 3D, etc.) à l'aide du logiciel Caraibes développé par l'Ifremer. Les données d'imagerie du canyon de Capbreton ont été traitées à l'université Bordeaux 1 mais seules les données de la tête du canyon sont de bonne qualité. De même l'importance des reliefs dans le canyon Bourcart ne permet pas d'avoir des données d'imagerie exploitables.

2.2. LES DONNÉES DE SISMIQUES

Les données brutes sparker et sondeur (chirp et 2,5 kHz) nécessitent un traitement préalable sous SITHERE avant de pouvoir être interprétées.

SITHERE est un logiciel de traitement des données de sismique très haute résolution qui permet la visualisation des profils à l'écran et d'effectuer des traitements mathématiques de base (filtrage, gain, etc.).

Les données brutes ont été récupérées à l'aide du logiciel DOROSTORE. La transformation de ces fichiers, DELPH à l'origine, en fichiers SITHERE s'est faite grâce à un utilitaire créé par Daniel Aslanian et Marina Rabineau. (Ifremer)

Ce programme permet la conversion des fichiers ainsi que la récupération des heures et le classement des missions. Cette dernière étape est très importante car elle conditionne le fonctionnement du fichier de croisement.

Ce fichier est en fait une base de données qui contient pour chaque profil tous les croisements qu'il peut avoir avec d'autres profils. Ainsi pour un profil traité une commande de SITHERE permet de relier ce profil au fichier de croisements et donc d'afficher ces informations sur la ligne sismique. L'utilitaire qui convertit les fichiers DELPH en fichiers SITHERE formate le nom des profils à quatre caractères pour que le fichier de croisements puisse retrouver son nom dans la base de données. Les missions sont numérotées en fonction

de leur ordre chronologique puis le numéro de profil est ajouté. Pour la mission Calmar 99, cinquième mission du programme, le profil 71 s'appellera 5071.

2.2.1. Elaboration de la séquence de traitement

- Normalisation, module « norm »: ce module sert à recentrer le signal (mise à zéro de la moyenne) puis à une réduction de celui-ci ce qui revient à diminuer la dispersion des amplitudes par rapport à l'amplitude moyenne ;
- Filtres fréquentiels (passe haut et passe bas), module « felix »: Ces filtres sont utilisés pour sélectionner une gamme de fréquence permettant une bonne lecture du signal. En éliminant ainsi les fréquences qui ne correspondent pas à la partie intéressante du signal, on améliore le rapport signal / bruit. Les caractéristiques intrinsèques du signal que fournit le sparker (visibles grâce au module « specm ») ainsi que les conditions d'enregistrement ont permis de définir la fenêtre 240Hz-1000Hz comme la mieux adaptée ;
- Suppression du bruit dans l'eau, modules « pointech » et « muthrz »: le module mute qui recherche automatiquement le fond ne fonctionnant pas bien à cause des fortes pentes des flancs du canyon, il a été nécessaire de pointer le fond manuellement. Après avoir défini et enregistré, l'horizon « fond » point à point grâce au module « pointech », le module « muthrz » a permis de supprimer la colonne d'eau ;
- Anti-multiple, module « multi »: les résultats obtenus sur l'atténuation du multiple n'ont pas été probants. Après plusieurs essais de méthode de recherche et après avoir testé ces méthodes à tous moments de la séquence, la conclusion fut d'abandonner ce module ;
- Ajustement manuel niveau de gris: cette étape se fait « à l'œil ». Le gain automatique ayant tendance à assombrir l'image, il a été préférable d'utiliser une échelle de contraste importante.

Puis le module « v2desech » de SITHERE a converti ces fichiers dans un format qui a permis leur impression.

Les profils ainsi traités ont été numérisés et transformés en fichiers TIFF puis PNG exploitables plus facilement par les logiciels de dessin.

2.3. METHODE D'INTERPRETATION SISMIQUE DES PROFILS

2.3.1. Méthode d'analyse

L'étude des profils sismiques a consisté à analyser les faciès sismiques présents à l'intérieur du canyon selon la nature et l'organisation des réflecteurs sismiques.

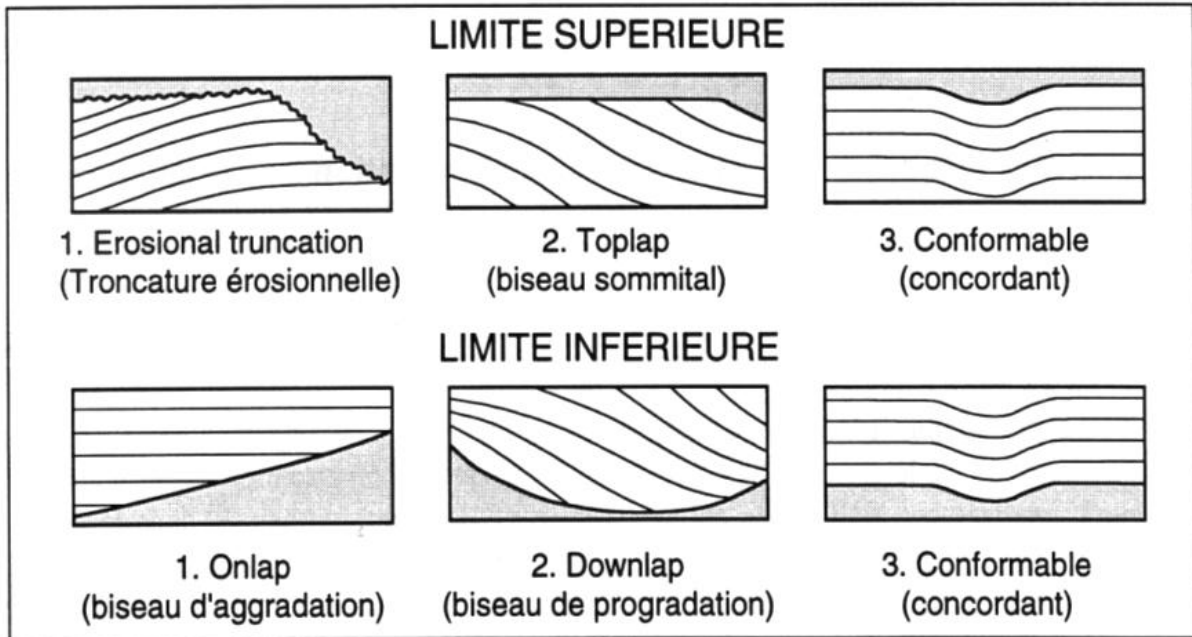


Figure II-11 : Relations entre les réflexions sismiques et les limites de séquence sismique d'après Mitchum et al, 1977 (dans Torres, 1995).

Un faciès sismique est un ensemble relativement homogène de réflexions caractérisées par différents paramètres géophysiques (Leenhardt, 1972, dans Torres (1995)):

- Le contraste d'impédance (fort à faible): c'est l'épaisseur des réflecteurs, il donne des informations sur les contrastes de densité et de vitesse de propagation des ondes acoustiques entre deux strates ou dans la même strate. Ce paramètre renseigne sur l'importance des variations qui existent entre les bancs ou à l'intérieur des bancs ;
- La fréquence (haute à basse): c'est l'espacement entre les réflecteurs sismiques, dans le cas de cette étude la source sismique étant toujours la même pour les profils interprétés, les différences de fréquence peuvent indiquer des contrastes latéraux de vitesse des ondes acoustiques, des variations d'espacement de strates ou des changements de lithologie ;

- La continuité (bonne à faible, discontinue): elle indique la continuité des strates, une bonne continuité indique des dépôts bien stratifiés et étendus ;
- La forme externe et configuration interne des faciès: ces paramètres sont les plus directs à apprécier, on peut ainsi associer certaines formes ou configurations avec des milieux de dépôts précis.

L'interprétation des profils sismiques dans le canyon de Capbreton s'est faite sur des profils papier. Les données du canyon Bourcart ont été interprétées à la fois sur papier et sur les logiciels Charisma au laboratoire environnement profond de Total et Kingdom Suite à l'Ifremer. Le logiciel Kingdom Suite a permis de sortir des cartes isochrones des surfaces majeures et des cartes isopaques des unités sismiques.

2.4. LES CAROTTAGES

2.4.1. **Analyses physiques**

Les carottes ont d'abord été passées au banc géophysique qui permet de mesurer de façon simultanée la vitesse du son (ondes P), la gamma densité et la susceptibilité magnétique. Les deux premières mesures renseignent sur la nature des sédiments, la susceptibilité magnétique peut donner des indications climatiques, la présence de minéraux ferromagnétiques étant liée à la présence de minéraux argileux dont l'abondance varie au cours des épisodes climatiques.

La carotte est alors photographiée puis la séquence sédimentaire est analysée visuellement, une première interprétation est effectuée en termes de nature des sédiments, faciès et organisation des dépôts.

2.4.2. **La radiographie RX**

L'élaboration de plaquettes (prélèvement de tranches de sédiments de 1 cm d'épaisseur) prépare les sédiments pour l'imagerie rX. La radioscopie se fait à l'aide du système Scopix (Migeon *et al.*, 1999), et est une méthode non destructive. Une source rX produit un rayonnement qui traverse l'échantillon à analyser. Une caméra restitue alors une image numérique de la plaquette. Le logiciel donne aussi des courbes d'intensité de niveaux de gris qui quantifient la réponse des sédiments aux rayons X. Ce système permet de visualiser

l'organisation interne des sédiments et donne souvent des informations supplémentaires sur les structures d'origine dynamique et biologique qui n'apparaissent pas lors de la description visuelle de la carotte.

2.4.3. Analyse de la granularité

La mesure de la taille des grains a été effectuée à l'aide d'un granulomètre laser Malvern (par G. Chabaud Université Bordeaux I) qui utilise le procédé de la diffraction laser. Les sédiments sont transportés par un fluide jusqu'à une cellule de mesure qui est traversée par des faisceaux laser. Ceux-ci sont diffractés par les particules vers des détecteurs qui calculent l'angle de diffraction. Cet angle est proportionnel à la dimension des particules. Le Malvern peut mesurer un large éventail de classes granulométriques (0,1 à 900 μm).

2.4.4. Teneur en carbonates

Les teneurs en carbonates (CaCO_3) ont été mesurées (par D. Poirier Université Bordeaux I) à l'aide d'un calcimètre Bernard automatique. Une petite quantité de sédiment est broyée et attaquée par une dose d'acide chlorhydrique. La dissolution des carbonates par l'acide produit un dégagement de CO_2 . Le volume de gaz engendré est mesuré grâce au déplacement d'un volume d'eau dans une colonne graduée puis ramené à une teneur en carbonates.

2.4.5. Analyse chimique

L'analyse des radioéléments à vie courte permet de dater les événements très récents. Il est possible de détecter l'activité des radioisotopes pendant 5 demi-vies de l'élément considéré. Ceci correspond à 134 ans pour le ^{210}Pb et 144 jours pour le ^{234}Th . La présence de ^{137}Cs , qui est un radionuclide artificiel produit des premiers essais nucléaires dans les années 50, indique un âge maximum d'un demi siècle environ.

Les analyses de radioéléments ont été réalisées à l'aide d'un spectromètre gamma haute résolution équipé d'un détecteur semi-planaire (Jouanneau *et al.*, 2002).

Les mesures sur les radioéléments ont été réalisées sur le sédiment total mais les radioéléments se fixent par adsorption sur les particules fines (argiles). Les échantillons prélevés étant très hétérogènes, il a été nécessaire d'appliquer une correction à ces

échantillons pour obtenir un « équivalent-argile » et ainsi faciliter la comparaison des données relatives à chaque échantillon.

Les échantillons ont d'abord été prélevés aux sommets des carottes interfaces. Les analyses ont été poursuivies en profondeur sur les carottes présentant des valeurs significatives en surface.

2.4.6. La datation ^{14}C

C'est l'outil indispensable à toute chronostratigraphie postérieure à 40 000 ans. En domaine continental, tout organisme vivant présente la même radioactivité que le gaz carbonique atmosphérique. Cette radioactivité, supposée constante sur au moins les derniers 40 000 ans, est entretenue en permanence par les bombardements cosmiques interagissant avec l'azote (formation de l'isotope radioactif ^{14}C). À la mort de l'organisme, les tissus n'incorporent plus de ^{14}C et celui-ci se désintègre alors selon une demi-vie de 5568 ± 30 ans (fixée par convention (Stuiver and Braziunas, 1998)). L'âge de l'organisme est alors obtenu directement par mesure de l'activité ^{14}C restante.

CHAPITRE III

-

LE CANYON BOURCART

La première partie de ce chapitre III (chapitres 1 et 2) est consacrée à une revue bibliographique synthétique qui a pour double objectif de replacer le canyon Bourcart dans le cadre stratigraphique général du Golfe du Lion et de mettre en lumière les processus actuels de transport sédimentaire sur la plateforme et le rebord de pente susceptible de mobiliser des sédiments vers les canyons.

La seconde partie de ce chapitre est un exposé des résultats sur l'étude sismique, sédimentologique et géotechnique dans la tête du canyon Bourcart.

1. PRESENTATION GENERALE DU GOLFE DU LION

1.1. CONTEXTE GEOLOGIQUE : DE L'OUVERTURE DE LA MEDITERRANEE AU QUATERNAIRE

La marge du Golfe du Lion est située dans la partie occidentale de la Méditerranée. Elle constitue la terminaison nord-ouest du bassin Liguro-Provençal. Ce bassin est limité au nord-ouest par le massif central, au nord par la Provence, à l'est par la Corse et la Sardaigne, au sud-ouest par le bassin de Valence et les Baléares et à l'ouest par les Pyrénées (figure III-1).

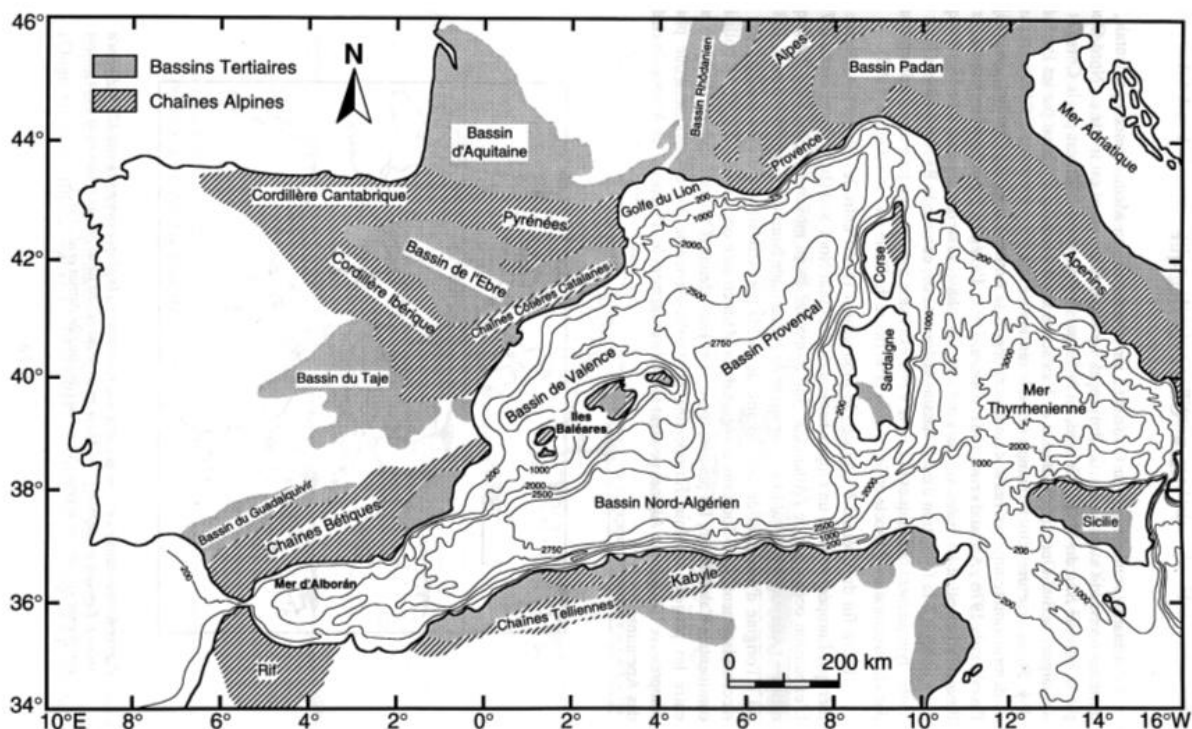


Figure III-1: Page précédente. Les bassins de la Méditerranée Occidentale. D'après Torres (1995).

1.1.1. L'ouverture de la Méditerranée Occidentale

L'histoire géologique de la Méditerranée est à rattacher à plusieurs phases tectoniques majeures (compressive ou extensive) qui se sont superposées depuis la fin de l'Orogenèse Hercynienne (Biju-Duval, 1984) (figure III-2).

- La cassure de la Pangée qui engendre la formation de la Téthys
- L'ouverture de l'Atlantique (au Jurassique moyen, 170 Ma), résultant du déplacement de l'Afrique vers l'est par rapport à l'Europe
- La convergence nord-sud entre les plaques Afrique et Europe depuis la fin du Crétacé (80-90 Ma) qui va entraîner la fermeture de la Téthys et former les chaînes Européennes de l'Orogenèse Alpine (Pyrénées, Alpes, Apennins)

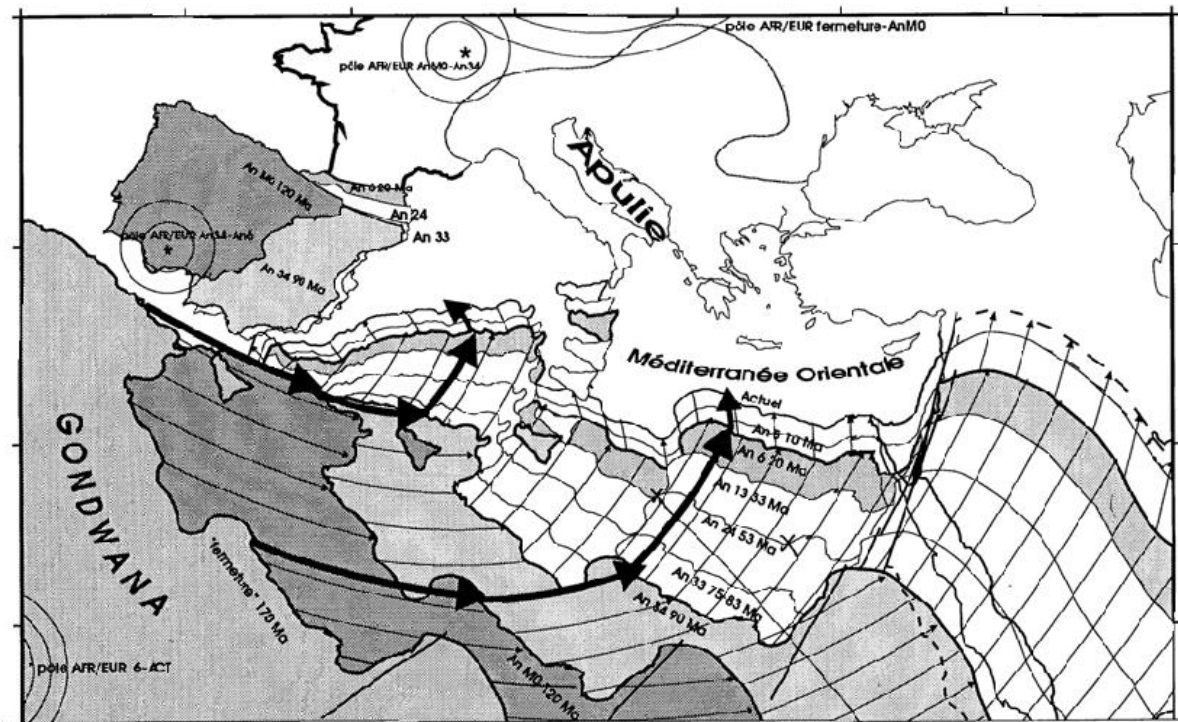


Figure III-2: Mouvements relatifs de l'Afrique par rapport à l'Europe et de l'Ibérie par rapport à l'Europe depuis 170 Ma. D'après Sioni (1997).

Pendant cette dernière période de convergence, se met en place entre le Priabonien (Eocène supérieur) et l'Aquitaniien (Miocène inférieur) un épisode distensif W-E à NW-SE (Sissingh, 2001) individualisant une série de grabens reliant la Mer du Nord jusqu'à la Méditerranée Provençale. Cette phase distensive va permettre l'ouverture de la Méditerranée occidentale de par la formation de bassins irréguliers dont la mise en place s'effectue de l'ouest vers l'est. Les plus occidentaux dont le bassin Liguro-Provençal s'ouvrent à la fin de

l'Oligocène ou au début du Miocène. Les derniers, à l'est se forment au Plio-Pleistocène (Gueguen *et al.*, 1998). Ces bassins s'ouvrent comme des bassins marginaux d'arrière arc associé à l'existence d'une zone de subduction le long des Apennins pendant l'Oligo-Miocène (figure III-3). La migration de plus de 800 km vers l'est de la zone de subduction entre la fin de l'Oligocène et l'actuel (« roll back ») a conduit à un "boudinage" de la lithosphère, ce qui a provoqué la segmentation de la Méditerranée Occidentale en différents bassins de plus en plus jeunes au fur et à mesure du retrait vers l'est du slab (figures 3 à 6) (Gueguen *et al.*, 1998).

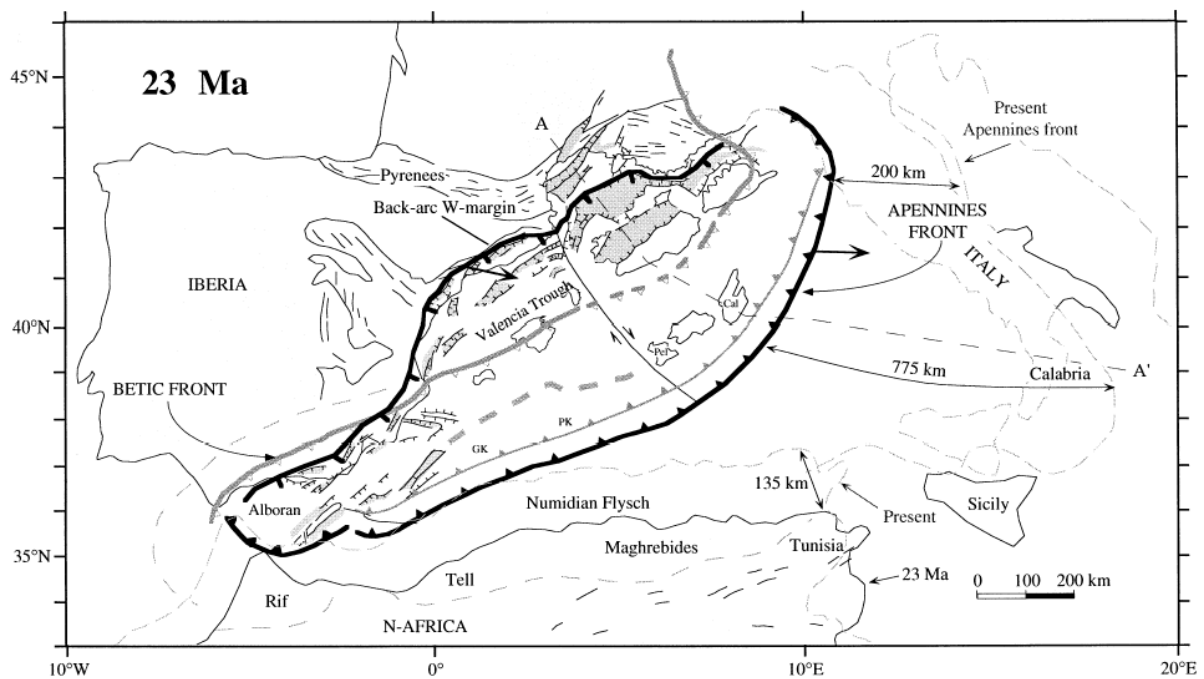


Figure III-3: Reconstruction paléotectonique de la Méditerranée Occidentale au Miocène inférieur qui montre la zone en extension (bassins D'Alboran, de Valence et Liguro-Provençal) considérée comme l'arrière arc de la zone de subduction. Notez la distance entre la position reconstruite de l'arc au Miocène inférieur et sa position actuelle (775 km). D'après Gueguen *et al.* (1998)

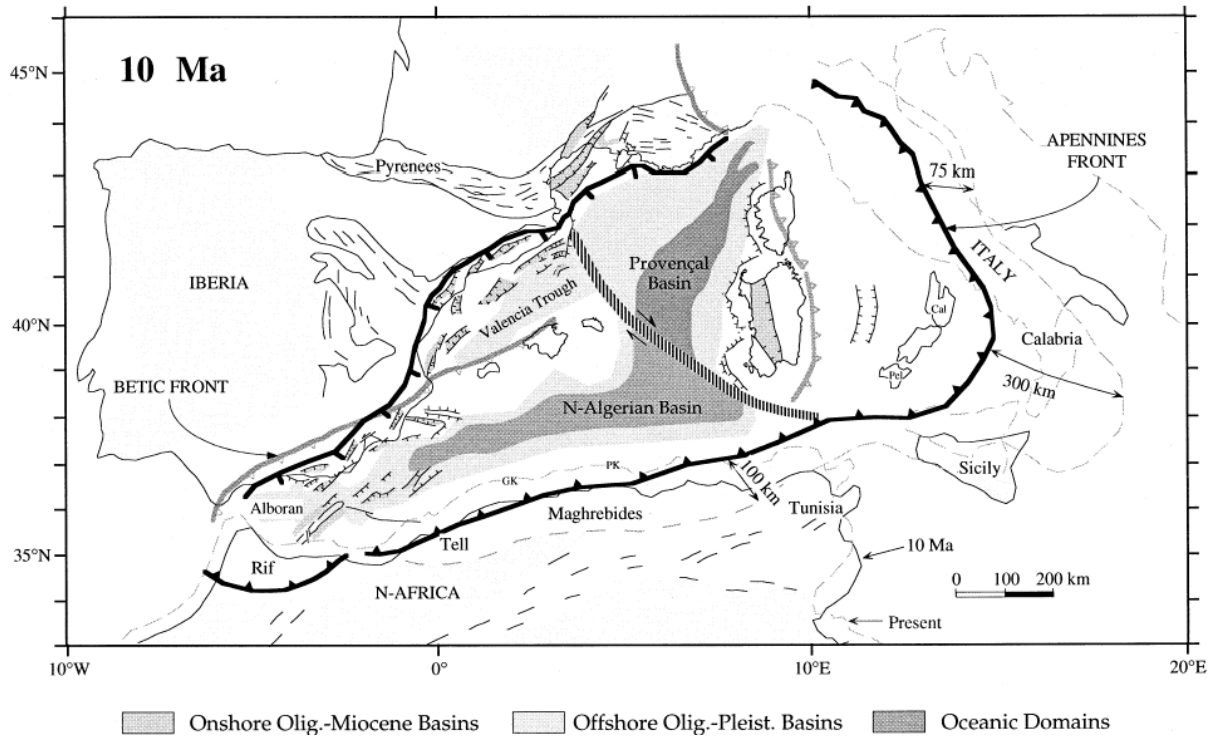


Figure III-4: Au Tortonien la plupart des bassins Méditerranéens sont ouverts, la migration vers l'est de la subduction se poursuit. D'après Gueguen *et al.* (1998).

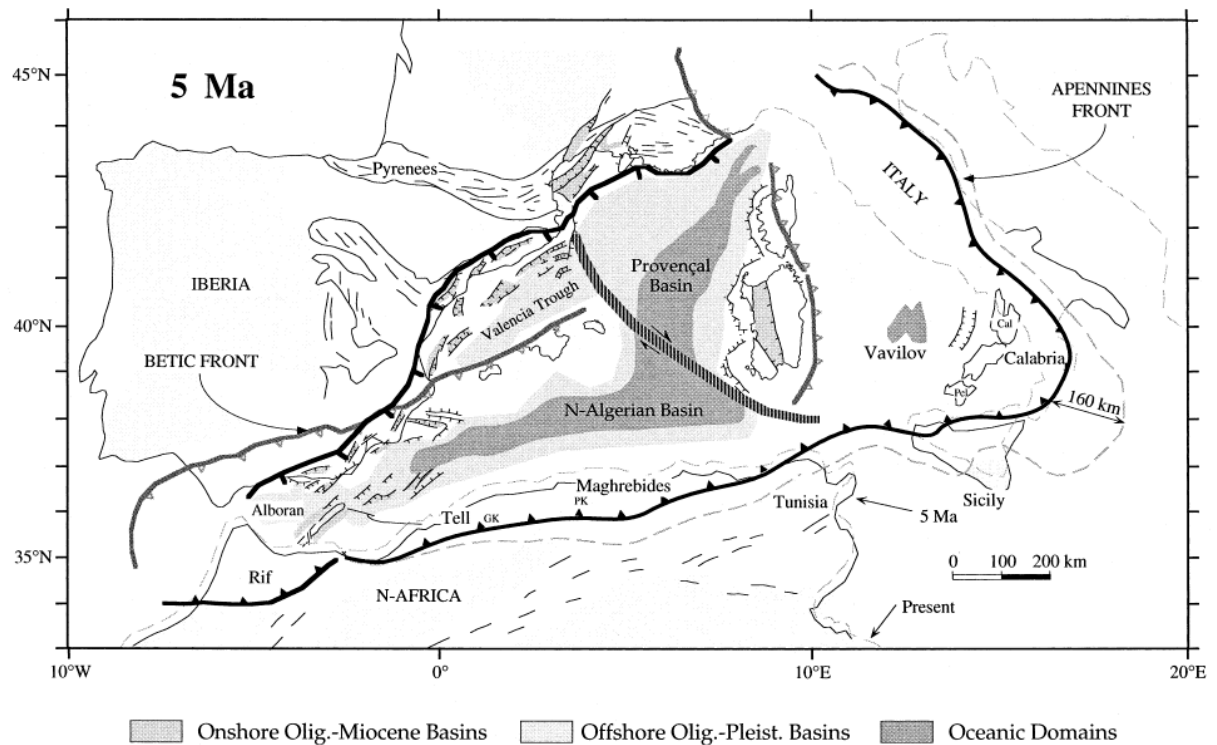


Figure III-5: Reconstruction paléotectonique au Pliocène inférieur. La subduction migre toujours vers l'est à une vitesse estimée à 50 mm/an. D'après Gueguen *et al.* (1998).

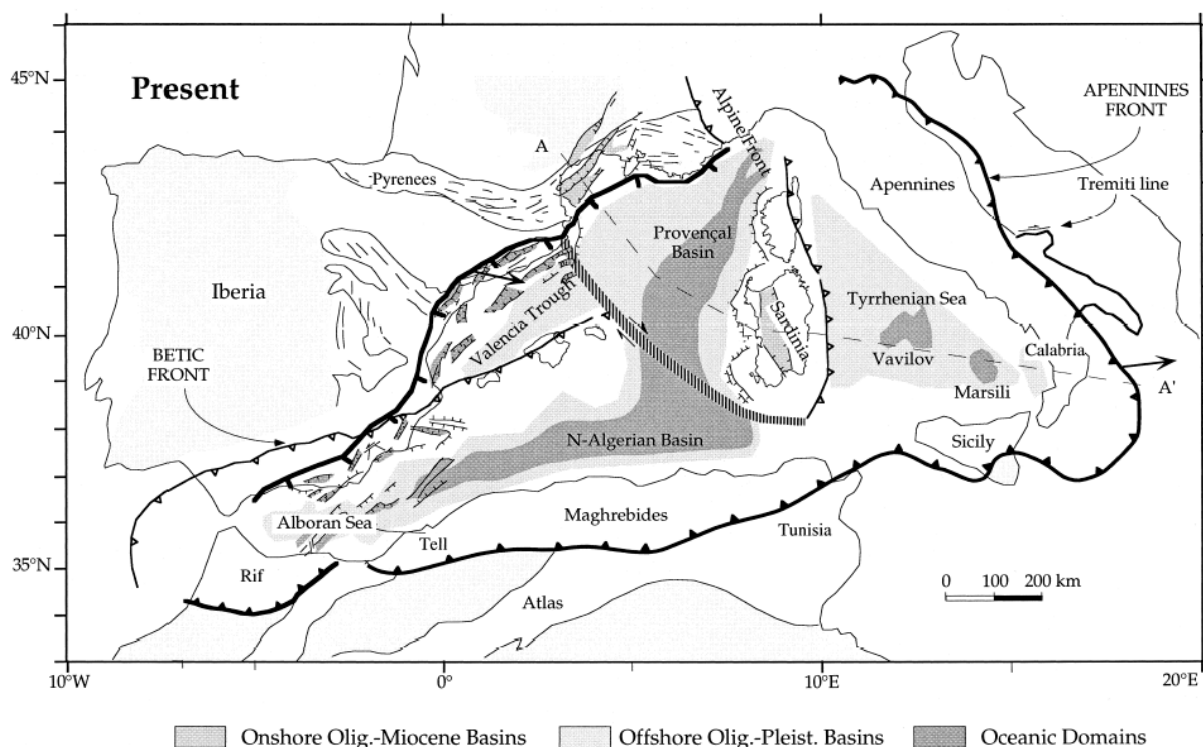


Figure III-6: La Méditerranée Occidentale est composée de sous-bassins de plus en plus récents de l'ouest vers l'est. D'après Gueguen *et al.* (1998).

1.1.2. Le bassin Liguro-Provençal

Dans ce contexte extensif, la formation du bassin Liguro-Provençal, localisé dans la partie sud de ce système, se déroule à la fin de l'Oligocène (Bessis and Burrus, 1986) ou au début du Miocène (Montigny *et al.*, 1981; Rehault and Stanley, 1981; Rehault *et al.*, 1984), après la formation des Pyrénées. Il est considéré comme un véritable micro-océan conséquence de la rotation anti-horaire vers le sud-est du bloc corso-sarde (Gueguen, 1995; Montigny *et al.*, 1981) (figure III- 7).

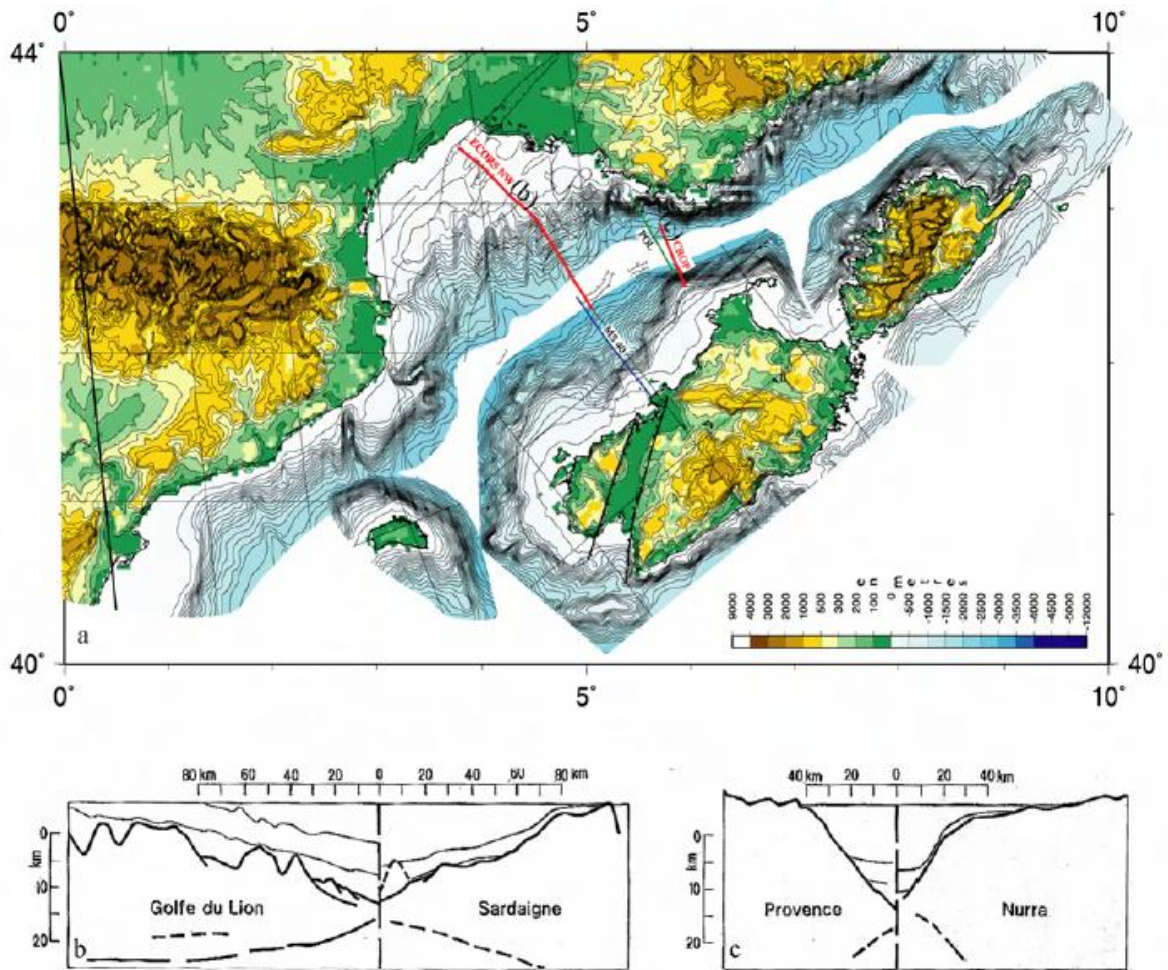


Figure III-7 : Modèle d'ouverture du bassin Liguro-Provençal synthèse de Baztan (2004) (d'après Olivet (1996)) en utilisant les données de bathymétrie prédite (Smith and Sandwell, 1997).(a) disposition pré-ouverture du bassin: le bloc européen est fixe et le bloc corso-sarde a été roté pour refermer le bassin océanique présumé (b et c) coupes sismiques actuelles (ECORS et CROP) dans la disposition pré-ouverture du bassin, noter la différenciation entre les deux segments de marge adjacents.

Cette période de rifting conduit à la segmentation par un réseau de failles normales de direction N-S et NE-SW en horsts et grabens du substratum anté-rift. La fin du rifting dans cette partie de la Méditerranée occidentale daterait de l'Aquitanién.

1.1.3. Subsidence

L'arrêt de la tectonique extensive s'accompagne d'une subsidence du bassin que l'utilisation de la méthode de backstripping (Watts and Ryan, 1976) a permis de quantifier (Steckler and Watts, 1980; Bessis and Burrus, 1986; Burrus and Audebert, 1990) (figure III-8). Ces études montrent un affaissement rapide de la marge, contemporain de la structuration du socle lors de la phase initiale de rifting (Oligocène supérieur à Aquitanién moyen). Durant cette période, la partie la plus distale de la marge s'approfondit de plus de 2000 m. La

subsidence thermique post-rifting conduit à un basculement régulier de la marge du bassin qui s'atténue au cours du temps (Biju-Duval *et al.*, 1978). Elle permet la mise en place d'une épaisse séquence sédimentaire, jusqu'à 2000 m d'épaisseur sur le rebord du plateau (Rabineau, 2001), qui participe à la subsidence totale. Le taux de subsidence total a été évalué par Ryan (Ryan, 1976) à 200 m/Ma.

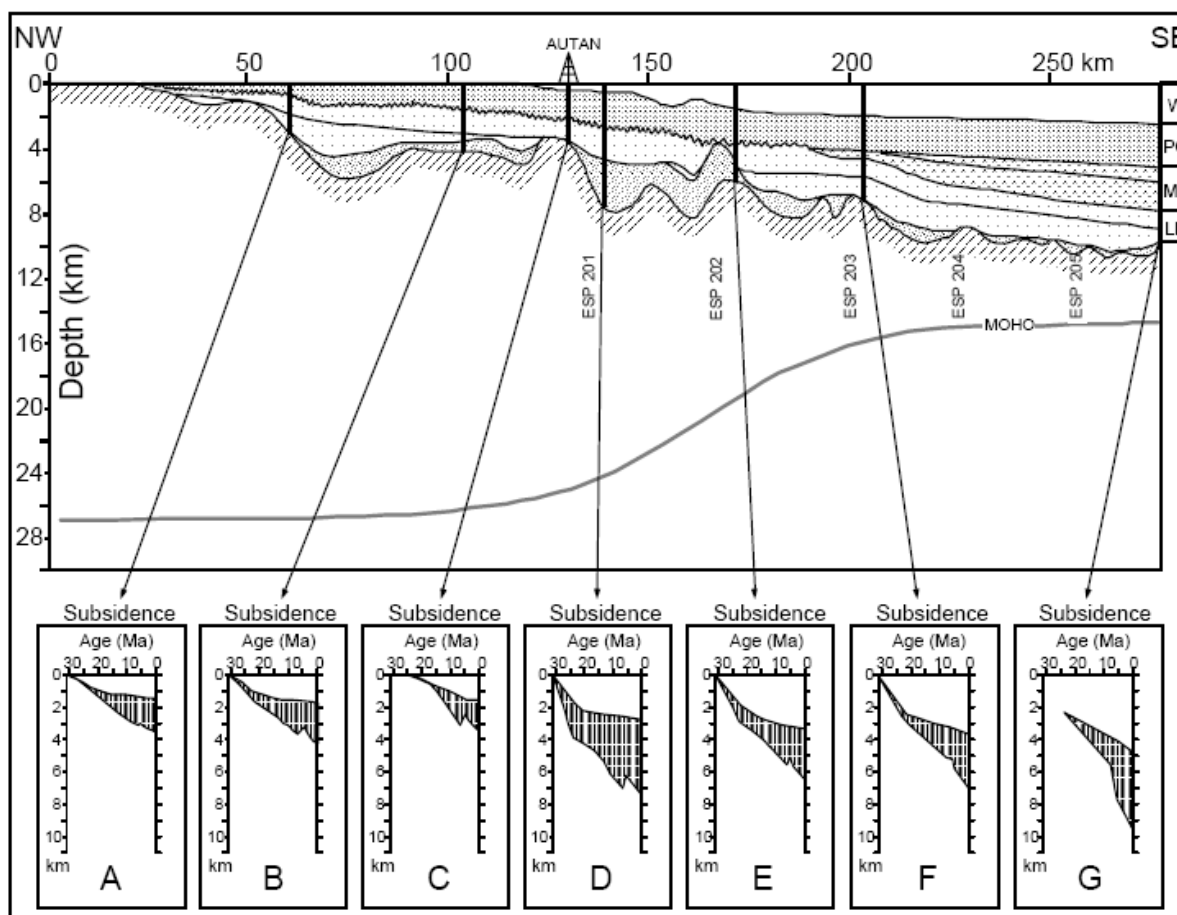


Figure III-8 : Evolution de la subsidence le long d'une coupe transversale de la marge du Languedoc-Roussillon. En haut, une coupe interprétée de la plate-forme au bassin. En bas, les courbes de subsidence totale, thermo-tectonique et sédimentaire (zone hachurée) pour un certain nombre de puits fictifs. W: eau; PQ: Plio-Quaternaire; MS : Messinien; LM : Miocène inférieur (D'après Bessis (1986), redessinée par - Torres (1995)).

Contrairement au reste de la marge, la subsidence dans le bassin profond tend à s'accélérer depuis 5 Ma. Bien que ce phénomène soit encore mal compris, il pourrait résulter d'une phase tardive de la compression alpine (Burrus and Audebert, 1990).

1.1.4. Stratigraphie générale

A partir du Burdigalien, l'impact de la tectonique est quasiment nul et l'histoire post rift de la marge est caractérisée par une subsidence générale importante qui permet le dépôt d'une épaisse séquence sédimentaire sur la marge.

Les données sismiques ECORS ainsi que les forages pétroliers (Cravatte *et al.*, 1974) et DSDP ont fourni une image complète de la séquence sédimentaire qui remplit le bassin Liguro-Provençal (figure III-9). La succession sédimentaire se subdivise en quatre unités stratigraphiques principales qui reposent sur un socle pré-tertiaire métamorphisé affecté de structures extensives (blocs basculés et demi-graben) héritée de la période de rifting. De la base au sommet, on observe la succession suivante :

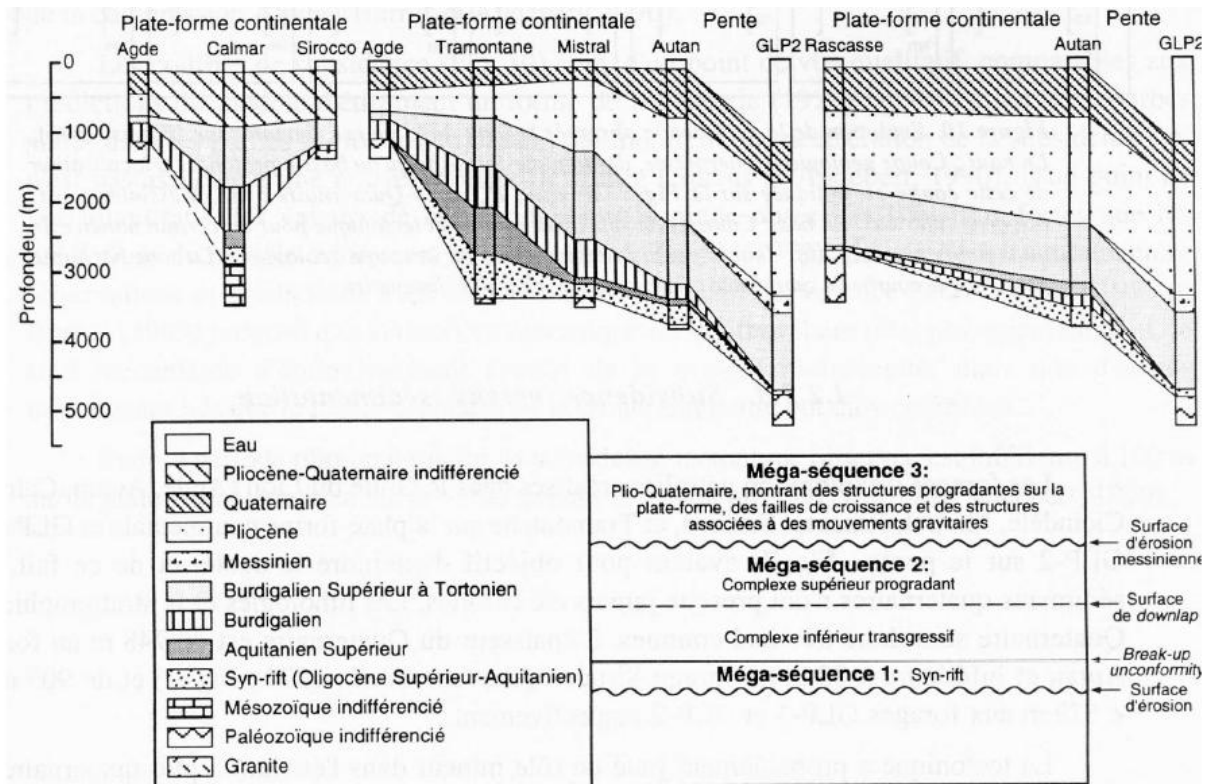


Figure III-9 : Stratigraphie générale du remplissage sédimentaire du Golfe du Lion réalisée à partir de l'interprétation de données de forages d'après Torres (1995), redessinée de Gorini (1993).

- 1) Une unité syn-rift Oligocène supérieure-Aquitaniens inférieurs (30-24 Ma) constitue la première mégaséquence (mégaséquence 1) (Gorini, 1993). Elle est retrouvée très localement en remplissage de certains grabens. Le sommet de cette formation est une discordance qui marquerait la fin de l'activité tectonique.

- 2) Une unité post-rift d'âge Miocène (Aquitaniens moyen à Tortonien supérieur: 24 à 6,3 Ma) (Gorini, 1993), c'est la méga-séquence 2 qui est constituée de deux sous-unités. La sous-unité inférieure est transgressive associée à la transgression majeure aquitano-burdigalienne. La sous-unité supérieure est progradante et d'âge Burdigalien moyen à Messinien moyen.
- 3) Une unité d'âge Messinien (6,3 à 5,2 Ma) observée uniquement dans le bassin. Elle est considérée comme une méga-séquence intermédiaire entre les méga-séquences 2 et 3. Elle est caractérisée par des dépôts salifères (sels et évaporites) mis en place pendant la crise de salinité Messinienne. Cette unité passe latéralement sur la pente continentale et la plateforme à une surface d'érosion très importante : « la surface d'érosion Messinienne ». Ces dépôts salifères entraînent des déformations distensives dans les couches sédimentaires les recouvrant.
- 4) L'unité supérieure, d'âge Pliocène à actuel, constitue la méga-séquence 3. C'est une unité tectoniquement stable (Lefebvre, 1980), d'épaisseur contrainte par la topographie Messinienne et qui prograde de 70 km en 5 Ma (figure III-10) (Lofi *et al.*, 2003)). C'est au cours de cette période que se mettent en place les canyons sous-marins du Golfe du Lion. La formation de canyons sous-marins soumet plus fortement la pente à l'érosion et déplace les dépocentres vers le bassin profond induisant une diminution de la vitesse de progradation (Lofi *et al.*, 2003).

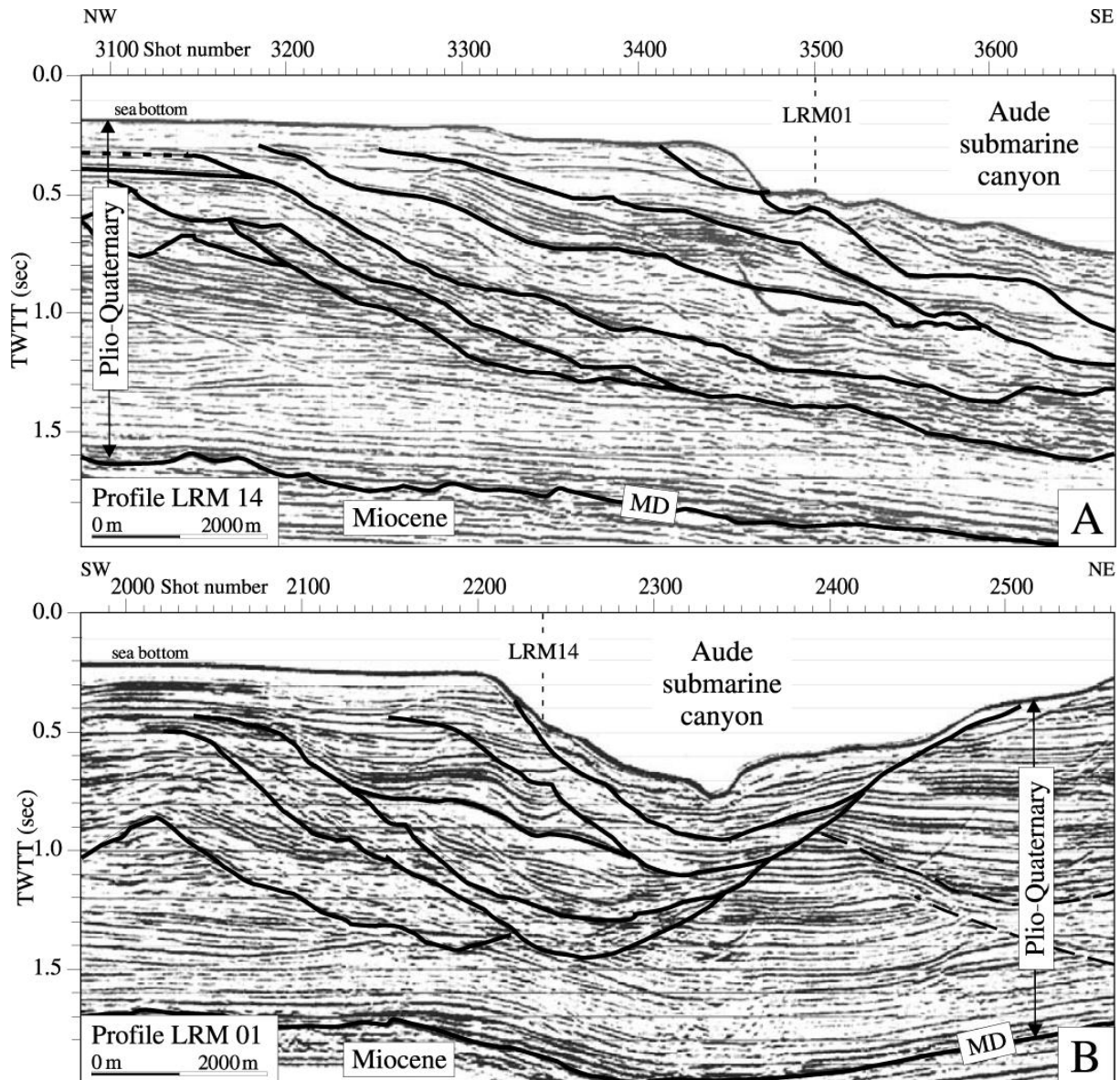


Figure III-10: (A) Profil de sismique multitrace parallèle à l'axe du canyon Bourcart qui montre la progradation du canyon Bourcart avec la plateforme. (B) Profil sismique multitraces perpendiculaires à l'axe du canyon Bourcart qui illustre la migration vers l'est du canyon. MD : discordance Messinienne. D'après Lofi *et al.* (2003).

1.2. CADRE SISMO-STRATIGRAPHIQUE ET MISE EN PLACE DE LA SERIE SEDIMENTAIRE

PLIO-QUATERNAIRE : IMPORTANCE DU FORÇAGE CLIMATIQUE

Les sédiments de la plateforme du Golfe du Lion ont intéressé les scientifiques dès les premières heures de l'océanographie (Delesse, 1871) et de nombreux travaux ont été menés, au début de la seconde moitié du 20^e siècle, sur la morphologie et la nature des fonds marins (voir Aloïsi (1986) pour une synthèse des études menées pendant cette période). Depuis le début des années 70, la stratigraphie de la plateforme du Golfe du Lion a fait l'objet de nombreuses interprétations. Les différentes hypothèses sur la nature, la morphologie et la

chronologie des dépôts ont été synthétisées par Rabineau (2001). Si les auteurs sont d'accord sur la progradation générale de la plateforme au cours du Plio-Quaternaire, la principale controverse reposait sur le lien entre la formation des unités de dépôts et les cycles climatiques de 20 000 ans ou de 100 000 ans.

Les travaux de Rabineau (2001) sur les dépôts sédimentaires de la plateforme du Golfe du Lion avaient pour objectif de préciser l'architecture des unités de dépôts et de déterminer quant à l'attribution de la formation de ces unités aux cycles climatiques de 20 000 ou 100 000 ans. Pour ce faire, l'auteur a intégré la modélisation géométrique des unités et des surfaces en trois dimensions et la simulation stratigraphique, au cours du temps, des séquences sédimentaires reconnues. Cette nouvelle approche, basée sur un levé sismique sparker très haute résolution (THR), très dense et une dizaine de carottages, a permis de mettre en évidence cinq séquences sédimentaires (S1 à S5, figure III-11A). Ces séquences sont composées d'un motif récurrent constitué par un couple de prismes sédimentaires (figure III-11B):

- PI (à cliniformes faiblement pentus $<1^\circ$ déposés en amont de la plate-forme).
- PII (à cliniformes fortement pentus d'environ 4° déposés en aval de la plate-forme).

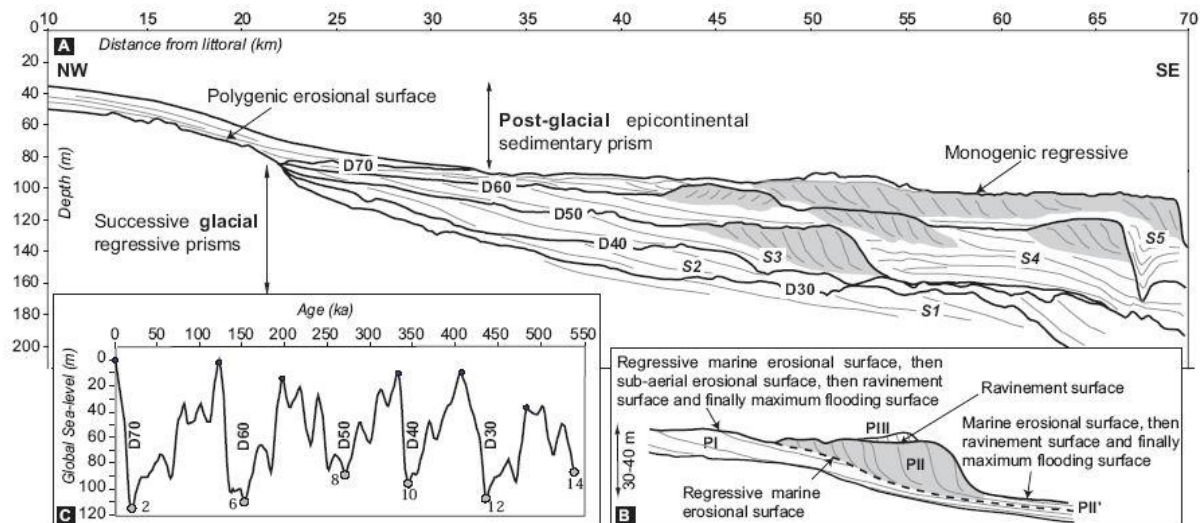


Figure III-11: Page précédente. (A) Transect NW-SE à travers la plateforme du Golfe du Lion qui illustre l'empilement des 5 séquences sédimentaires (S1 to S5) limitées par des discontinuités majeures (D30 to D70) B) Les dépôts sont verticalement organisés en un motif récurrent consistant en (1) un prisme PI à cliniformes faiblement pentus ($<1^\circ$) et (2) un prisme PII à cliniformes fortement pentus ($3 \text{ à } 7^\circ$). C) Corrélation (appuyée par des modélisations stratigraphiques) entre les séquences sédimentaires et les cycles de 100 000 ans (Rabineau, 2005). Chaque surface majeure d'érosion correspond à une période de bas niveau marin sur la courbe Specmap (Imbrie *et al.*, 1984). D'après Jouët (accepted).

Les cinq séquences correspondent aux cinq derniers cycles glacio-eustatiques (figure III-11C). La simulation stratigraphique permet de dater la base des séries étudiées, elle remonte à 540 000 ans (stade isotopique 12).

Le motif élémentaire de dépôt correspond à l'enregistrement d'un cycle glacio-eustatique de 100 000 ans (interglaciaire-glaciaire), et non pas à des fluctuations de l'ordre de 20 000 ans (Tesson *et al.*, 1993; Tesson and Allen, 1995). Ce résultat rejoint l'interprétation proposée par Aloïsi (1986).

Cette interprétation et la stratigraphie qui en découle nous serviront de base pour le calage des unités sismiques qui seront décrites dans le paragraphe 4 de ce chapitre.

1.3. SCENARIO DE MISE EN PLACE ET EVOLUTION DES CANYONS SOUS-MARINS DU GOLFE DU LION : ROLE DE L'INCISION AXIALE

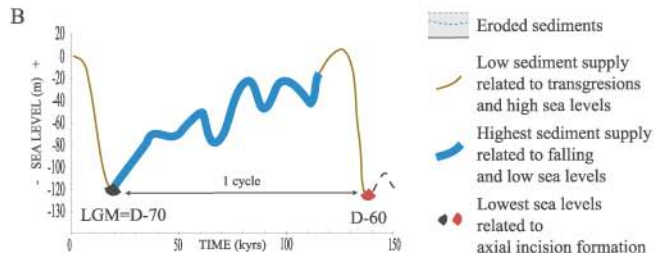
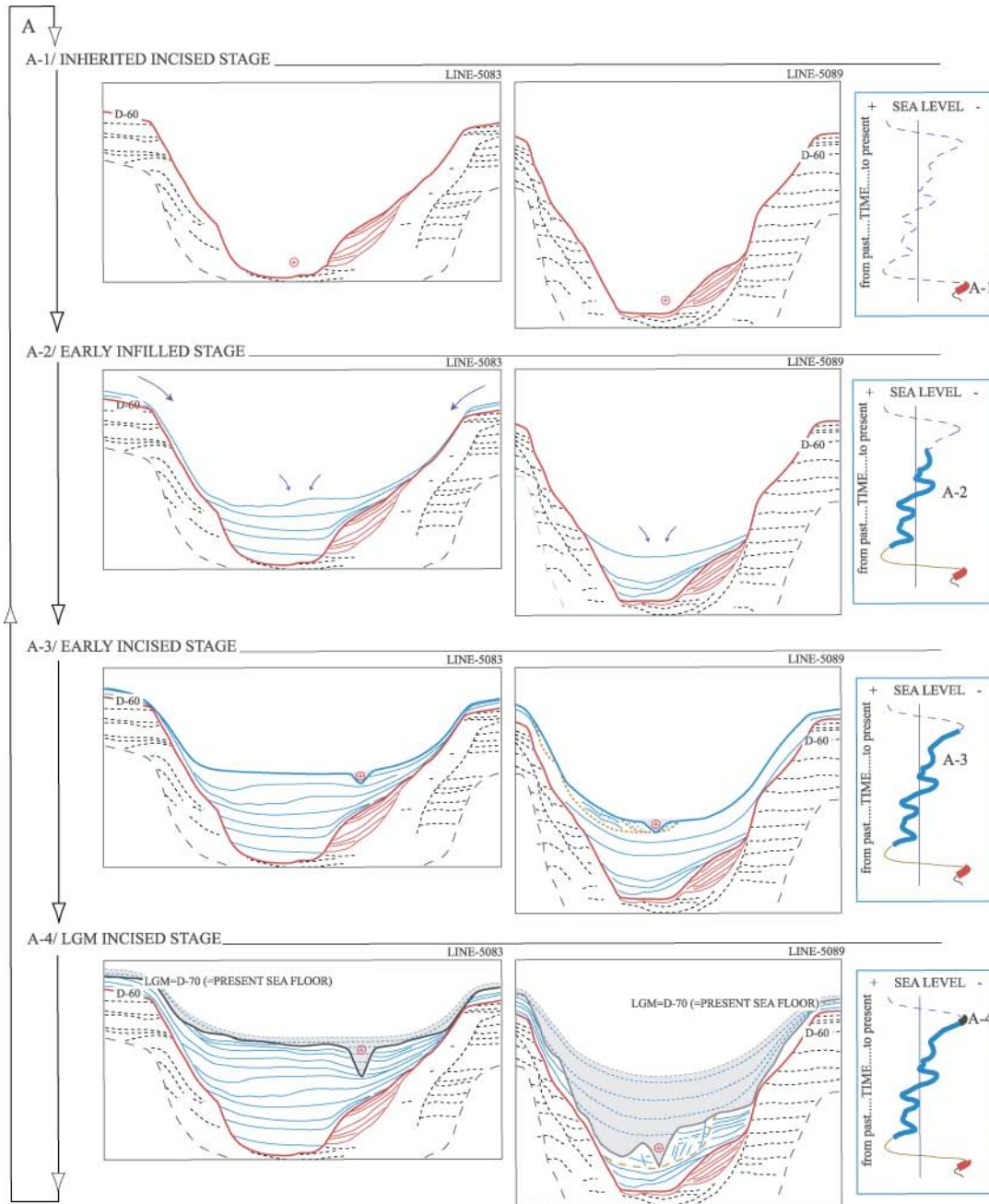
Les vallées principales des canyons sous-marins du Golfe du Lion présentent des hauteurs de flancs pouvant atteindre 700 m et des largeurs de plusieurs kilomètres sur plusieurs dizaines de kilomètres de long. De telles dimensions ne peuvent résulter d'un unique épisode érosif.

Baztan (2005) proposent, à partir de l'étude de profils sismiques très haute résolution, un scénario d'évolution des canyons sous-marins du Golfe du Lion (figure III-12) visant à expliquer ces morphologies. Le scénario est basé spécifiquement sur l'évolution de la tête du canyon Bourcart en lien avec les cycles climatiques de 100 000 ans définis comme moteur de la dynamique sédimentaire (Rabineau, 2001; Rabineau, 2005). Le point de départ se situe au maximum glaciaire du stade 6 et, pendant le bas niveau marin du stade 6, le canyon est vide (figure III-12A-1). Le fond marin est une surface d'érosion majeure. Durant la longue baisse générale du niveau marin que constituent les stades 5, 4 et 3, le canyon se remplit de sédiments (figure III-12A-2). Ceux-ci sont apportés par les plumes des rivières, dont l'embouchure se rapproche avec la baisse du niveau marin, ainsi que par les courants néphéloïdes de fond. Le remplissage du canyon est stable, les réflecteurs sismiques sont continus. Lorsque le niveau marin est assez bas, la ligne de rivage est assez proche de la tête du canyon pour qu'une première connexion avec un fleuve s'établisse (figure III-112A-3).

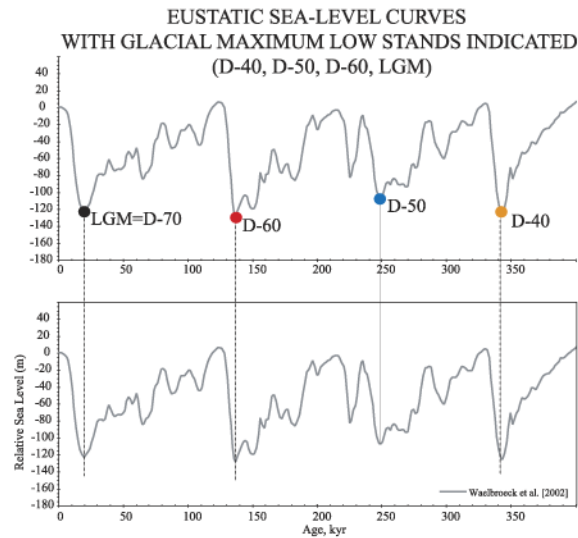
L'apport sédimentaire augmente et les courants de turbidités générés directement dans la tête du canyon commencent à en éroder le fond.

A la fin de la baisse du niveau marin et pendant le dernier maximum glaciaire, la tête du canyon se trouve directement connectée avec un système fluvial. Les crues du fleuve engendrent des courants hyperpycniaux qui érodent le fond du canyon et créent un axe privilégié de transport, l'incision axiale (figure III-12A-4).

Figure III-12: Page suivante. (A) Scénario simplifié de l'évolution du canyon Bourcart au cours du temps comprenant des phases de sédimentations et des phases d'érosions (A1) Morphologie héritée de précédents bas niveaux marins. (A2) Remplissage précoce du canyon depuis la tête vers la pente lors du début de la baisse du niveau marin. (A3) Première connexion et premières érosions du remplissage du canyon. (A4) Mise en place de l'incision axiale directement connectée à un fleuve, les écoulements gravitaires qui y transitent déstabilisent les flancs et les produits d'érosion sont évacués vers le bassin profond, le canyon se vide et on retourne en (A1). (B) Courbe du niveau marin (Waelbroeck *et al.*, 2002) qui montre les relations entre le niveau marin et les périodes d'érosions/dépôts pour le dernier cycle (D60 au dernier maximum glaciaire). D'après (Baztan *et al.*, 2005).



A



MIDDLE CANYON HISTORY (LINE-6024, FROM FIGURE 11-C)

B

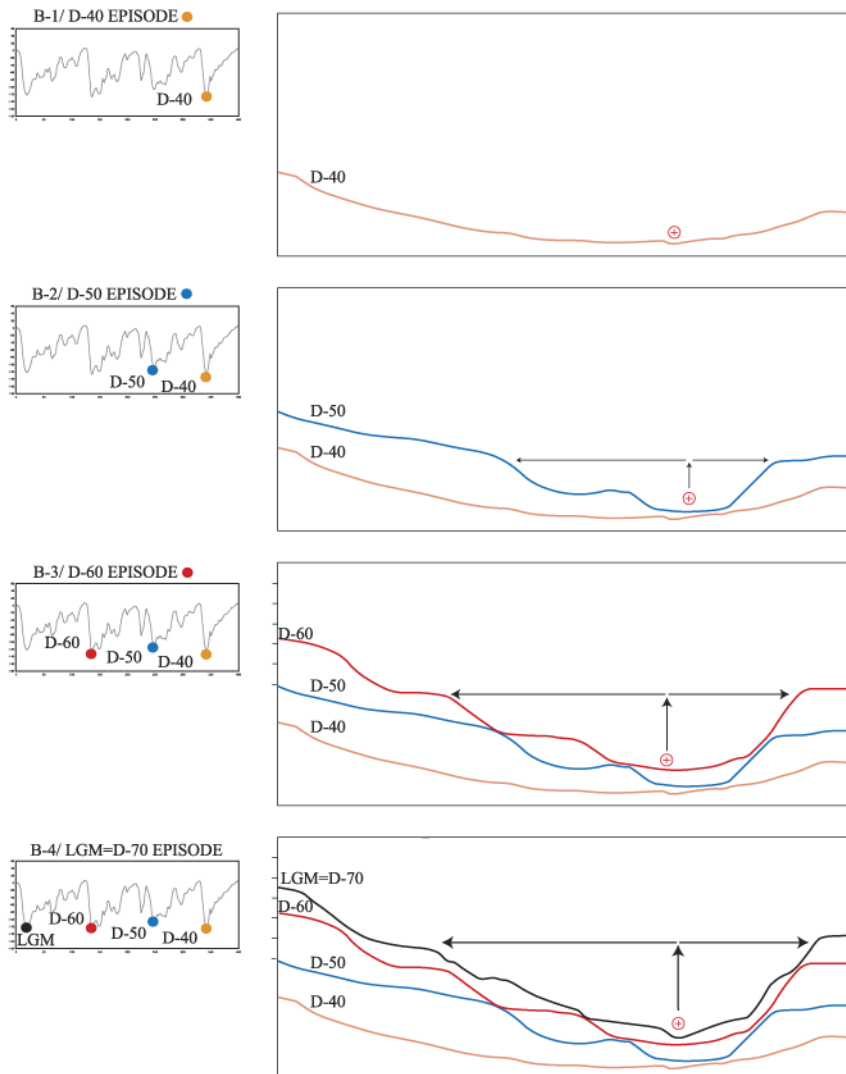


Figure III-13: (A) Courbe du niveau marin (Waelbroeck *et al.*, 2002) qui montre la relation entre les périodes de lowstand et les grandes phases d’incision (D40, D50, D60 et dernier maximum glaciaire). (B) Scénario simplifié de l’évolution de la partie médiane du canyon Bourcart au cours des différents bas niveaux marins. A chaque grande phase d’érosion correspond à un bas niveau marin le canyon dans sa partie médiane s’élargit et s’approfondit. D’après (Baztan *et al.*, 2005).

Pendant cette période, le creusement de l'incision axiale induit la déstabilisation du remplissage sédimentaire. Ces instabilités progressent vers la tête du canyon par érosion rétrogressive. Les produits d'érosion sont évacués via l'incision axiale par des courants gravitaires vers le bassin profond.

Si la tête du canyon ne se connecte pas à un réseau fluvial lors de la période où le niveau marin est le plus bas, le remplissage sédimentaire se poursuit et reste stable.

Les profils de sismique haute résolution (multitraces) montrent un élargissement et un approfondissement du canyon au cours du temps. A partir de ces données, Baztan (2005) propose un scénario plus globale d'évolution du canyon Bourcart et des canyons occidentaux du Golfe du Lion depuis 400 000 ans (figure III-13). L'élargissement et l'approfondissement de la vallée principale du canyon sont liés à l'activité cycle après cycle de l'incision axiale. A chaque bas niveau marin, la connexion d'un réseau fluvial avec la tête du canyon crée une incision axiale qui conduit à l'érosion du canyon. Lors de rapide la remontée du niveau marin et surtout lors de la lente baisse du niveau marin qui suit, le canyon se remplit progressivement sous l'action des sédiments issus des apports continentaux qui transitent sous la plateforme grâce à l'hydrodynamique locale ou aux forçages climatiques régionaux.

1.4. PHYSIOGRAPHIE ACTUELLE DU GOLFE DU LION

L'histoire tectono-sédimentaire régionale et locale contraint la physiographie actuelle du Golfe du Lion. Le Golfe du Lion présente ainsi des caractéristiques originales parmi les marges méditerranéennes (figure III-14).

1.4.1. **La plateforme continentale**

La plateforme du Golfe du Lion a une largeur maximale de 70 km (dans la partie occidentale). Le rebord de la plate-forme est situé à une profondeur qui varie selon les régions, entre 120 et 180 m. La topographie ne montre pas de rupture de pente entre le relief escarpé du continent et celui de la marge continentale. Dans presque tout le bassin de la Méditerranée Occidentale et en particulier dans le Golfe du Lion, le rebord de la plate-forme est entaillé par de nombreux canyons.

1.4.2. La pente continentale

La pente continentale du Golfe du Lion peut être divisée en plusieurs segments qui présentent des inclinaison différentes : relativement faible 2-3° au large du Languedoc (Got *et al.*, 1979), la pente s'accroît vers l'est 2 à 8° (Bellaiche *et al.*, 1984) et vers l'ouest (vers la côte catalane). Au niveau de l'Ebre la pente atteint 3,5 ° (Monaco *et al.*, 1982). Le long de la côte provençale, alpine et corse, ainsi qu'au Sud des Baléares, au large du Maroc et de l'Algérie, la pente continentale est au contraire très fortement inclinée. Les canyons qui dissèquent la pente s'atténuent vers 1300 m de profondeur (Droz, 1983). Les canyons du Golfe du Lion sont particulièrement nombreux et ont fait l'objet d'une étude détaillée (Baztan, 2004).

1.4.3. Le glaciaire continental

Le glaciaire continental est constitué, dans le Golfe du Lion, de deux entités majeures : la ride sédimentaire Pyrénéo-languedocienne à l'Ouest et l'éventail profond du Rhône qui s'étend de la base de la pente continentale jusqu'à la plaine abyssale au nord des îles Baléares sur une longueur totale de 300 km et une largeur maximale de 200 km. Cet éventail a une forme allongée NW-SE. Droz (1983) a différencié les domaines morpho-structuraux suivants, résumé par Torres (1995) :

- Le domaine supérieur (*upper fan*) de 1350 à 2000 m, de pente faible (0,7 à 1 %) est entaillé par un chenal unique, la vallée sous-marine du Petit-Rhône, large de 2 à 5 km et perchée entre des levées sédimentaires continues. Le fond de la vallée sous-marine du Petit-Rhône est relativement plat et est creusé par un thalweg. Le creusement du thalweg est attribué à la dernière migration du chenal vers l'Ouest et la formation du néofan (Bonnell *et al.*, 2005) ;
- Le domaine moyen (*middle fan*) est situé entre les isobathes ~2000 et 2300 m. Ce domaine correspond à la zone où le chenal commence à migrer latéralement. Le chenal est moins profond mais plus large. Les levées sont atténuées et l'éventail s'étale sur une pente faible (0,5 %). (Droz, 1983) signale qu'au cours de son édification, l'éventail n'est alimenté que par un seul chenal ; la géométrie décalée des corps sédimentaires observée sur la sismique est la conséquence du déplacement du chenal principal et non pas d'une ramification du chenal ;

- Le domaine inférieur (*lower fan*) a une limite supérieure imprécise située entre 2300 et 2600 m. La pente est très faible (0,24 à 0,3 %) seul un léger infléchissement des isobathes vers le Sud est visible sur la bathymétrie. Le chenal est ramifié en plusieurs chenaux secondaires. Ces chenaux, de taille très réduite, ont été observés jusqu'à N40°50 de latitude. Au-delà de 2600 m, le fond est plat et l'on peut considérer que l'on se trouve dans le domaine de la plaine abyssale.

1.4.4. La plaine abyssale

La plaine abyssale est située dans la partie centrale du bassin algéro-provençal, elle s'étend au delà de 2700 m, jusqu'à une profondeur maximale de 2800 m, ce qui est faible par rapport aux plaines abyssales « océaniques ».

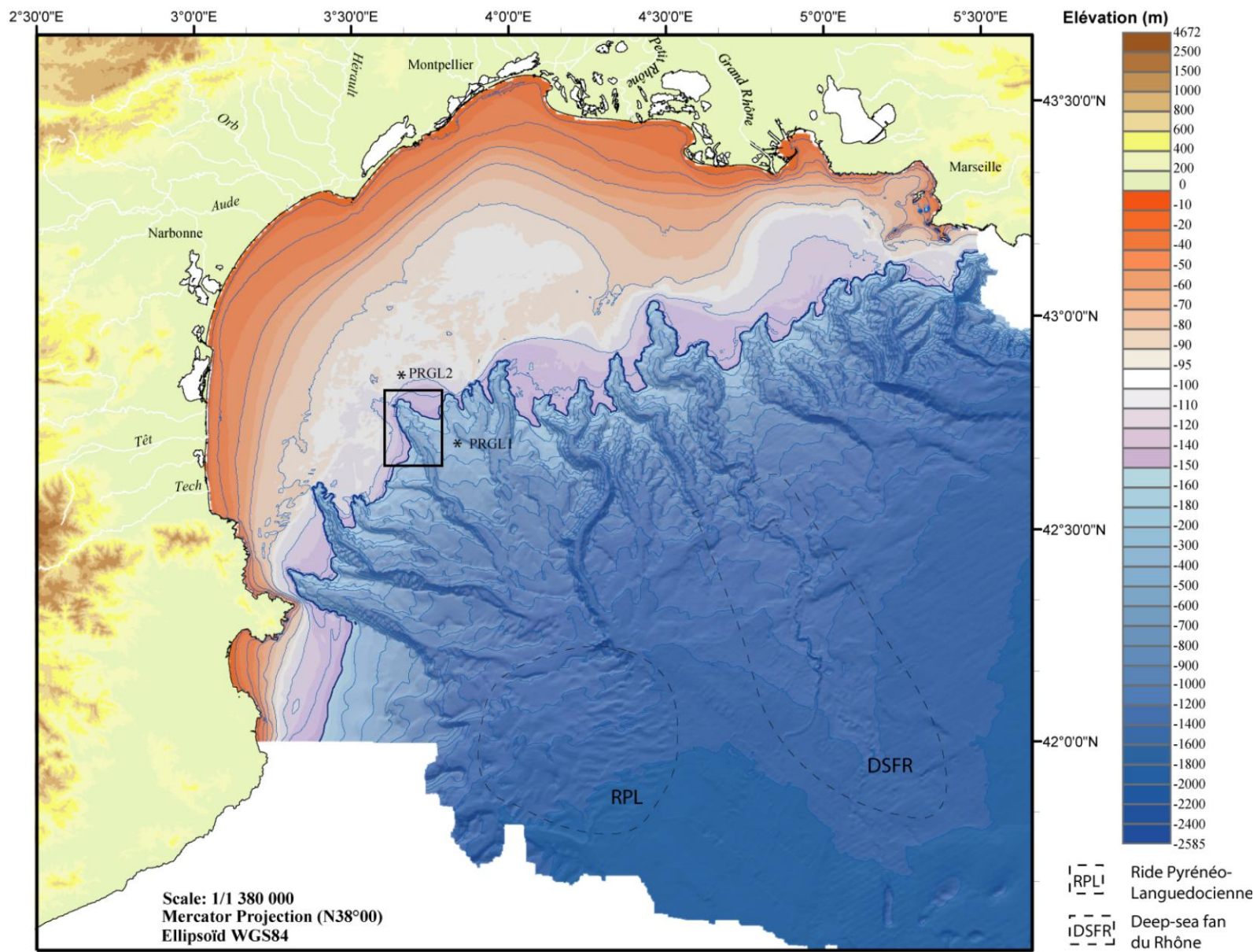


Figure III-14: Page précédente. Carte bathymétrique du Golfe du Lion. Le carré noir indique la localisation du canyon Bourcart. D’après Frumholtz, données non publiées

1.5. PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES DANS LE GOLFE DU LION

L’hydrodynamique du Golfe du Lion est complexe car des processus très variables et de forte d’intensité agissent simultanément. Ces processus comprennent la circulation générale le long de la pente continentale, la formation de plongées d’eaux denses et l’impact de phénomènes météorologiques de haute énergie (Millot, 1990).

1.5.1. **Le courant Liguro-Provençal ou courant Nord**

Le courant qui circule le long de la pente du Golfe du Lion est appelé courant Liguro-Provençal ou courant Nord. Le courant Nord fait partie de la circulation cyclonique occidentale du bassin Méditerranéen. Il forme un front de densité qui sépare les eaux moins salées du plateau continental des eaux de l’océan ouvert plus salées. Ce contraste de densité influence les échanges entre le plateau et la pente (Durrieu de Madron *et al.*, 1999).

1.5.2. **Les plongées d’eaux denses**

L’évaporation et la diminution de la température des masses d’eaux de surface, sous l’action de vent froid et sec, conduisent à un contraste de densité avec les masses d’eaux sous-jacentes. Les masses d’eaux de surface deviennent plus denses que les masses d’eaux environnantes et coulent (Ivanov *et al.*, 2004). Le Golfe du Lion est sous l’influence d’épisodes de vents très violents venant du nord (Mistral) ou du nord-ouest (Tramontane) qui permettent la création de plongées d’eaux denses comme l’avait décrit Bougis (1954) au début des années 50. Les eaux denses ainsi créées transitent à travers la plateforme et s’écoulent sur la pente continentale. Elles s’arrêtent lorsqu’elles retrouvent leur niveau d’équilibre (contraste de densité nul) (Durrieu de Madron *et al.*, 2005).

1.5.3. **Les tempêtes dues aux vents d’Est**

Si le Golfe du Lion est régulièrement soumis à des épisodes de vents de secteurs nord et nord-ouest, les événements climatiques les plus violents résultent des vents d’Est. Ces tempêtes génèrent les vagues les plus hautes et sont responsables de la formation de courants

sur le fond dont l'impact se fait sentir jusqu'à la limite du plateau externe (Bassetti *et al.*, accepted).

2. PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

2.1. DONNEES MORPHO-QUANTITATIVES

Le canyon Bourcart (ou de l'Aude, figure III-14) présente une branche secondaire et une branche principale. Le bras principal dont nous étudions la tête, a un azimut de 150°, une longueur de 68 km, une longueur de vallée de 62 km et un indice de sinuosité de 1.09.

2.1.1. Coupe longitudinale du thalweg

Les données morphologiques de l'ensemble du canyon Bourcart ont été traitées dans la thèse de Baztan (2004). Les grandes tendances sont reprises ici.

L'analyse du profil longitudinal du fond du thalweg met en évidence cinq zones majeures (figure III-15).

- La première zone est localisée entre 110 et 292 m de profondeur d'eau. Elle présente une pente de 1.4°.
- La deuxième zone est située entre 292 et 414 m de profondeur d'eau, avec une pente de 3.7° correspondant à la première marche bathymétrique du fond du canyon.
- La troisième zone est située entre 414 et 1231 m de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 1.2° avec des valeurs extrêmes de 0.02° et 2.8°. Dans cette partie, on retrouve la convergence des deux branches sans pour autant observer une rupture de pente particulièrement importante.
- La quatrième zone est située entre 1231 et 1395 m de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 0.6° avec des valeurs extrêmes de 0.4° et 1°, et correspond à la dernière zone avant la capture par le canyon de Lacaze-Duthiers.
- La cinquième et dernière zone présente une bathymétrie en marches d'escalier conditionnée par la présence du flanc NE du canyon Lacaze-Duthiers. Elle présente une pente moyenne de 1.6° avec des valeurs extrêmes de 0.1° et 3.2°.

2.1.2. Flanc occidental

L'analyse du profil longitudinal du flanc occidental du canyon Bourcart met en évidence quatre zones majeures (figure III-15).

- La première zone, qui correspond à la tête du canyon, est située entre 137 et 164 m de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 0.3° avec des valeurs extrêmes de 0.1° et 0.9° , et correspond à la zone du canyon qui entaille la plate-forme.
- Le deuxième tronçon est développé entre 164 et 837 m de profondeur d'eau, et correspond à un segment avec de petites irrégularités qui, malgré une forte rugosité, peut être assimilable à une droite d'équation : $R^2=0.96$ - ($y=-0.0186x+82.838$). Cette irrégularité est due à de nombreux glissements et, entre 837 et 1418 mètres, à la capture de la première branche du canyon.
- La troisième zone est située entre 837 et 1418 m de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 3.2° avec des valeurs extrêmes de 0.5° et 5.7° . Le glissement qui affecte cette zone à partir de 1134 m et à la fin du tronçon est très remarquable.
- La quatrième zone est située entre 1418 et 1490 m de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 2.5° avec des valeurs extrêmes de 0.7° et 5° . Elle correspond à la zone de capture par le canyon Lacaze-Duthiers.

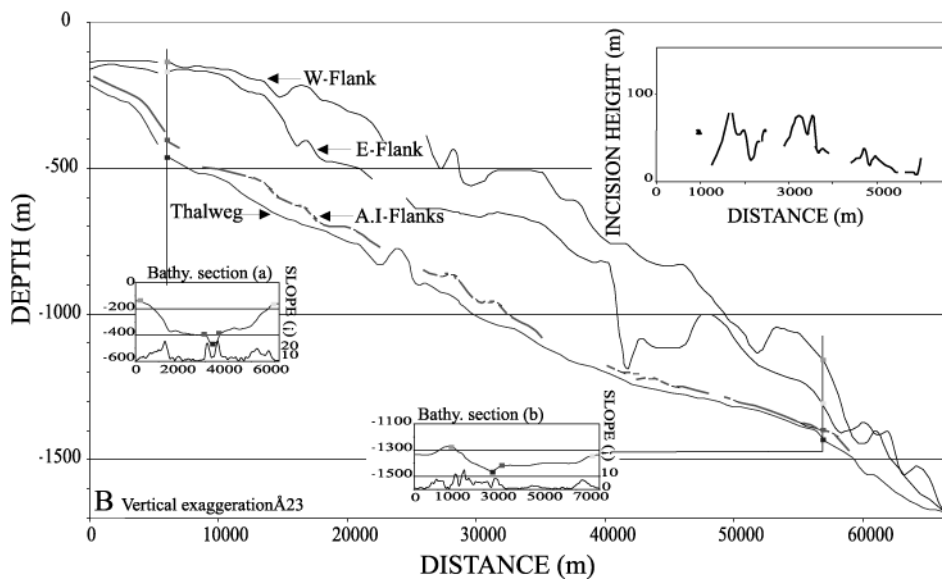
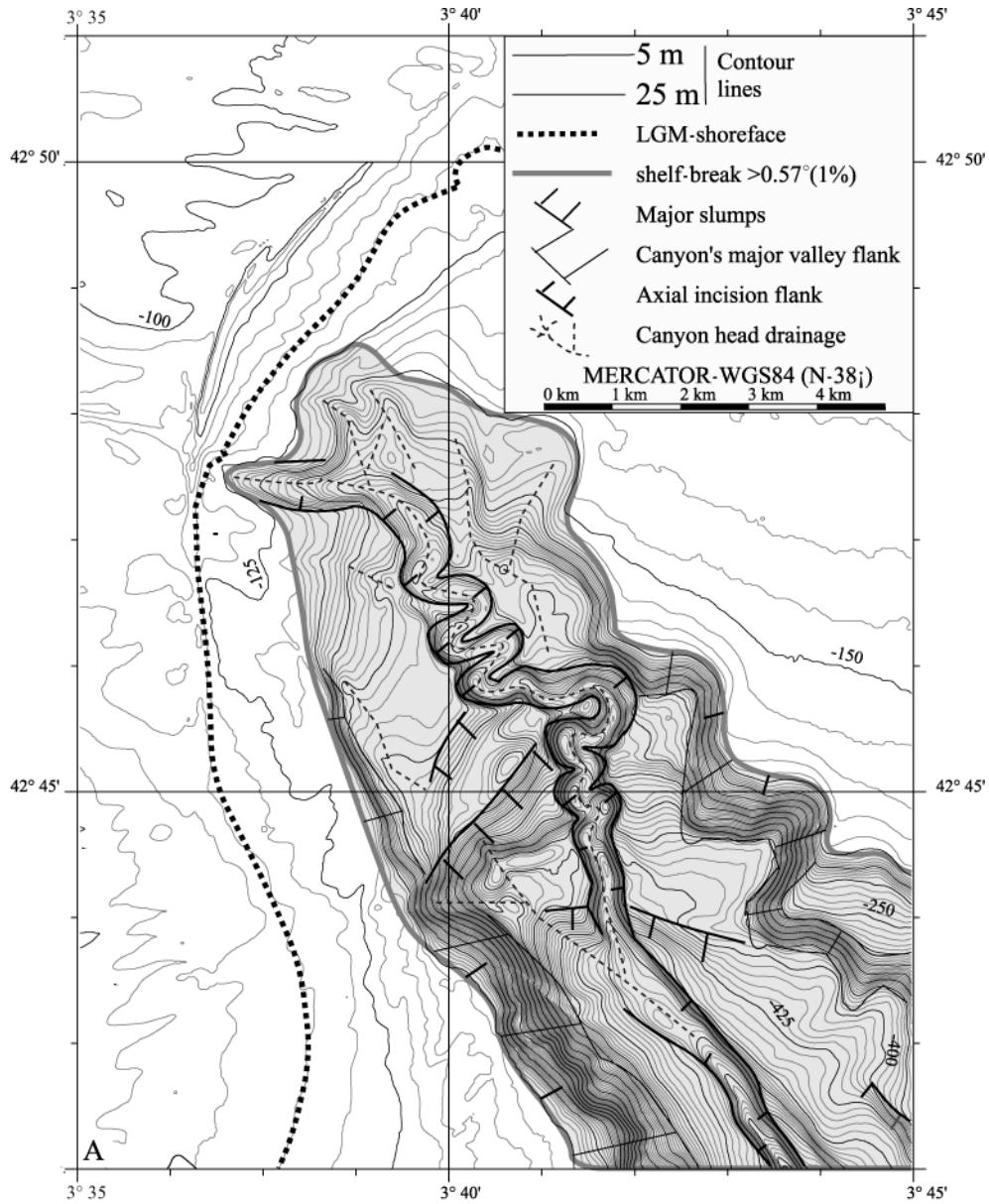


Figure III-15: Page précédente. (A) Bathymétrie détaillée de la tête du canyon Bourcart (B) Profil longitudinal le long du canyon Bourcart avec l'évolution de la profondeur du thalweg en aval, la hauteur des flancs de la vallée principale et la hauteur des flancs de l'incision axiale. D'après (Baztan *et al.*, 2005)

2.1.3. Flanc oriental

L'analyse du profil longitudinal du flanc oriental du canyon Bourcart met en évidence sept zones majeures (figure III-15).

- La première zone, qui correspond à la tête du canyon, est située entre 159 et 179 mètres de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 0.3° avec des valeurs extrêmes de 0.02° et 0.5° . C'est la zone du canyon qui entaille la plate-forme.
- La deuxième partie est située entre 179 et 249 m de profondeur d'eau, et présente une pente moyenne de 1.1° avec des valeurs extrêmes de 0.7° et 1.4° . Elle correspond à une petite rampe avec laquelle commence la pente.
- La troisième zone est située entre 249 et 418 m de profondeur d'eau. Elle présente une pente de 2.9° et correspond au premier saut bathymétrique de ce flanc.
- La quatrième zone est située entre 418 et 832 m de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 1.2° avec des valeurs extrêmes de 3.6° et 0.3° .
- La cinquième et dernière zone se développe à partir de 832 m de profondeur d'eau. Elle présente une pente moyenne de 3.2° comme pour le flanc opposé, est caractérisée par la présence de nombreuses marches d'escalier.

La branche principale du canyon Bourcart présente une hauteur moyenne du flanc Ouest de 361 m, une hauteur moyenne du flanc Est de 269 m -ce qui fait une hauteur moyenne de 315 m- et une largeur moyenne de 4685 m ; cela donne un rapport largeur/ hauteur de 22.

Si on synthétise les informations données par l'étude du profil longitudinal du fond et des flancs du canyon Bourcart, on peut dire que :

Le thalweg présente quatre zones principales : les deux premières correspondent à la tête du canyon montrant un spectaculaire trace méandrique ; la troisième se développe entre 414 et 1395 m de profondeur d'eau ; la quatrième zone correspond à la partie du canyon affectée par la présence du flanc NE du canyon de Lacaze-Duthiers correspondant à la zone de capture. Les première, deuxième et quatrième zones peuvent être représentées par une droite assimilable à une équation linéaire, la troisième zone présente une tendance concave vers le haut qui peut être décrite par une fonction exponentielle. Les différents tronçons des flancs peuvent être regroupés en trois zones majeures : la première, localisée à la tête, est

caractérisée par une forte symétrie ; la deuxième, localisée ensuite jusqu'à la zone de capture par le canyon Lacaze-Duthiers, est caractérisée par son asymétrie ; la troisième zone est située dans la zone de capture et est caractérisée par la récupération de la symétrie. La tendance générale des flancs correspond à une courbe sigmoïde.

3. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ACTUELLE DE LA TÊTE DU CANYON BOURCART

Cette partie fait l'objet d'un article qui sera publié dans *Marine Geology*. La première partie introduit l'article. Les faits marquants ensuite sont repris en conclusion.

3.1. INTRODUCTION

La tête du canyon Bourcart est localisée sur le rebord du plateau continental du Golfe du Lion par 110 m de profondeur d'eau. Elle se trouve à 70 km au large des côtes françaises loin de tout apport sédimentaire direct via les fleuves qui se jettent dans le Golfe du Lion. Ce canyon, comme les nombreux autres qui incisent la pente du Golfe du Lion, sont considérés comme fossiles. Il n'y aurait pas d'activité sédimentaire significative en leur sein en période de haut niveau marin. Cependant, les études menées sur les zones d'épanchements sédimentaires du bassin du Golfe du Lion mettent en évidence plusieurs dépôts récents d'âge holocène (Buscail *et al.*, 1997; Bonnel *et al.*, 2005). Ces dépôts ; d'origine gravitaires, impliquent un transport sédimentaire via les canyons qui nourrissent ces lobes distaux. L'origine de ces épisodes gravitaires n'est pas claire. Est-ce qu'ils se développent à partir de déstabilisations dans la partie médiane voire basale d'un canyon ? Ou bien leur origine est-elle à chercher sur la plateforme ?

Plusieurs carottes d'interface ont été prélevées dans la tête du canyon Bourcart afin de répondre à ces questions et de caractériser la dynamique sédimentaire actuelle dans le canyon Bourcart

3.2. MASSIVE SAND BED DEPOSITION ATTRIBUTED TO DENSE WATER CASCADING



ELSEVIER

Marine Geology xx (2006) xxx–xxx

**MARINE
GEOLOGY**
INTERNATIONAL JOURNAL OF MARINE
GEOLOGY, GEOCHEMISTRY AND GEOPHYSICS

www.elsevier.com/locate/margeo

1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12

Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea)

M. Gaudin ^{a,*}, S. Berné ^b, J.-M. Jouanneau ^a, A. Palanques ^c, P. Puig ^c,
T. Mulder ^a, P. Cirac ^a, M. Rabineau ^d, P. Imbert ^e

^a DGO, UMR-5805 EPOC Université Bordeaux1 Av. des Facultés 33405 Talence, France

^b GM-LES IFREMER BP70 29280 Plouzané, France

^c Institut de Ciències del Mar (CSIC), Passeig Marítim de la Barceloneta 37-49, Barcelona 08003, Spain

^d UMR6538 Domaines océaniques, IUEM, 29280 Plouzané, France

^e TOTAL CST JF, Avenue Larribau 64000 Pau France

Accepted 5 September 2006

13 **Abstract**

14 Nowadays, the Gulf of Lions continental shelf and slope are under the influence of dense cascading water, wind-induced bottom
15 currents and the geostrophic Northern Current. In order to characterize sedimentary activity at the shelf break, several interface and
16 piston cores were taken in the Bourcart canyon head and a current meter equipped with temperature, conductivity, pressure and
17 turbidity sensors was moored during the 2003–2004 winter season. Even if the canyon is not connected directly to continental
18 sources since Last Glacial Maximum, detailed grain size, X-ray and sediment facies analysis of interface cores show that down to
19 350 m water depth, the canyon head is blanketed by up to 1.5 m of structureless muddy medium-grained sand. ²¹⁰Pb_{exc} activity
20 measurements demonstrate present day sedimentary activity of the canyon head. Time series of currents with peak velocity
21 reaching 0.37 m/s, suspended sediment concentration and temperature indicate that dense water cascading is the main process
22 allowing the reworking, transport and accumulation of sand within the canyon head, even though winter 2003–2004 was
23 characterized by low cascading events compared to other years. These sand beds, called “cascadite” constitute a new type of
24 deposit that differs from other typical slope deposits (turbidites, hyperpycnites, contourites) in terms of flow duration and
25 sedimentological characteristics. They are similar to shallow water contourites. They might be time-equivalent to the recent
26 turbidites described throughout the deep western Gulf of Lions basin.

27 © 2006 Published by Elsevier B.V.

28
29 *Keywords:* submarine canyon; cascading; sand deposits; ²¹⁰Pb_{exc} activity

30
31 **1. Introduction**

32 Submarine canyons have been considered for a long
33 time to be the main transfer zone for continental-derived
34 sediment to reach the deep sea (Shepard and Dill, 1966).
35 Numerous studies documented the transit of gravity

* Corresponding author. Tel.: +33 5 40 00 88 80.

E-mail address: m.gaudin@epoc.u-bordeaux1.fr (M. Gaudin).

ARTICLE IN PRESS

2

M. Gaudin et al. / Marine Geology xx (2006) xxx–xxx

36 driven flows down, for instance in the Monterey,
 37 Capbreton, Kaikoura or Zaire canyons (Garfield et al.,
 38 1994; Lewis and Barnes, 1999; Mulder et al., 2001;
 39 Khripounoff et al., 2003; Paull et al., 2003). However,
 40 these canyons are either directly connected to a river
 41 system or located close to the shoreline and therefore
 42 under the influence of inner shelf and/or fluvial dynamics
 43 (Shepard and Marshall, 1973; Snyder and
 44 Carson, 1986; Thorbjarnarson et al., 1986; Segall
 45 et al., 1989; Mullenbach and Nittrouer, 2000; Xu
 46 et al., 2002; Puig et al., 2003; Shanmugam, 2003; Liu
 47 and Lin, 2004; Mullenbach et al., 2004).

48 In other cases, however, present day sea-level conditions
 49 prevent direct river connection with submarine
 50 canyons. Therefore, such canyons are presumed to be
 51 inactive. However, in such environments, several studies
 52 documented the transport of sand and fine-grained
 53 material at the shelf edge and into submarine canyons
 54 by hydrodynamic or climatic forcing (Kenyon, 1986;
 55 Frignani et al., 2002; Ivanov et al., 2004; Durrieu de
 56 Madron et al., 2005).

57 In this study, a detailed investigation of the Bourcart
 58 canyon (also known as Aude Canyon) characterizes the

59 wide-spread blanketing of the canyon head with a recent
 60 massive sand bed that formed presumably during epi-
 61 sodes of intense shelf water cascading.

2. Regional settings 62

2.1. The outer shelf 63

64 The Gulf of Lions constitutes the north-western part
 65 of the Mediterranean Sea (Fig. 1). The continental shelf
 66 reaches up to 70 km in width. This rather unusual width
 67 in the Mediterranean Sea is explained by intense
 68 progradation during Plio-Quaternary under the influence
 69 of the large amount of sediment supplied by the
 70 Rhône (Lofi et al., 2003). The outer shelf morphology
 71 results from the stacking of prograding wedges (Aloisi,
 72 1986; Rabineau, 2001) deposited during “forced
 73 regressions” (Posamentier et al., 1992). The most recent
 74 wedge consists of lowstand sandy shoreface deposits
 75 that settled between 80 m and 120 m water depth, and of
 76 correlative offshore muds beyond 120 m. The transition
 77 between the 2 facies is marked by a brink point in the
 78 sea-floor morphology reaching up to 25 m (Bemé et al.,

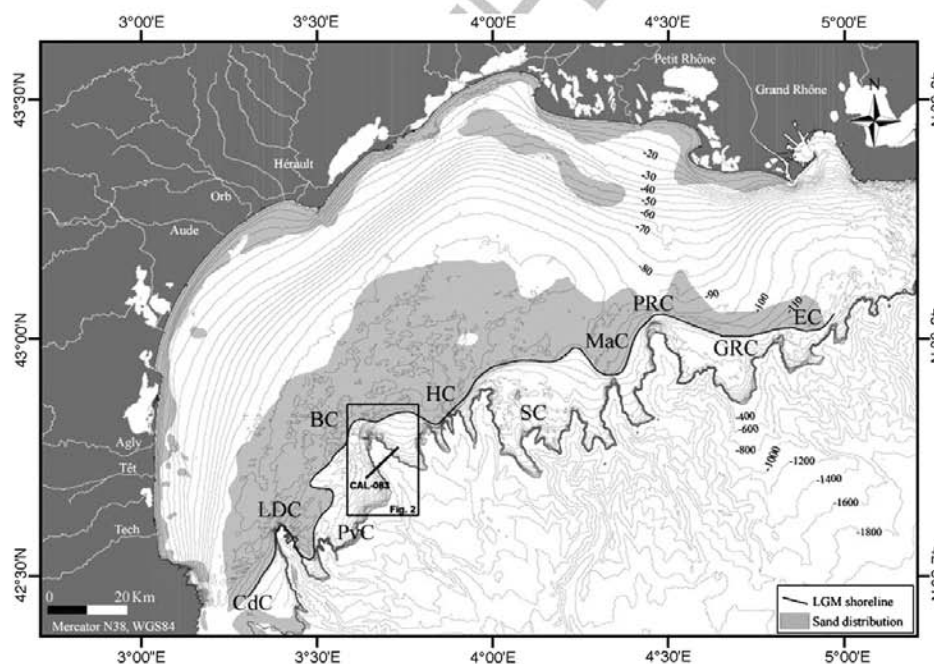


Fig. 1. Bathymetric map of the Gulf of Lions and position of the study area on the outer shelf (Fig. 2). CdC, Cap de Creus, LDC, Lacaze-Duthiers Canyon; PvC, Pruvot Canyon; BC, Bourcart Canyon; HC, Hérault Canyon; SC, Sète Canyon; MaC, Martiny Canyon; PRC, Petit-Rhône Canyon; GRC, Grand-Rhône Canyon; EC, Estocade canyon.

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

ARTICLE IN PRESS

M. Gaudin et al. / Marine Geology xx (2006) xxx–xxx

3

79 2002, 2004). The sea-floor roughness is attributed
80 to subaerial erosion during the last glacial maximum,
81 together with subsequent marine erosion during the
82 transgressive phase. The transgressive deposits were
83 subsequently reworked into dunes and sand ridges
84 (Berné et al., 1998; Bassetti et al., submitted for
85 publication).

86 2.2. The Bourcart canyon

87 The shelf break is dissected by several submarine
88 canyons that were mapped using swath-bathymetry
89 (Berné and Loubrieu, 1999) (Fig. 1).

90 The Bourcart canyon is located in the widest part of
91 the shelf, 70 km off the southern coast of France. The
92 canyon is almost connected, to the West, with shoreface
93 sands that formed during the Last Glacial Maximum
94 turnaround (Jouët et al., submitted for publication, and
95 Fig. 1). The study area (10 km×20 km, Fig. 2)
96 corresponds to the head of the canyon, which consists
97 of a main canyon, about 4 km wide and up to 400 m
98 deep, partly filled by up to 300 m by sea-level fall and
99 Last Glacial Maximum derived sediments (Fig. 3). This
100 infill is incised by a meandering axial incision that
101 formed during Last Glacial Maximum (Fig. 3), when the
102 canyon was directly linked to a fluvial system (Baztan
103 et al., 2005). The head of the canyon is topped, to the
104 NW, by a 20 m-high relief made of cemented sands that
105 are interpreted as beach rocks formed around 21 cal ka
106 BP (Jouët, this volume). The erosion of the axial
107 incision by hyperpycnal and turbidity flows generated
108 small scale failures that evolved in retrogressive slumps
109 (Baztan et al., 2005). The sea-level rise induced the
110 disconnection of the river from the head of the canyon
111 ending direct fluvial sediment supplies.

112 3. Hydrodynamic framework

113 3.1. The Northern Current

114 The Gulf of Lions shelf break and continental slope
115 are under the influence of the “Liguro-Provençal”
116 current or “Northern Current” (NC). The NC enters the
117 Gulf of Lions on its eastern side and flows along the shelf
118 break in a counter clockwise direction (Millot, 1991). Its
119 velocity is maximum near the surface (~0.5 m/s) and
120 decreases nearly linearly with depth to a few cm/s at
121 several hundred meters depth (Lapouyade and Durrieu
122 De Madron, 2001). However, its magnitude and di-
123 rection can be modified by seasonal stratification and
124 wind effects. In such cases, currents velocities up to
125 0.5 m/s were recorded in the water column at depth

~ 200 m, and clockwise inertial currents can be formed
on the shelf along the 100 m isobath with lower current
velocities (0.1–0.2 m/s) (Petrenko, 2003). The interac-
tion between the NC and the complex morphology of the
shelf break produces deviations of the bottom current
generating up-canyon, down-canyon or oscillating
currents within the canyon particularly in the Grand
Rhône (Durrieu de Madron, 1992), Lacaze Duthiers
canyons (Frignani et al., 2002) or Blanes canyon
(Ardhuin et al., 1999).

3.2. Meteorological forcing

Wave and wind regime constitute a driving force of
local circulation in the northwestern Mediterranean Sea.
Northern (Mistral) and northwestern (Tramontane)
winds are known to generate classical oceanographic
features such as up and downwelling currents (Millot,
1990) or inertial oscillations (Petrenko, 2003). Recent
studies demonstrate the impact of exceptional events
such as storms or intense period of cold and dry winds
on the Gulf of Lions local hydrodynamic. The strong
winds cool the surface water that become denser than
the surrounding waters and sink. The cold waters transit
across the shelf and are transferred deeper through
submarine canyons until they reach their buoyancy
equilibrium (Ivanov et al., 2004; Durrieu de Madron
et al., 2005). This process called shelf water cascading
mainly occurs during wintertime.

Another process contributing to increase current ve-
locities in submarine canyon heads is the accumulation
of water along the SW coastline of the Gulf of Lions
during easterly storms. During the stratified season,
despite a relatively light density, the load of water along
the coastline induces downwelling and water escape in
the SW corner of the Gulf of Lions (Palanques et al.,
submitted for publication). However, according to these
authors, this latest process restricted to the SW part, is
combined with dense water cascading in winter and
affects most of the Gulf of Lions submarine canyons
usually between January–February and April.

4. Data and methodology

The bathymetric map of the Bourcart canyon head
was acquired with an EM1000 multibeam echo sounder
during the Calmar and Strataform cruises in 1999 and
2002, with R/V “L’Europe” and “Le Suroît” respective-
ly. An interface core device was used to collect well-
preserved samples of the upper 1 m of sediments. All
together, 15 interface cores and 2 piston cores were
recovered with the R/V “Le Suroît” during the

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

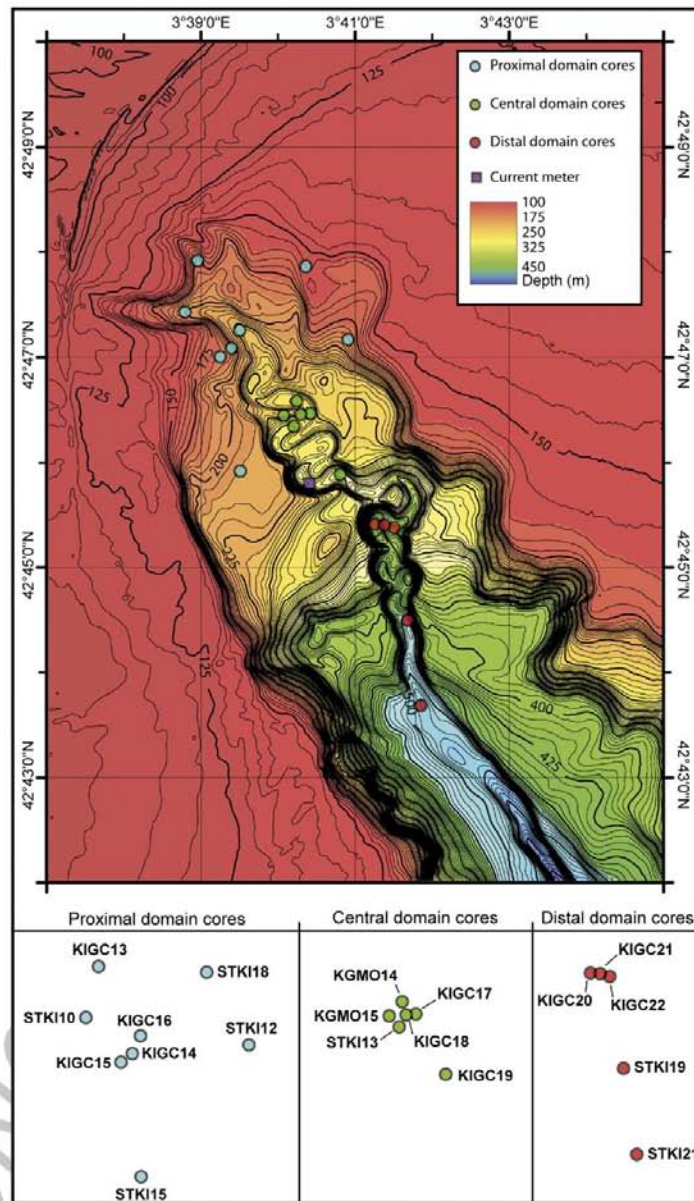


Fig. 2. Bathymetric map of the Bourcart canyon head showing the piston and interface core locations. Cores with the same dot color present strong similarities in terms of facies association and grain-size analyses and belong to a same domain: proximal, central or distal.

174 Strataform and GMO2 cruises in 2002 (Fig. 2). Coring
 175 in deep submarine channels is difficult because of
 176 uncertainties in position of the impact of the coring

system (Paull et al., 2005). In order to minimize 177
 uncertainties, a D-GPS positioning system was used 178
 together with a Dynamic Positioning system for 179

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

ARTICLE IN PRESS

M. Gaudin et al. / Marine Geology xx (2006) xxx–xxx

5

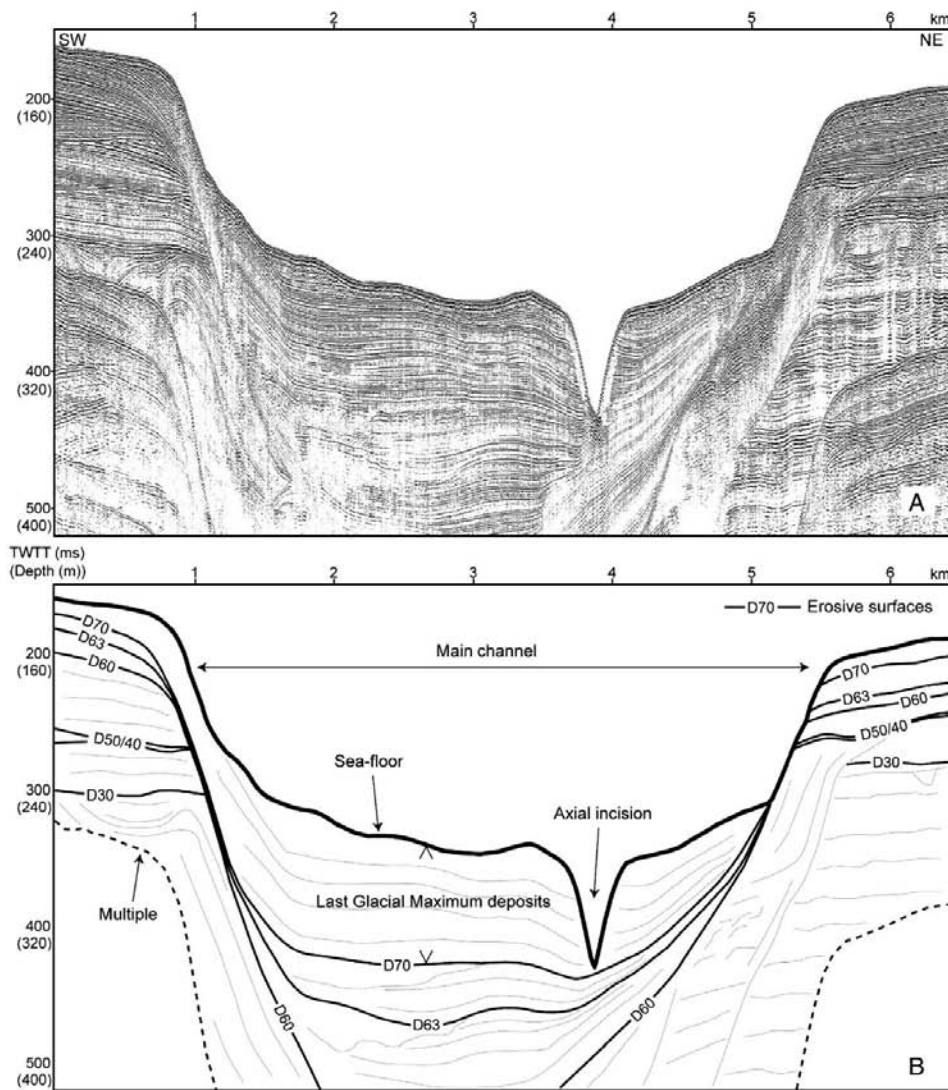


Fig. 3. (A) Sparker seismic profile, CAL-083 (see location on Fig. 2) (B) Line drawing of the seismic profile. The sequence boundaries correspond to glacial/interglacial cycles defined by Rabineau et al. (2005) and Jouët et al. (submitted for publication). Due to seismic resolution, the modern sediments are enclosed within the water/sediment strong reflector.

180 maintaining the ship at the position of the targeted
 181 coring site. The position of the cores was strictly controlled
 182 using swath bathymetry and sub-bottom profiling.
 183 The offset between the D GPS antenna and the
 184 frame of the piston coring system being of 9 m, and
 185 considering the relatively shallow water of the study

area (between 110 m and 600 m) the resulting accuracy
 186 in the positioning of cores is estimated at about 50 m. 187

Physical parameters (gamma ray, density, porosity,
 188 and magnetic susceptibility) were measured using a
 189 “Geotek” core logger located at Ifremer. Sedimentological
 190 analyses were performed at Bordeaux 1 University
 191

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

192 using a Malvern master-sizer for laser grain-size analysis,
193 and the SCOPIX system (Migeon et al., 1999) for X-ray
194 imaging.

195 In order to characterize the coarse and fine fraction
196 contents in the sediments collected, a Q index is used.
197 $Q = S/C$, where S = sediment fraction $>63 \mu\text{m}$, and
198 C = sediment fraction $<63 \mu\text{m}$.

199 It must be noted that the $63 \mu\text{m}$ corresponds for Facies
200 2 to 5, to a boundary between 2 grain-size populations
201 with modes around $5\text{--}7 \mu\text{m}$ and $200\text{--}300 \mu\text{m}$.

202 Radioisotopic measurements were made using a high
203 resolution gamma spectrometer with a semi planar
204 detector (Jouanneau et al., 2002). Counting of ^{210}Pb
205 (22.3 yr half-life) and ^{137}Cs (30.2 yr half-life) was
206 performed. It is possible to detect radioisotope activities
207 up to five times the half-life of the isotopes considered,
208 which corresponds to 134 yr for ^{210}Pb . ^{137}Cs is an
209 artificial radionuclide coming from the nuclear tests
210 made in the mid 20th century. Activity in ^{137}Cs indicates
211 a maximum of half a century.

212 Radioisotope measurements were made on bulk
213 sediment. However, the radioisotopes are adsorbed on
214 fine-grained particles. For cores where grain size was
215 not constant, a correcting factor inversely proportional
216 to the grain size was applied in order to obtain a “clay-
217 equivalent” activity.

218 Temporal series of currents and water turbidity were
219 recorded at the Bourcart canyon head by deploying one
220 mooring at 300 m depth within the axial incision (Fig. 2)
221 as part of a study conducted in seven Gulf of Lions
222 submarine canyons (Palanques et al., submitted for
223 publication). On that mooring, one Aanderaa RCM-9
224 current meter equipped with temperature, conductivity,
225 pressure and turbidity sensors was installed at 4 m above
226 the sea-floor from November 2003 to May 2004 in order
227 to record major sediment transport events occurring
228 during the winter season. This period was divided into
229 two consecutive deployments. The time sampling of the
230 current meters was set to 20 min . Temperature and
231 conductivity sensors were calibrated using contempo-
232 rary CTD measurements. Turbidity data recorded in
233 FTU were converted into suspended sediment concentra-
234 tion following the methods described in Guillén et al.,
235 2000.

236 In order to estimate the capability of sand transport,
237 the bottom shear stress (τ) associated to the observed
238 currents is calculated under the assumption that velocity
239 profile is logarithmic in the turbulent bottom layer
240 (Eq. (1))

$$241 \tau = \rho^* [\kappa u(z) / \text{Ln}(z/z_0)]^2 \quad (1)$$

243 Where ρ is the water density (1027 kg m^{-3}), κ (the
244 von Karman constant (0.4), $u(z)$ the current velocity, z
245 the height above the sea-floor (5 m) and z_0 the rough-
246 ness length of bed surface. z_0 ranges from 0.0002 m for
247 mud to 0.006 m for rippled sand with 0.0007 m value for
248 mud/sand complex (Soulsby, 1997). The size of
249 particles the observed currents can move depending on
250 the value of the bed shear stress.

5. Results 251

5.1. Sedimentary facies 252

253 From the combined study of sedimentological and X-
254 ray data, it is possible to determine five facies in the
255 collected cores from bottom to top (Fig. 4).

5.1.1. Facies 1 256

257 Facies 1 is characterized by stiff grey clayey silt.
258 Under X-ray, sediments are dark grey and are composed
259 of alternating parallel sometime disturbed laminated
260 areas and homogeneous areas (Fig. 4).

5.1.2. Facies 2 261

262 Facies 2 consists of homogeneous bioturbated
263 muddy sand. Under X-ray, this facies is made of small
264 bright sub-rounded patches enclosed in a darker matrix
265 (Fig. 4). Patches are interpreted to result from bioturba-
266 tion activity. Faunal content analyses show that
267 foraminifers are a mixture of reworked benthic shallow
268 water genus (*Elphidium*, *Ammonia*), and open ocean
269 planktonic foraminifers (*Globigerinoides*, *Globorotalidii*).
270 Very rare ostracods and valves of juvenile bivalves are
271 also observed.

5.1.3. Facies 3 272

273 Facies 3 is defined by a shell lag in a muddy sand
274 matrix. These sediments are too coarse for a suitable X-
275 ray imaging, as they diffract the incident rays and give a
276 too bright image. Despite cores taken from different
277 physiographic settings, all samples display a very similar
278 marine fauna, consisting of centimetric fragments of
279 bivalves and echinoderms, gastropods and crustaceans.
280 Abundant reworked shallow water benthic foraminifers
281 are also observed.

5.1.4. Facies 4 282

283 Facies 4 is characterized by a fining upward sequence
284 from muddy sand to sandy mud. Under X-ray, this facies
285 is made of large bright sub-rounded patches enclosed in
286 a darker matrix (Fig. 4). Patches are interpreted to result
287 from bioturbation activity and are linked to the grain

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

ARTICLE IN PRESS

M. Gaudin et al. / Marine Geology xx (2006) xxx–xxx

7

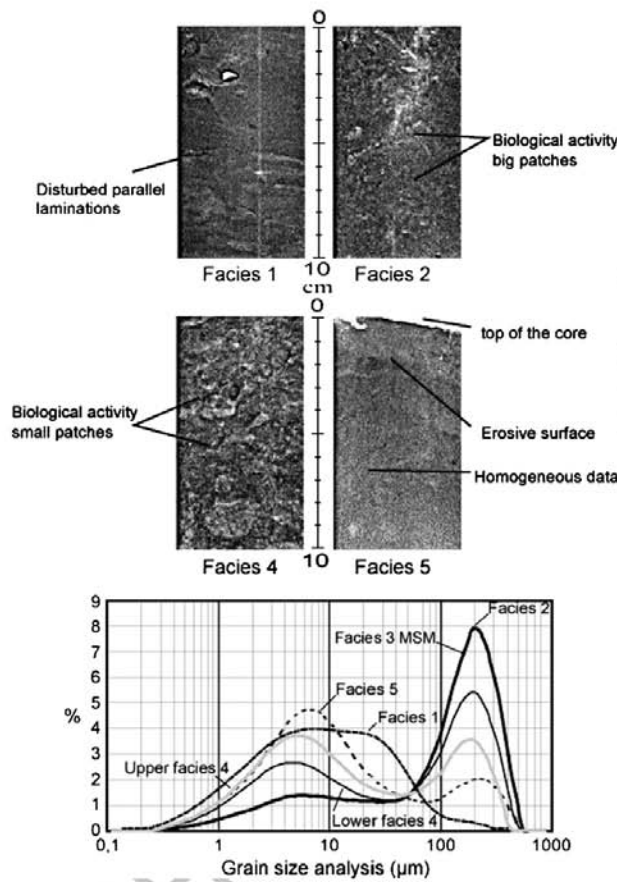


Fig. 4. X-ray imaging of core samples showing the different types of facies. The image tones are in grey level. Increasing darkening is related to increasing density due to coarser particles or more consolidated material. Facies 3 materials do not allow a suitable X-ray signature. Grain-size diagram shows the representative grain-size curves of Facies 1, 2, 4, 5 and the muddy sand matrix part of Facies 3 (Facies 3 shell fragments are not shown but centimetric in size). Facies 1 curve is a poorly sorted unimodal curve centered on 10 µm. Facies 2, 4, 5 and Facies 3 muddy sand matrix (MSM) display a bimodal curve with 5–7 µm and 250 µm modes.

288 size as the size of the patches decreases with coarsening
289 particles.

290 5.1.5. Facies 5

291 Facies 5 is composed of light brown sandy mud. X-
292 ray imaging does not show any sedimentological
293 structures but presents internal erosion surfaces, and
294 bioturbation activity (Fig. 4).

295 5.1.6. Grain-size analyses

296 Facies 1 grain-size data show a wide unimodal curve
297 centered between 10 to 20 µm (Fig. 4). Grain-size
298 analysis of Facies 2, 4 and 5 displays a bimodal curve

299 with a mode in clayey silt (5 µm) and the other one in
300 medium sand (200 µm) (Fig. 4). Grain-size analysis of
301 the muddy sand matrix of Facies 3 (Fig. 4) also present a
302 bimodal curve with a minor mode of clayey silt and a
303 major mode of medium sand.

304 Detailed grain-size analyses performed in the fining
305 upward succession of Facies 4, show that the fining
306 upward trend is not linear but presents internal normal
307 and inverse gradings. However, the overall normal
308 grading does not typically show a shifting of the grain-
309 size curve from coarse to fine particles but results from
310 variations in the proportion of one mode compared to
311 the other. Grain-size analyses indicate that from bottom

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

312 to top of the sequence, the sand fraction (S) decreases,
313 on average, from 60% to 20% with intra normal and
314 inverse gradings underlined by Q index variations.

315 In Facies 2, on average S represents approximately
316 60%, ranging from 35% to 78%, and the Q index
317 displays quite high variations both intra-core and inter-
318 core, reaching 20% in some cases.

319 5.2. Distribution of sedimentary facies within the 320 canyon head

321 The facies described in 5.1 allow us to characterize in
322 the study area, three different domains, proximal, central
323 and distal in a down-canyon direction; each domain is
324 defined as an area in which similarities between cores
325 are very strong.

326 5.2.1. Proximal domain

327 Proximal domain cores (KIGC10, 13, 14, 15, 16;
328 STK10, 12, 15, 18) were sampled between 180 and
329 225 m water depth (Fig. 2) and are composed, from
330 top to bottom, of muddy sand (Facies 2), a few tens of
331 cm thick (Fig. 5A), overlying stiff grey clayey silt
332 (Facies 1). A few cm thick shell lag (Facies 3) interrupts
333 Facies 2 in all cores (Fig. 5A). The contact between
334 Facies 2 and 1 is sharp or erosional. This limit is also
335 marked by intense bioturbation in top of Facies 1 that
336 allows unambiguously identifying this surface on all
337 cores as a burrowed lithological contact (Fig. 5A). In
338 these cores, S fraction values are very high (>75%)
339 with a maximum in the eastern part (core STKI12 and
340 STKI 18) where the major mode is larger and centered
341 on 300 μm .

342 5.2.2. Central domain

343 Central domain cores (KGM014, 15; KIGC17, 18,
344 19; STKI13) were collected between 225 and 330 m
345 water depth (Fig. 2), the top of the cores located in the
346 canyon axis consists of Facies 5 (very soft light brown
347 clayey silt). They overlay a 30 to 40 cm thick Facies 4.
348 Below Facies 4, more than 1 m of Facies 2 interrupted
349 by 10 cm of Facies 3 is observed on core KGM014.
350 Facies 1 represents the lowest portion of this core
351 (Fig. 5B).

352 X-ray imaging of Facies 5 in core KIGC17, 19 and
353 STKI13 allows distinguishing three sub-sequences sep-
354 arated by rough erosive contacts expressed as slight color
355 changes on KIGC17 STKI13 and KIGC19 (Fig. 5B).
356 Detailed grain-size analyses underline a small difference
357 between the upper two sub-sequences, expressed by a
358 shifting of the clayey silt mode from 5 μm (lower sub-
359 sequence) to 7 μm (upper sub-sequence). The contact

with the underlying Facies 4 is erosive. Facies 2 present
high S values reaching 60% to 70%.

361 Grain-size patterns downcore KIGC17, 19 and
362 STKI13 are very similar with a neat change of grain-
363 size slope between Facies 2 and 4 (Fig. 7). X-ray
364 imaging of KIGC17 and 19 cores shows an unclear
365 boundary between Facies 2 and 4 but bioturbation fea-
366 tures make this boundary speculative. STKI13 core
367 imaging reveals a gradational boundary between the two
368 facies. In addition, in this core, X-ray clearly shows a
369 thin bright elongated zone corresponding to a worm
370 indicating important bioturbation processes in the area.
371

372 On the rim of the axial incision (KIGC18 and
373 KGM015), cores are composed of 10 cm of Facies 5
374 overlying 20 cm of Facies 2, interrupted at 20 cm by
375 Facies 3. These facies overlie Facies 1. Facies 5 shows
376 internal erosion delimiting two sub-sequences (with a
377 very unclear third one). Similar to the canyon axis core,
378 grain-size analysis presents a shifting of the clayey silt
379 mode from 5 μm in the lower sub-sequences to 7 μm in
380 the upper one. The boundary between Facies 5 and
381 Facies 2 is erosive. Facies 5 S fraction is very high and
382 reaches 30%, whereas it is only 35% in Facies 2
383 (KIGC18).

384 5.2.3. Distal domain

385 Distal domain cores (KIGC20, 21, 22; STKI19, 21,
386 STKS20) are located from 380 to 510 m water depth
387 (Fig. 2).

388 In the axial incision, cores are composed (from top to
389 bottom) of light brown silty clay (Facies 5) overlying in
390 core STKS20 the fining upward Facies 4 and stiff grey
391 silty clay (Facies 1) or directly lying on Facies 1 in core
392 KIGC20 (Fig. 5C).

393 X-ray imaging of STKI 19 reveals two sequences in
394 Facies 5. The upper sequence is 30 cm thick, structureless
395 in the upper 25 cm and displaying rough parallel
396 laminations from 25 to 30 cm. The lower sequence
397 shows in the first 10 cm (from 30 to 40 cm) inclined
398 parallel laminations (Fig. 5C). The two sequences present
399 two main differences. Firstly, S values are very low
400 (<10%), but lower in the upper sequence (average at 2%)
401 than in the lower sequence (average at 6%). Secondly,
402 there is a shift of the clayey silt mode from 5 μm in the
403 upper sequence to 7 μm in the lower sequence.

404 Looking at the core transect KIGC20/KIGC21/
405 KIGC22 (Fig. 2), KIGC21 and KIGC22 sediments are
406 composed of Facies 5 overlying Facies 4. Facies 4
407 thickness increases from the axis of the incised channel
408 to its flank (from 20 cm in KIGC20 to reach 75 cm in
409 KIGC22). Inside the overall fining upward Facies 4,
410 fining and coarsening upward patterns are observed. X-

ARTICLE IN PRESS

M. Gaudin et al. / Marine Geology xx (2006) xxx–xxx

9

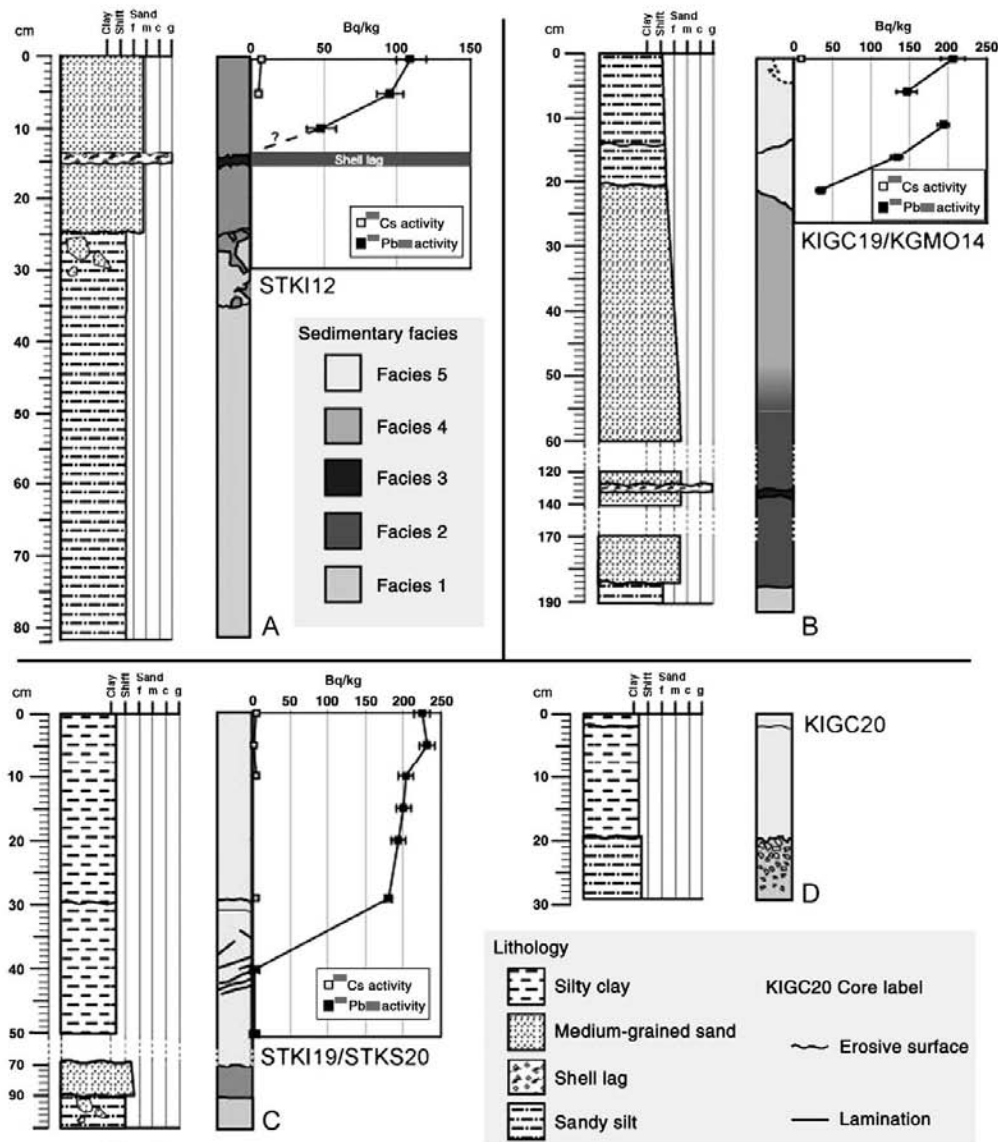


Fig. 5. Stratigraphic log, sedimentary facies and radioisotope measurements (²¹⁰Pb_{excess} and ¹³⁷Cs) of cores representative of the 3 morpho-sedimentary domains of the Bourcart canyon head. A: proximal domain; B: central domain; C: distal domain. D: close-up view of KIGC20 from the distal domain. Data show the recent deposition of sediments in the canyon head with coarse-grained particles (medium sand) blanketing the proximal domain part.

411 ray imaging of KIGC21 shows that these patterns cor-
 412 respond to darker areas for coarser sediments and
 413 brighter areas for finer sediments. These areas are inter-
 414 preted to be separated by very bioturbated erosive

contacts. However, extensive bioturbation processes 415
 destroyed similar information within KIGC22 core. S 416
 fraction in Facies 4 is low ranging from 38% to 23% in 417
 KIGC21 and 50% to 20% in KIGC22. 418

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

419 5.3. Radioisotope measurements

420 Radioisotope measurements performed on key cores
 421 allowed dating of the sampled sediments. The top
 422 sediments of each core present high ²¹⁰Pb_{exc} activity and
 423 significant ¹³⁷Cs values which suggests an age younger
 424 than 50 yr (Fig. 5).

425 Further analyses performed downcore STKI12
 426 (Fig. 5A) display a logarithmic decrease of ²¹⁰Pb_{exc}
 427 activity within the upper 10 cm of the muddy sand
 428 facies. This indicates an age of deposition younger
 429 than 134 yr. In addition, ¹³⁷Cs activity (between 5
 430 and 8 Bq/kg) in the upper 5 cm of sediment sug-
 431 gests they were deposited less than 50 yr ago. Identical
 432 analysis downcore STKI18 confirm this time
 433 range.

434 Core STKI13 has high ²¹⁰Pb_{exc} values in the upper
 435 sequence, and shows evidence for the two main sub-
 436 sequences identified in STKI13 Facies 5 in the central
 437 domain (Fig. 5B). Accumulation rates are 0.47 cm/y for

the upper sub-sequence and 0.18 cm/y for the lower sub-
 438 sequence.

²¹⁰Pb_{exc} values in core STKI19 slowly decrease from
 440 the top of the core down to 30 cm (Fig. 4C). Below
 441 30 cm, no ²¹⁰Pb_{exc} is measured. Down canyon, measure-
 442 ments of ²¹⁰Pb_{exc} in the STKI21 core display constant
 443 high activity along the 30 cm-long core.
 444

445 An indirect way of dating was provided by a small
 446 piece of plastic material, identified to belong to some
 447 plastic bag, recovered at 7 cm below surface, within
 448 Facies 2 (massive muddy sand) in core STKI15. This
 449 implies an age less than about 50 yr, consistent with ages
 450 indicated by ²¹⁰Pb_{exc} measurements.

5.4. Depositional units

451
 452 The combination of X-ray imaging grain-size analy-
 453 sis and radioisotope measurements allows the defining of
 454 three main depositional units along the canyon course
 455 (Fig. 6). Despite different lithologies, the sediments

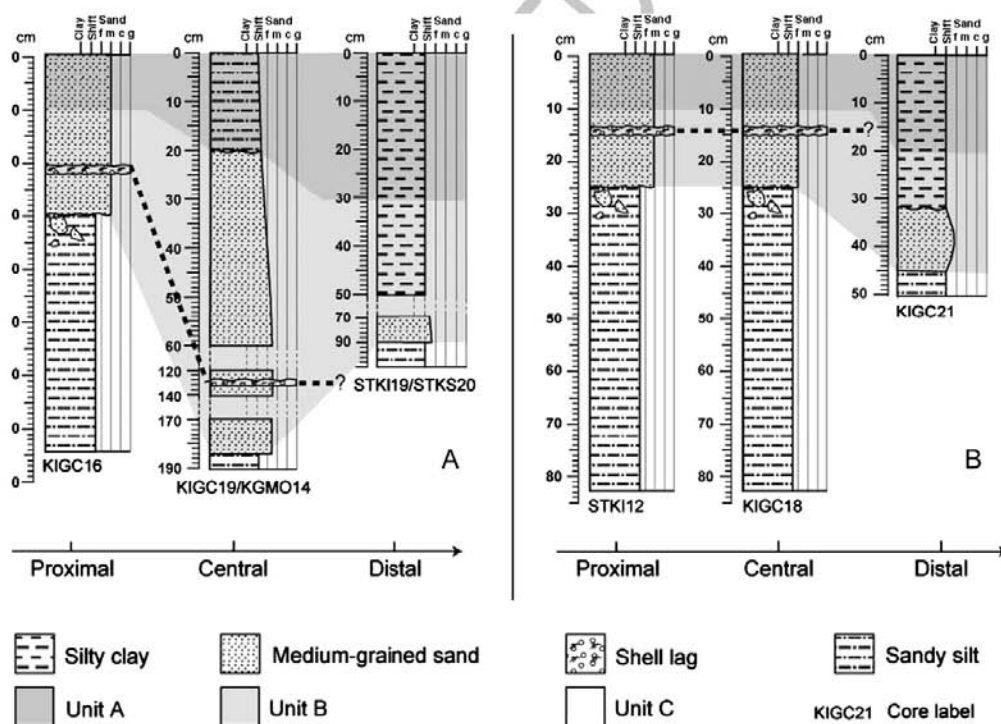


Fig. 6. Down-canyon correlation within the study area of depositional units in core log transects in the axial channel (A) and on the flank (B). 3 units are defined from radioisotope measurements, X-ray description and sedimentological analyses.

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

ARTICLE IN PRESS

M. Gaudin et al. / Marine Geology xx (2006) xxx–xxx

11

456 deposited within each unit at different water depth are
457 considered as coeval. These units are best developed in
458 the central domain, where correlations are possible from
459 core to core.

460 The upper unit, A, corresponds to sediments younger
461 than 134 yr, where radioisotope activities are detected
462 (Fig. 6). In the proximal domain the basal limit is only a
463 timeline that is not supported by any sedimentological
464 features. In the central and distal domains, the radionu-
465 clide activities limit corresponds to an erosive boundary
466 that separates very different facies either in terms of X-
467 ray response or in terms of grain-size patterns.

468 This unit is composed of Facies 2 in the proximal
469 domain. In the central domain unit A consists of Facies 5
470 overlying Facies 2 on the canyon rim and of Facies 5
471 within the axial channel. In the distal domain unit A is
472 composed of Facies 5. Facies are separated by erosive
473 contacts and internal erosive surfaces are observed
474 within Facies 5. Erosive boundaries are preserved within
475 central and distal domain fine-grained sediments but no
476 erosive features are observed in coarse-grained proximal
477 domain sediments. Unit A thickens with increasing
478 depth, from 10 cm in the proximal domain to 30 cm in
479 the distal domain. Along the incised channel, this unit
480 progressively changes from massive muddy sand to
481 sandy silt and then to silt in a downward direction.

482 Unit B corresponds to sediments older than 134 yr.
483 Unit B is characterized by (1) reworked material, (2) the
484 occurrence of a coarse shell lag within the proximal and
485 central domain, (3) very consistent grain-size patterns in
486 central and distal domain (shown by detailed grain-size
487 analyses in Fig. 7, and (4) little evidence of internal

488 structures (erosion or bedforms). Unit B is composed
489 from bottom to top of Facies 2 (containing Facies 3),
490 Facies 4 and Facies 5. In the proximal domain, only
491 Facies 2 and Facies 3 are present and the unit thickness
492 is up to a few tens of cm. This unit reaches its maximum
493 thickness (1.5 m) in the central domain where Facies 2
494 to 4 are observed. Down canyon, the bottom coarser part
495 (Facies 2 and Facies 3) progressively disappears,
496 together with an overall fining of Facies 4 (Figs. 6
497 and 7) and the progressive development of Facies 5.

498 Unit C is made of Facies 1, its upper limit is an
499 erosion surface. This unit is observed in every core and
500 constitutes the basal unit in this area (Fig. 6).

5.5. Mooring data

502 The current meter recorded several episodes of
503 variable near-bottom current velocities (>0.2 m/s). The
504 highest velocities (up to 0.37 m/s) corresponded to
505 cascading of cold water formed on the shelf during
506 episodes of strong winds. These cascading events are
507 clearly shown in the temperature and current direction
508 records (Fig. 8A). Important temperature decreases are
509 observed in early February, late February, mid March,
510 early April, mid April and early May. They lasted
511 between a few days and two weeks. The first two events
512 in early February were associated with N and NW
513 winds, but the following ones started during an eastern
514 storm that produced waves from 3 to 7 m high near the
515 coast and caused downwelling (Palanques et al., sub-
516 mitted for publication). In the Bourcart Canyon the
517 longer cascading events occurred in March and Early

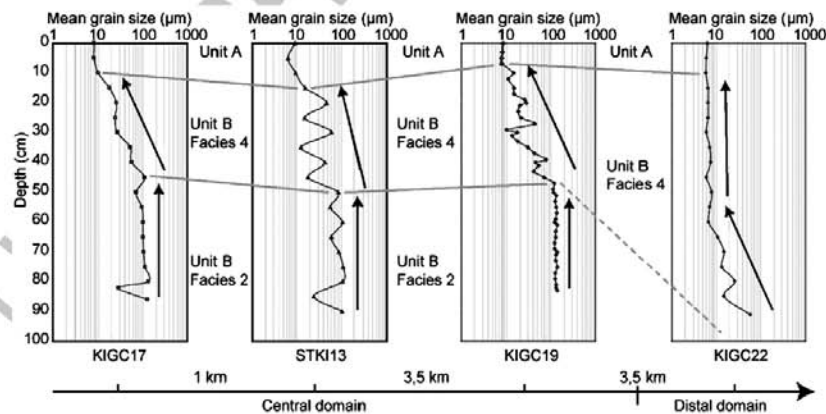


Fig. 7. Detailed mean grain-size data on interface cores within unit B in the study area. The grain-size curves are very similar from core to core in the central domain. Correlation with a distal domain core displays an overall decrease in mean grain size. In the distal domain, Facies 3 directly lies on Facies 5 (Fig. 5). Distances between cores (horizontal axis) are measured along-channel.

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

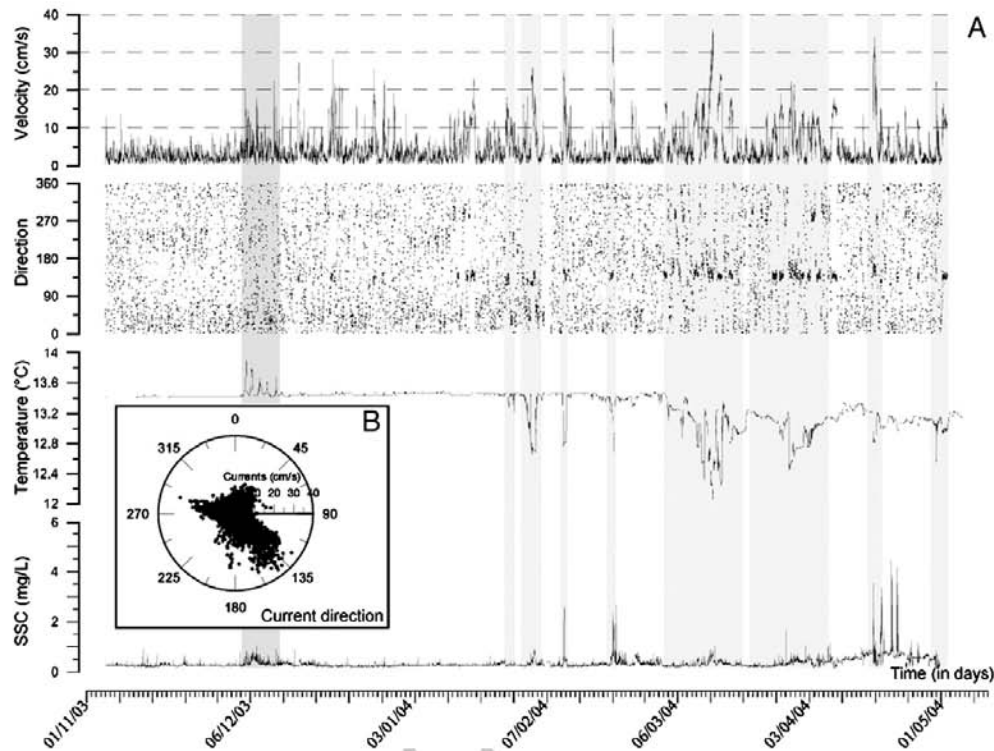


Fig. 8. (A) Time series of current velocity, water temperature and suspended sediment concentration (SSC) recorded at the head of the Bourcart Canyon during winter 2003–2004. Light grey shaded areas indicate cold water cascading events with associated down-canyon current velocities and SSC increases. Dark grey shaded area shows a "hot" water cascading events. Cascading events induce a general waxing and waning flow pattern with important internal variations. (B) Polar plot of combined current directions and velocities showing the main current directions.

518 April, and the more intense one was in March. (Fig. 8A).
 519 All these cascading events were recorded simultaneously
 520 throughout the Gulf of Lions, with much higher near-
 521 bottom current velocities (from 0.6 to 0.8 m/s) in the
 522 western canyons (Cap de Creus, Lacaze-Duthiers)
 523 (Palanques et al., submitted for publication). In the
 524 Bourcart canyon some of these events were correlated
 525 with increases of suspended sediment concentration
 526 ranging from 0.5 to 5.5 mg l⁻¹. However, the event that
 527 produced higher current speeds and suspended sediment
 528 concentrations was the one occurring in late February
 529 associated with an extremely strong eastern storm
 530 that generated waves higher than 7 m and lasted about
 531 3 days. The currents with highest velocities were oriented
 532 toward SE (N135°, Fig. 8B) corresponding to the down
 533 channel direction at the position of the mooring (Fig. 2).
 534 In addition to the cascading process, there were also
 535 some episodes in December and January during which
 536 current velocities increased up to 0.25 m/s in the up-

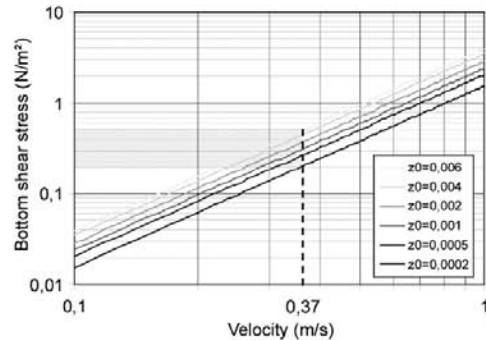


Fig. 9. Plot of current velocity (log scale) versus bottom shear stress (log scale) depending on roughness length of bed surface (z_0). The peak currents observed in our data gives bottom shear stress values (light grey shaded area) ranging from 0.2 N/m² to 0.53 N/m² for the different z_0 values. The main body of current velocities does not exceed 0.2 m/s corresponding to up to 0.15 N/m² bottom shear stress.

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

ARTICLE IN PRESS

M. Gaudin et al. / Marine Geology xx (2006) xxx–xxx

13

537 canyon direction (NW) suggesting upwelling. An
538 episode of downwelling of warmer water was also ob-
539 served in relation to the major easterly storm that oc-
540 curred in early December, 2003 (Palanques et al.,
541 submitted for publication). In the Bourcart canyon
542 this episode induced increases of current velocities (up
543 to 0.25 m/s) as well as slight suspended sediment con-
544 centration (SSC) increases.

545 The calculation of the bottom shear stress for the peak
546 current (0.37 m/s) is very dependent on the roughness
547 length (z_0) utilized for the calculation. Therefore, we did
548 the calculation for a broad range of roughness values,
549 corresponding to mud (lowest z_0) to rippled sands
550 (highest z_0) (Soulsby, 1997). The resulting shear stress
551 ranges from 0.20 N/m² to 0.53 N/m² (Fig. 9). Such shear
552 stresses are large enough to erode particles ranging from
553 0.35 mm to 1.02 mm respectively, as calculated for sea
554 water temperature and salinity similar to our study area
555 (Fig. 21 of (Soulsby, 1997)).

556 6. Discussion

557 6.1. Evidence for coarse-grained sediment deposition 558 and by-passing within the Bourcart canyon head during 559 the Holocene

560 Unit C (Fig. 6) corresponds to our basal unit and
561 interpreted to result from alternating fine-grained
562 turbidites and hemipelagic fallout. Using chirp seismic
563 profiles shot in the canyon head and on the Bourcart/
564 Hérault interfluvial, it is possible to correlate unit C to
565 units U151, U152 or U154 of Jouët et al. (submitted for
566 publication), dated between 28 and 15 cal kyr BP. This
567 time-interval is characterized, within the canyon head,
568 by a very high sedimentation rate, because of the
569 vicinity of fluvial systems.

570 Units A and B present completely different patterns
571 compared to unit C. The analyses performed on the
572 sediment suggest that they come from the same source
573 area and most likely that they resulted from reworking
574 of littoral sands of the Last Glacial shoreline, situated
575 along the 120 m bathymetric contour line, mixed with
576 offshore muds. The sand fraction that compose units A
577 and B is similar to the Holocene “mobile carpet” that
578 reworks the LGM shoreface during periods of high
579 energy, especially those related to easterly winds
580 (Bassetti et al., submitted for publication), see 6.2.2.

581 6.2. Potential sediment transport mechanisms

582 The possible mechanisms for sediment transport in
583 the Bourcart canyon head are (a) gravity processes, (b)

the impact of a geostrophic contour current (the Northern
Current), (c) bottom currents induced by easterly winds,
and (d) cascading events.

6.2.1. Gravity flows

584
585
586
587
588
589
590
591
592
593
594
595
596
597
598
599
In present day highstand conditions in the Gulf of
Lions, gravity flows are not believed to be significant
features at shelf edge, especially in the Bourcart canyon
head located 70 km off direct continental inputs. In situ
geotechnical measurements carried out around the can-
yon head demonstrated that the upper 2 m of sediment is
constituted by stable over-consolidated material not
prone to failure (factor of safety > 1) (Sultan et al., ac-
cepted for publication). In addition, detailed bathymetric
and seismic data do not exhibit any slump scar cutting
across sediments younger than 20 kyr (Jouët et al.,
submitted for publication).

6.2.2. Intensification of the Northern Current

600
601
602
603
604
605
606
607
608
609
610
611
612
613
614
615
616
617
618
619
620
621
622
Detailed studies aiming to characterize the NC
showed that the intensification of the NC can produce
current velocities of 0.5 m/s at a depth of 200 m in the
water column (Petrenko, 2003). This author also
shows the role of sea-floor morphology in the orien-
tation of the current, with up-canyon currents observed
in the Bourcart canyon, but no measurement of current
velocities are available for the sea-floor. However up-
canyon–down-canyon current inversions are observed
at the present time. The frequency of these inversions is
variable, with a 6–10 day periodicity observed in the
Foix Canyon associated with passage of atmospheric
pressure cells (Puig et al., 2000) or a 3 day periodicity
(Palamós canyon) associated with topographic waves
(Jordi et al., in press; Palanques et al., in press). This
periodic process could be explained by the meandering
of the Northern Current, as the wavelength and the
period of the meanders have been estimated as 30–
60 km and 3–6 days respectively (Sammari et al., 1995).
These processes could be at the origin of up-canyon
currents of up to 0.25 m/s recorded between mid-
December and the end of January (Fig. 8A).

6.2.3. Intensification of shear stress during easterlies

623
624
625
626
627
628
629
630
631
632
Model analysis (André et al., in press; Bassetti et al.,
submitted for publication) suggests that, under the
influence of constant wind from the east, intense bottom
currents can be produced in the coastal zone, as ex-
pected, and also in the westernmost area of the shelf and
at the shelf break. This model also indicates that, for
the entire Gulf of Lions, the maximum bed shear
stress created by these events occurs in a zone situated
immediately upstream of the Bourcart canyon (Bassetti

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

et al., submitted for publication). The maximum shear stress on the bed is predicted at the beginning of the events, reaching maximum values of 0.24 N/m² in the area of sand dunes situated between 90 and 100 m water depth. The simulation of the bottom currents during several days demonstrates that the tensions become progressively weaker on a 7 day time frame, whereas the zone of maximum shear stress moves as the area of highest bottom shear stress is moving toward the SW. The shear stress on the bed is probably also increased by the combined effect of large swells generated by easterlies reinforcing near-bed currents. This process induces large enough bottom stresses to erode medium-grained sand on the outer shelf (Bassetti et al., submitted for publication).

6.2.4. Dense water cascading

Cascading events of variable intensity constitute classical features of Gulf of Lions hydrodynamic (Durrieu de Madron et al., 2005). Bethoux et al. (2002) identified four major cascading events over the 1971–2000 period, contributing to the formation of western Mediterranean deep water. During the last major event, that lasted from February 24 and March 12, 1999, cold water cascading in the Lacaze Duthiers canyon produced up to 0.6 m/s current velocities at 1000 m water depth (Bethoux et al., 2002). In the Cap de Creus canyon, during 2004–2005 winter, cascading events maintained from late January to early March down-canyon steady currents between 0.4 m/s and 0.8 m/s down to 750 m water depth (Puig et al., 2005).

The importance of cascading, even in the less energetic Bourcart canyon, is confirmed by our mooring data that show several week lasting events during 2003–2004 winter period. Current velocities are less than 0.2 m/s in average and therefore too low to account for erosion and transport of coarse-grained particles (Fig. 8 and 9). However peak currents can reach up to 0.37 m/s for a few hours and produce large enough bottom shear stress to erode and transport medium-grained sand.

Nevertheless current velocities measured at the same time in the Cap de Creus and Lacaze Duthiers canyons with peak velocities up to 0.8 m/s (Palanques et al., submitted for publication) suggest that larger velocities can be expected in the Bourcart canyon head during colder winters, such as the 2004–2005 one.

In summary, cascading events are considered as being at the origin of the observed sand beds, as they can produce high velocity and long lasting currents in the Bourcart canyon head.

6.3. Sediment deposition in the canyon head 684

6.3.1. Sediments younger than 134 yr 685

Radioisotope measurements performed in the cores show that unit A corresponds to deposits accumulated during the last 134 yr. Erosive contacts are remnant imprints of these multiple depositional events. Down canyon, the unit presents a fining trend: Muddy sand found in the proximal domain correlates to sandy silt and silt in the central and distal domains, respectively. Cold water cascading events similar to those recorded in the 2003–2004 winter possibly triggered and/or enhanced by easterly winds (Bassetti et al., submitted for publication; Palanques et al., submitted for publication) are presumed to be the driving force for sediment transport down the canyon as they have a shelf origin and are known to produce high current velocities.

Depending on intensity of these events they can transport and accumulate sands from the outer shelf into the canyon head or they can even resuspend and erode sands deposited by previous events.

During the winter cascading season and the eastern storms, the proximal domain acts as a depocentre for medium-grained sediments. Bottom currents are large enough but not sustained enough to transport sand further down than the uppermost part of the canyon head. The central and distal domains constitute bypass or erosive areas as fine-grained sediments are winnowed away by the strong currents.

During the rest of the year, currents are lower and only fine-grained sediments are transported. This could be the fine fraction that is contained in the sediment within the unit A.

From our data, it is not possible to determine whether the muddy sand and its time correlative sandy silt and silt result from one or more mechanisms that acted during the last 134 yr.

In any case, the sediments that compose unit A are considered to be the imprint of shelf-break and upper slope modern hydrodynamic conditions and constitute the background sedimentation for the last 134 yr in the canyon head. The presence of erosive features, especially in the fine material, evidences that this modern sedimentary activity is made of alternative phases of deposition and erosion.

6.3.2. Massive sand beds 728

Unit B comprises sediments that are older than 134 yr and younger than the underlying Pleistocene deposits. This unit consists of massive (up to 1.50 m thick) homogeneous medium-grained sand, including a distinct shell lag observed on all cores of the proximal and

ARTICLE IN PRESS

M. Gaudin et al. / Marine Geology xx (2006) xxx–xxx

15

734 central domains overlain by a fining upward sequence.
 735 These sedimentary facies imply large enough long
 736 lasting steady currents reaching velocities higher than
 737 0.35 m/s (Fig. 9), similar to those measured in the Cap
 738 de Creus canyon (Puig et al., 2005). Considering the
 739 limited time constraint, we may propose two scenarios
 740 for the deposition of massive sand beds.

741 *6.3.2.1. Mono-event hypothesis.* The first scenario
 742 suggests that the unit B corresponds to one strong single
 743 cascading event, lasting from a few days to several weeks.

744 From bottom to top of the sand bed, the coarsening
 745 upward (including the shell lag) would be formed by a
 746 waxing (accelerating with time) flow (Kneller, 1995)
 747 (KIGC19/KGMO14 cores on Fig. 5 or 6). This flow is
 748 also depletive (decelerating with distance), as demon-
 749 strated by the down-canyon fining trend. The maximum
 750 flow velocity, probably linked to a burst of current
 751 similar to that observed on the mooring during the cas-
 752 cading events (Fig. 8), would result in erosion followed
 753 by deposition of the shell lag. Afterwards, the flow
 754 velocity decreased progressively (overall fining upward)
 755 but remained strong enough to transport medium sand.
 756 Within this overall fining upward interval, episodes of
 757 increasing and decreasing flow can be inferred from
 758 grain-size changes. The episodes can be correlated from
 759 core to core in the distal and central domain thanks
 760 to very similar changes in X-ray facies and grain size
 761 (Figs. 3 and 7). The central domain acts as the main
 762 depocentre for medium-grained sand.

763 This scenario implies that exceptional cascading
 764 events may occur at a scale larger than the century.
 765 During such exceptional events all sediments previously
 766 deposited above the Pleistocene mud (unit C) were
 767 eroded.

768 *6.3.2.2. Multi-events hypothesis.* In this scenario, unit
 769 B represents the stacking of sand beds deposited by
 770 several major cascading events that occurred during the
 771 Holocene.

772 Above the Pleistocene mud, the deposition of Facies
 773 2 muddy sand results from the stacking of several beds
 774 that cannot be distinguished from each other because of
 775 (1) subsequent bioturbation, (2) similar sources of
 776 sediment for each event. The proximal and especially
 777 the central domain act as sand depocentres whereas the
 778 distal domain constitutes a bypass or erosive area. The
 779 shell lag (Facies 3) would correspond to the peak flow
 780 velocity. During this period, strong currents prevented
 781 sand deposition, the canyon head constituting a bypass
 782 zone where only shells remained. The shell lag also
 783 preserved the underneath sediment from erosion be-

784 cause of its “armouring effect”. The Bourcart canyon
 785 situation at this time was similar to the present day Cap
 786 de Creus and Lacaze Duthiers canyons situations.

787 The transition of Facies 2 to 4 and finally 5 is linked
 788 to a reduction of the intensity of cascading events with
 789 internal grain-size variations marking different events.
 790 The deceleration of average cascading event velocity
 791 can be related to historical changes, at unknown time
 792 scale. However, detailed analysis of a long core on the
 793 Bourcart/Hérault interfluvial (core MD992348) shows
 794 that sedimentation was affected by secular variations in
 795 the temperature with a magnitude of 3–5 °C and peri-
 796 odicities of 250 and 750 yr (Flores et al., 2005). These
 797 fluctuations in sea-water temperature, that are linked by
 798 these authors to fluctuations of the polar circulation
 799 index (Mayewski et al., 1994), certainly have an impact
 800 on deep-water formation and cascading as observed
 801 nowadays.

6.4. Cascadites

802 Cascading events constitute the driving force for
 803 present day sedimentary activity within the western Gulf
 804 of Lion shelf. This process is at the origin of a massive
 805 sand bed observed in the Bourcart canyon head. In fact,
 806 this sand bed is also observed on one interface core
 807 sampled at 135 m water depth on the Bourcart-Hérault
 808 canyon interfluvial. These sands constitute a new type of
 809 deposits that could be named “cascadites”, by compar-
 810 ison with other slope deposits such as turbidites, hyper-
 811 pycnites, or contourites. Cascadites, in our study area,
 812 differ from turbidites and hyperpycnites as they show a
 813 bimodal grain-size pattern that could not be explained
 814 by typical waxing and/or waning flows. The two grain-
 815 size modes probably underline the sudden variations in
 816 current velocity during the general waxing and waning
 817 pattern of the cascading event as shown in Fig. 8. The
 818 sedimentological characteristics of cascadites and their
 819 location at relatively shallow water depths (between 160
 820 and 520 m in our case) suggest that cascadites are more
 821 similar to shallow water contourites, named shallow-
 822 water bottom-current sands by Viana et al. (1998). The
 823 diagnostic features of cascading sequences and their
 824 comparison to other slope deposits are summarized in
 825 Table 1 (modified from Mulder et al. (2002)). However,
 826 our data do not show peculiar structures allowing a
 827 better discrimination between cascadites and shallow-
 828 water bottom current sand. More examples are needed to
 829 characterize the nature of cascading induced bottom
 830 currents and to detail the structure of cascadite deposits.

831 Another open question is to know how such cas-
 832 cadites may evolve downslope into “regular” gravity
 833

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

ARTICLE IN PRESS

16

M. Gaudin et al. / Marine Geology xx (2006) xxx–xxx

t1.1 Table 1

t1.2 Recognition criteria of turbidite, hyperpycnite, contourite and cascadiite

t1.3 Bed type	Turbulite sequence (Bouma like)	Hyperpycnal turbidite sequence (Hyperpycnites)	Contourite sequence	Cascadite sequence
t1.4 Flow type	Turbulent surge	Turbidity current	Contour current	Dense water cascading
t1.5 Flow behavior	Unsteady. Mainly waxing	Mainly steady. Waxing then waning	Almost completely steady. Waxing then waning	Irregular waxing then irregular waning
t1.6 Dominant flow regime	Turbulent	Turbulent	Turbulent	Turbulent
t1.7 Flow duration and time for deposition	Minutes to days	Hours to months	1000 s to 10 000 s years	Days to weeks
t1.8 Deposit thickness	mm to m	mm to m	mm to m	Few cm to few m
t1.9 Base contact	Erosive to sharp	Gradational	Gradational	Erosive/gradational
t1.10 Top contact	Gradational	Gradational	Gradational	Gradational
t1.11 Intrabed contact	Infrequent between facies	Erosive to sharp	None	Erosive/gradational
t1.12 Grading	Clear, normal	Clear, inverse then normal	Crude, inverse then normal	Crude inverse, then clear normal
t1.13 Bioturbation	Absent to intense	Absent to intense	Intense	Intense
t1.14 Structures	Well developed parallel and cross bedding, convolutes	Well developed parallel and cross bedding, climbing frequent	Crude and sparse parallel and cross bedding. Frequent mottles and lenses	None
t1.15 Fauna	Allochthonous mainly marine	Allochthonous mainly continental. Frequent plant and wood fragment	Mainly autochthonous	Mainly allochthonous
t1.16 Sea-level conditions	Mainly lowstand	Mainly lowstand	Lowstand and highstand	Mainly highstand

t1.17 Modified and complemented from Mulder et al., 2002. This table applies to margins where continental shelf is broad (canyons are disconnected from fluvial systems during sea-level highstands).

834 deposits. During intensification of cascading events,
 835 transported sediments bypass the upper slope and
 836 continue their route downslope as recorded at 1000 m
 837 water depth in the Lacaze Duthiers canyon (Bethoux
 838 et al., 2002). The downslope flow which erodes and
 839 transports sediments can then evolve into a typical
 840 turbidity flow. This process could be one of the pro-
 841 cesses at the origin of Holocene sandy deposits de-
 842 scribed on the Rhone neofan at 2500 m water depth
 843 (Bonnell et al., 2005), and of ²¹⁰Pb_{exc} activity recorded
 844 in the Pyreneo-Languedocian Sedimentary Ridge that
 845 drains the western Gulf of Lions submarine canyons
 846 (Buscaill et al., 1997).

847 **7. Conclusion**

848 The analysis of interface cores recovered in the head
 849 of the Bourcart canyon shows that this part of the Gulf of
 850 Lions shelf is presently subject to active sedimentary
 851 processes. Although the Bourcart canyon head is located
 852 at 110 m water depth and is considered to have a shape
 853 inherited from the Last Glacial Maximum, this study
 854 demonstrates the presence of modern deposits blanket-
 855 ing of the study area down to a depth of 400 m. These
 856 deposits consist of muddy sand to clayey silt sediments,

the coarse-grained fraction probably originating from
 the erosion of the LGM lowstand shoreface sands and
 transgressive deposits situated immediately upstream,
 whereas the fine-grained part corresponds either to
 suspended sediment supplied by rivers and/or reworked
 slope deposits. Massive sand beds are interpreted as the
 result of sediment transport and deposition during
 periods of dense water cascading at the shelf edge.
 They represent a new type of deposit (“cascadite”) that
 differs from slope gravity deposits such as turbidites in
 that they are more likely to form during highstands of
 sea-level, when dense cold water may form on a broad
 continental shelf. But in our study their structure cannot
 be differentiated from shallow water bottom current
 sand. The canyon head represents a preferential pathway
 for reworked sediments transiting from the outer shelf
 to the deep sea, as demonstrated by the thicker sand
 accumulation observed within the meandering axial
 incision.

Acknowledgements

The data were acquired within the European projects
 “Eurostrataform” (contract EVK3-2001-00200), PRO-
 MESS 1 (contract EVR1-CT-2002-40024) and the French

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), Marine Geology (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

ARTICLE IN PRESS

M. Gaudin et al. / Marine Geology xx (2006) xxx–xxx

17

880 Agence Nationale de la Recherche (ANR, contract NT05-
881 3-42040). Initial support was provided by Ifremer and
882 the French “Margins” program. Captains and crews of “*Le*
883 *Suroît*” and “*L’Europe*” are thanked for assistance during
884 cruises Calmar 99, Strataform, GMO1 and GMO2. Nabil
885 Sultan gave access to the GMO2 data. The technical staffs
886 of Genavir (data acquisition) and Ifremer GM (data
887 processing) are warmly thanked (A.S. Alix, R. Apprioual,
888 F. Duval, G. Floch, N. Frumholtz, E. Le Drezen, B.
889 Loubrieu, A. Normand, C. Satra). B. Dennielou is thanked
890 for discussions about cascades and F. Dufois for dis-
891 cussions on bottom shear stress calculations. This is
892 an UM5805 EPOC contribution n°. MG scholarship
893 is provided by Total and Ifremer. We thank C.K Paull
894 and K.H Kenyon for their constructive reviews and
895 comments.

896 References

- 897 Aloisi, J.-C., 1986. Sur un modèle de sédimentation deltaïque:
898 Contribution à la connaissance des marges passives. PhD thesis,
899 University of Perpignan (162 pp).
- 900 André, G., Garreau, P., Garnier, V., Fraunié, P., in press. Analysis of the
901 surface circulation in the Northwestern Mediterranean Sea using a
902 combination of AVHRR satellite measurements and MARS-3D
903 model. *Ocean Dynamics*.
- 904 Ardhuin, F., Pinot, J., Tintoré, J., 1999. Numerical study of the
905 circulation in a steep canyon off the Catalan coast (western
906 Mediterranean). *J. Geophys. Res.* 104 (C5), 11115–11136.
- 907 Bassetti, M.A., Jouët, G., Dufois, F., Berné, S., Rabineau, M., Taviani, M.,
908 submitted for publication. De-glacial sedimentary processes and
909 deposits in the outer continental shelf of the Gulf of Lions (western
910 Mediterranean). *Marine Geology*.
- 911 Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.-P., Rabineau, M., Aslanian, D.,
912 Gaudin, M., Réhault, J.-P., Canals, M., 2005. Axial incision: the
913 key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf
914 of Lion). *Mar. Pet. Geol.* 22 (6–7), 805–826.
- 915 Berné, S., Loubrieu, B., 1999. Canyons and recent sedimentary processes
916 on the western Gulf of Lions margin. First results of the Calmar
917 cruise. *C. R. Acad. Sci., Sér. IIA, Earth Planet. Sci.* 328 (7), 471–477.
- 918 Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J.F., de Batist, M.,
919 1998. Erosional shelf sand ridges and lowstand shorefaces.
920 Examples from tide and wave dominated environments of France.
921 *J. Sediment. Res.* 68 (4), 540–555.
- 922 Berné, S., Satra, C., Aloisi, J.C., Baztan, J., Dennielou, B., Droz, L., Dos
923 Reis, A.T., Lofi, J., Méar, Y., Rabineau, M., 2002. Carte morpho-
924 bathymétrique du Golfe du Lion, notice explicative. Ifremer, Brest.
- 925 Berné, S., Rabineau, M., Flores, J.A., F.J.S., 2004. The impact of
926 Quaternary global changes on strata formation. *Oceanography* 17
927 (4), 92–103.
- 928 Bethoux, J.P., Durrieu de Madron, X., Nyffeler, F., Tailliez, D., 2002.
929 Deep water in the western Mediterranean: peculiar 1999 and 2000
930 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970
931 and geochemical inferences. *J. Mar. Syst.* 33–34, 117–131.
- 932 Bonnel, C., Dennielou, B., Droz, L., Mulder, T., Berne, S., 2005.
933 Architecture and depositional pattern of the Rhone Neofan and
934 recent gravity activity in the Gulf of Lions (western Mediterra-
935 nean). *Mar. Pet. Geol.* 1–17.
- Buscaïl, R., Ambatsian, P., Monaco, A., Bernat, M., 1997. 210Pb,
936 manganese and carbon: indicators of focusing processes on the
937 northwestern Mediterranean continental margin. *Mar. Geol.* 137
938 (3–4), 271–286.
- Durrieu de Madron, X., 1992. Hydrography and nepheloid structures
940 in the Grand-Rhône canyon. *Cont. Shelf Res.* 457–477.
- Durrieu de Madron, X., Zervakis, V., Theocharis, A., Georgopoulos, D.,
942 2005. Comments on “Cascades of dense water around the world
943 ocean”. *Prog. Oceanogr.* 64 (1), 83–90.
- Flores, J.A., Sierro, F.J., Pérez-Folgado, M., Gravalosa, J.M., Barcena,
945 M.A., Colmenero-Hidalgo, M.A.E., Grimalt, J., Berné, S.,
946 Dennielou, B., Curtis, J.H., Hodell, D.A., PROMESS 1 on board
947 party, 2005. Millennial to centennial abrupt climatic changes
948 during the last climatic cycles in the Gulf of Lions revealed by
949 micropaleontological and biogeochemical proxies. Joint EURO-
950 STRATAFORM/PROMESS meeting, Salamanca, 24–27 October,
951 2005.
- Frignani, M., Courp, T., Cochran, J.K., Hirschberg, D., Vitoria i
953 Codina, L., 2002. Scavenging rates and particle characteristics in
954 and near the Lacaze-Duthiers submarine canyon, northwest Medi-
955 terranean. *Cont. Shelf Res.* 22 (15), 2175–2190.
- Garfield, N., Rago, T.A., Schnebele, K.J., Collins, C.A., 1994.
957 Evidence of a turbidity current in Monterey Submarine Canyon
958 associated with the 1989 Loma Prieta earthquake. *Cont. Shelf Res.*
959 14 (6), 673–686.
- Guillén, J., Palanques, A., Puig, P., Durrieu de Madron, X., Nyffeler, F.,
961 2000. Field calibration of optical sensors for measuring suspended
962 sediment concentration in the western Mediterranean. *Sci. Mar.* 64
963 (4), 427–435.
- Ivanov, V.V., Shapiro, G.I., Huthnance, J.M., Aleynik, D.L., Golovin, P.N.,
965 2004. Cascades of dense water around the world ocean. *Prog.*
966 *Oceanogr.* 60, 47–98.
- Jordi, A., Orfila, A., Basterretxea, G., Tintore, J., in press. Shelf-slope
968 exchanges by frontal variability in a steep submarine canyon.
969 *Progress In Oceanography*, 2005.
- Jouanneau, J.M., Weber, O., Drago, T., Rodrigues, A., Oliveira, A.,
971 Dias, J.M.A., Garcia, C., Schmidt, S., Reyss, J.L., 2002. Recent
972 sedimentation and sedimentary budgets on the western Iberian
973 shelf. *Prog. Oceanogr.* 52 (2–4), 261–275.
- Jouët, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M.A., Bernier, P.,
975 Dennielou, B., submitted for publication. Shoreface migrations at
976 the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial
977 Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Marine Geology*.
- Kenyon, N.H., 1986. Evidence from bedforms for a strong poleward
979 current along the upper continental slope of northwest Europe.
980 *Mar. Geol.* 72 (1–2), 187–198.
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Babonneau, N., Crassous, P.,
982 Dennielou, B., Savoye, Bruno, 2003. Direct observation of intense
983 turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m
984 water depth. *Mar. Geol.* 194 (3–4), 151–158.
- Kneller, B., 1995. Beyond the turbidite paradigm: physical models for
986 deposition of turbidites and their implications for reservoir
987 prediction. In: Hartley, A.J., Prosser, D.J. (Eds.), *Characterization*
988 *of deep marine clastic systems*. Geol. Soc. Lond. Publ., vol. 94,
989 pp. 31–49.
- Lapouyade, A., Durrieu De Madron, X., 2001. Seasonal variability of
991 the advective transport of particulate matter and organic carbon in
992 the Gulf of Lion (NW Mediterranean). *Oceanol. Acta* 24 (3),
993 295–312.
- Lewis, K.B., Barnes, P.M., 1999. Kaikoura Canyon, New Zealand:
995 active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis
996 channel. *Mar. Geol.* 162 (1), 39–69.

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), *Marine Geology* (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

- 998 Liu, J.T., Lin, H.-I., 2004. Sediment dynamics in a submarine canyon: a case of river-sea interaction. *Mar. Geol.* 207 (1–4). 999
- 1000 Lofi, J., Rabineau, M., Gorini, C., Berne, S., Clauzon, G., De Clarens, P., Tadeu Dos Reis, A., Gregory, S., Ryan, William B.F., Steckler, M.S., Fouchet, C., 2003. Plio-Quaternary prograding clinoform wedges of the western Gulf of Lion continental margin (NW Mediterranean) after the Messinian Salinity Crisis. *Mar. Geol.* 198 (3–4), 289–317. 1005
- 1006 Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S., Twickler, M.S., Morrison, M.C., Grootes, P.M., Bond, G.C., Alley, R.B., Meese, D.A., Gow, A.J., Taylor, K.C., Ram, M., Wunkes, M., 1994. Changes in atmospheric circulation and ocean ice cover over the North Atlantic during the last 41,000 years. *Science* 263, 1747–1751. 1010
- 1011 Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. *Geo Mar. Lett.* 18 (3), 251–255. 1013
- 1014 Millot, C., 1990. The Gulf of Lions' hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.* 10 (9–11), 885–894. 1015
- 1016 Millot, C., 1991. Mesoscale and seasonal variabilities of the circulation in the Western Mediterranean. *Dyn. Atmos. Ocean.* 15, 179–214. 1017
- 1018 Mulder, T., Weber, O., Anschutz, P., Jorissen, F.J., Jouanneau, J.-M., 2001. A few months-old storm generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (bay of Biscay, SW France). *Geo Mar. Lett.* 21 (3), 149–156. 1021
- 1022 Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.-C., 2002. Reply to discussion by Shanmugam on Mulder et al. (2001, *Geo-Marine Letters* 21: 86–93) Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean. A record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo Mar. Lett.* 22 (2), 112–120. 1026
- 1027 Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., 2000. Rapid deposition of fluvial sediment in the Eel Canyon, northern California. *Cont. Shelf Res.* 20 (16), 2191–2212. 1028
- 1030 Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Puig, P., Orange, D.L., 2004. Sediment deposition in a modern submarine canyon: Eel Canyon, northern California. *Mar. Geol.* 211 (1–2), 101–119. 1031
- 1032 Palanques, A., Palanques, A., Durieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillen, J., Calafat, A.M., Canals, M., Bonnin, J., submitted for publication. Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading. *Marine Geology*. 1037
- 1038 Palanques, A., Garcia-Ladona, E., Gomis, D., Martin, J., Marcos, M., Pascual, A., Puig, P., Gili, J.-M., Emelianov, M., Monserrat, S., in press. General patterns of circulation, sediment fluxes and ecology of the Palamos (La Fonera) submarine canyon, northwestern Mediterranean. *Progress In Oceanography*, In Press, Corrected Proof. 1043
- 1044 Paull, C.K., Ussler III, W., Greene, H.G., Keaten, R., Mitts, P., Barry, J., 2003. Caught in the act: the 20 December 2001 gravity flow event in Monterey Canyon. *Geo Mar. Lett.* 22, 227–232. 1045
- 1046 Paull, C.K., Mitts, P., Ussler, W.I., Keaten, R., Greene, H.G., 2005. Trail of sand in upper Monterey Canyon: offshore California. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 117 (9), 1134–1145. 1049
- 1050 Petrenko, A.A., 2003. Variability of circulation features in the Gulf of Lion NW Mediterranean Sea. Importance of inertial currents. *Oceanol. Acta* 26 (4), 323–338. 1051
- 1052 Posamentier, H.W., Allen, G.P., James, D.P., Tesson, M., 1992. Forced regression in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *AAPG Bull.* 76, 1687–1709. 1054
- 1055 Puig, P., Palanques, A., Guillen, J., Garcia-Ladona, E., 2000. Deep slope currents and suspended particle fluxes in and around the Foix submarine canyon (NW Mediterranean). *Deep-Sea Res., Part I, Oceanogr. Res. Pap.* 47 (3), 343–366. 1056
- 1057 Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Sternberg, R.W., 2003. Shelf-to-canyon sediment-transport processes on the Eel continental margin (northern California). *Mar. Geol.* 193 (1–2), 129–149. 1058
- 1059 Puig, P., Palanques, A., Guillen, J., 2005. Shelf water cascading and sediment transport processes through the Cap de Creus submarine canyon. Joint EUROSTRATAFORM/PROMESS meeting, Salamanca, 24–27 October, 2005. 1060
- 1061 Rabineau, M., 2001. Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires de la plate-forme du Golfe du Lion : enregistrement des cycles glacioeustatiques de 100 000 ans. Ph. D. Thesis, Université de Rennes 1: 445 pp. 1062
- 1063 Sammari, C., Millot, C., Prieur, L., 1995. Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from the PROLOG-2 and PROS-6 experiments. *Deep-Sea Res., Part 1, Oceanogr. Res. Pap.* 42 (6), 893–917. 1064
- 1065 Segall, M.P., Kuehl, S.A., Gipson, J.M., 1989. Clay-size minerals as indicators of modern sedimentary processes in submarine canyons: application to the Wilmington Canyon System. *Mar. Geol.* 90 (3), 175–192. 1066
- 1067 Shanmugam, G., 2003. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. *Mar. Pet. Geol.* 20 (5), 471–491. 1068
- 1069 Shepard, F.P., Dill, R.F., 1966. *Submarine Canyons and Other Sea Valleys*. Rand McNally Comp, Chicago. 381 pp. 1070
- 1071 Shepard, F.P., Marshall, N.F., 1973. Storm-generated current in La Jolla Submarine Canyon, California. *Mar. Geol.* 15 (1), M19–M24. 1072
- 1073 Snyder, G.W., Carson, B., 1986. Bottom and suspended particle sizes: implications for modern sediment transport in Quinault submarine canyon. *Mar. Geol.* 71 (1–2), 85–105. 1074
- 1075 Soulsby, R.L., 1997. *Manual of marine sands*. HR Wallingford, Thomas Telford publications: 249. 1076
- 1077 Sultan, N., Gaudin, M., Berné, S., Canals, M., Urgeles, R., Lafuerza, S., accepted for publication. Analysis of slope failures in canyon heads: example from the Gulf of Lions. *Journal of Geophysical Research*. 1078
- 1079 Thorbjarnarson, K.W., Nittrouer, C.A., DeMaster, D.J., 1986. Accumulation of modern sediment in Quinault submarine canyon. *Mar. Geol.* 71 (1–2), 107–124. 1082
- 1083 Viana, A.R., Faugères, J.-C., Stow, D.A.V., 1998. Bottom-current-controlled sand deposits — a review of modern shallow-to deep-water environments. *Sediment. Geol.* 115 (1–4), 53–80. 1084
- 1085 Xu, J.P., Noble, M., Eittrich, S.L., Rosenfeld, L.K., Schwing, F.B., Pilska, C.H., 2002. Distribution and transport of suspended particulate matter in Monterey Canyon, California. *Mar. Geol.* 181 (1–3), 215–234. 1086
- 1087

Please cite this article as: M. Gaudin et al., Massive sand beds attributed to deposition by dense water cascades in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea), *Marine Geology* (2006), doi:10.1016/j.margeo.2006.09.020

3.3. CONCLUSIONS

L'analyse de carottes d'interface prélevées dans la tête du canyon Bourcart montre que cette partie du Golfe du Lion est actuellement le lieu de processus sédimentaires actifs. Bien que la tête du canyon Bourcart soit située par 110 m de profondeur d'eau et que sa morphologie est considérée comme héritée du dernier maximum glaciaire, cette étude démontre la présence de dépôts modernes qui recouvrent la tête du canyon jusqu'à 400 m de profondeur. Ces dépôts sont constitués de sables moyens envasés pour les plus grossiers et de silt argileux pour les plus fins. La fraction grossière résulte probablement de l'érosion des sables de bas niveaux marins situés sur la plateforme externe. La fraction plus fine est plutôt apportée par les rivières ou correspond à des sédiments de pente remobilisés. Les dépôts sableux sont interprétés comme les produits d'intenses plongés d'eau dense capables d'éroder et de transporter ces sédiments dans la tête du canyon. Ces dépôts représentent un nouveau type de dépôt, appelé *cascadite*, qui diffèrent des autres dépôts gravitaires comme les turbidites dans le sens qu'ils se forment plus probablement en période de haut niveau marin, lorsque la formation d'eau dense peut survenir sur la plateforme. Cependant, dans notre étude, il est difficile de les différencier des dépôts sableux qui sont produits par des courants de fond de type courants de contour.

Les plongées d'eau dense sont l'un processus qui pourrait être à l'origine de dépôts Holocène observés sur le néofan du Rhône ou la ride Pyrénéo-Languedocienne. Le canyon Bourcart serait alors, comme en bas niveau marin, toujours une zone de transfert pour les des sédiments du plateau vers le bassin profond.

4. STRUCTURE INTERNE DU REMPLISSAGE DU CANYON : ANALYSE DES PROFILS SPARKER ET SONDEUR DE SEDIMENTS

Les travaux antérieurs dans la tête du canyon Bourcart ont permis de proposer un scénario d'évolution du canyon depuis 540 000 ans en lien avec les cycles climatiques de 100 000 ans (Gaudin, 2001; Baztan *et al.*, 2005). Dans ce mémoire de nouvelles données de sparker et de sondeur de sédiments (chirp et 2,5 kHz) sont utilisées (figure III-16). L'étude détaillée de ces profils sismiques se concentre sur le dernier cycle glaciaire (stade 6-dernier maximum glaciaire).

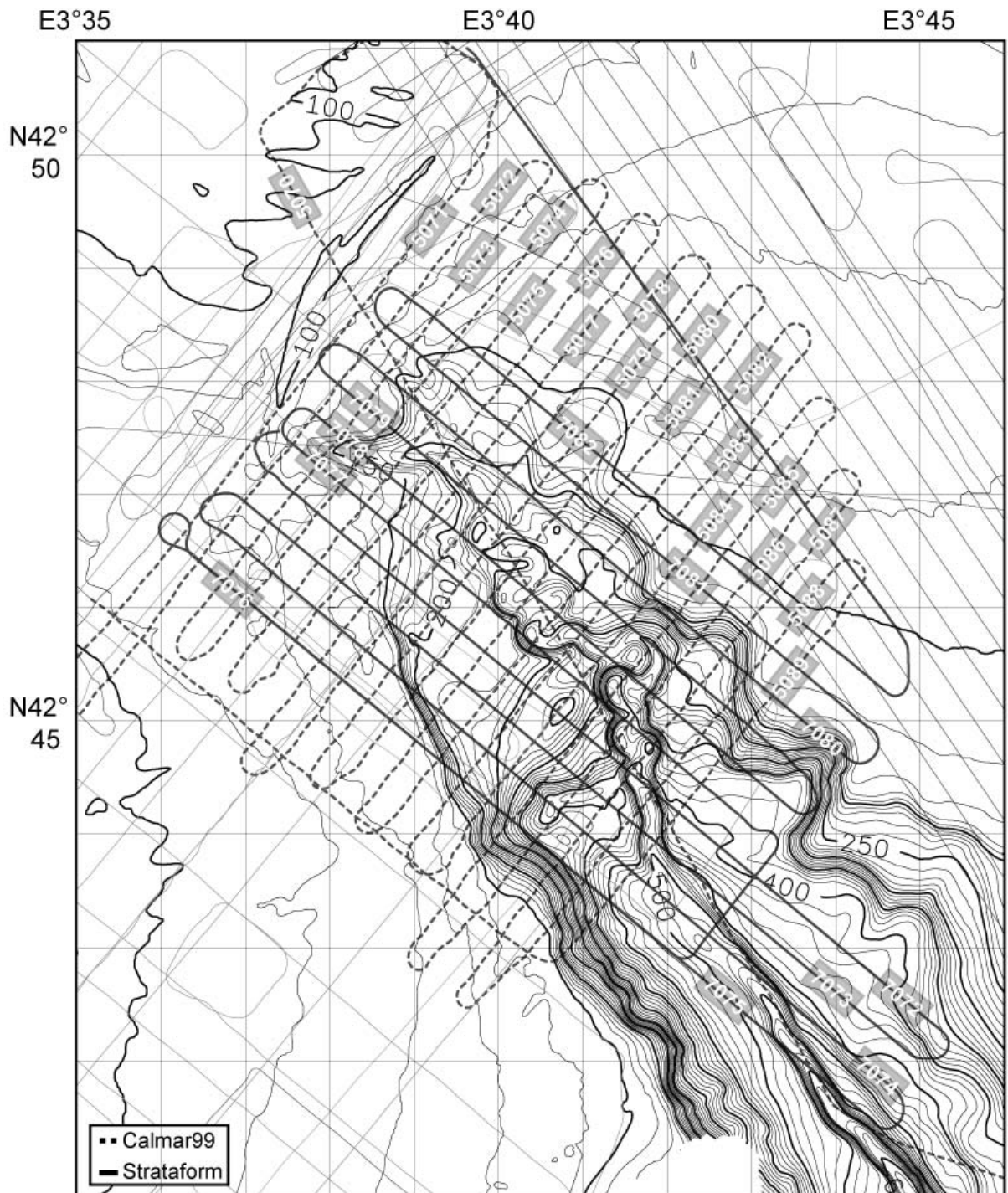


Figure III-16: Carte bathymétrique de la tête du canyon Bourcart. Les principaux profils utilisés pour l'étude sont en trait gras et appartiennent à quatre missions : Basar1 (de direction NO-SE), Basar3 (de direction NO-SE) Calmar99 (de direction NO-SE) et Strataform (de direction NE-SO). Les profils Basar1, Basar3 et Calmar99 sont des profils sparker avec une numérotation de type 10XX, 40XX et 50XX respectivement. Les profils Strataform sont des profils sparker et des profils de chirp ou de 2,5kHz avec une numérotation de type 70XX. Les tirets de direction NO-SE délimitent trois parties dans le canyon, proximale, médiane et distale.

4.1. METHODE D'ANALYSE

L'analyse des profils sismiques a d'abord consisté à caractériser les terminaisons des réflecteurs sismiques (troncatures d'érosion, onlap, downlap, etc.).

De cette première approche, il ressort que le remplissage du canyon est segmenté en plusieurs ensembles par des surfaces d'érosion de plus ou moins grande importance qui se retrouvent sur toute la zone d'étude (figure III-17).

Les canyons sous-marins constituent les principaux axes érosifs de la morphologie d'une plateforme continentale. Dans ce contexte, la présence de plusieurs surfaces d'érosion nous a donc paru être un facteur important pour la définition d'unités sismiques dans le remplissage du canyon. Nous avons défini d'abord des sous-unités qui sont bordées à leur toit et à leur base par des surfaces d'érosion. Ensuite, à partir de la configuration des réflecteurs sismiques et de leur organisation nous avons regroupé les sous-unités qui présentent des caractéristiques semblables en unités sismiques (figure III-17). Chaque changement d'unité est marqué par un changement de la nature des faciès qui les composent.

La définition des unités sismiques et la corrélation de celles-ci de profil à profil se sont principalement effectuées sur les profils sparker qui ont une pénétration dans le sédiment plus importante que les données chirp et 2,5 kHz très haute résolution. Cependant un canyon sous-marin est une structure géologique qui présente des pentes fortes avec en particulier des flancs dont l'inclinaison peut dépasser 45°. Ces morphologies posent un problème important car la résolution de l'outil sismique et l'exagération verticale que l'on utilise pour mieux voir les réflecteurs sismiques ne permettent plus de distinguer ces réflecteurs dans la pente. Dans le cas de la tête du canyon Bourcart, il est très difficile, avec la résolution du sparker, de corréler les unités sismiques d'abord définies dans le canyon avec les dépôts sur les flancs et encore plus avec les dépôts du plateau environnant. C'est en utilisant les données très haute résolution de chirp et de 2,5 kHz qu'il a été possible dans quelques cas de poursuivre les limites des unités sismiques vers le haut et le plateau.

4.2. LES FACIÈS SISMIQUES

Les unités déposées dans la tête du canyon Bourcart sont composées de trois principaux types de faciès sismiques :

- un faciès L, composé de réflecteurs lités parallèles à sub-parallèles d'amplitude et de fréquence moyenne. Ce faciès peut être fruste avec une moindre continuité des réflecteurs (faciès Lf). Il peut être aggradant et créer une topographie dont la convexité augmente avec la hauteur (faciès aggradants La). ;
- un faciès C, chaotique
- un faciès CE, chaotique « enchevêtré » composé de réflecteurs discontinus et de très forte amplitude.

4.3. CARACTERISATION DES UNITES SISMIQUES : LIMITES, DISTRIBUTION ET ORGANISATION INTERNE

La surface basale du dernier maximum glaciaire (D60, figure III-17) est une surface d'érosion majeure correspondant à l'amalgame de plusieurs surfaces érosives élémentaires. Cette surface correspond en fait à plusieurs réflecteurs de forte amplitude. La surface sommitale du dernier cycle climatique (D70m, figure III-17) est le fond marin, là aussi c'est une surface composite d'érosion.

Les surfaces d'érosion répertoriées sont au nombre de dix (figure III-17). Elles définissent 3 grandes unités sismiques (U1, U2 et U3) et neuf sous-unités.

La description des unités s'effectue de l'unité la plus ancienne, U1 à l'unité la plus récente U3.

4.3.1. **L'unité U1**

L'unité U1 est l'unité basale de notre étude. Elle a pour base la surface d'érosion majeure D60 et pour sommet la surface d'érosion majeure D63 (figure III-17).

Au niveau de la surface d'érosion basale D60, la tête du canyon est une dépression allongée de direction générale NNO-SSE dont la largeur atteint 6,5 km dans la partie distale (figure III-18-A). La profondeur augmente avec la distance à la tête mais la pente de l'axe de la dépression n'est pas linéaire. La partie médiane présente une pente plus forte que les parties proximale et distale. Les flancs de D60 sont parallèles mais ont une morphologie différente. Le flanc Est a une pente moyenne et montre des ondulations qui font penser à des ravines ou à des cicatrices de glissement. Le flanc Ouest est plus pentu et sa morphologie est plus

rectiligne. Dans la partie distale le profil transversal du canyon à une forme intermédiaire entre le V et le U, la largeur du fond presque plan atteint 1,5 km de largeur.

U1 se compose de deux sous-unités, U1a et U1b séparées par la surface d'érosion mineure D61 (figure III-17). U1a n'apparaît que dans la partie distale du canyon. Elle se biseaute sur la surface d'érosion D60.

L'épaisseur de U1 est maximum dans l'axe de la dépression créée par D60 et dans la partie distale où elle atteint 40 ms. Cette unité se développe surtout dans la partie distale où la pente est plus faible (figure III-18-B). On retrouve aussi une faible épaisseur de sédiment (20 ms) sur le flanc Est du canyon de par la pente plus faible de ce flanc, résultant d'une morphologie héritée du cycle précédent (figures 19 et 20). Sur le flanc Ouest, la pente plus importante ne permet le dépôt que d'une très faible épaisseur de sédiments (quelques ms).

Dans les parties médiane et proximale, U1 disparaît, érodée par la surface D63. L'épaisseur plus importante de U1 sur le flanc Ouest pourrait être due à un biais dans l'interprétation car les flancs sont très pentus dans cette partie du canyon et empêchent toute corrélation directe avec les dépôts à l'intérieur de la dépression.

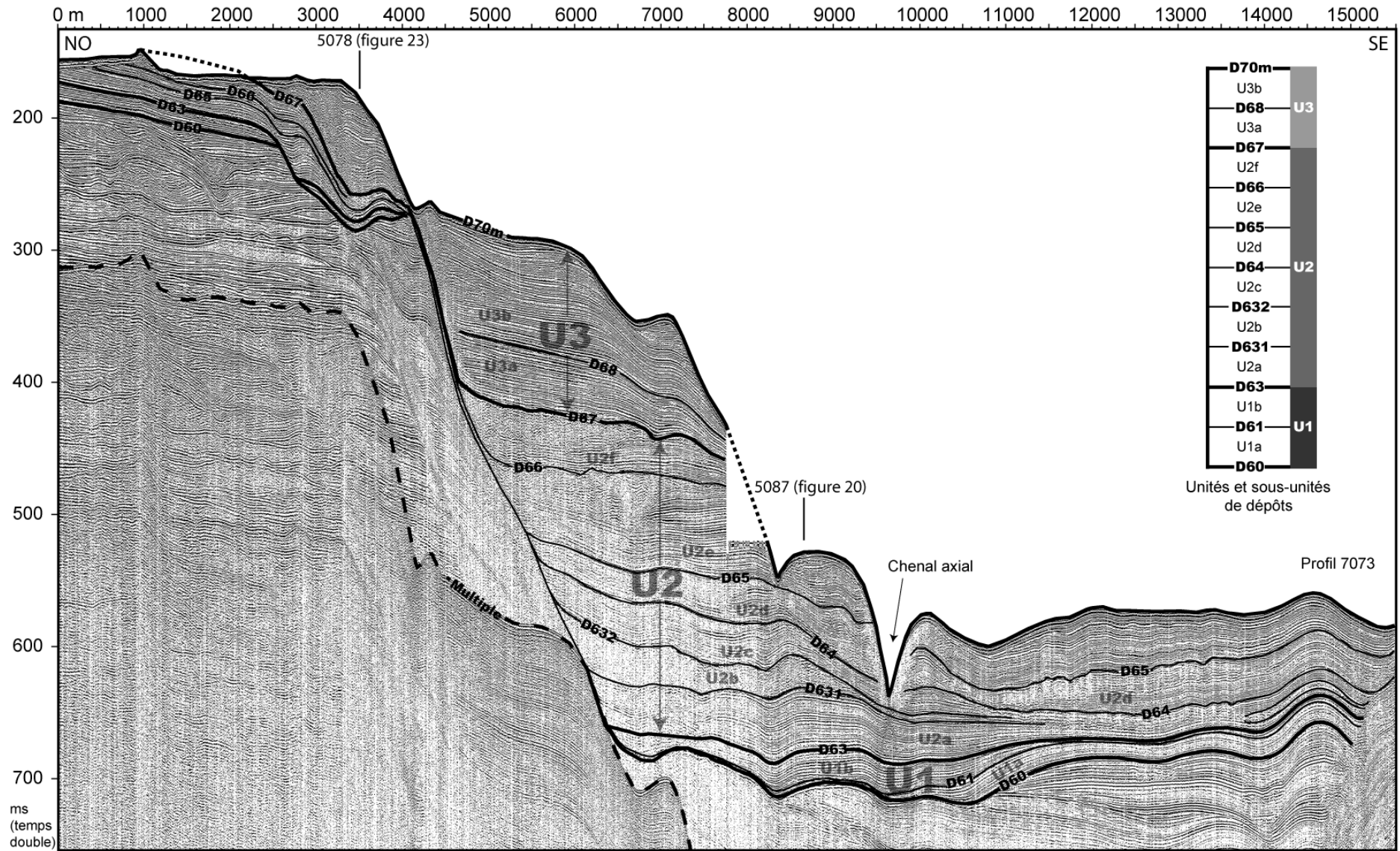


Figure III-17: Page précédente. Profil sparker 7073 qui présente les surfaces, sous-unités et unités définies dans la tête du canyon Bourcart. Voir la figure III-16 pour la localisation du profil.

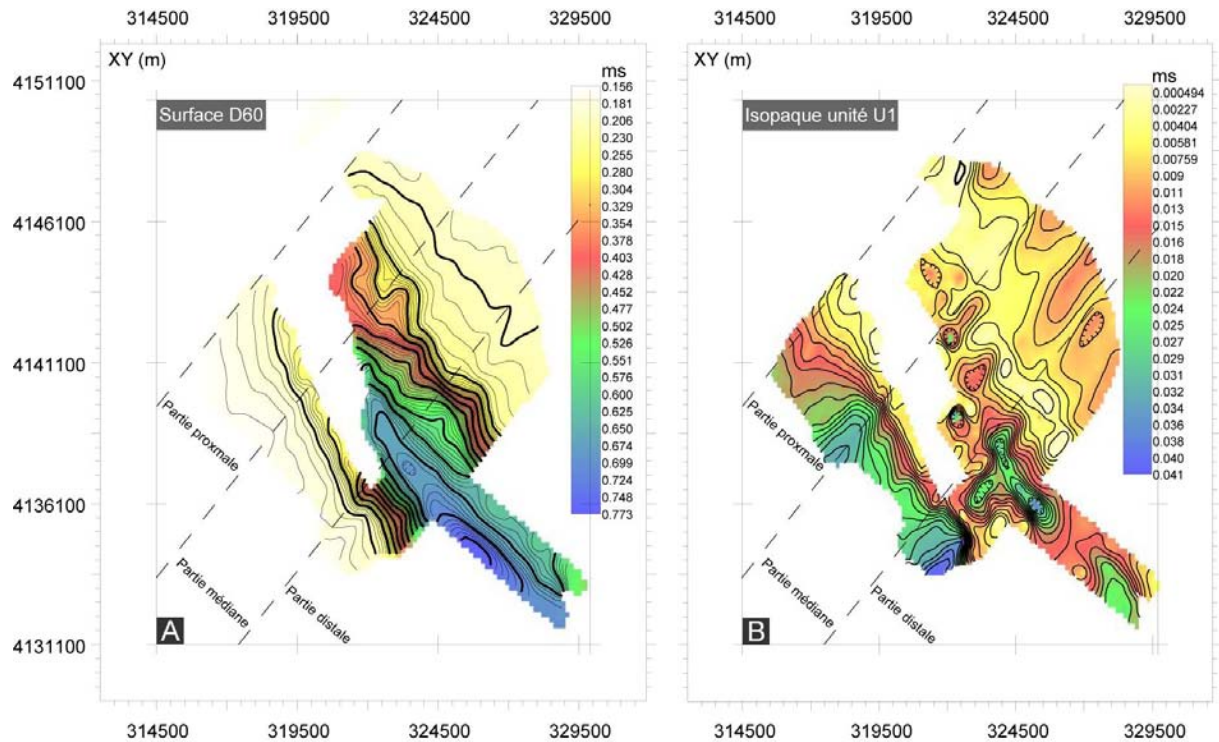


Figure III-18: (A) Carte des isohypses de la surface D60 qui est la surface basale de notre étude et la base de l'unité U1. (B) Carte isopaque de l'unité U1. Les parties non colorées indiquent l'érosion de la surface ou de l'unité. La délimitation des parties du canyon est reportée sur la carte bathymétrique de la figure III-16.

U1a et U1b sont composés du faciès sismique L. Les réflecteurs se terminent souvent en *onlap* sur la topographie héritée ou sur des réflecteurs sous-jacents tendant ainsi à combler les dépressions créées par les surfaces d'érosion antérieures. Ce faciès sismique L est interprété comme un faciès drapant de remplissage. Cependant les terminaisons de réflecteurs en *onlap* de ces sous-unités indiquent que le flux sédimentaire ou la source des apports ne sont pas constants. Ainsi, dans le cas de U1a, deux directions de remplissage apparaissent. Une première depuis le flanc Est vers le centre de la dépression, une seconde de l'amont vers l'aval dans l'axe de la dépression (figure III-19). Dans le cas de U1b le remplissage semble s'opérer principalement de l'amont vers l'aval du canyon dans l'axe de la dépression.

U1 constitue donc une unité où l'érosion prime sur la sédimentation.

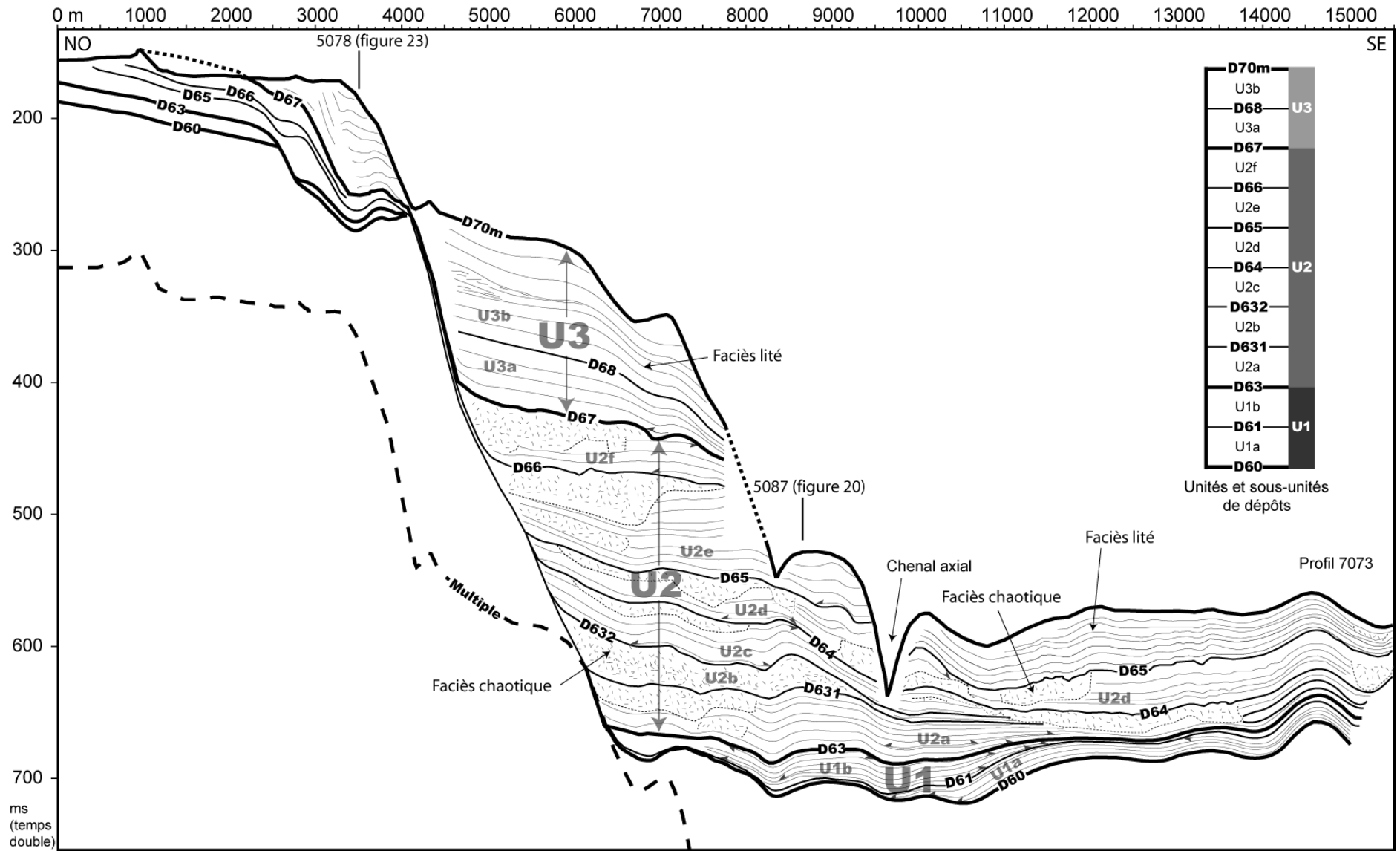


Figure III-19: Page précédente. Schéma interprétatif du profil 7073 (figure III-17). Ce profil longitudinal traverse les différentes parties du canyon. Les dépôts du canyon sont presque uniquement constitués de deux faciès sismiques : un faciès lité continu et un faciès chaotique. Les différences d'épaisseur entre les unités apparaissent bien ici, U1 est peu développée au contraire de U2. L'unité U2 présente une association caractéristique des faciès sismiques qui forme un motif qui se répète dans chaque sous-unité. Les flèches grises indiquent les terminaisons caractéristiques de certains réflecteurs.

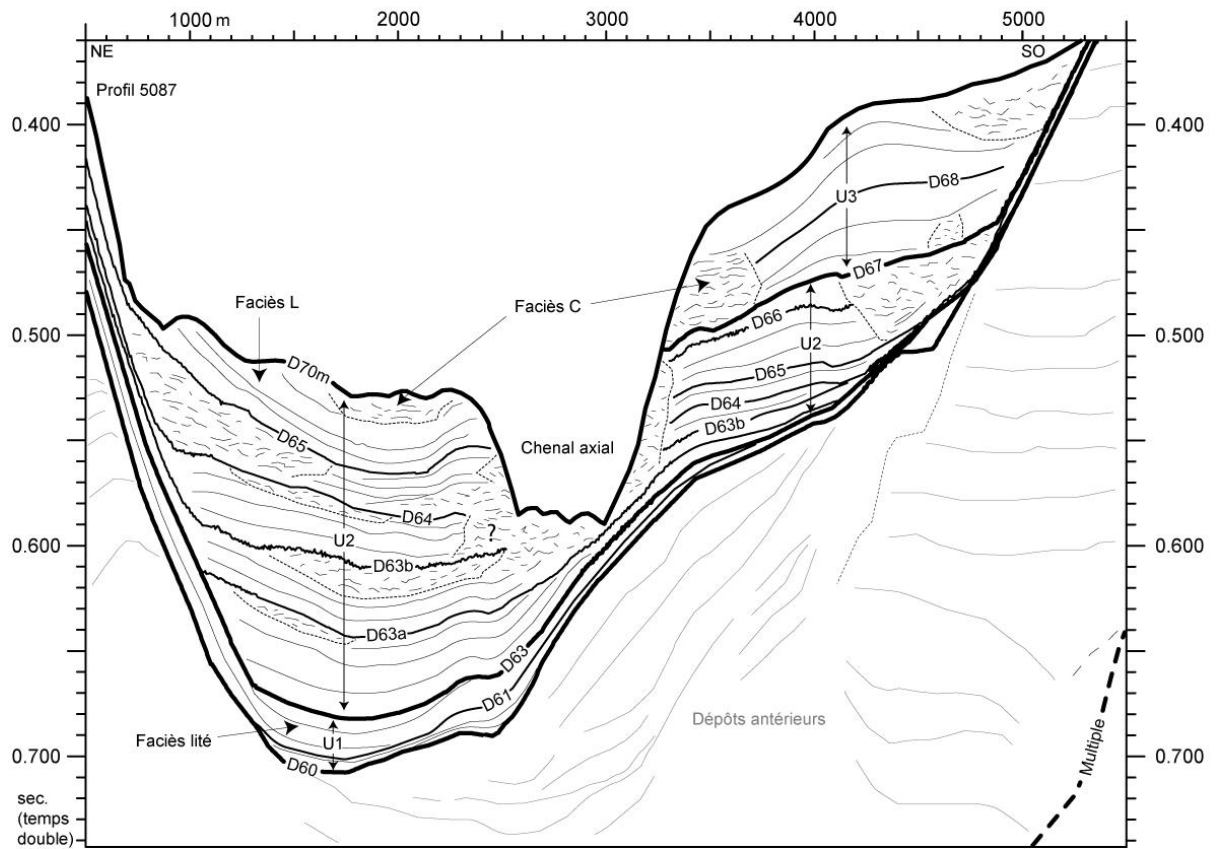
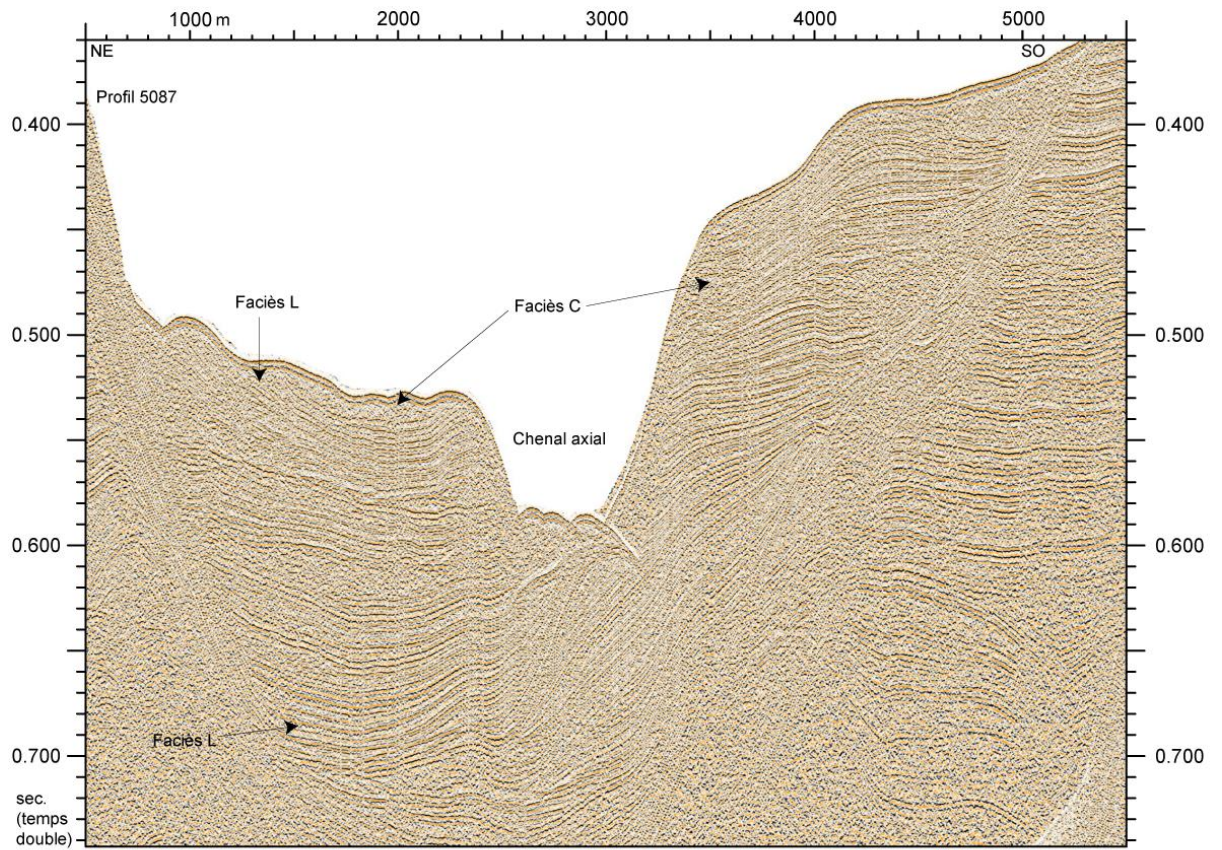


Figure III-20: Page précédente. Profil 5087 et schéma interprétatif associé situé dans la partie distale de la zone d'étude (voir figure III-16 pour la localisation). Les unités sédimentaires U1 et U2 se déposent préférentiellement dans la dépression axiale du canyon. Cette dans cette partie du canyon que l'unité U1 est la plus développée. U3 n'apparaît que sur le flanc Est du canyon. Le motif faciès lité repris par un faciès chaotique apparaît clairement dans l'unité U2.

4.3.2. L'unité U2

L'unité U2 a pour base la surface d'érosion majeure D63 et pour sommet la surface d'érosion mineure D67. Elle se compose de six sous-unités (U2a, U2b, U2c, U2d, U2e et U2f) séparées par les surfaces d'érosion D63a, D63b, D64, D65 et D66 (figure III-17). Les trois premières et la dernière sont des surfaces mineures d'érosion tandis que D65 est une surface majeure d'érosion.

La morphologie de la base de U2 (surface D63) diffère peu de la morphologie originale (figure III-21-A). La tête du canyon est une dépression allongée de direction N-S dans la partie amont et qui tourne vers NO-SE dans la partie distale. La morphologie en V des flancs du canyon implique que l'espace disponible en largeur augmente avec le remplissage du canyon. La largeur de l'axe de la dépression augmente donc pour atteindre 2,5 km dans la partie aval. Les flancs montrent toujours des différences de pente et de morphologie mais celles-ci sont atténuées par rapport à la morphologie originale. L'axe de la dépression est par conséquent moins individualisé mais on retrouve toujours une augmentation de la pente de l'axe de la dépression en amont de la partie médiane.

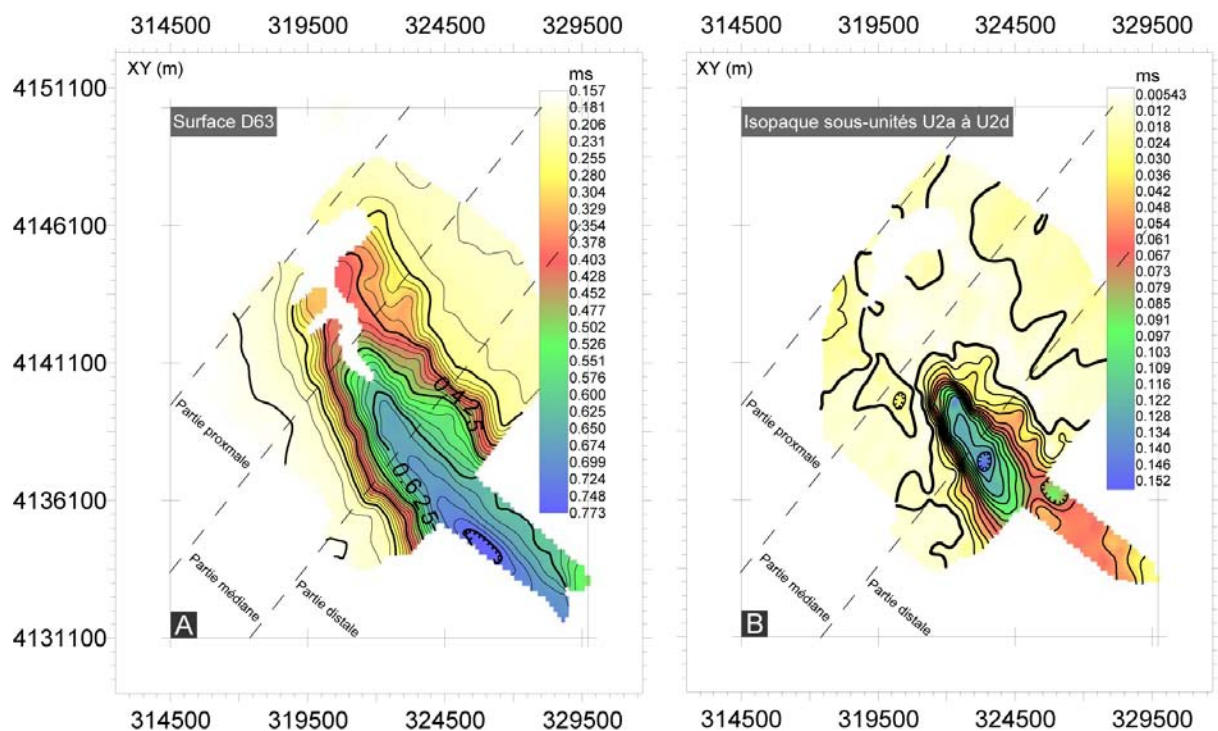


Figure III-21: (A) Carte des isohypses de la surface D63 qui est la surface basale de l'unité U2. (B) Carte isopaque des sous-unités U2a à U2d. Les parties non colorées indiquent l'érosion de la surface ou de l'unité. La délimitation des parties du canyon est reportée sur la carte bathymétrique de la figure III-16.

U2 est présente sur presque toute la tête du canyon cependant les dépôts sont principalement situés dans l'axe de la dépression où ils atteignent 270 ms d'épaisseur au maximum.

La localisation du dépo-centre évolue au cours de la mise en place de U2. Dans un premier temps, le dépo-centre est localisé dans les parties médianes et distales où la pente est plus faible. Il est composé des dépôts de U2a à U2d qui ont une épaisseur maximale de 150 ms (figure III-21-B). Ces sous-unités sont fortement érodées par endroit par le chenal axial qui tronque les sous-unités.

A partir de la surface D65 le dépo-centre, composé des dépôts U2e et U2f dont l'épaisseur atteint 120 ms, migre vers les parties proximale et médiane (figure III-22-B). Ce changement est attribué à la surface D65 qui érode fortement la partie médiane du canyon et modifie le profil de pente de l'axe de la dépression (figure III-22-A). La partie proximale devient plus pentue que les parties médiane et distale qui deviennent alors un dépo-centre. On ne retrouve pas de dépôt plus en aval car U2e et U2f sont érodées par la surface d'érosion que constitue le fond marin actuel. Dans ce cas, c'est la surface D70m (le fond marin) qui constitue le toit de U2.

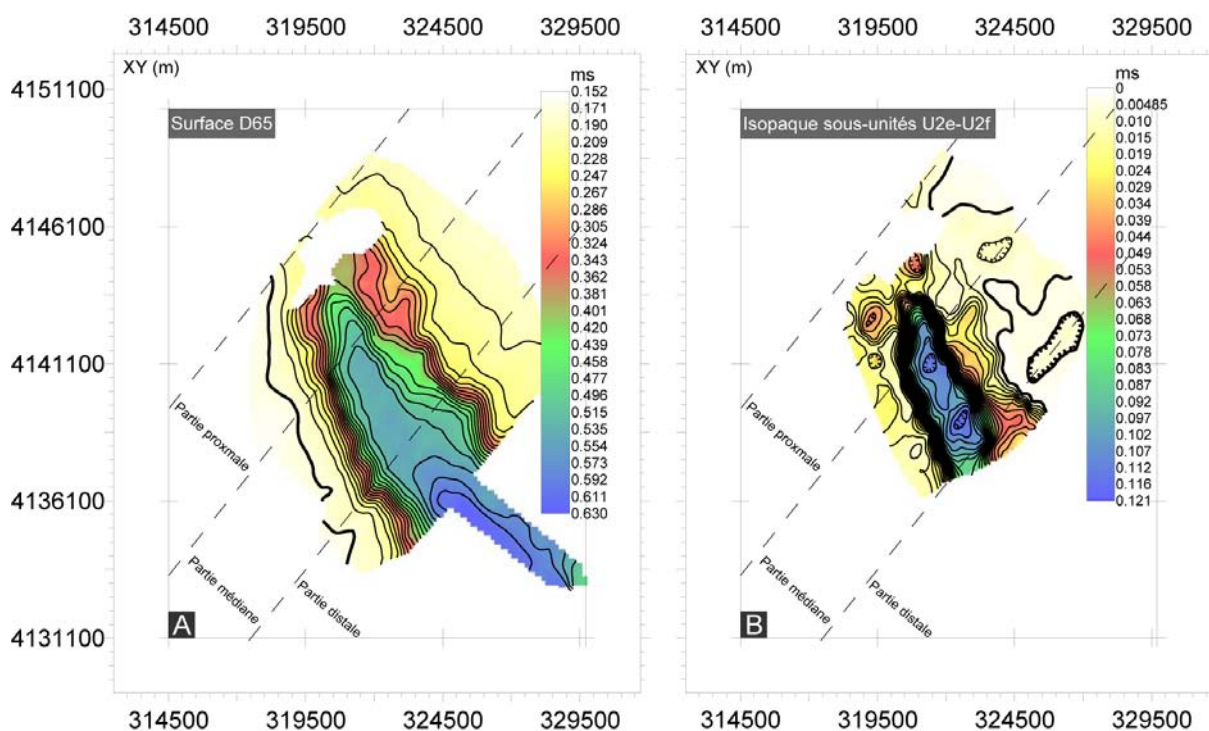


Figure III-22: (A) Carte des isohypses de la surface D65 qui est la surface basale de la sous-unité U2e. (B) Carte isopaque des sous-unités U2e et U2f. Les parties non colorées indiquent l'érosion de la surface ou de l'unité. La délimitation des parties du canyon est reportée sur la carte bathymétrique de la figure III-16.

L'unité U2 se caractérise pour chaque sous-unité par l'association de deux faciès sismiques. A la base, un faciès L qui est érodé tout ou partie à son sommet par un faciès C. L'association de ces deux faciès forme un motif récurrent qui se répète six fois (autant de sous-unités) dans l'unité U2 (figure III-19). Dans les parties médianes et distales, le faciès L drapant est identique à celui observé dans l'unité U1. La direction de remplissage semble être identique à celle de U1b soit de l'amont vers l'aval de la tête du canyon en suivant l'axe de la dépression. Dans la partie proximale, le faciès L évolue vers le faciès Lf en se rapprochant de la tête du canyon, les réflecteurs sont de plus en plus discontinus et ont une amplitude beaucoup plus forte. Sur le profil 5078 (figure III-23), ce faciès montre des lentilles chaotiques entourées de réflecteurs de plus forte amplitude que l'on peut interpréter comme des petites déstabilisations ou des micro-chenaux avec leurs levées associées. Ces variations n'affectent que U2e et U2f qui composent U2 dans cette partie du canyon.

Le faciès C se présente sous la forme de paquets allongés, en longitudinal comme en transversal, dont le sommet et la base sont des surfaces d'érosion (figure III-19 et 23). Celles-ci ont une morphologie généralement très accidentée. Latéralement, le faciès C se biseaute ou se termine abruptement en laissant place au faciès L. Le faciès C, qui érode le faciès L peut s'interpréter de deux manières, soit comme un faciès de glissement soit comme un faciès de chenal. La morphologie générale de ces faciès, la nature des réflecteurs qui les composent et l'absence de levées associées permettent d'interpréter ce faciès comme un faciès de glissement pour les sous-unités U2a à U2c. Pour les sous-unités postérieures, la distinction est plus difficile. Il semble cependant que si il y a mise en place d'un chenal pendant le dépôt de ces sous-unités, il est éphémère et semble de toute façon associé à un épisode de glissement.

Figure III-23: Page précédente. Profil 5078 et schéma interprétatif associé situé dans la partie médiane de la zone d'étude (voir figure III-16 pour la localisation). L'unité U1 est complètement érodée ici U1 tout comme les sous-unités U2a à U2d. U2 se déposent préférentiellement dans la dépression axiale du canyon. U3 est très développée et montre le changement de nature des faciès entre les deux sous-unités qui composent l'unité U3.

4.3.3. L'unité U3

L'unité U3 est la dernière unité du remplissage de la tête du canyon, elle a pour base la surface d'érosion D67 et pour sommet le fond marin (D70m) qui est une surface d'érosion majeure.

La morphologie de la surface basale D67 montre que la direction de la dépression évolue (figure III-24-A). Elle est toujours orientée NO-SE dans la partie médiane mais elle tourne clairement dans la partie proximale pour déboucher vers le NE et se raccorder à l'interfluve. La morphologie des flancs varie peu par rapport à la base de U2.

Les dépôts de U3 ont continué à remplir le canyon et l'axe de la dépression s'est élargi pour atteindre 1,5 km dans la partie proximale et près de 7 km en aval de la partie médiane. Les valeurs de pente de l'axe de la dépression sont toujours plus faibles dans la partie médiane.

U3 n'est présente que dans les parties proximale et médiane, en aval elle est érodée par la surface d'érosion D70m (le fond marin actuel) (figure III-24-B). Les dépôts de U3 sont localisés dans l'axe de la dépression dont ils occupent principalement le côté Ouest dans les parties médiane et aval de la partie proximale. Dans la partie centrale de la partie proximale les dépôts sont présents sur toute la largeur de la dépression. C'est dans cette zone que l'on retrouve les épaisseurs les plus importantes avec 195 ms. Plus en amont les dépôts combrent totalement le canyon et la dépression de direction NE-SO qui rejoint l'interfluve Bourcart-Hérault mais l'épaisseur de U3 est ici moins importante (< 100 ms).

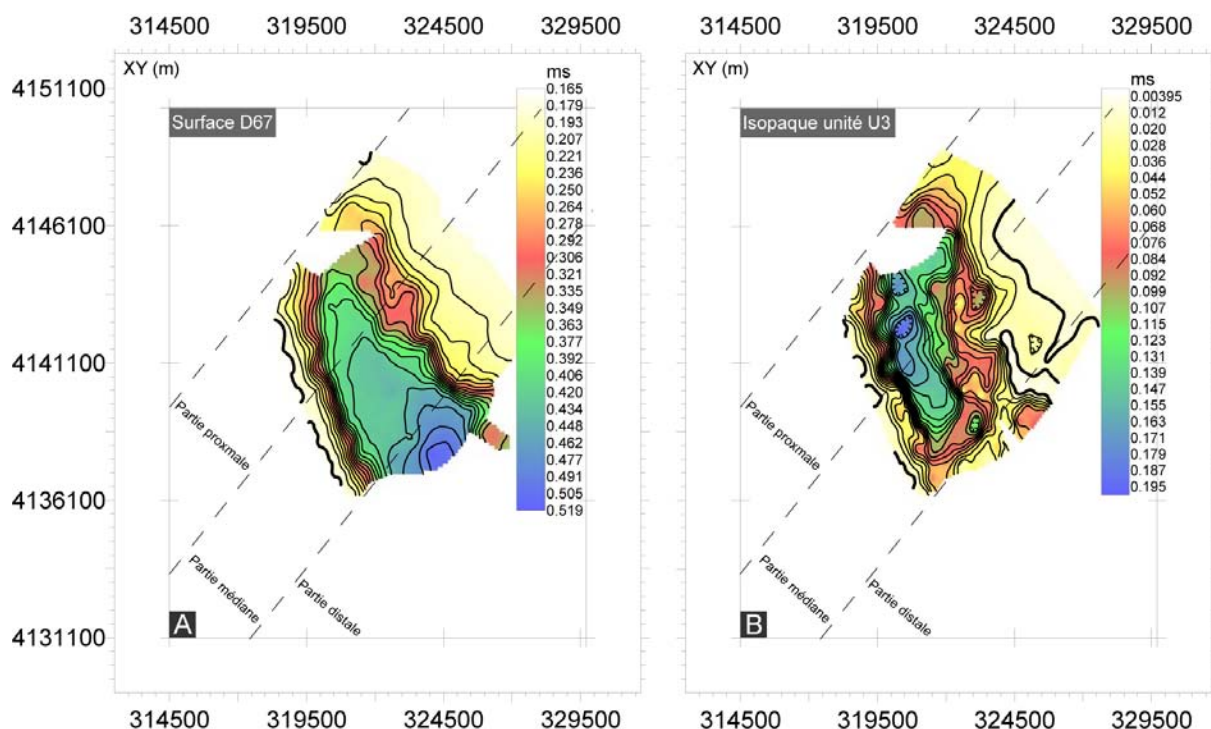
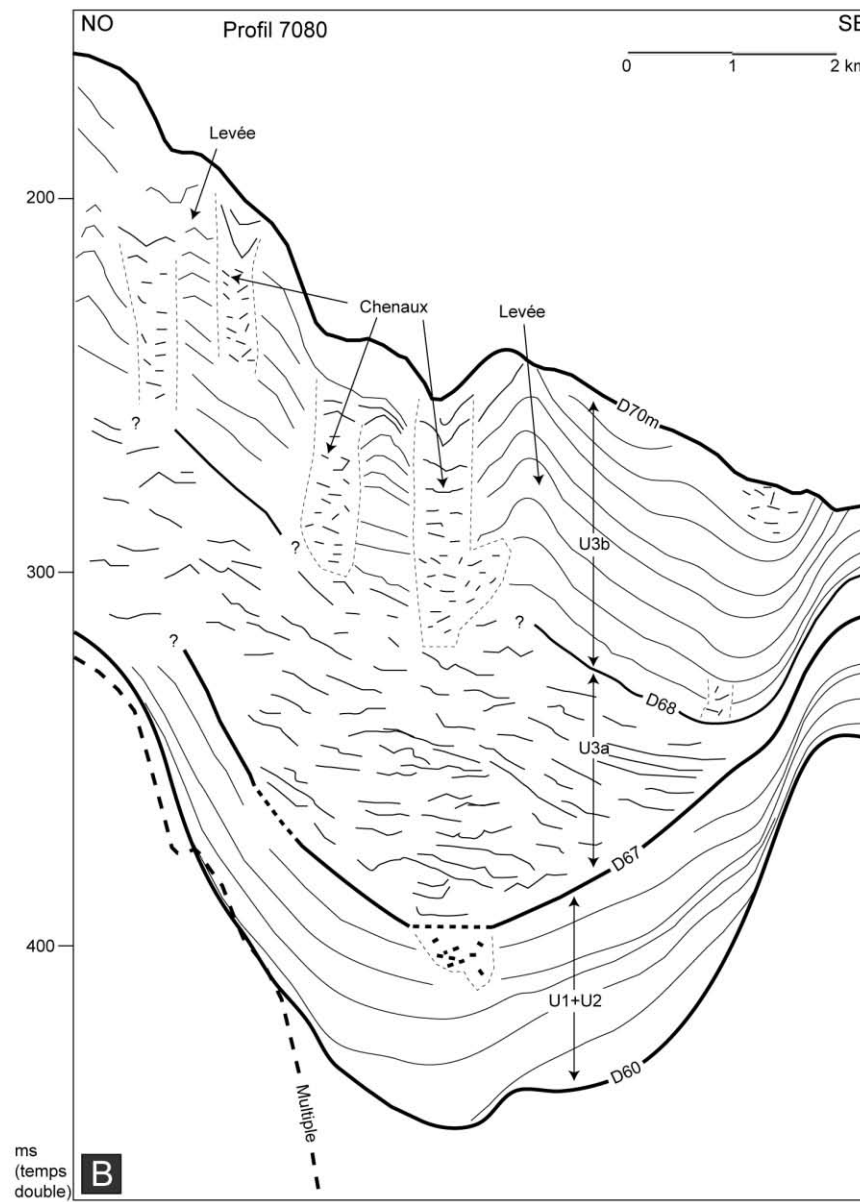
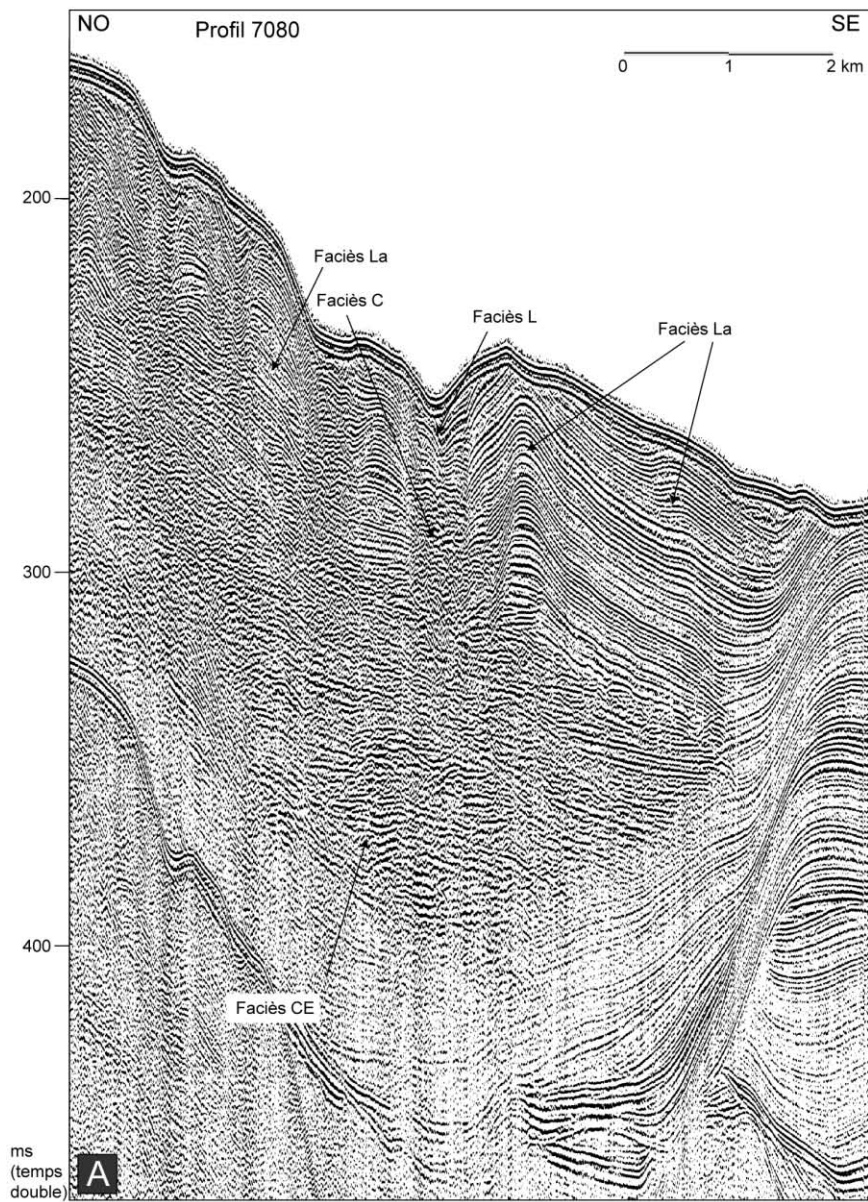


Figure III-24: (A) Carte des isohypses de la surface D67 qui est la surface basale de l'unité U3. (B) Carte isopaque de l'unité U3. Les parties non colorées indiquent l'érosion de la surface ou de l'unité. La délimitation des parties du canyon est reportée sur la carte bathymétrique de la figure III-16.

L'unité U3 se décompose en deux sous-unités U3a et U3b qui présentent différents faciès sismiques et une organisation différente de ces faciès. La limite entre les deux sous-unités est relativement claire dans la partie médiane mais elle devient plus difficile à distinguer dans la partie proximale car U3b érode fortement U3a.

La première sous-unité U3a consiste en un remplissage des parties proximale et médiane de la dépression par un faciès CE (figure III-25). Dans la partie distale, l'unité U3 n'apparaît pas, à cause de son érosion par D70m ou par non dépôt (figure III-19).

Figure III-25: Page suivante. Mise en place de l'unité U3 dans la tête du canyon Bourcart, le profil 7080 coupe la dépression du canyon presque perpendiculairement à celle-ci. (A) les faciès sismiques qui caractérisent les sous-unités U3a et U3b sont différents, chaotique enchevêtré pour la sous-unité U3a. Chaotique et lité pour la sous-unité U3b. (B) Dessin interprétatif du profil 7080 montrant les deux sous-unités qui repose par un contact érosif sur l'unité U2. U3a se compose sur ce profil uniquement de faciès chaotique, U3b se compose de plusieurs systèmes chenaux-levées. La limite entre les deux sous-unités est clairement identifiée sur la partie droite du profil. A gauche du profil l'érosion des dépôts sous-jacents par les chenaux de la sous-unité U3b masque cette limite. On peut remarquer l'arrêt de l'activité de certains chenaux dans la sous-unité U3b lorsque le remplissage de ceux-ci passe d'un faciès chaotique à un faciès lité.



Vers l'aval, le faciès CE devient plus discontinu, on le retrouve alors en lentilles allongées dans du faciès Lf dont l'amplitude diminue avec la distance à la tête (figure III-23). Ce faciès L montre quelques indices de faciès La. Cette association de faciès peut permettre d'interpréter ici le faciès CE comme un faciès de chenal et le faciès L comme un faciès de débordement. Dans cette sous-unité, les faciès de débordement sont moins développés que les faciès de chenal.

Si on s'éloigne de l'axe de la dépression en allant vers les flancs du canyon le faciès CE passe à un faciès Lf puis L. Même si une très faible épaisseur de faciès L sur les flancs est associée au faciès CE, on peut pourtant retrouver, en particulier sur le flanc Est, des réflecteurs qui voient leur convexité augmenter avec la hauteur des dépôts (faciès La). On retrouve aussi des réflecteurs qui se terminent en downlap sur le réflecteur sous-jacent. Ceci permet d'interpréter ce faciès La comme un faciès de débordement. Le flanc Est peut donc être assimilé à une levée qui s'enracine sur les dépôts préexistants. Sur le flanc Ouest, il n'y a que peu voire pas du tout de faciès L. On retrouve plutôt des signes d'érosion de ce flanc par le faciès CE.

La sous-unité U3b se compose de deux faciès, un faciès C de forte amplitude et un faciès L voire Lf. Le faciès C se présente sous la forme de paquets allongés verticalement qui érodent parfois la sous-unité U3a. On peut suivre ces faciès d'un profil à l'autre en allant vers l'aval du canyon. Ce faciès est entouré de faciès La qui parfois se terminent en downlap sur le réflecteur sous-jacent (figure III-25). Cette organisation de faciès et la morphologie associée permettent d'interpréter cette association de faciès comme un système chenal-levées. La sous-unité U3b se compose de plusieurs systèmes chenaux-levées qui participent au remplissage de la tête du canyon. Dans la partie proximale, ils comblent le déficit de hauteur du centre de la dépression par rapport au flanc Est qui existait depuis la surface D60. Ainsi les dépôts suivants peuvent s'étaler sur toute la largeur de la tête du canyon et en comblent totalement l'amont de la partie proximale de la tête du canyon (figure III-26).

Le passage d'un faciès C à un faciès L dans les chenaux marque l'arrêt du fonctionnement de ce chenal et son comblement par un faciès drapant (figure III-26).

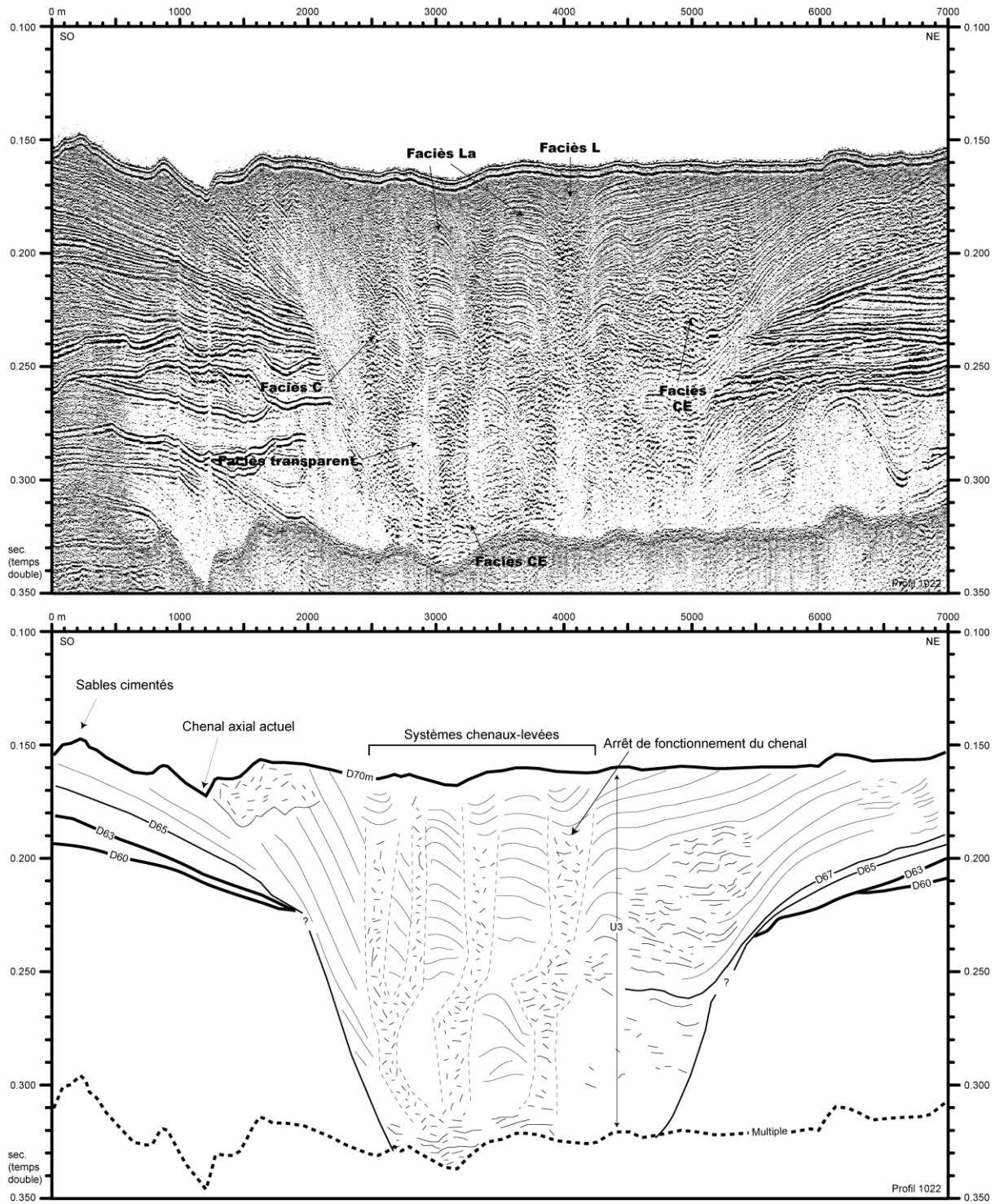


Figure III-26: Profil 1022 et schéma interprétatif associé situé dans la partie proximale de la zone d'étude (voir figure III-16 pour la localisation). Ici n'apparaît que U3 et qui montre plusieurs systèmes de chenaux-levées (les chenaux centraux).

4.4. LES CHENAUX DE L'UNITÉ U3 : CARACTERISTIQUES, LIENS AVEC L'INTERFLUVE ET LE PLATEAU EXTERNE ET CHRONOLOGIE DE MISE EN PLACE

La tête du canyon Bourcart est comblée tout ou partie par plusieurs systèmes chenaux-levées. Les profils à notre disposition permettent de les caractériser et de les cartographier sur le plateau externe et l'interfluve.

4.4.1. **Le faciès chaotique de la sous-unité U3a**

Le faciès C de la sous-unité U3a se poursuit vers l'amont en suivant l'axe de la dépression et rejoint l'interfluve via la dépression orientée NE. A la limite entre le canyon et l'interfluve, elle montre un profil en V et érode fortement les dépôts sous-jacents.

4.4.2. **Les chenaux de la sous-unité U3b**

En amont de la partie proximale, alors que le chenal axial actuel ne laisse qu'une empreinte légère dans la bathymétrie, les chenaux centraux sont très développés (figure III-27). Ils migrent très peu latéralement, sont aggradants et comblent dans cette partie les 150 ms de profondeur de la tête du canyon. Ces systèmes chenaux-levées se poursuivent en direction du plateau externe par trois chenaux comblés, très érosifs, qui ne montrent pas de levées associées (figure III-27). Ces chenaux qui ont une forme en V mesurent au maximum 100 ms de profondeur pour 1 km de largeur. On peut ici distinguer une limite morphologique entre la tête du canyon qui se caractérise par une vaste dépression érodée dans les dépôts préexistants et le plateau externe où l'érosion est centralisée le long de chenaux (figure III-27).

Plus en amont, un premier chenal traverse le premier arc des Pierres de Sète où sa profondeur atteint 50 ms et semble stopper sur le second arc de Pierres de Sète. Un second chenal traverse les deux arcs de Pierres de Sète puisque l'on retrouve une trace de faciès C érosif de l'autre côté. Cependant la profondeur de ce chenal est moindre, elle ne dépasse pas 40 ms. Une image bathymétrique détaillée de la partie proximale de la tête du canyon montre des indentations en forme de V dans les Pierres de Sète ne dépassant pas la dizaine de mètres (figure III-28). Ces figures d'érosion se trouvent dans l'axe des chenaux érosifs.

En reliant la base de l'érosion de la tête du canyon avec la base du chenal qui s'arrête sur le second arc de Pierres de Sète on peut calculer que la pente atteint 4,5°. Cette valeur est supérieure aux pentes du chenal axial actuel et se rapproche des pentes caractéristiques des d'autres têtes de canyons (Yu and Jiunn Chenn Lu, 1995; Lewis and Barnes, 1999;

Babonneau *et al.*, 2002; Popescu *et al.*, 2004; Baztan *et al.*, 2005; Mitchell, 2005; Antobreh and Krastel, 2006).

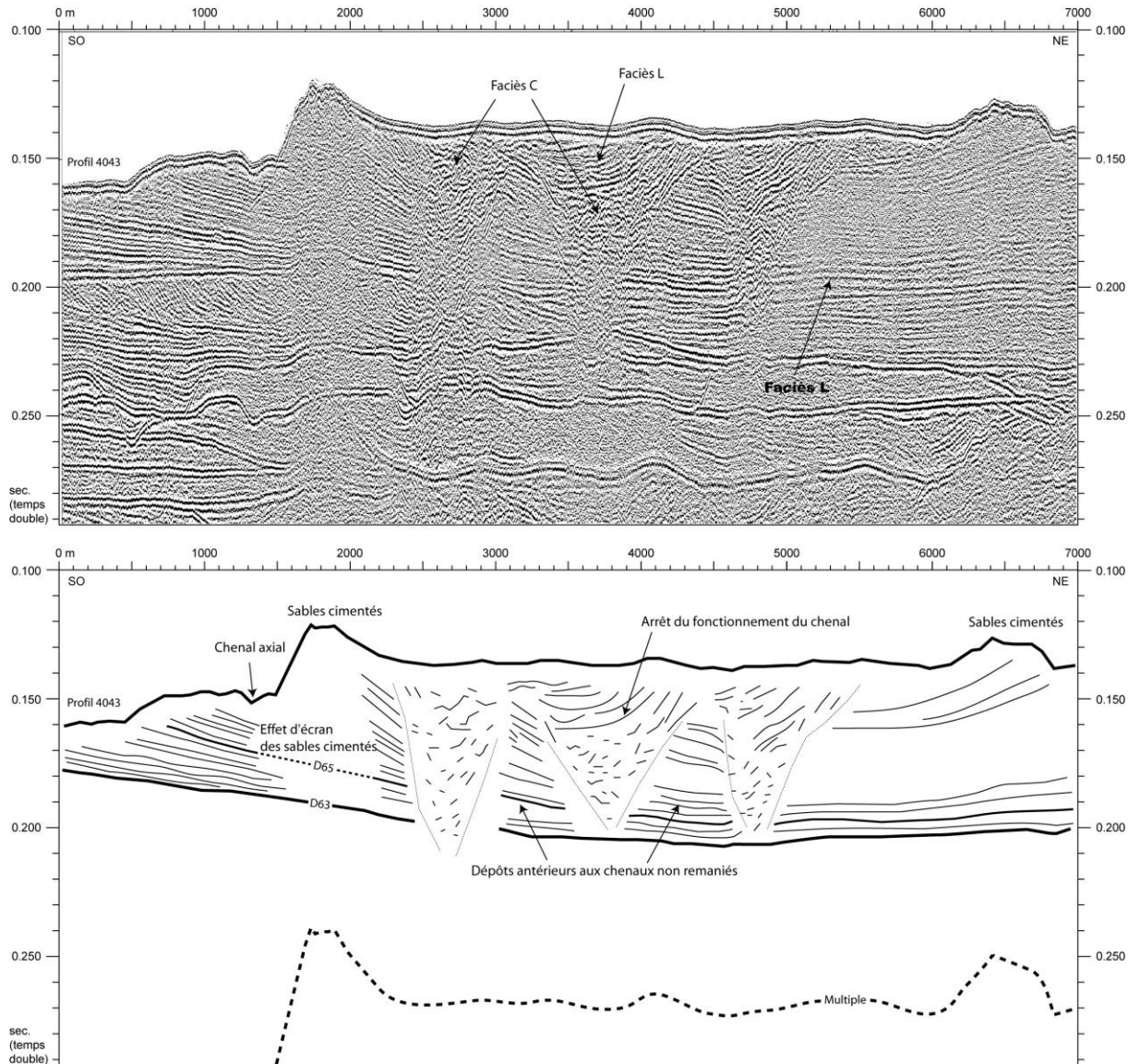


Figure III-27: Profil 4043 et schéma interprétatif associé situé dans la partie distale de la zone d'étude (voir figure III-16 pour la localisation). Les trois chenaux incisent profondément les dépôts plus anciens mais on remarque qu'il n'y a pas de levées associées. Ces trois chenaux se poursuivent en amont à travers les Pierres de Sète et en aval rejoignent le canyon et les systèmes chenaux-levées qui comblent la tête.

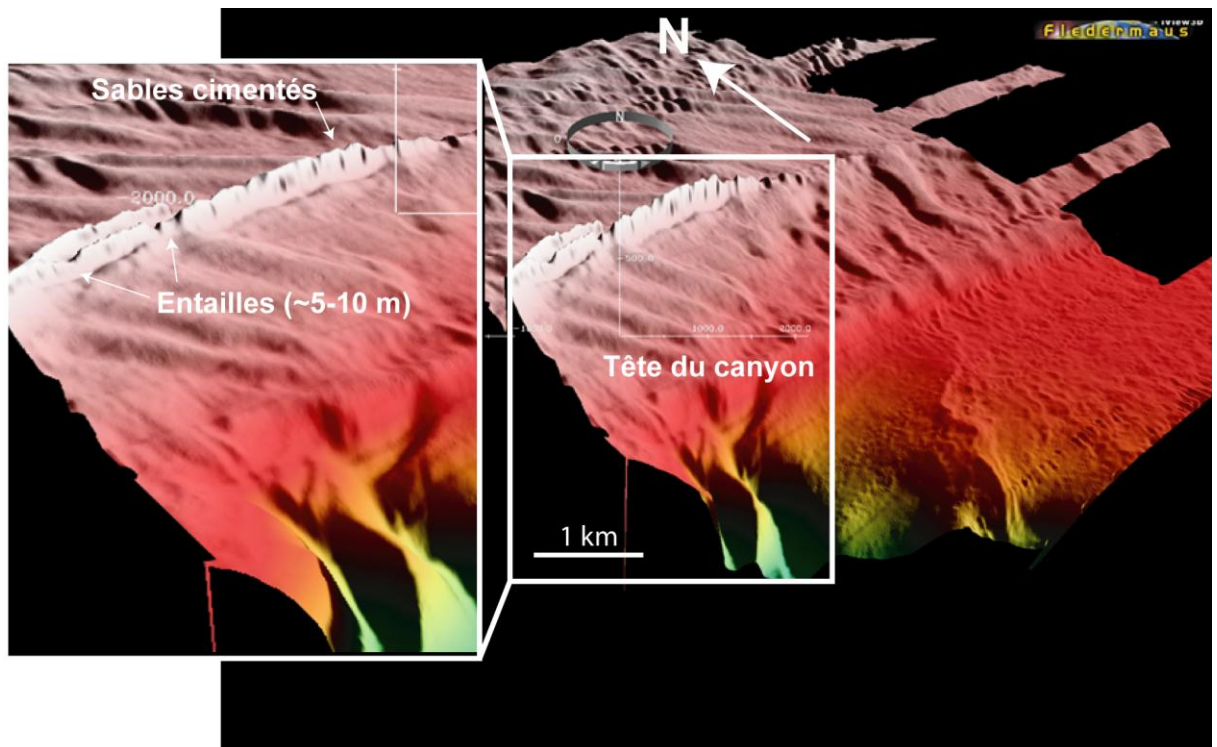


Figure III-28: Carte bathymétrique 3D de la partie proximale de la tête du canyon Bourcart. Les sables cimentés qui couronnent la tête du canyon montrent des indentations en forme de V de hauteur variant entre 5 et 10 m. Ces structures érosives se trouvent dans l'axe des chenaux comblés.

Vers l'aval, les trois chenaux centraux ne laissent plus de traces nettes dans la bathymétrie actuelle. En profondeur, ils rejoignent le chenal axial actuel.

Sur le flanc Ouest, deux chenaux érosifs apparaissent dans la bathymétrie. Le premier est collé contre le flanc du canyon, le second incise transversalement le rebord Ouest. On retrouve sous ces chenaux des petits systèmes chenaux-levées enfouis qui migrent latéralement mais en restant du côté Ouest du chenal axial actuel.

La chronologie de la mise en place de ces chenaux n'est pas aisée à déterminer de par la nature des faciès sismiques et du pouvoir érosif des chenaux. Cependant, les profils sismiques permettent de déterminer que le chenal axial actuel semble être le premier à s'être formé : (1) car on retrouve ce système chenal-levées sous les autres systèmes chenaux-levées et (2) parce que les autres chenaux se connectent à ce chenal vers l'aval. Les chenaux du côté Ouest se forment conjointement au chenal axial. Puis les chenaux centraux, au nombre de trois ou quatre se mettent en place. Il est ici impossible de déterminer si le chenal axial actuel connecté à l'Ouest cesse à un moment ou un autre de fonctionner. Parmi les trois chenaux centraux, il est difficile de déterminer une chronologie relative de leur mise en place et de leur arrêt de fonctionnement. Dans la partie proximale du canyon, le chenal le plus à l'Ouest ne

montre pas de faciès drapant indiquant un arrêt de fonctionnement. La morphologie du chenal axial actuel, l'absence de sédiments à l'intérieur et l'empreinte qu'il laisse sur le plateau externe à travers les Pierres de Sète indique que celui-ci est le dernier à avoir fonctionné.

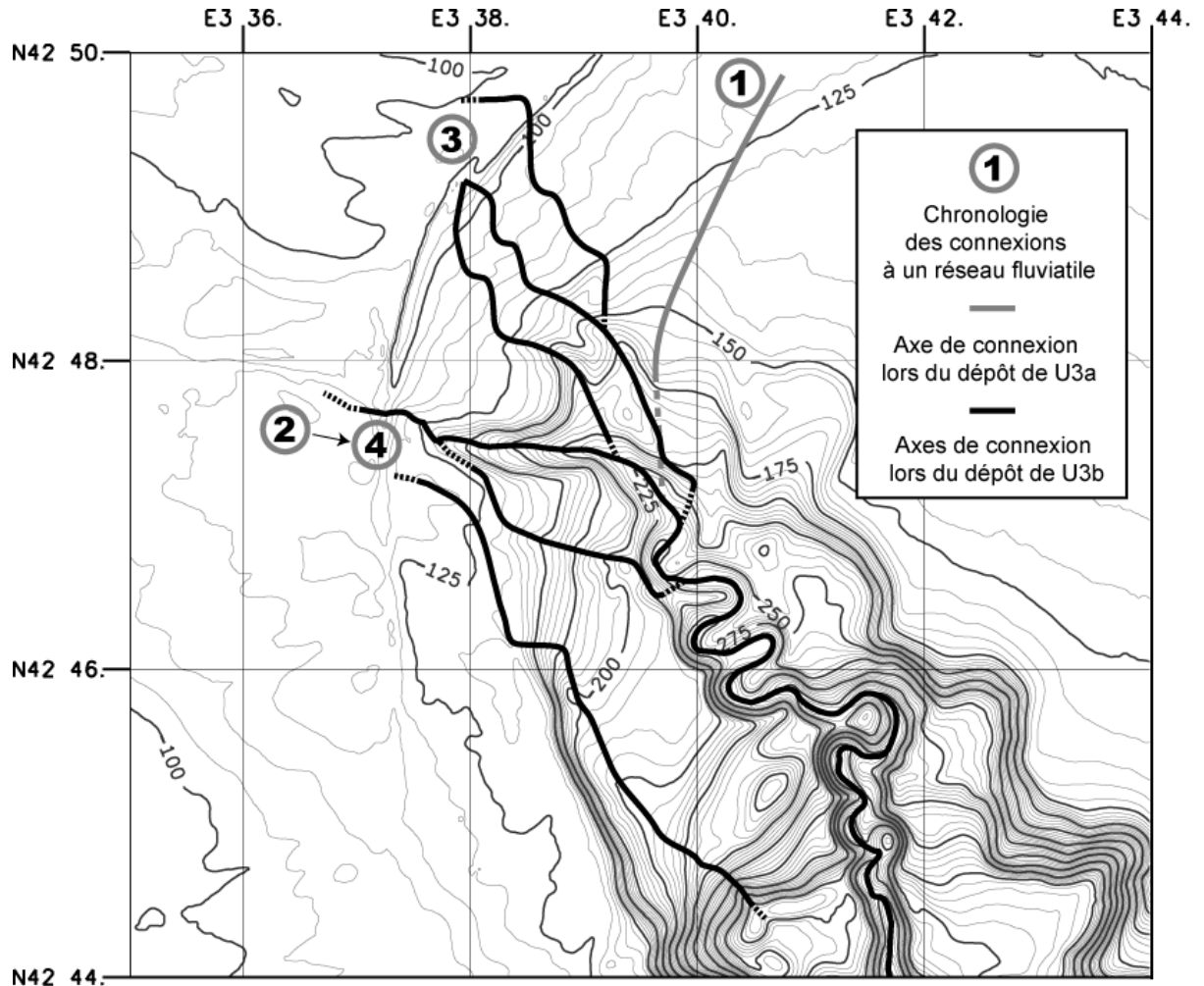


Figure III-29: Fond de carte bathymétrique actuel avec le tracé des fonds de chenaux des tributaires qui entrent dans la tête du canyon. La plupart sont actuellement enfouis. Les numéros indiquent la chronologie relative de la mise en place de ces chenaux.

4.4.3. Chronologie des connexions de la tête du canyon avec le plateau environnant pour l'unité U3

La mise en place de U3 est caractérisée par deux périodes (figure III-29). Une première période au cours de laquelle la source sédimentaire semble se situer vers l'Est, les dépôts associés sont chaotiques et massifs dans l'axe du canyon et montrent des faciès aggradants sur le flanc Est et de l'érosion sur le flanc Ouest. Le changement entre la première et la seconde période apparaît très abrupt. Au cours de la seconde période se développe dans la tête du canyon plusieurs systèmes chenaux-levées alimentés par des sources donc la localisation

fluctue au cours du temps pour passer du NO au presque NE pour revenir au NO. Ce sont ces systèmes chenaux-levées qui comblent la partie proximale de la tête du canyon.

5. CADRE CHRONOSTRATIGRAPHIQUE DETAILLE : LIEN AVEC L'INTERFLUVE BOURCART-HERAULT ET LE FORAGE PROMESS

Le projet européen Promess avait pour objectifs la réalisation de quatre forages en Méditerranée Occidentale. Deux en Adriatique et deux dans le Golfe du Lion.

Le forage PRGL1 se situe sur l'interfluve Bourcart-Hérault à 300 m de profondeur et mesure 300 m de long (figure III-30). Les premiers résultats montrent que le forage a certainement atteint le stade isotopique 13. Des résultats plus précis qui concernent la partie haute du forage, donc la période de temps qui nous intéresse, ont permis d'affiner la stratigraphie des unités de dépôts identifiées sur l'interfluve (Jouet *et al.*, in prep).

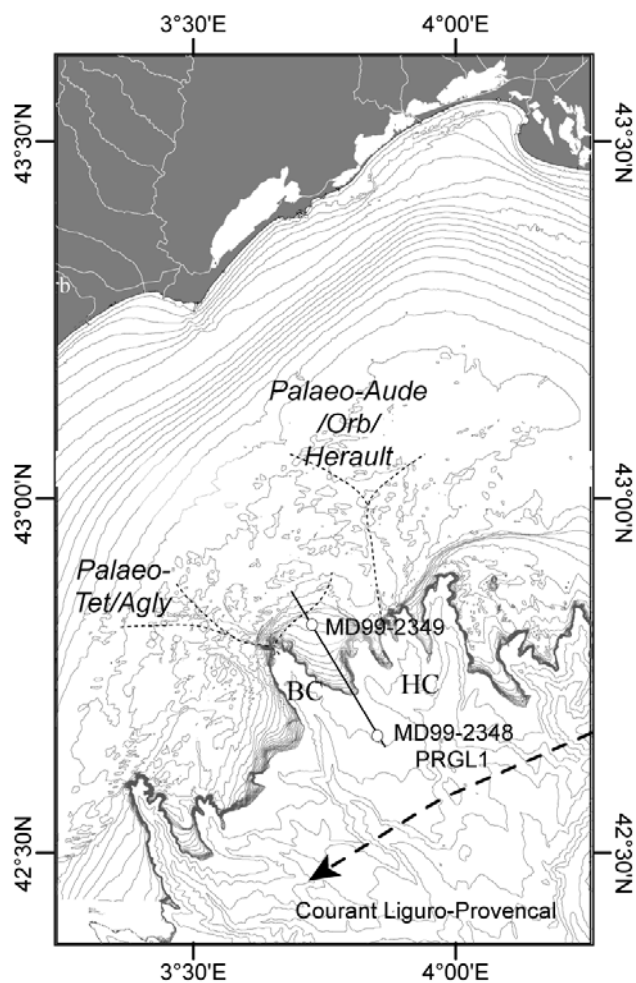


Figure III-30: Localisation des forages de la campagne PROMESS. PRGL1 est situé sur l'interfluve Bourcart-Hérault à 300 m de profondeur. Il mesure 300 m de long.

Les surfaces définies sur l'interfluve (Jouët *et al.*, in prep) correspondent aux évènements de Dansgaard-Oeschger (ou interstade) paroxysmaux qui limitent les cycles de Bond. Les évènements de Dansgaard-Oeschger sont des périodes très courtes (de l'ordre de 1500 à 3000 ans) chaudes et humides. Vingt quatre interstades ont été dénombrés entre 140 et 20 ka. Dans le contexte général de baisse du niveau marin, ces phénomènes climatiques induisent des remontées du niveau marin estimées à une dizaine de mètres. Un cycle de Bond est une succession d'évènements de Dansgaard-Oeschger dont l'épisode final, le plus froid, correspond à un évènement de Heinrich.

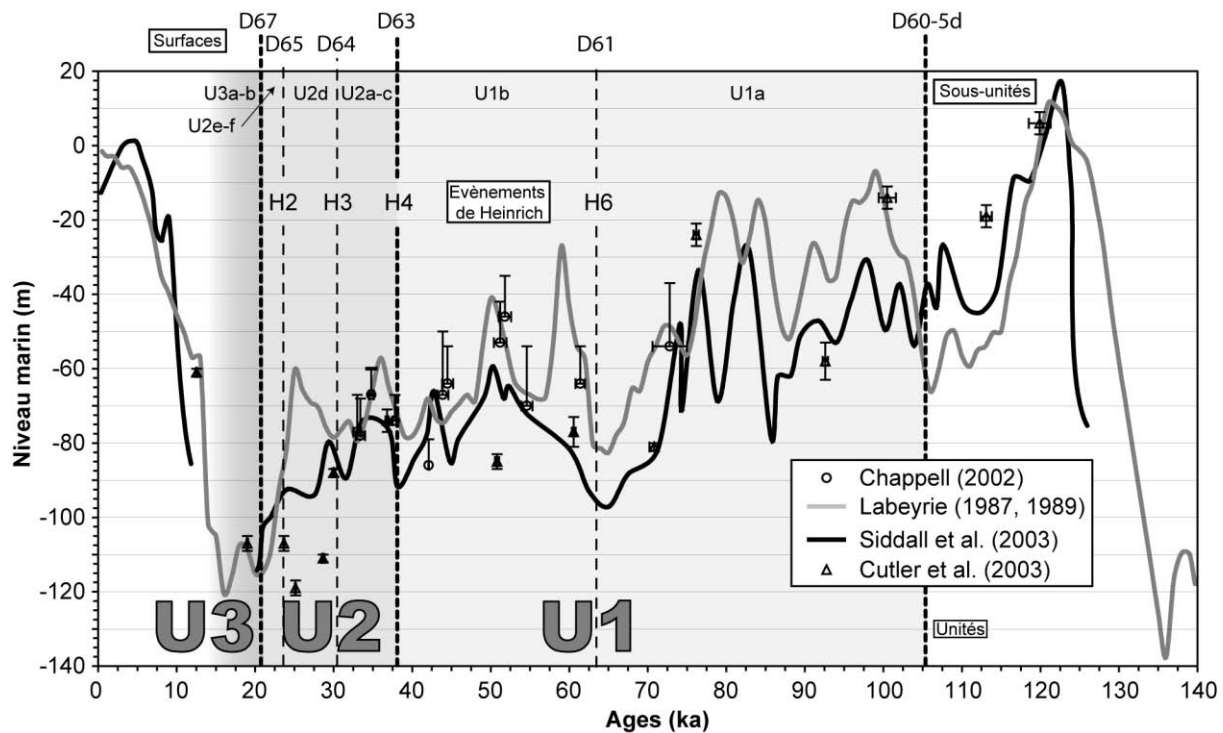


Figure III-31: Chronologie des dépôts des unités sismiques dans la tête du canyon Bourcart à partir de la corrélation avec les travaux sur l'interfluve (Jouët *et al.*, accepted). Les surfaces d'érosion qui ont pu être corrélées depuis l'interfluve correspondent, dans le canyon, à des périodes de bas niveau marin relatifs. Elles sont liées à des évènements climatiques (Heinrich) de haute fréquence (voir la discussion dans le chapitre V-2.1.2).

Grâce aux nombreux profils chirp et 2,5 kHz très haute résolution qui ont été acquis dans la région il a été possible de corréler les surfaces D60, D61, D63, D64 et D65 depuis l'interfluve jusque dans la tête du canyon. La nature érosive de ces surfaces et des processus à l'origine de leur mise en place (qui seront discutés dans le chapitre V-2.1.2.) nous permettent plutôt de les dater pendant les périodes de bas niveau marin relatif qui précèdent les interstades, au moment des évènements d'Heinrich (figure III-31)

La surface D67 définie elle dans le canyon Bourcart a été corrélée, grâce aux profils sismiques très haute résolution, avec la mise en place des sables cimentés qui couronnent la tête du canyon à 21 ka BP (Bernier, 2000).

6. MODELISATION GEOTECHNIQUE DES GLISSEMENTS EN TETE DE CANYON

Cette partie fait l'objet d'un article qui sera publié dans Journal of Geophysical Research. La première partie introduit l'article. Les faits marquants ensuite sont repris en conclusion.

6.1. INTRODUCTION

La modélisation de glissements en tête de canyons sous-marins est un outil supplémentaire pour la compréhension de leur formation et de leur évolution au cours du temps. Dans cet article, une nouvelle méthode d'analyse de la stabilité des pentes dans un canyon est développée. La méthode est appliquée sur la tête du canyon Bourcart.

Pour appréhender les processus capables de générer des glissements en tête de canyon, trois mécanismes sont testés : les séismes, la charge sédimentaire et le creusement de l'incision axiale. A partir de données géotechniques in situ, d'analyses d'échantillons en laboratoires et de données bathymétriques et sismiques, l'impact de chacun des trois mécanismes sur la morphologie de la tête du canyon est analysé. Les géométries et volumes des déstabilisations prédites sont ensuite comparés à la morphologie actuelle.

6.2. ANALYSIS OF SLOPE FAILURES IN CANYON HEADS: EXAMPLE FROM THE GULF OF LIONS



Analysis of slope failures in submarine canyon heads: An example from the Gulf of Lions

Nabil Sultan,¹ Matthieu Gaudin,^{1,2} Serge Berne,¹ Miquel Canals,³ Roger Urgeles,³
and Sara Lafuerza³

Received 13 September 2005; revised 13 July 2006; accepted 21 August 2006; published 13 March 2007.

[1] To improve understanding of evolution of submarine canyons, a three-dimensional slope stability model is applied to Bourcart Canyon in the western Gulf of Lions in the Mediterranean Sea. The model builds on previous work by Z. Chen and others, and it uses the upper bound theorem of plasticity to calculate the factor of safety of a kinematically admissible failing mass. Examples of three-dimensional failure surfaces documented in the literature were used to test the model formulation. Model application to Bourcart Canyon employed the results of detailed stratigraphic analyses on the basis of data acquired by swath bathymetry, subbottom profiling, high-resolution seismic reflection surveys, and piston coring. The sediment layers were also characterized using in situ geotechnical measurements and laboratory tests. The effects of three loading scenarios were analyzed: (1) earthquake shaking, (2) hemipelagic sedimentation, and (3) axial incision. These three mechanisms influenced the predicted volumes and shapes of slope failures along the flanks of Bourcart Canyon, and comparison of these predictions with failure geometries inferred from seafloor morphology showed that mass failures could account for the observed morphology along the canyon walls as well as a mechanism of canyon widening.

Citation: Sultan, N., M. Gaudin, S. Berne, M. Canals, R. Urgeles, and S. Lafuerza (2007), Analysis of slope failures in submarine canyon heads: An example from the Gulf of Lions, *J. Geophys. Res.*, 112, F01009, doi:10.1029/2005JF000408.

1. Introduction

[2] Slope failures in submarine canyon heads are receiving increasing attention to better understand canyon formation and sediment transfer from shallow water into deep sea basins. While slope failures represent an increasing hazard to offshore development and exploitation of marine resources, they are one of the main processes that shape canyon morphology, remobilize sediment and initiate long-distance sediment transport in submarine canyons. The primary goal of this study is to improve our understanding of the causes of slope failures in submarine canyons, to determine the morphological and dynamic characteristics of individual failures and potential slip planes, and to analyze how these affect canyon morphological evolution.

[3] Major submarine canyons generally begin on the continental shelf, cross the shelfbreak and continue down the continental slope to the continental rise. Many of these canyons with second-order and third-order tributaries in their upper parts have been considered to be the seaward

continuation of terrestrial drainage systems that crossed the shelf during low stands of sea level in the Pleistocene [Spencer, 1903; Stetson, 1936]. There is no doubt that subaerial erosion processes effectively created some presently buried shelf valleys [Knebel *et al.*, 1979; Torres *et al.*, 1995]. Pleistocene rivers delivered to the shelf break both suspended and bedload sediment that subsequently entered the submerged canyon heads. Several theories and hypothesis have been developed during recent decades to explain the formation and evolution of submarine canyons. Daly [1936] and Kuenen [1937] proposed that canyons are cut by turbidity currents, Bucher [1940] suggested that tsunamis are agents of canyon cutting, Shepard [1936] proposed that canyons might be the result of a succession of emersion, erosion and infill phases, and Johnson [1939] pointed out the role of artesian sapping in canyon formation. Most of these authors thought that a single process might explain the origin of submarine canyons. In the mid-1960s, echo sounding and sediment sampling became relatively effective tools in mapping submarine canyons, thereby improving our knowledge and understanding of their structure and their dimensions as well as the major role played by turbidity currents as observed by the original experiments made by Kuenen [1955]. In the early 1980s, Twichell and Roberts [1982] and Farre *et al.* [1983] emphasized the role of retrogressive mass wasting processes in canyon formation. On the other hand, Pratson *et al.* [1994] demonstrated that submarine canyons could form from headward erosion driven by sediment flow originating on the shelf. Mulder

¹Département Géosciences Marines, Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (Ifremer), Plouzané, France.

²Also at Département Géologie et Océanographie, Université Bordeaux I, UMR 5805 EPOC, Talence, France.

³Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, GRG Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Barcelona, Spain.

et al. [2003] have recently supported the *Pratson et al.* [1994] hypothesis by the discovery of a turbidite deposited in 1999 in the Capbreton Canyon [Mulder *et al.*, 2001]. On the other hand, hyperpycnal activity has been recorded in the Var Canyon linked to recent catastrophic Var river floods [Mulder *et al.*, 1998], *Orange and Breen* [1992], *Orange et al.* [1994, 1997] and *McAdoo et al.* [1997] hypothesized that the hydraulic gradient within canyon sidewalls and headwalls may be high enough to induce internally driven seepage failure and the formation of headless submarine canyons. More recently, *Baztan* [2004] and *Baztan et al.* [2005] have discussed the origin and the influence of the axial incision observed in most submarine canyons in the western part of the Gulf of Lions. They proposed that minor erosion related to the axial incision had a key influence on canyon evolution as it triggers mass wasting of different sizes affecting the canyon's major valley (head and flanks). *Baztan et al.* [2005] concluded that the canyon's major valley cannot be the result of a single erosive episode; the widening and deepening of the canyon's major valley is the consequence of recurrent erosive activities.

[4] Thus several questions exist about whether canyon initiation and excavation are the products of erosive forces of shelf sediments that go down the slope, the products of other processes such as canyon flank destabilization, or a mix of several processes that could be time dependent. To better constrain these aspects, a three-dimensional (3-D) slope stability analysis method is developed in this work in order to (1) accurately consider the role of external mechanisms on slope instability processes and (2) identify the geometry that better explains how canyon heads and internal flanks may evolve through slope instability processes.

[5] The Bourcart Canyon in the western Gulf of Lions is selected as a case study. Inputs to the slope stability model come from (1) high-resolution seismic reflection profiles that we used to identify erosional surfaces and evaluate missing sediment volumes associated with slope failure, (2) swath bathymetry data that helped to locate recent failure scars (from Calmar 99 and Strataform cruises [Berné *et al.*, 2004]), and (3) geotechnical parameters from in situ measurements and sedimentary cores (from GMO2-CARNAC (N. Sultan and M. Voisset, GMO2-CARNAC cruise report, Ifremer, Brest, 2002, available at http://www.ifremer.fr/sismer/UK/catal/campagne/campagne.html?cam_crno=2020080; hereinafter referred to as (Sultan and Voisset, 2002) and PROMESS1 [Berné *et al.*, 2004] cruises) that we used to correlate mechanical properties of sediments from different layers.

2. 3-D Slope Stability Analysis

2.1. Theoretical Development

[6] Hazard assessment from sediment instability in planar slopes can be successfully conducted using 1-D infinite or 2-D slope stability analysis because margin morphology and sediment layer thickness are rather constant along slope [e.g., *Lee and Baraza*, 1999; *Leynaud et al.*, 2004; *Sultan et al.*, 2004; *Kvalstad et al.*, 2005; *Urgeles et al.*, 2006]. However, slopes are more complex and heterogeneous in canyon heads and internal walls, therefore neglecting the third dimension in such settings may lead to oversimplifi-

cation and induce inaccurate simulation results, which is always conservative according to *Duncan* [1996].

[7] The 3-D stability analysis method developed in this work is based on the upper bound theorem of plasticity that was previously developed by *Chen et al.* [2001a, 2001b]. It is numerically simple and stable and theoretically more rigorous than other simplified limit equilibrium methods that lead to significant errors as both kinematic and static admissibility are violated [Yu *et al.*, 1998]. This method requires us to postulate (1) a valid failure surface that satisfies the mechanical boundary conditions and (2) a kinematically admissible velocity field that satisfies the boundary conditions and allows the determination of strain rates in the sediment within the failure surface.

2.1.1. Failure Surface

[8] The equation used to define the failure surfaces depends on eight shape parameters (α , M , β , Mz , δ_1 , δ_2 , B , xc). Properties and parameters used in this study are listed in the Notation section. The failure surface $f(x,y,z)$ in the x - y - z space is set as flexible as possible to identify as accurately as possible the most critical surface:

$$f(x,y,z) : \text{function}(x,y,z,\alpha,M,\beta,Mz,\delta_1,\delta_2,B,xc) \quad (1)$$

The analytical expression of the failure surface developed in this work is given by the following equation:

$$f(x,y,z) = -\pi(x) \left[1 - \left(\frac{y}{\omega(x)} \right)^2 \right]^{\frac{1}{B}} \quad (2)$$

B is a shape parameter defining the ellipticity of the failure surface in the y - z plane. $\omega(x)$ is the equation of the failure surface in the x - y plane (see Figure 1) and is defined as the maximum value of y for a given x :

$$\omega(x) = M \cdot xc \sqrt{\frac{\frac{x}{xc} \left(1 - \frac{x}{xc} \right)}{\left(1 - \alpha \frac{x}{xc} \right) \left(1 - \beta \left(1 - \frac{x}{xc} \right) \right)}} \quad (3)$$

[9] Figure 1 shows how the four parameters M , xc , α and β control the size and the shape of the failure surface in the x - y plane. M defines the ellipticity of the failure surface in the x - y plane. xc defines the size of the failure surface in the x - y plane and along the main direction of sliding. α and β are two parameters defining the curvature of the failure surface in the x - y plane (α and $\beta < 1$). $\pi(x)$ is the equation of the failure surface in the x - z plane (see Figure 2) and it corresponds to the maximum value of z for a given x ; it is defined as:

$$\begin{aligned} \pi(x) &= za + \frac{\left[(za + Mz \cdot xc) - \sqrt{(Mz \cdot xc)^2 + \left(\frac{xc}{2}\right)^2 - (x - xa - \frac{xc}{2})^2} \right] - za}{\left[1 - \delta_1 \frac{(x-xa)}{xc} \right] \cdot \left[1 - \delta_2 \left(1 - \frac{(x-xa)}{xc} \right) \right]} \end{aligned} \quad (4)$$

[10] Figure 2 shows how the three shape parameters Mz , δ_1 and δ_2 control the shape of the failure surface in the x - z plane. Mz defines the ellipticity of the failure surface in the

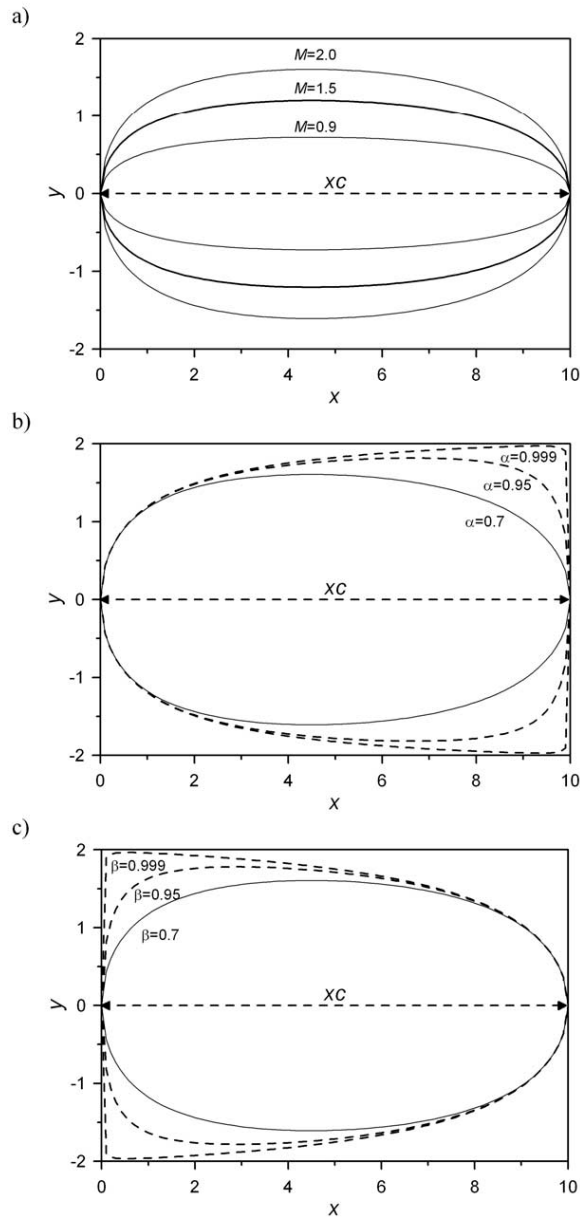


Figure 1. Failure surface projected in the x - y plane and showing the effect on the shape of (a) M parameters, (b) α parameters, and (c) β parameters.

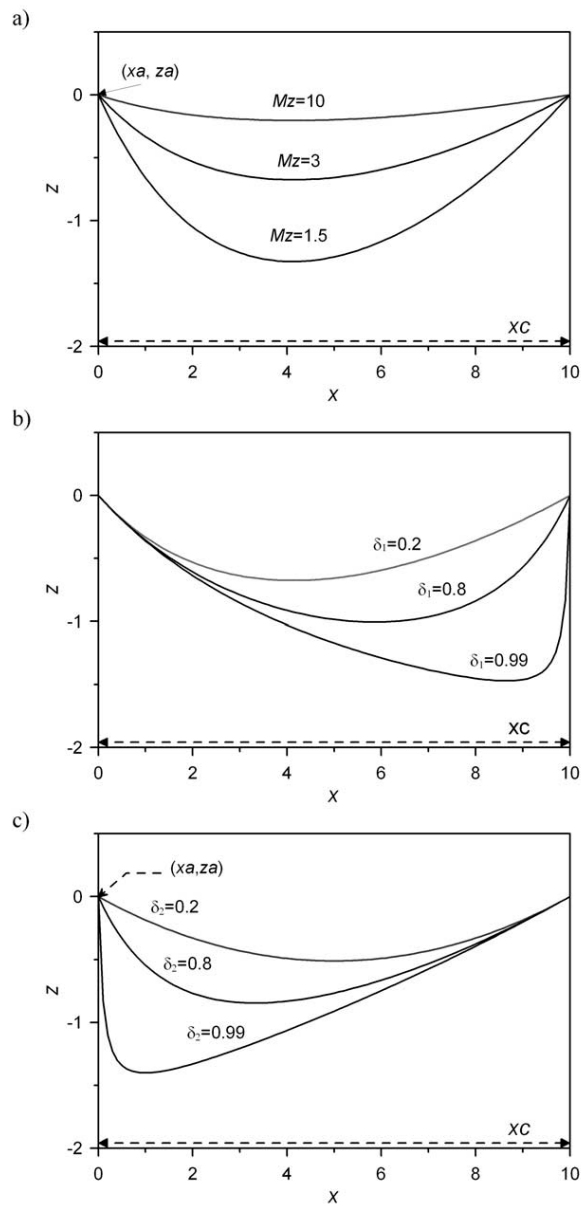


Figure 2. Failure surface projected in the $x-z$ plane and showing the effect on the shape of (a) Mz parameters, (b) δ_1 parameters, and (c) δ_2 parameters. x_a and z_a are the coordinates of the upper corner of the failure surface in the $x-z$ plane and are taken equal to 0 in this descriptive example.

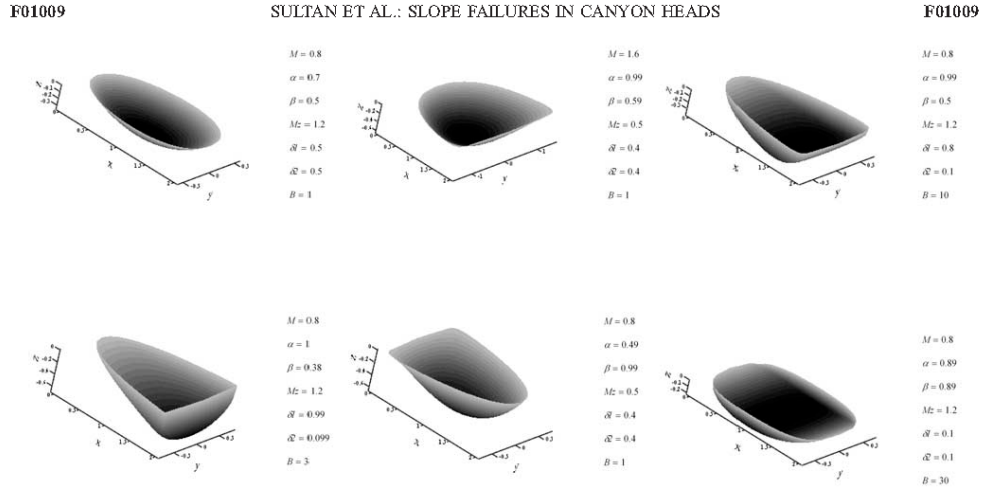


Figure 3. Six failure surfaces generated by six different sets of parameters showing the variety of postulated failure surfaces.

x - z plane. δ_1 and δ_2 are two parameters defining the curvature of the failure surface in the x - z plane (δ_1 and $\delta_2 < 1$). xa and za are the coordinates of the upper corner of the failure surface in the x - z plane (Figure 2).

[11] Figure 3 shows an example with six 3-D surfaces generated using six sets of parameters, thereby illustrating how flexible the shape of the postulated failure surface might be. Figure 3 illustrates a morphological change of the failure surface from spherical and elliptical shapes to spread or elongated shapes. For the range of the shape parameters described previously (α , β , δ_1 , and $\delta_2 < 1$), curves and surfaces defined in equations (1) through (4) are continuous and have continuous derivatives generating exclusively arcuate failure surfaces. These arcuate morphologies are appropriate for homogenous submarine soft sediment. For sediment with discontinuities such as weak bedding layer, the failure surface can be considered as the intersection of an arcuate surface and the discontinuity plane.

[12] The 3-D energy approach proposed in this work approximates the failure surface by discretizing the sediment mass bounded by the postulated rupture surface into a number of prisms with inclined side faces (Figure 4).

2.1.2. Kinematically Admissible Velocity Field

[13] To determine the velocity field, the sediment is considered as a Mohr-Coulomb material with an associative flow law. Therefore the normal velocity V_n and tangential velocity V_s follow the relationship below [e.g., Chen, 1975]:

$$\frac{V_n}{V_s} = -\tan(\varphi') \quad (5)$$

where φ' is the internal friction angle. This implies that the plastic velocity is inclined at an angle φ' to the failure plane.

[14] The most fundamental requirement for an application of the upper bound theorem is the establishment of a kinematically admissible velocity field. The velocity field for each prism element is derived if the external boundary

conditions and the normal velocity continuity condition at the interfaces between adjacent elements are satisfied. Inside the failure mass, it is supposed that along the vertical plane of symmetry (Figure 4) no lateral movement relative to the main direction of sliding occurs [Chen *et al.*, 2001a]. The intersection between the vertical plane of symmetry and the seafloor is called the neutral line (NL).

[15] For the NL in Figure 4, the plastic velocity vectors applied to the right and left prisms, $\vec{V}_{0,j-1}$ and $\vec{V}_{0,j}$ respectively, and the relative vector velocity of the left prism with respect to the right one, $\vec{VR}_{0,j}$ are all inclined at an angle φ' to their respective failure surface (see Figure 4). By definition we have:

$$\vec{VR}_{0,j} = \vec{V}_{0,j-1} - \vec{V}_{0,j} \quad (6)$$

[16] Thus the magnitude $|\vec{V}_{0,j}|$ and $|\vec{VR}_{0,j}|$ of the two velocity vectors $\vec{V}_{0,j}$ and $\vec{VR}_{0,j}$ can be obtained from the following equations:

$$|\vec{V}_{0,j}| = |\vec{V}_{0,j-1}| \frac{\sin(\theta_i - \theta_j)}{\sin(\theta_r - \theta_j)} \quad (7)$$

$$|\vec{VR}_{0,j}| = |\vec{V}_{0,j-1}| \frac{\sin(\theta_r - \theta_i)}{\sin(\theta_r - \theta_j)} \quad (8)$$

where θ_i , θ_j , and θ_r are respectively the angle of the velocity vectors $\vec{V}_{0,j}$, $\vec{VR}_{0,j}$ and $\vec{V}_{0,j-1}$ with respect to the positive x -axis.

[17] For prisms that do not belong to NL nor to the edge of the failure mass, the velocity vector $\vec{V}_{i,j}$ of prism i, j is calculated from the velocities of their left and lower neighboring columns as described by Chen *et al.* [2001a]. The velocity of the first prism of a prism series, such as the

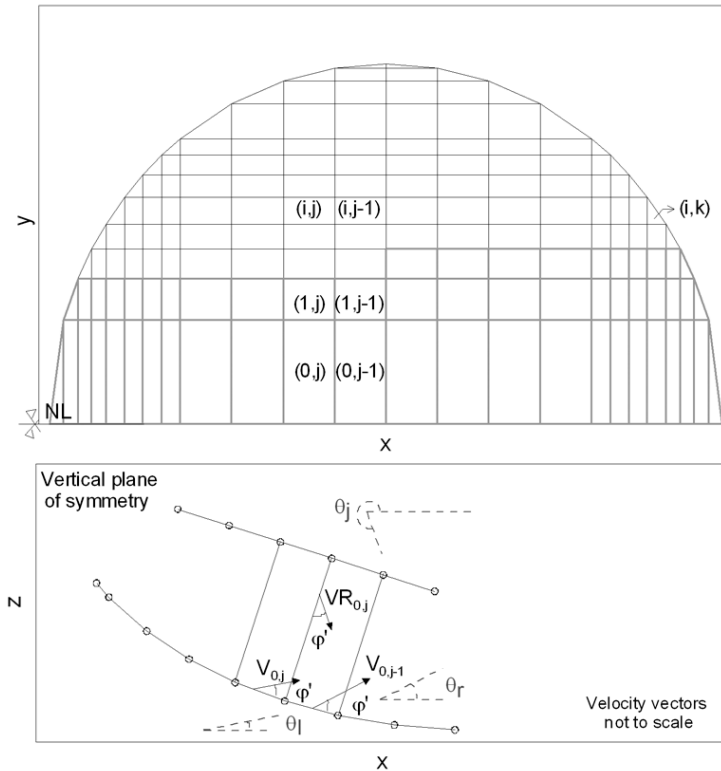


Figure 4. Velocity compatibility between two adjacent prisms from the neutral line (NL). For prisms that do not belong to NL nor to the edge of the failure mass, the velocity vector of prism i, j is calculated from the velocities of their left and lower neighboring columns [Chen *et al.*, 2001a].

one numbered i, k in Figure 4 is calculated from the known velocity vector $V_{i-1, k}$ as described by Chen *et al.* [2001a]:

$$|V_{i, k}| = \xi |V_{i-1, k}| \quad (9)$$

ξ is an optimizing parameter of the velocity field. According to Chen *et al.* [2001a], considering $\xi = 1$ leads to a solution which is acceptable. The determination of the velocity field allows us to calculate the *FOS* and to establish the direction and rate of movement of the failure surface as shown in Figure 5.

2.1.3. Upper Bound Theorem

[18] We consider the postulated failure surface as a limit state including material that is assumed to be plastic everywhere. The sediment collapses along the failure surface, if the work performed by the external loads, by any mechanism, exceeds the internal plastic dissipation. Under these conditions the upper bound theorem states that, amongst all possible external loads applied to a kinemati-

cally admissible plastic zone, minimizing the following work-energy balance equation allows a determination of the external load that brings the sediment to failure:

Rate of internal energy dissipation = Rate of external work

$$\int_{\Omega^*} \sigma_{ij}^* \cdot \varepsilon_{ij}^* dv + \int_{\Gamma^*} dD^* = W \cdot V^* + T^* \cdot V^* \quad (10)$$

where σ_{ij}^* and ε_{ij}^* are respectively the stress and plastic strain rate tensors, V^* is a virtual plastic velocity, $\int_{\Omega^*} \sigma_{ij}^* \cdot \varepsilon_{ij}^* dv$ is the

rate of internal energy dissipation within the failure volume Ω^* , dv is the differential volume, dD^* is the energy dissipation rate along a slip plane per unit area, $\int_{\Gamma^*} dD^*$ is

the rate of internal energy dissipation along the slip surface Γ^* , $W \cdot V^*$ is the external work rate generated by the body force W and $T^* \cdot V^*$ is the external work rate generated by the external load T^* .

[19] Because the 3-D energy approach used in this study approximates the failure volume using a series of prisms,

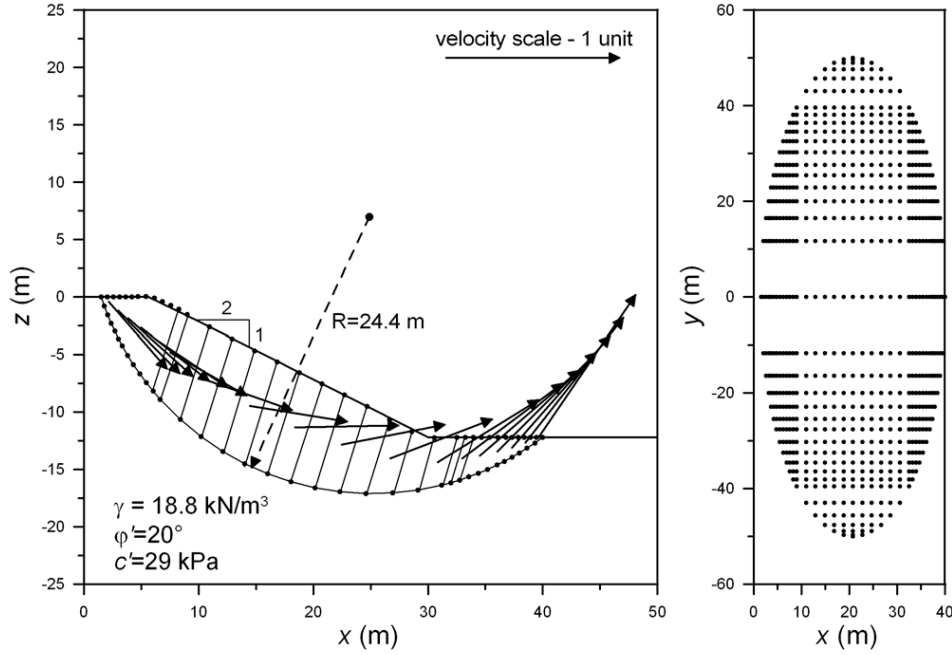


Figure 5. Elliptical slip surface in a cohesive frictional material showing the velocity field for the NL section.

equation (10) can be evaluated in the form of a summation [Chen *et al.*, 2001a]:

$$\sum D_{i \leftrightarrow j}^* + \sum D_{i \downarrow j}^* + \sum D_{i \uparrow j}^* = W \cdot V^* + T \cdot V^* \quad (11)$$

where the symbols \downarrow and \leftrightarrow are used to represent the interfaces between two adjacent columns and between two adjacent rows of prisms, respectively [Chen *et al.*, 2001a]. The three terms in the left-hand side of the equation approximate the energy dissipation rate on the row-to-row ($\sum D_{i \leftrightarrow j}^*$) and column-to-column interfaces ($\sum D_{i \downarrow j}^*$) and on the slip surface ($\sum D_{i \uparrow j}^*$) respectively [Chen *et al.*, 2001a].

[20] On the basis of the associated flow law and the Mohr-Coulomb failure criterion, Chen [1975] and Giam and Donald [1991] show that the virtual plastic velocity V^* along a failure plane is inclined at an angle ϕ' (internal friction angle). They also show that dD^* can be determined without knowledge of the internal stresses in the following way:

$$dD^* = (c' \cdot \cos \phi' - u \cdot \sin \phi') V^* \quad (12)$$

where c' is the cohesion, the term $c' \cdot \cos \phi' \cdot V^*$ is the rate of internal energy dissipation developed by the effective stress and $u \cdot \sin \phi' \cdot V^*$ is the work rate done by the pore water pressure u .

[21] For undrained analyses, when the excess pore pressure generated by relatively rapid loading cannot escape because of the low permeability of the sediment and the short time available, the cohesion c' and the internal friction angle ϕ' in equation (12) can be replaced by the undrained shear strength S_u and zero, respectively.

[22] By employing a Mohr-Coulomb failure criterion with associative flow law, our approach involves an important assumption. Indeed, not many sedimentary materials display associative flow behavior during loading [e.g., Cui *et al.*, 1998]. However, sediments do exhibit dilatancy during failure, and more or less offer a plastic deformation inclined at an angle ϕ' to the failure plane at the limiting equilibrium state [Chen *et al.*, 2001a]. According to Chen *et al.* [2001a] “the adoption of an associative flow law for the upper bound method, where loading only occurs during failure, can be justified as this considerably simplifies the solution process without significant loss in accuracy”. On the other hand, Wang *et al.* [2001] show that the difference in the FOS for associated and nonassociated flow laws is within 10 %.

[23] To compute the three terms in the left-hand side of equation (11), the sediment shear strength parameters (c' and ϕ' for drained conditions and S_u for undrained conditions) and the pore water pressure u distribution applied on the slip plane must be known. We also need to establish the virtual plastic velocity of prism i,j and its relative velocity with respect to its immediate neighbors.

Table 1. Factors of Safety (*FOS*s) Calculated for an Example Previously Analyzed by Limit Equilibrium Methods^a

Method	<i>FOS</i>
Limit equilibrium [Zhang, 1988]	2.122
Limit analysis method [Chen et al., 2001b]	2.262
Limit analysis Method (present work)	2.213

^aZhang [1988].

The latter is calculated by satisfying the flow law and displacement compatibility. A detailed description of the methodology for the determination of the virtual plastic velocity field is presented in Donald and Chen [1997].

2.2. Numerical Approach and Illustrative Examples

[24] Once the velocity field is known for a given postulated failure surface, the energy dissipation along the slip surface and interfaces can be determined according to equations (11) and (12). With the proposed method, the traditional definition of *FOS* is conserved (For *FOS* values greater than 1 means the slope is stable, while values lower than 1 means slope is instable) so that the results from the proposed model can be directly compared with other methods. The *FOS* is used as a strength reduction factor to reduce the shear strength parameters *c'* or *Su* (cohesion or undrained shear strength) and ϕ' (internal friction angle) according to the following equations, to bring the slope to a limiting state or failure:

$$c_{FOS} = \frac{c'}{FOS} \tag{13}$$

$$\phi_{FOS} = \tan^{-1} \left(\frac{\phi'}{FOS} \right) \tag{14}$$

where c_{FOS} and ϕ_{FOS} are the partial cohesion and partial internal friction angle.

[25] An iterative procedure is necessary to determine the *FOS*, which is implicitly involved in equations (5) through (14). In this work, the Newton-Raphson technique is used. For a given load generated by an external mechanism, the 3-D critical failure surface corresponding to the minimum *FOS*, is identified by means of an optimization algorithm with respect to the different shape parameters. Indeed, the evaluation of the stability of a slope becomes a numerical problem of finding a set of variables (shape parameters and velocity optimizing parameter ξ) that gives the minimum *FOS*. According to Reid et al. [2000] optimization techniques are not generally able to determine all local *FOS* minima. They have shown that for a given range of volumes (or areas) of interest, it is better to use a direct force search method. In this work, the probabilistic optimization method proposed by Chen et al. [2001b] is adopted and shows a rapid convergence to the minimum *FOS* (Appendix A).

[26] Our 3-D slope stability method is implemented in the present work in a computer program named *SAMU-3D* (slope stability analysis method using upper bound theorem). Two examples reported in the literature [Zhang, 1988; Hungr et al., 1989; Chen et al., 2001a] are reanalyzed using *SAMU-3D* to investigate the validity of our approach. For the first example, the failure surface is partially elliptic in a

homogenous cohesive frictional material. The unit weight γ and the shear strength parameters (*c'* and ϕ') are presented in Figure 5. The failure mass is divided into 36 columns along the NL (*x* direction) and into a maximum of 36 columns in the *y* direction. The minimum *FOS* is found equal to 2.213 (Table 1). This can be compared to the value of 2.122 obtained by Zhang [1988] using the limit equilibrium method (Bishop's method) and 2.262 obtained by Chen et al. [2001a] using the upper bound theorem. The velocity field along the NL section is presented in Figure 5.

[27] The second example concerns a spherical failure surface in a purely cohesive soil characterized by a unit weight γ of 9.8 kN/m³ and an undrained shear strength *Su* of 49.8 kPa. The failure mass is divided into 24 columns along the NL (*x* direction) and into a maximum of 10 columns in the *y* direction. The minimum *FOS* is found equal to 1.423. This can be compared to the value of 1.422 obtained by Hungr et al. [1989] using the limit equilibrium method (Bishop's method) and 1.422 obtained by Chen et al. [2001a] using the upper bound theorem.

[28] For the two considered examples, the limit equilibrium method has revealed lower *FOS* showing that the limit equilibrium method underestimate the slope stability. On the other hand, the upper bound method is numerically simple and stable and theoretically more rigorous than limit equilibrium methods that lead to significant errors as both kinematic and static admissibility are violated [Yu et al., 1998]. Indeed, forces involved in equilibrium methods are statically indeterminate and all equilibrium methods make assumptions to balance the number of equilibrium equations and the number of unknowns in the problem [Espinoza et al., 1992].

[29] The tiny difference in terms of *FOS* observed between Chen et al. [2001a] results and the present results comes probably from the use of different spatial discretization geometry (not clearly defined in Chen et al. [2001a]) and the use of two different numerical schemes.

3. Bourcart Canyon

3.1. Geological Setting and Seafloor Features

[30] The Bourcart Canyon (also known as Aude Canyon) is located in the western Gulf of Lions in the Mediterranean Sea and is one of the many canyons incised in the Gulf of Lions continental margin. The shelf edge, which is defined here as the line beyond which the slope exceeds 1%, is situated 70 km off the coastline at 110 m water depth around the canyon head that is incised on the outer shelf. The canyon width reaches 5–6 km in its middle section, with wall relief up to 890 m and 820 m and wall slopes of 20 degree and 10 degree in the western and eastern walls, respectively. The canyon floor displays a well-developed axial incision or thalweg [Baztan, 2004]. The axial incision is on average 50 m deeper than the surrounding canyon floor and has an average width of about 300 m. It initiates as a meandering channel between 110 m and 450 m water depth, where the channel is incised 60 m deep (Figure 6). Its path straightens between 450 m and 1400 m depth. At 1400 m depth, 58 km from the canyon head, the Bourcart Canyon opens into the Lacaze-Duthiers Canyon which is captured, at about 1900 m water depth, by the Sète Canyon,

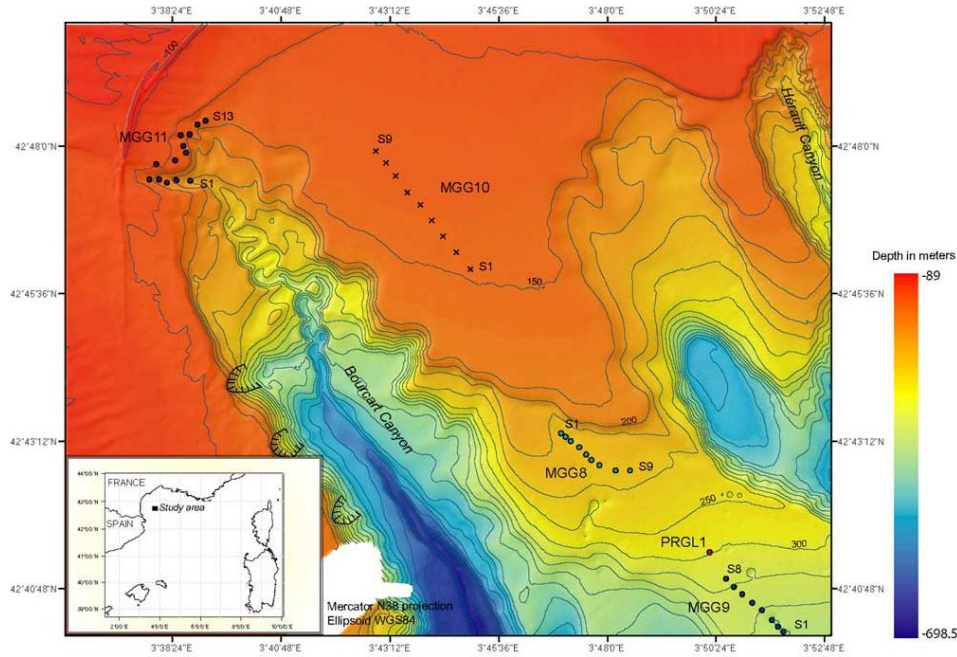


Figure 6. Bathymetry of the Bourcart Canyon showing the locations of the “Module Géotechnique” sites and the PRGL1 borehole. Some landslide scars from the west flank of the Bourcart Canyon are indicated on the bathymetric map.

that collects all canyons from the western Gulf of Lions [Berné *et al.*, 1999]. Sediments have accumulated within and around this canyon since the last glacial maximum (M. Gaudin, preprint, 2006). They are still accumulating today at a much lower rate, and they exhibit evidence of past failure (M. Gaudin, preprint, 2006). On both walls of the Bourcart Canyon, semicircular landslide scars are observed (Figure 6).

3.2. Geotechnical Characterization

3.2.1. Data from GMO2-CARNAC Cruise: Canyon Head and Surrounding Areas

[31] One of the main objectives of the GMO2-CARNAC cruise conducted in 2002 (Sultan and Voisset, 2002) was to characterize the physical, mechanical and elastic properties of the upper sediment layers within the Bourcart Canyon and adjacent slope. During the GMO2-CARNAC cruise, in situ measurements using the “Module Géotechnique” [Baltzer *et al.*, 1994] were carried out in four different areas (MGG8, MGG9, MGG10 and MGG11) within and around the Bourcart Canyon (Figure 6). Measurements within each area were performed at several stations that are labeled with a suffix (e.g., MGG8-S1, MGG8-S2, etc).

[32] The “Module Géotechnique” is equipped with an electric cone at the end of a rod that is pushed into the

sediment at a constant rate in order to conduct a cone penetration test (CPTU with additional measurement of the pore water pressure). The electric cone used during the GMO2-CARNAC cruise gave a continuous measurement of the tip resistance (qc), sleeve friction (fs) and excess pore pressure (Δu_2) measured by means of a porous filter located immediately behind the cone (called U2 type cone). The maximum penetration of the CPTU is 2 m below the seafloor (mbsf). Figures 7a, 7b, and 7c shows the variation of the tip resistance qc with depth obtained in areas MGG8, MGG10 and MGG11. The tip resistances obtained from area MGG9 are comparable to the tip resistance obtained from area MGG8. Excluding the high tip resistance observed over the first few decimeters and which is probably an apparent overconsolidation as the one described by Sultan *et al.* [2000], a minor linear increase of qc with depth for the two first areas, MGG8 and MGG10, can be observed in Figure 7a and 7b. The small changes of the qc values versus depth shown in Figure 7a and 7b, suggest that the sediments over the first 2 m in MGG8 and MGG10 are probably not subject to any significant erosion. Oedometer tests carried out on sediment samples recovered near the areas of MGG8 and MGG10 confirm the normally consolidated state of the sediment.

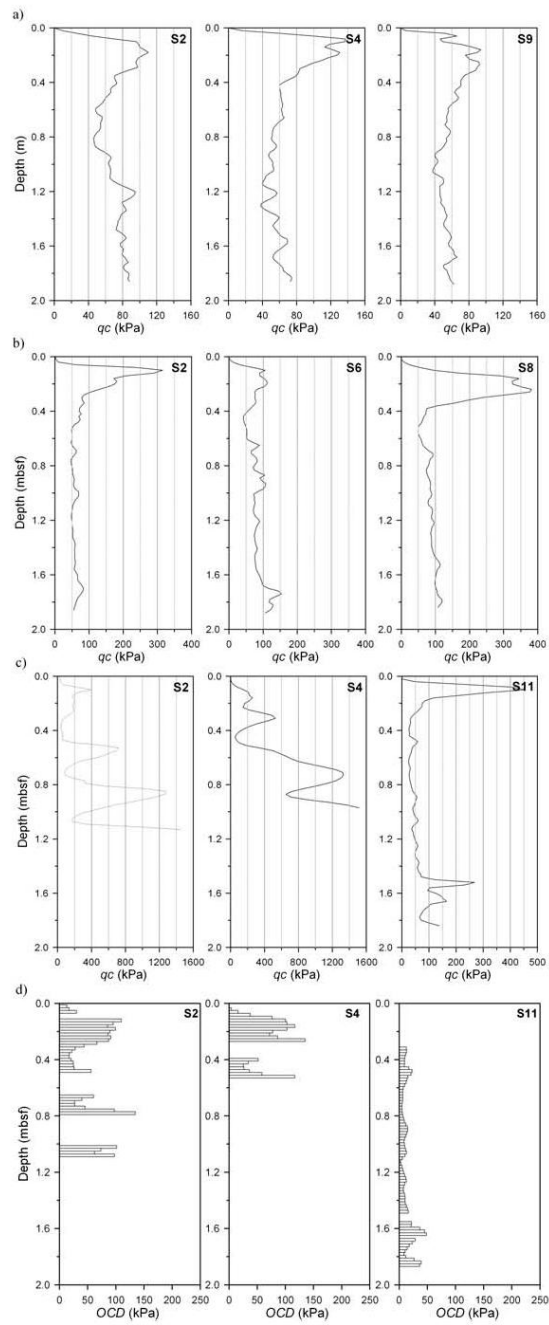


Figure 7

[33] The tip resistance values obtained for stations S2, S4 and S11 in MGG11 (see Figure 6 for location) are presented in Figure 7c. The tip resistance q_c at MGG11-S2 and MGG11-S4 is more than 10 times higher than the tip resistance from the three other areas, MGG8, MGG9 and MGG10. Such high tip resistance could be related either to a lithology change (coarser sediment) or to the consolidation state indicating a higher past maximum sediment thickness that has been eroded at the location of those two stations. The variability of the tip resistance from stations MGG11-S2 and MGG11-S4 indicates that the top first two peaks are probably related to lithology changes. The variation in tip resistance with depth from station MGG11-S11 is presented in Figure 7c; where again the small changes of the q_c values versus depth (excluding the first few decimeters and the peak at around 1.5 mbsf) suggests a normally consolidated sediment at this station.

[34] For cohesive sediment, an estimate of the undrained shear strength S_u can be obtained from the following equation:

$$S_u = \frac{q_{net}}{Nk} \quad (15)$$

where q_{net} is the net cone resistance that depends on the tip resistance q_c , the in situ vertical effective stress, and the effective cone section ratio. Nk (assumed to be 12 in this case) is an empirical cone factor that depends on lithology [e.g., Lunne *et al.*, 1997]. Therefore the use of a constant value of Nk for the area MGG11 is probably not appropriate as the lithology is most likely changing with depth and between stations.

[35] On the other hand, the undrained shear strength S_u for normally consolidated sediment can be empirically related to the plasticity index PI of the sediment according to the Skempton [1954] equation:

$$\frac{S_u}{\sigma'_p} = 0.0037.PI + 0.11 \quad (16)$$

where σ'_p is the preconsolidation pressure. In equation (16), we use a mean PI equal to 15 as determined from sediment samples collected in the study area.

[36] From equations (15) and (16), it is possible to identify σ'_{ps} , the preconsolidation pressure or maximum past effective stress that the sediment has been subject to. The overconsolidation difference (OCD) [Olsen *et al.*, 1986] is therefore estimated according to the following equation:

$$OCD = \sigma'_p - \sigma'_v = \sigma'_p - \int_0^z \gamma'(z) dz \quad (17)$$

[37] where σ'_v is the in situ vertical effective stress calculated from the submerged unit weight γ' of the sediment. Figure 7d shows estimated values of OCD as a function of water depth for MGG11-S2, MGG11-S4 and

MGG11-S11. According to Figure 7d, sediments at MGG11-S2 were subject to a mean OCD of 75 kPa (for a mean value of $\gamma' = 7.5 \text{ kN/m}^3$ with 10 m of sediment), site MGG11-S4 to a mean OCD of 120 kPa (for a mean value of $\gamma' = 8 \text{ kN/m}^3$ with 15 m of sediment) and MGG11-S11 to a mean OCD of 15 kPa (for a mean value of $\gamma' = 5 \text{ kN/m}^3$ with 3 m of sediment). Results from Figure 7d are representative of the other stations in area MGG11 and confirm the former observations regarding submarine erosion in the study area. It should be pointed out that the approach used to estimate the OCD relies on two empirical methods and this might induce high uncertainties in the outcome of the quantitative values. However, the OCD estimates provided in this study are in agreement with morphological evidence that the seafloor was, and still is, subject to erosion in the areas where positive OCD values occur. The most striking evidence is the cemented beachrock forming circular and elongated pinnacles, up to 22m above the surrounding sea floor [Berné *et al.*, 1998]. They are particularly abundant in the vicinity of the Bourcart Canyon head, but are observed all along the outer continental shelf in the Gulf of Lions. In addition, seismic profiles in the area exhibit truncation of the uppermost seismic reflections down to a depth of about 140 m, which probably corresponds to the lower limit of wave action during the last low sea level (G. Jouet, preprint, 2006).

3.2.2. Data From PROMESS1 Cruise

[38] In addition to the data provided by the “Module Géotechnique” for the upper 2 m of the sediment cover, geotechnical data from deeper levels were obtained from boreholes performed during the PROMESS1 drilling cruise in 2004 [Berné *et al.*, 2004] onboard SRV BAVENIT operated by FUGRO. During that cruise geotechnical samples were collected and in situ tests were carried out at site PRGL1 (see Figure 6 for location) on the interfluvial between Bourcart and Hérault canyons at 300 m water depth. One of the holes at this site (PRGL1) was drilled to 150 mbsf, with continuous CPTU measurements (PRGL1-3). Another hole was devoted to geotechnical sampling and discontinuous in situ vane test measurements between the sea floor and 125 mbsf (PRGL1-5). The large amount of available geophysical data (high-quality seismic reflection profiles and acoustic data and sediment logs) from the study site added to the in situ (CPTU and vane shear) and laboratory geotechnical data acquired during the PROMESS1 cruise proved to be essential in defining the 3-D geotechnical structure of the area. Figure 8 shows selected in situ and laboratory geotechnical results from site PRGL1. The vertical effective stress obtained from the unit weight of the core samples and the corrected tip resistance qt presented in Figure 8a and 8b show a quasi linear increase with depth.

[39] Figure 8c shows the variation of the undrained shear strength S_u with depth as obtained from the Fall cone, the Torvane, laboratory shear vane and in situ shear vane. The divergence between in situ and onboard and laboratory measurements of S_u at about 25 mbsf coincides well with observed evidence of gas exsolution from around 22 mbsf

Figure 7. Cone penetration test (CPTU with additional measurement of the pore water pressure) results. Tip resistance q_c versus depth from (a) MGGC8 (b) MGGC10 (c) MGGC11. (d) Overconsolidation difference derived from the CPTU data of MGGC11.

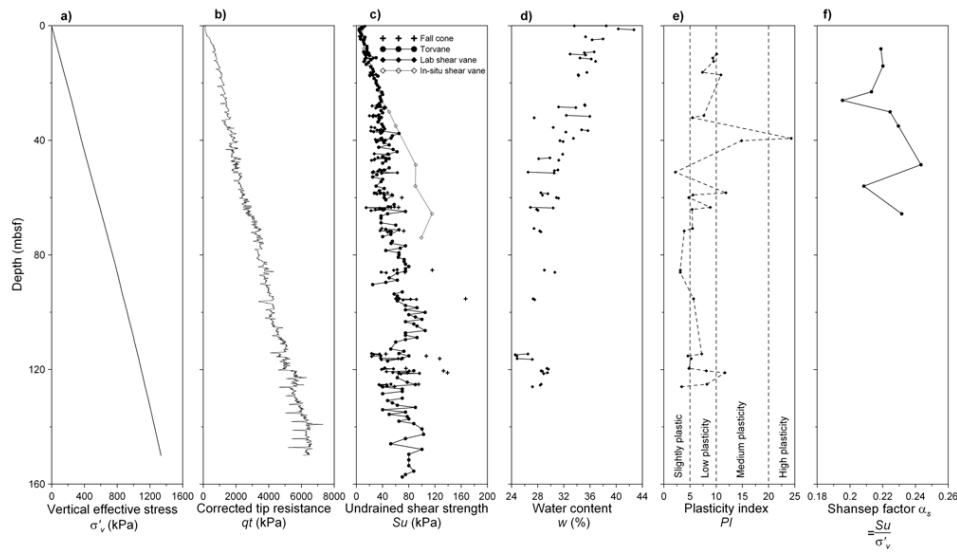


Figure 8. Geotechnical data obtained from in situ testing and laboratory tests on samples from PRGL1 site (see Figure 6 for position). (a) Vertical effective stress, (b) corrected tip resistance, (c) undrained shear strength, (d) water content, (e) plasticity index, and (f) Shansep factor versus depth below seafloor.

down to the bottom of the hole. The gas exsolution probably remolded the sediment and consequently decreased the measured laboratory undrained shear strength relative to the in situ measurements. Accordingly, the reference undrained shear strength profile used in this paper is taken from the in situ measurements. Figure 8d shows the variation in water content (ratio of the mass of water in a sediment sample to the mass of that wet sample, multiplied by 100) with depth that decreases from 44% at the seafloor to around 24 % at 125 mbsf. The plasticity index PI , is presented in Figure 8e, shows low values ($PI < 10$) except for a couple of measurements at around 40 mbsf where the plasticity index is higher than 15. In Figure 8f the Shansep factor α_s is presented as a function of depth which is the rate between in situ undrained shear strength and the preconsolidation pressure σ'_p obtained from oedometer tests carried out at different levels from PRGL1-5 (S. Lafuherza, manuscript in preparation, 2007). Figure 8f shows that α_s values fluctuate between 0.195 and 0.245.

[40] Intact values of c' (cohesion) and ϕ' (internal friction angle) are determined from consolidated and undrained CU triaxial shearing tests [e.g., Germaine and Ladd, 1990] made at various confining pressures (100–1000 kPa) on samples from PRGL1-5 (Figure 9 and Table 2). Figure 9 shows triaxial test results in a shear stress q -mean effective stress p' diagram. Sediments from level SP15 and SP37 display an internal friction angle of 33 degree (Figure 9). The internal friction angle from the surrounding clayey sediment is 30 degree (Figure 9).

3.2.3. Stratigraphic Correlation Between the Study Areas and Borehole PRGL1

[41] Two areas from the western wall of the Bourcart Canyon are selected (Figure 10) to assess slope stability. In these two areas, the slope angle at the toe of the slope is higher than 15 degree (see Figure 10b). A very high resolution Chirp seismic reflection profile crossing site PRGL1 is used for correlation with some of the main stratigraphic discontinuities in the study area recognized by Rabineau et al. [2005] and Bastan et al. [2005]. The Chirp signal provides a vertical resolution of 0.3–0.5 m and a depth penetration of 100–150 m that is dependent on the nature of the sediments. The Chirp resolution/penetration ratio is optimum for fine-grained sediments like the ones constituting the bulk of the sedimentary sequence forming the Aude-Herault interfluve (Figure 6: PRGL1 borehole).

[42] A depth correlation between the seismic line at site PRGL1 and hole PRGL1 is achieved by considering changes in acoustic impedance with depth. On the basis of a synthetic compressional velocity profile, the depth below the seafloor of each reflector and discontinuity is determined and associated to the sediment from site PRGL1.

[43] Figure 11a shows the 3-D relief and geometry of five sedimentary layers in zone 1 picked from seismic reflection profiles. At this stage, layers' geometry is based on the acoustic impedance discontinuities identified from seismic profiles without any sedimentological significance. The slice CSI across the bathymetry and the five different

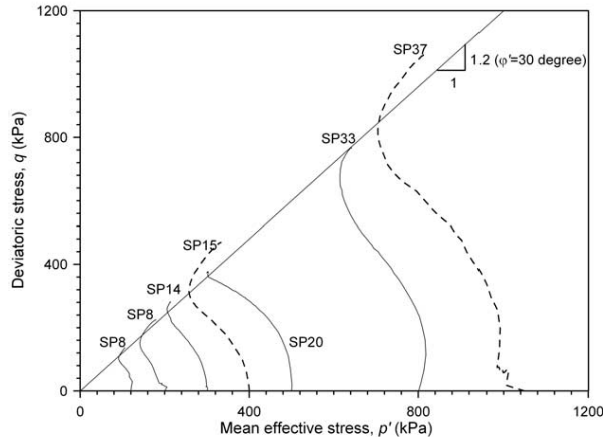


Figure 9. Stress paths in the deviatoric stress q -mean effective stress p' diagram.

layers, presented in Figure 11b, shows the seafloor truncation of the upper three layers as discussed by *Baztan et al.* [2005], which is interpreted as an indication of the high erosional activity of the canyon during the Last Glacial Maximum. Figure 12 shows a similar view for zone 2. In this area, the upper three layers were also eroded by past events that shaped the Bourcart Canyon.

4. Slope Destabilization Triggering Mechanisms

[44] For both study areas shown in Figure 10, the large amount of available geophysical data allowed us to correlate seismic reflectors with in situ (CPTU) and laboratory geotechnical data acquired during the PROMESS1 cruise. Therefore we could precisely define the 3-D geotechnical structure of the studied sites. This structure is needed to assess the role of different external trigger mechanisms (i.e., earthquakes, sediment load, undercutting by axial incision) that may lead to slope instabilities within the canyon.

[45] Because the sediment shear strength depends not only on stratigraphy and lithology but also on the previous loading history, correlation of sediment layers in zones 1 and 2 (Figure 10) with those in PRGL1 is not sufficient to determine and understand the present shear strength profile nor to assess slope instability. Therefore a reconstruction of the history of sediment layers in the two study zones is needed. The major role of erosion and/or slope instabilities in the Bourcart Canyon was shown by *Baztan et al.* [2005] from seismic reflection profiles; this allows the reconstruction of stratal geometry before canyon incision occurred.

[46] By considering a mean submerged unit weight profile for normally consolidated sediment in the study area and the reconstructed sedimentary layers of Figure 13a, we can determine OCD values as a function of water depth (Figure 13a). OCD and PI values are needed to calculate the preconsolidation pressure σ'_p and therefore determine the undrained shear strength of the sediment (equation 16) for the two zones in Figure 10. The stratal correlation from

these two zones and the sediment geotechnical properties of site PRGL1, allowed us to define the geotechnical properties of the five sediment layers defined from the acoustic impedance discontinuities in both study zones under drained and undrained conditions (Table 3). This further enabled us to assess the 3-D slope stability of both zones. Although a clear interface is identified between layer 4 and layer 5 from the seismic profiles, the geotechnical properties corresponding to those two layers (4 and 5) are similar except for the mean grain size (Table 3). Sediment from the five layers is mainly silty clay with a mean pore size between 5 and 11 μm (Table 3).

[47] When sediment is sheared under an applied stress, excess pore pressure is generated that may (drained conditions) or may not (undrained conditions) dissipate depending on the permeability of the sediment and the time available. However, under gradual slow loading (equivalent to stress controlled triaxial test), failure may occur under undrained conditions. Indeed, the maximum deformation (or the maximum pore pressure variation) occurs in the shear postpeak phase, without any additional loading or applied stress [*Imposimato and Nova, 1998*].

[48] For this reason, even for a gradual loading scenario, stability analyses include both total stress (undrained conditions) and effective stress (drained conditions) analyses,

Table 2. Depth Below Seafloor of Six Different Triaxial Tests (Samples From PRGL1-5)

Hole	Sample, Height of 0.1 m	Depth, Top of the Sample, mbsf
PRGL1-5	SP8	11.80
PRGL1-5	SP14	32.28
PRGL1-5	SP15	35.68
PRGL1-5	SP20	44.97
PRGL1-5	SP33	85.5
PRGL1-5	SP37	115.5

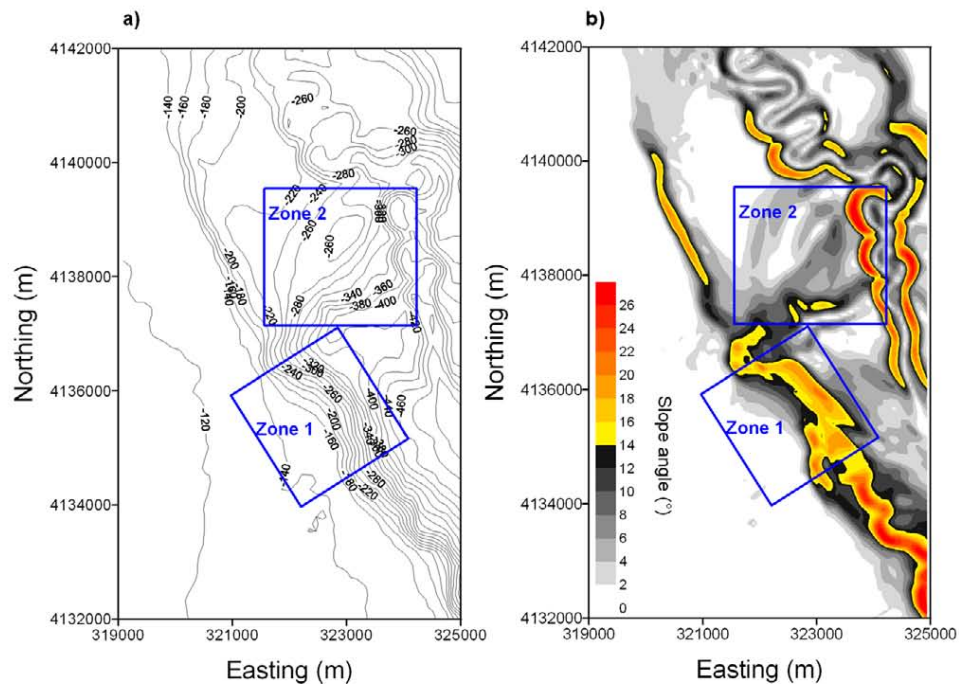


Figure 10. (a) Detailed bathymetric map of the western Bourcart Canyon flanks showing the two studied zones and (b) slope map of the western Bourcart Canyon flanks (Datum: WGS84-Mercator N38).

with the aim to determine under which conditions (drained or undrained) the sediment is less stable.

4.1. Gravity Loading

[49] To understand the origin of the slides observed on the internal walls of the Bourcart Canyon and to get a reference analysis, the *FOS* against sliding of several slopes subject to their own weight is considered for the two study zones. The 3-D geotechnical structure of zones 1 and 2, which responds to the 3-D geometry of the strata and their geotechnical properties (Figure 11, Figure 12, and Table 3), is used in the calculation. The analysis is carried out under gravity loading considering only the weight of sediment as the driving force. It must be pointed out that the morphology of the seabed develops slowly and over a long-time period, and it is probably more appropriate to conduct the analysis under drained conditions. However, failure in undrained conditions may also occur, even if only very gradual loading of the slope occurs, thereby mobilizing the undrained shear strength. For this reason, the two types of analysis are compared (drained and undrained) to determine the analysis giving the lowest *FOS*.

[50] The optimization procedure steps (Appendix A), are performed to obtain the minimum *FOS* and the most critical failure surface: 5000 step calculations were necessary to

obtain the most critical failure surface in each study zone for each condition (drained and undrained). Under drained conditions, the minimum *FOS* was greater than 4 for the whole area. The output in Figure 14 shows the projection of three potential failure surfaces (Z1-a, Z2-a and Z2-b) on the bathymetry of the study area. The results in undrained conditions confirm the metastable state of the west inner wall of the Bourcart Canyon, where the potential failure surface Z1-a has a *FOS* of 1.32, the Z2-a surface a *FOS* of 1.41 and the Z2-b surface a *FOS* of 1.36 (Table 4). The 3-D geometry of the three critical sediment volumes is presented in Figure 15. The shape parameters of the three critical failure surface are given in Table 5. Figure 15a shows the shape of the failure surface Z1-a in the *x-y* plane with two cross sections, along NL and an arbitrary line called AL. The maximum depth below the seafloor of surface Z1-a along NL is about 100 m. Figure 15b shows the same construction for failure surface Z2-a, which shows a maximum depth below seafloor of about 120 m. This failure surface is connected to a former failure zone on the western wall, which can be clearly observed in Figure 14. The maximum depth below the seafloor of surface Z2-b is about 60 m and toes out in the Bourcart Canyon axis (Figure 15c).

[51] The deformed meshes of Figures 15a, 15b, and 15c are derived from the three velocity fields. The amplitude of

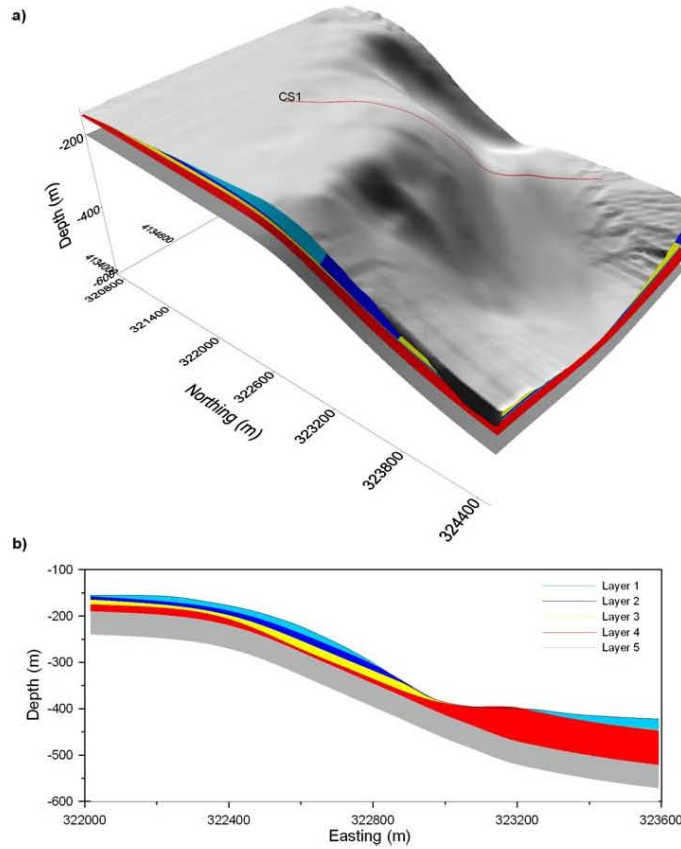


Figure 11. (a) Shaded bathymetry of zone 1 (for location see Figure 10) showing the position of five different sedimentary layers inferred from seismic profiles. (b) Slice CS1 through the bathymetry and the five sedimentary layers.

each velocity vector is relative to the supposed virtual plastic velocity applied at the first wedge of the NL.

4.2. External Mechanisms

[52] We tested different scenarios to evaluate the effect of external mechanisms on triggering sediment instability in canyon walls. These can also be used to compare the present failure geometries inferred from bathymetric and seismic analysis to the predicted ones. The following three most probable failure scenarios are considered: (1) instabilities under seismic loading (earthquake); (2) instabilities generated by sediment overloading (sedimentation); and (3) instabilities generated by axial incision.

[53] An important mechanism of canyon formation and distribution involving hydrologic forcing and seepage proposed by *Orange et al.* [1994] was not assessed in this work. They showed that hydraulic gradients are significantly influenced by the presence of incision focusing fluid flow

toward the canyon tip and that the increase of head gradient at the canyon head may attain the critical value for slope failures. This flow focusing might be more important during lowstands. The lack of in situ measurements and monitoring of the head gradient prevents us from evaluating the effect of the hydrologic seepage on slope instabilities in the Bourcart Canyon.

4.2.1. Seismic Loading

[54] Figure 16a shows the historical seismicity of the Gulf of Lions during the last 100 years from the database of United States Geological Survey (USGS, <http://neic.usgs.gov/neis/epic/>). Figure 16a shows that only a few earthquakes have occurred between 1904 and 2004 on the continental slope of the Gulf of Lions. The epicenter of an earthquake with a maximum magnitude of 6.2 in 1909 was about 170 km away from the study area (Figure 16b). In any case, 100 years is a too short period in geologic terms to be considered as fully representative of a given area and

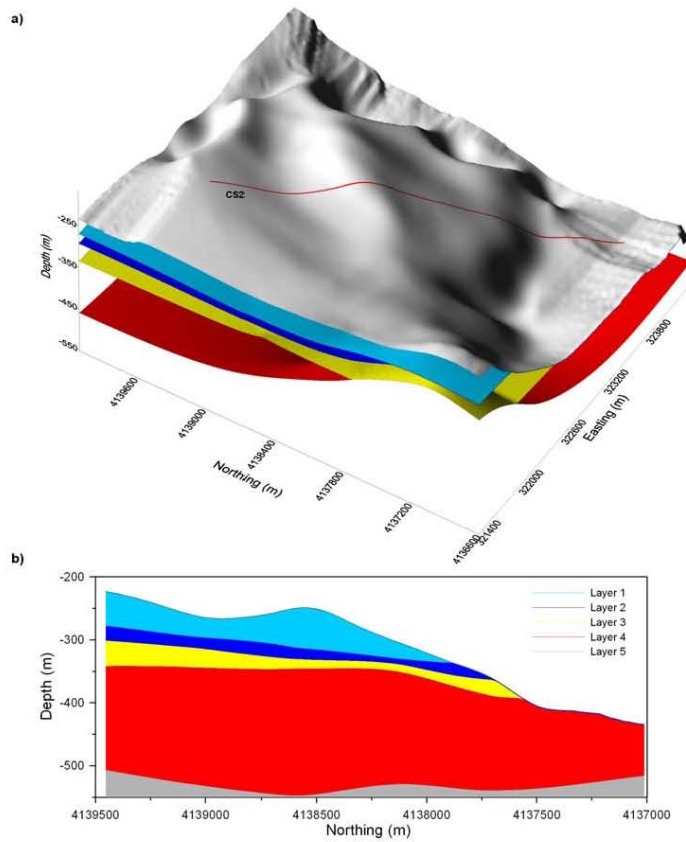


Figure 12. (a) Shaded bathymetry of zone 2 (for location see Figure 10) showing the position of five different sedimentary layers. (b) Slice CS2 through the bathymetry and the five sedimentary layers.

that the few data available in the area do not allow us to extrapolate what the maximum *PHA* (peak horizontal acceleration also called *PGA* for peak ground acceleration) might have been over longer periods of time. Therefore our approach consists in determining the minimum *PHA* (or minimum magnitude) needed to generate slope instabilities on the canyon walls and to compare it to the maximum *PHA* observed during the last 100 years.

[55] Earthquakes generate horizontal and vertical accelerations that induce shear and normal stresses in the sediment column. Shear stresses have the potential of driving the sediment to failure and respond most strongly to horizontal accelerations [Lee and Edwards, 1986]. In addition, earthquakes cause a buildup of pore pressure and a consequent decrease in shear resistance that may drive the slope to failure. A simplified approach proposed by Lee and

Edwards [1986] is to assume that a given earthquake at a given distance from the epicenter can be represented by a characteristic horizontal acceleration k_x (expressed in g 's, where g is the gravitational acceleration). This method is called the “pseudostatic” approach. Although real seismic loadings are dynamic, cyclic, and nonstationary, a constant static loading is applied in this simplified approach for ease of computation. The pseudostatic approach has certain limitations [Cotecchia, 1987; Kramer, 1996; Biscontin and Pestana, 2006], but this methodology is considered to be generally conservative, and is the one most often used in current practice.

[56] The external load T^* of equation (10) generated by the earthquake in the pseudostatic approach is represented by a force acting horizontally at the center of gravity, which is calculated as the product of the characteristic horizontal

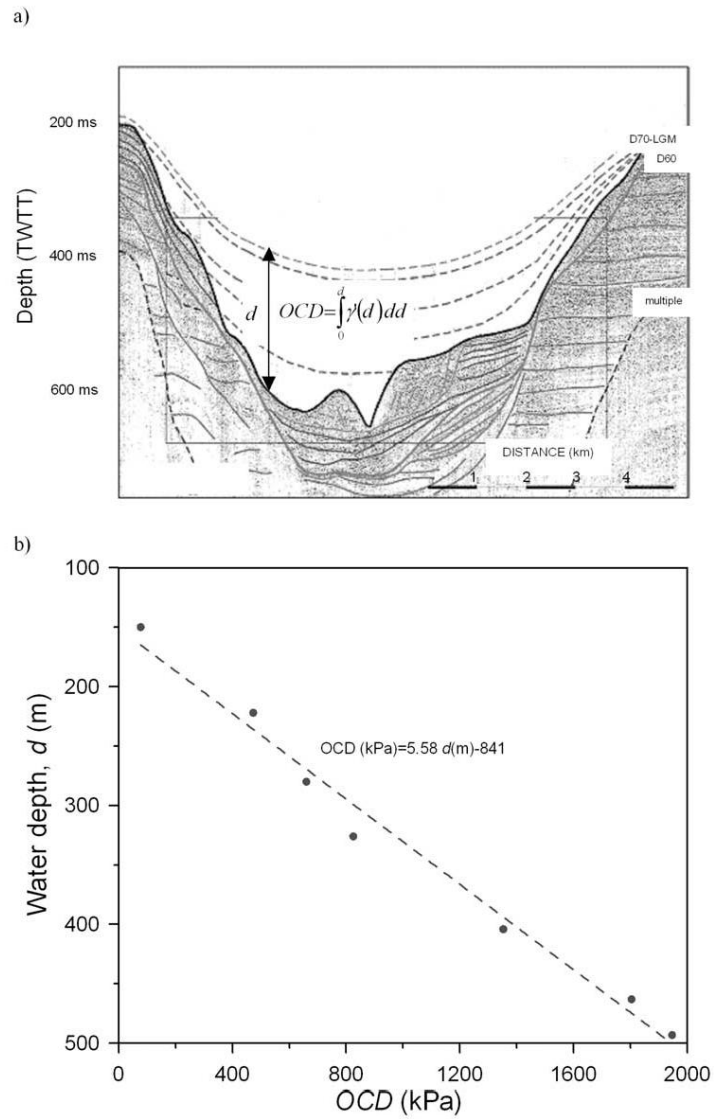


Figure 13. (a) Interpretation of seismic line showing the consequences of axial incision activity on the main canyon flanks [from *Baztan et al.*, 2005]. (b) Overconsolidation difference versus bathymetry calculated from the reconstructed layers.

Table 3. Design Geotechnical Parameters Characterizing the Different Layers From Each Zone

Zone	Layer	Mean Grain Size, μm	Undrained		Drained		γ^a , kN/m^3	OCD, kPa^a	d , meters
			α_s	c^a , kPa	ϕ^a , degree	γ^a , kN/m^3			
1	1	7	0.22	0	30	7.0	5.58d	841	
	2	5	0.21	0	30	8.0	5.58d	841	
	3	9	0.23	0	30	7.5	5.58d	841	
	4	11	0.24	0	30	9.0	5.58d	841	
	5	9	0.24	0	30	9.0	5.58d	841	
2	1	7	0.22	0	30	7.0	5.58d	841	
	2	5	0.21	0	30	8.0	5.58d	841	
	3	9	0.23	0	30	7.5	5.58d	841	
	4	11	0.24	0	30	9.0	5.58d	841	
	5	9	0.24	0	30	9.0	5.58d	841	

^a α_s : Shanssep factor; c^a : cohesion; ϕ^a : internal friction angle; γ^a : submerged unit weight; OCD: overconsolidation difference; d : water depth in meters.

acceleration and the weight of the potential sliding mass W :

$$T^* = \frac{k_x}{g} W \tag{18}$$

[57] This approach requires estimates of the *PHA* (peak horizontal acceleration) and earthquake magnitude for the selection of an appropriate horizontal acceleration k_x . A suitable value of k_x should consider implicitly the possible acceleration amplification [Lee and Edwards, 1986].

[58] Many peak acceleration attenuation relationships have been developed to derive the maximum *PHA* from the earthquake magnitude and distance to epicenter. In this work, the *Idriss* [1993] relationship is used to determine the *PHA* presented in Figure 16c. According to Figure 16c, the maximum *PHA* generated by earthquakes during the last 100 years at the head of the Bourcart Canyon did not exceed 0.02g (2% g). Several calculations are carried out for different horizontal accelerations (k_x) using the pseudostatic approach. Slope instabilities ($FOS \leq 1$) are observed for k_x higher than 0.07g. Classically, the horizontal acceleration used in the pseudostatic approach is taken equal to half the *PHA* characterizing an earthquake at a certain location, which corresponds to Magnitude 7 at 30 km from the Bourcart Canyon.

[59] Table 6 shows the *FOS* values obtained for the 3-D predicted failure surfaces presented in Figure 17a. For the three surfaces of Figure 17a, the *FOS* is around 1. Figure 17b shows the resulting bathymetry after removing the sediment mass above failure surface Z1-a.

[60] Figure 18a shows the shape of predicted failure surface Z1-a in the x - y plane with cross sections NL and AL. The maximum depth below seafloor of surface Z1-a along the NL is about 90 m whereas it is about 160 m for surface Z2-a and about 55 m for surface Z2-b (Figure 18).

4.2.2. Sediment Overloading

[61] Modern accumulation rates around the canyon head have been estimated using excess ^{210}Pb . The accumulation rates show that sediment, including sand, is still occasionally deposited, probably during periods of cascading of cold dense water formed on the shelf (M. Gaudin, preprint, 2006). However, at present this is mostly a “bypassing

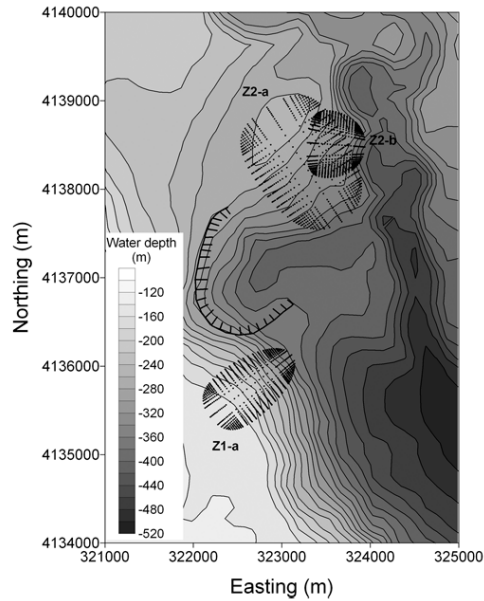


Figure 14. The most critical three failure surfaces predicted using *SAMU-3D* under gravity loading (Datum: WGS84-Mercator N38).

zone” rather than a “deposition zone”, with the net sediment accumulation over the entire Holocene period (10,000 years) being less than 1 m on average (sedimentation rate of 0.1 m/kyr). On the other hand, the canyon head, as well as the interflutes that were under the influence of sediment plumes generated at the outlet of large rivers (mostly the Rhône), experienced sedimentation rates in excess of 1 m/kyr during the last glacial period, when discharge occurred near the shelf break [Berné et al., 2004]. Besides “regular” sedimentation fed by plumes, catastrophic events may generate deposition of sediment at a higher (several orders of magnitude) rate. The morphology of the modern Rhône prodelta was swath mapped prior to and after the centennial December 2003 flood [Berné et al., 2004]. The comparative map of the survey area shows that up to 3 m of sediment, sourced from a slump scar cutting across the delta front, was deposited seaward, forming an elongated sediment body (1 × 0.5 km) across the prodelta. It is very likely that, during glacial periods when the sediment fluxes of Mediterranean rivers were much larger, similar sediment bodies accumulated on the shelf edge during each flood.

Table 4. *FOS*s Obtained for the Three Most Critical Failure Surfaces Under Gravity Loading (See Figure 14 for Locations)

Zone	Surface	<i>FOS</i>	Step Calculation
1	Z1-a	1.32	5000
2	Z2-a	1.41	5000
2	Z2-b	1.36	5000

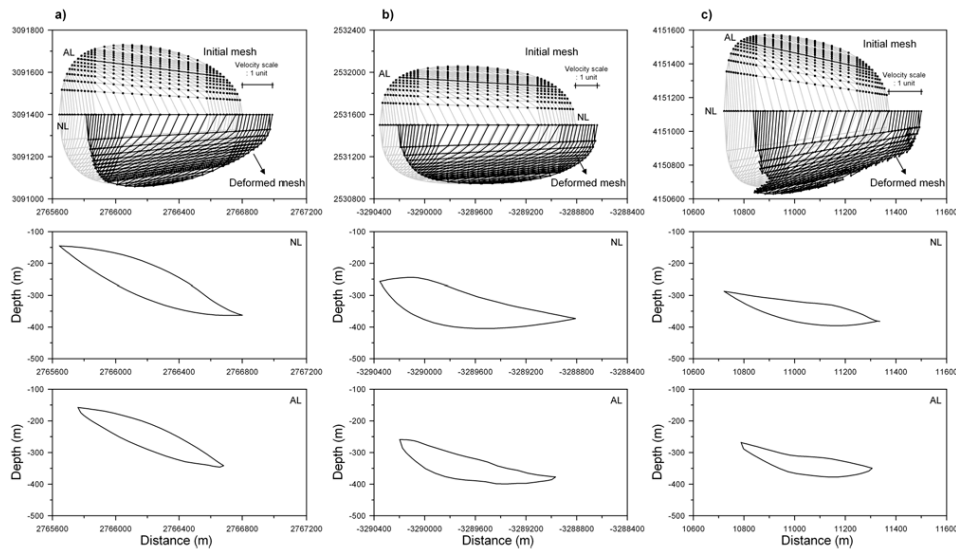


Figure 15. Initial and deformed meshes under gravity loading given the shape of two cross sections NL and AL for (a) surface Z1-a, (b) surface Z2-a, and (c) surface Z2-b (see Figure 14 for location).

[62] For a complete analysis, we assess the potential role of rapidly deposited sediment bodies in triggering failures in canyon heads and upper canyon reaches during glacial periods. This is evaluated for zone 2 in Figure 10 (the nearest to the shoreline), under a deposit of up to 2 m in the overloading area, as shown in Figure 19. The 2 m deposit leads to an increase of the driving force but also to an increase in the pore pressure proportional to the deposition rate. In this study case, sedimentation is considered low enough to not generate significant excess pore pressure. Drained and undrained conditions are considered, but focus is on the analysis type resulting in the lowest *FOS*. As in the case for gravity loading, the *FOS* is most critical under undrained conditions. Under drained conditions, the minimum *FOS* is greater than 3 for the entire area of zone 2. Figure 19 shows the resulting bathymetry after removal of the sediment mass bounded by the failure surface (undrained conditions). Calculations show that failure occurs (*FOS* =

1.033) when the load of the 2 m sediment layer is applied by increasing the external work rate generated by the body force *W*. Figure 20 shows this failure surface in the *x-y* plane with two cross sections NL and AL. In contrast with the two former analyses (Figure 15b and Figure 18b), the maximum depth below the seafloor along the NL is around 55 m.

4.2.3. Axial Incision

[63] A detailed morphological analysis of the outer shelf and continental slope of the western Gulf of Lions carried out by *Baxtan et al.* [2005] has shown that an axial incision is present in most submarine canyons in the area. Erosion related to the formation of axial incision could have a key influence on canyon evolution, because it might trigger mass wasting that affects the head and the walls of the canyons at different scales. The present axial incision observed in the Bourcart Canyon is a prominent erosive feature interpreted as the product of hyperpycnal currents that formed during the Last Glacial Maximum when the

Table 5. Shape Parameters Obtained for the Most Critical Failure Surfaces Under Different Loading Mechanisms

	Gravity			Earthquake 0.07g			Overloading	Axial Incision
	Z1-a	Z2-a	Z2-b	Z1-a	Z2-a	Z2-b		
<i>FOS</i>	1.32	1.41	1.36	0.992	1.01	1.07	1.033	0.91
α	0.841	0.885	0.944	0.885	0.873	0.744	0.846	0.920
<i>M</i>	0.369	0.421	0.795	0.438	0.443	0.858	0.432	0.497
β	0.488	0.751	0.604	0.805	0.501	1.966	0.336	0.632
<i>M_c</i>	1.998	1.871	1.949	1.875	1.793	0.552	3.229	1.783
<i>i</i>	0.001	0.721	0.337	0.512	0.278	0.269	0.747	0.490
δ_z	0.087	0.053	0.320	0.031	0.070	5.537	0.193	0.169
<i>B</i>	2.138	2.017	6.954	2.114	2.018	0.998	2.244	2.570
<i>x_c</i> (m)	1155	1545	650	1078	2170	651	1150	745
ξ	0.988	0.984	0.996	0.986	0.987	0.997	0.993	0.984

Table 6. *FOSs* Obtained for the Three Most Critical Failure Surfaces Under Seismic Loading (See Figure 17a for Locations)

Zone	Surface	k_x (g)	<i>FOS</i>	Step Calculation for a Given Neutral Line
1	Z1-a	0.07	0.992	5000
2	Z2-a	0.07	1.01	5000
2	Z2-b	0.07	1.07	5000

buried canyons as seismostratigraphic discontinuities attributed to previous sea level lowstands during the Quaternary. As a result, the widening and deepening of the Bourcart Canyon main valley (as well as some other canyons in the Gulf of Lions) could result from recurrent axial incision during glacial epochs [Baztan et al., 2005].

[65] We evaluated the influence of axial incision on the stability of the western inner wall of the Bourcart Canyon to test the hypothesis of Baztan et al. [2005]. An instant erosion of 1 m in the Bourcart Canyon axis is numerically simulated to evaluate the significance of the Last Glacial Maximum axial incision on later canyon wall shaping. Figure 21a shows the area where the canyon is eroded. The 1 m erosion is not enough to generate slope instabilities on the canyon walls. In this case, the *FOS* dropped to 1.15 under undrained conditions. We then numerically simulated

the effects of instant erosion of about 5 m in the Bourcart Canyon axis. The *FOS* of the failure surface presented in Figure 21a under undrained conditions is equal to 0.91, showing that an incision of about 5 m may trigger slope instabilities and modify the canyon walls. For drained conditions and 5 m erosion, the *FOS* is about 2.2 for the entire zone.

[66] Figure 21b shows the bathymetry resulting from the removal of the sediment above the failure surface. The failure surface shows a very good agreement between the predicted failure geometry and the geometries of other failures inferred from multibeam bathymetric data of the canyon wall.

[67] Figure 22 shows this failure surface in the x - y plane with two cross sections NL and AL. The maximum depth below the seafloor along the NL is around 100 m. The shape parameters of the critical failure surface are given in Table 5.

4.3. Modeling Results and Discussion

[68] In this work we have developed a 3-D slope stability model (*SAMU-3D*) on the basis of earlier studies by Chen et al. [2001a, 2001b]. The shape of the potential failure surface was defined as flexible as possible to reproduce slope failure geometries inferred from present seafloor morphology and to facilitate the study of the postfailure travel of the slide mass that strongly depends on the initial slide volume. In *SAMU-3D*, the use of the pseudostatic

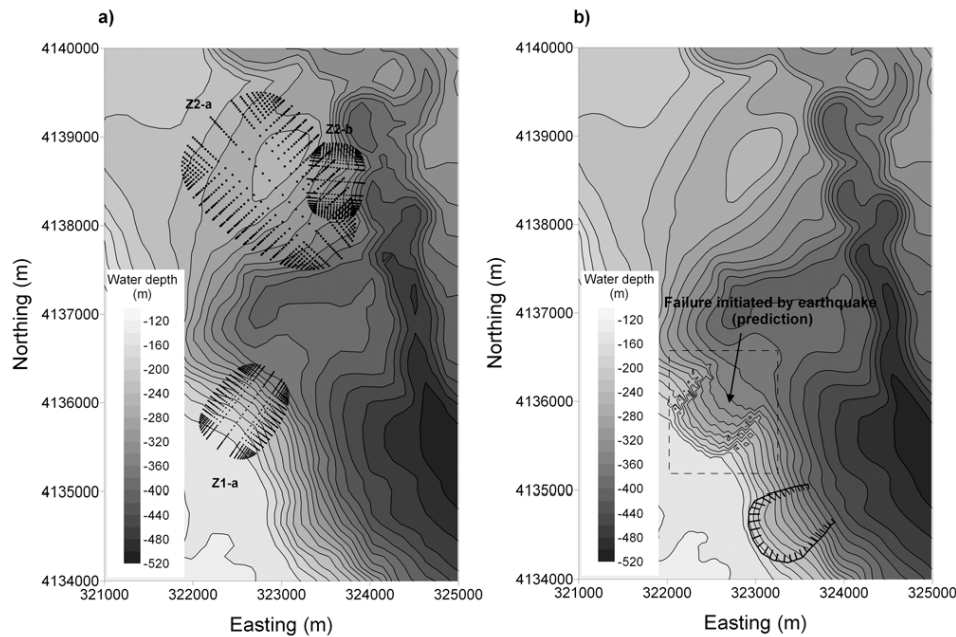


Figure 17. (a) Three of the most critical failure surfaces predicted using the *SAMU-3D* under seismic loading and (b) bathymetry modified by removing the sediment above the potential failure surface Z1-a (Datum: WGS84-Mercator N38).

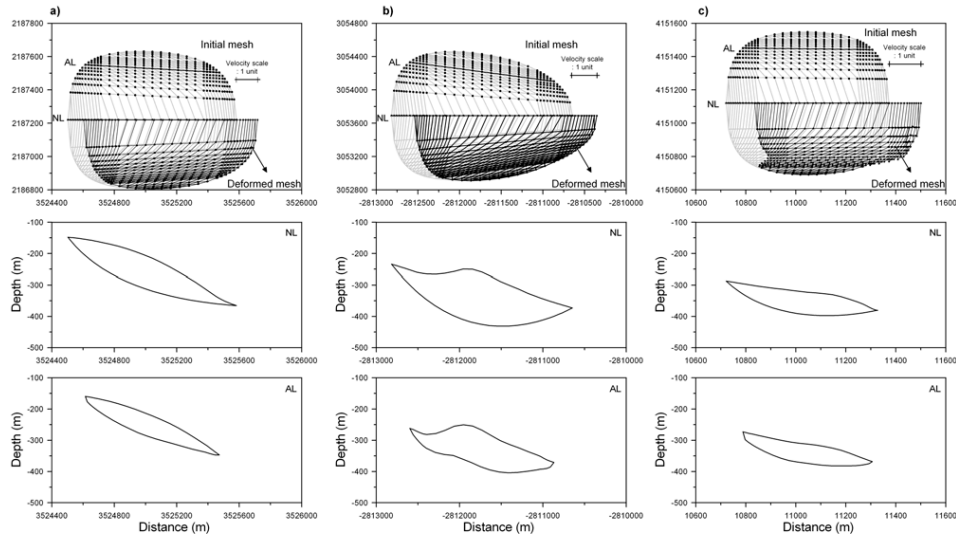


Figure 18. Initial and deformed meshes under seismic loading with the shape of two cross sections NL and AL for (a) surface Z1-a, (b) surface Z2-a, and (c) surface Z2-b (see Figure 17 for location).

method to assess earthquake effects on slope instabilities could be substituted by injecting the excess pore pressure and horizontal acceleration profiles (G. Dan, manuscript in preparation, 2007) derived from computer programs for nonlinear site response analysis (e.g., Cyclic1D [Elgamal et al., 2002] and Ample2000 [Pestana and Nadim, 2000]).

[69] The causes of sediment failures and slope instabilities in the Bourcart Canyon are difficult to assess given that the large volume of sediment is in a metastable state. Indeed without an external destabilizing mechanism, a mean *FOS* of around 1.35 characterizes the present walls of the canyon (Table 4). However, the modeling exercise helps understanding the morphologies observed in the Bourcart Canyon walls and also shows how prediction capabilities on slope failure can be derived from the integrated analysis of comprehensive data sets. Our analyses illustrate the relative importance of different triggering mechanisms in destabilizing sediments in Bourcart Canyon.

[70] The maximum horizontal acceleration (0.02 *g*) derived from the historical seismicity map of the Gulf of Lions during the last 100 years (USGS data, <http://neic.usgs.gov/neis/epic/>) is not enough to destabilize the sediments within the canyon. Indeed, a horizontal acceleration of at least 0.07 *g* is necessary to generate slope instabilities in the study area. However, an earthquake with higher magnitude (at least Magnitude 7 at 30 km from the Bourcart Canyon) could be considered as a trigger for instabilities that occur within the walls of the Bourcart Canyon.

[71] Loading of the canyon walls with 2 m of sediment in zone 2 is sufficient to trigger slope instability. The 3 m thick sedimentary deposit observed after the major flood that occurred in December 2003 suggests that, during glacial maxima, this sediment loading can be an important external

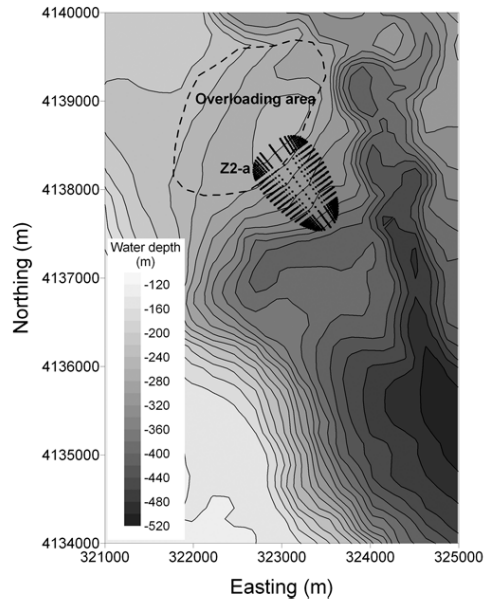


Figure 19. The most critical failure surface predicted using *SAMU-3D* with a sediment deposit overloading (2 m thickness) (Datum: WGS84-Mercator N38).

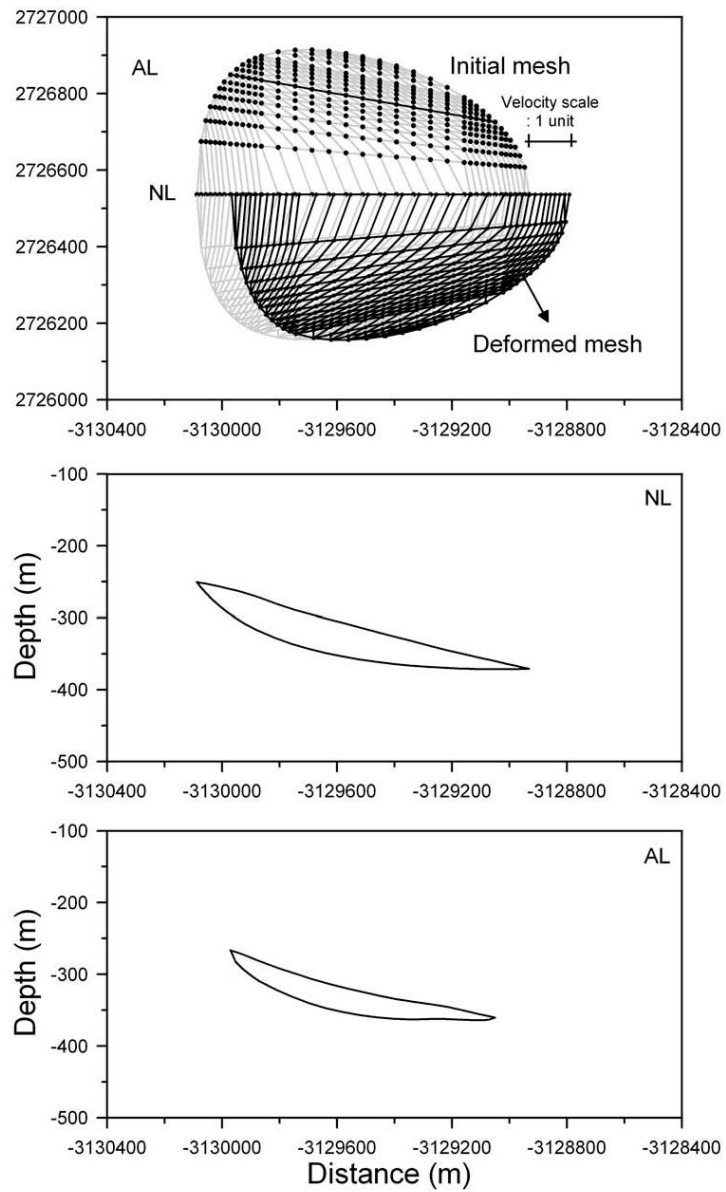


Figure 20. Initial and deformed meshes under a sediment deposit overloading given the shape of two cross sections NL and AL for the most critical failure surface of Figure 19.

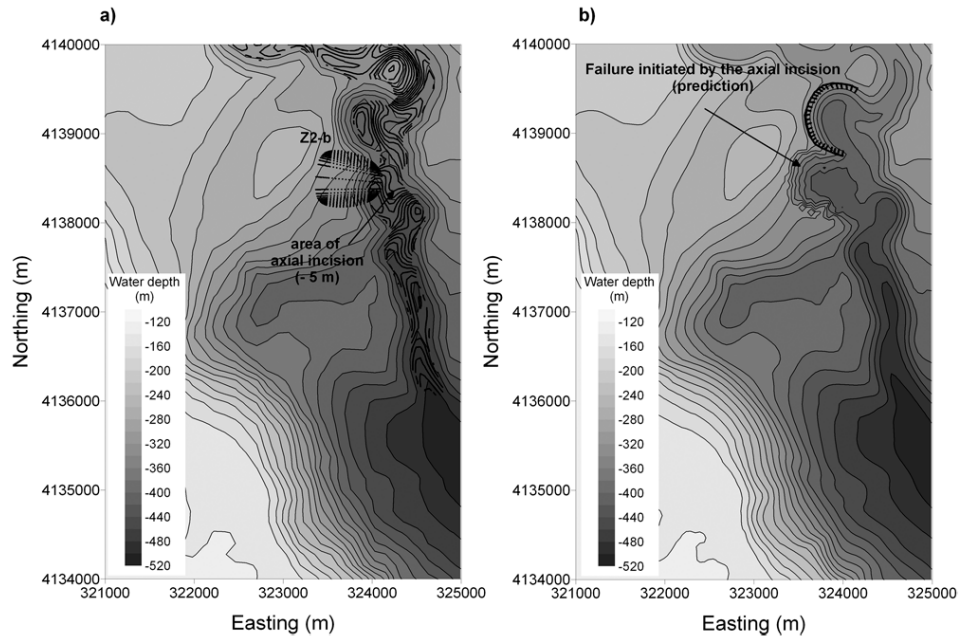


Figure 21. (a) The most critical failure surface generated by additional axial incision of the Bourcart Canyon and (b) the bathymetry modified by removing sediment above the potential failure surface (Datum: WGS84-Mercator N38).

mechanism generating slope failures within canyon walls. However, it is likely that the manner, in which the sediment deposition is simulated, as a localized sedimentation, exaggerated the effect of this mechanism as an external trigger of slope instability. Indeed homogeneous sedimentation over the study area may destabilize the uppermost recent sediment cover but not affect the older consolidated sedimentary layers lying below.

[72] Our analyses show that substantial axial incision, proposed by *Baztan et al.* [2005] as the main element controlling canyon formation, can effectively destabilize the modern inner canyon walls. An axial incision of 5 m on the canyon floor has a strong effect on the *FOS*, reducing it to 0.91. Good agreement between present canyon morphology and the shape of the predicted failure surfaces generated by axial incision indicates that axial incision can be one of the main external mechanisms leading to sediment destabilization of inner canyon walls.

[73] From the three case studies with the three external mechanisms considered in this work it is difficult to define an obvious link between the volume of the failure surfaces and the shape parameters presented in Table 5 on one hand and the triggering mechanisms on the other hand. However, it is clear that seismicity generates deep and large slope failures (Figure 18) while the axial incision seems to generate small volume failure surfaces directly connected to the Bourcart Canyon axis (Figure 21 and Figure 22). The

position and the volume of the critical failure surfaces generated by the axial incision may initiate retrogressive failures. Slope failures generated by sediment overloading seem to be more elongated (see Figure 20) and mobilizing only the upper sediment deposit (see Figure 19 and Figure 20).

[74] Comparison between the predicted failure surfaces (under different external mechanisms) and the surrounding geometries as imaged from multibeam bathymetric data illustrates that mass failures could account for the observed morphology along the canyon walls as well as a mechanism of canyon widening.

5. Conclusion

[75] In this paper, we developed a 3-D slope stability analysis method based on the upper bound theorem of plasticity [*Chen et al.*, 2001a]. An illustrative case, the Bourcart Canyon, in the western Gulf of Lions, demonstrated the applicability of the proposed method to assess 3-D slope failures in canyon heads. We performed a detailed stratigraphic study of this canyon using sediment cores, swath bathymetry data, subbottom profiles and high-resolution seismic reflection profiles. In addition, geotechnical data acquired during the GMO2-CARNAC (Sultan and Voisset, 2002) and the PROMESS1 [*Berné et al.*, 2004] cruises were of great importance in defining the geotechnical design parameters used in this work. The primary aim of the 3-D

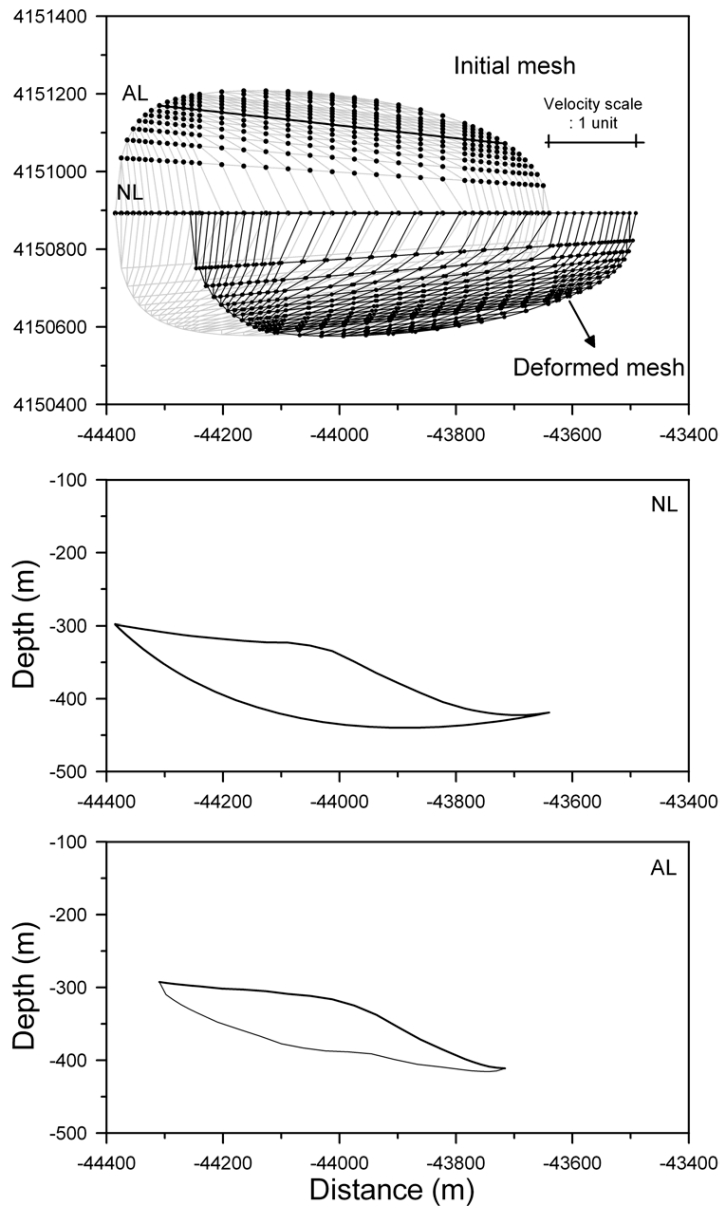


Figure 22. Initial and deformed meshes generated by the axial incision of the Bourcart Canyon given the shape of two cross sections NL and AL for the most critical failure surface of Figure 21a.

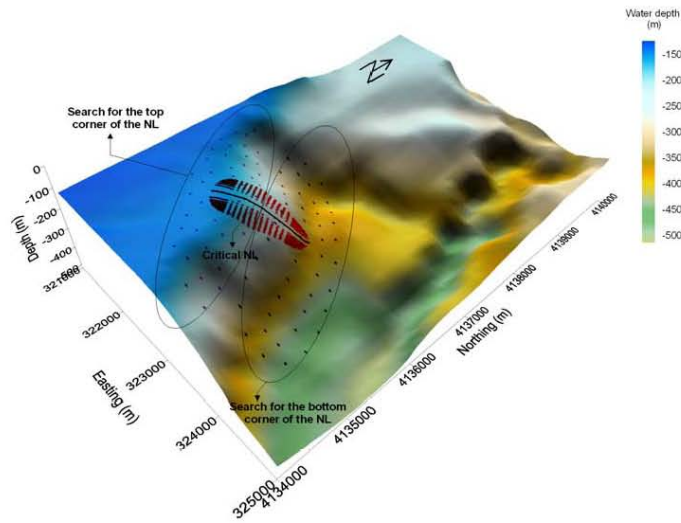


Figure A1. First optimization procedure used to identify the critical NL. Two areas of search are defined: the first one for the top corner of the NL and the second one for the bottom corner of the NL.

slope stability analysis carried out was to test the effect of a number of external mechanisms on the stability of the inner walls of the Bourcart Canyon. Our analyses illustrated the relative importance of different triggering mechanisms in

destabilizing sediments in Bourcart Canyon. The primary conclusions drawn from the slope stability analyses are [76] 1. For low seismicity equivalent to the one recorded during the last 100 years, earthquakes seem to be an

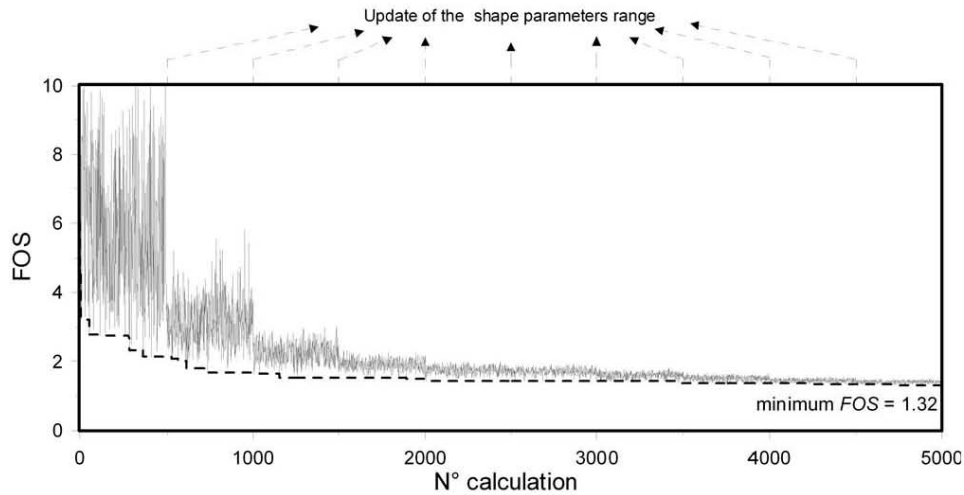


Figure A2. Second probabilistic optimization procedure used to determine the minimum factor of safety (*FOS*) for a given NL. After each 500 step calculations the failure surface shape parameters ranges are updated to center around the minimum *FOS*. For the considered calculation the minimum *FOS* was identified after about 2000 step calculations.

unlikely trigger for Bourcart Canyon wall instabilities. However, earthquake with higher magnitude (at least 6.2) could destabilize sediments from the internal flank of the Bourcart Canyon.

[77] 2. Sediment deposition could be an external mechanism for slope failure within the canyon walls. Considering the low sedimentation rate that presently characterizes the study area, such a mechanism might only be active at times when the canyon is under the direct influence of fluvial sediment input, i.e., during glacial maxima. The selected position for the simulated depocenter probably accentuated the simulated effect of sediment loading as a slope failure triggering mechanism. Homogeneous sedimentation (such as that generated by river plume particle settling) would likely destabilize the upper soft sediment deposit but probably not the underlying older consolidated sedimentary layers.

[78] 3. Axial incision of the canyon floor has a potentially strong effect on the stability of the canyon walls, as proposed by *Baztan et al.* [2005]. It also provides a plausible explanation for the noticeable width of canyons (about 5 km) that cannot be explained by the repeated action of turbidite (or hyperpycnal) flows. The striking similarities between present canyon morphology and the shape of the predicted failure surface as generated by axial incision suggests that this process is one of the main external mechanisms destabilizing sediments from the inner canyon walls.

[79] 4. Shape and volume of the failure surfaces seems to be related to the trigger mechanisms: Seismicity generates deep and large slope failures, sediment overloading generates elongated slope failure surfaces and the axial incision produces small volume failure surfaces directly connected to the canyon axis.

Appendix A: Methodology Used to Search for the Critical Failure Surface

[80] The critical failure surface is defined by two different optimization procedures: the first optimization consists in finding the most critical NL while the second optimization method resides in finding, for a given NL, the shape of the potential failure surface. Figure A1 and Figure A2 illustrate the procedure used to find the critical failure surface Z1-a presented in Figure 14. As a first step, two areas of search containing 40 nodes each are defined: the first one for the upper corner of the NL and the second one for the lower corner of the NL (Figure A1).

[81] Around 300 sets of shape parameters for each of the possible 1600 NL are tested (480,000 calculations). Once the critical NL is identified, the second probabilistic optimization procedure described by *Chen et al.* [2001b] is carried out in order to identify the shape and the size of the critical failure surface. Figure A2 shows the range change of the *FOS* and the minimum *FOS* (dashed line) as a function of the number of calculation. After each 500 step calculations, the failure surface shape parameters ranges are updated to center around the minimum *FOS*. For the considered calculation, the minimum *FOS* is identified after around 2000 step calculations (Figure A2). For the calcula-

tion results presented in Table 5, between 2000 and 3000 step calculations are needed to detect the minimum *FOS*.

Notation

Symbol	Definition and units
AL	Arbitrary line.
α	defines the curvature of the failure surface in the x - y plane ($\alpha < 1$).
α_s	Shansep factor.
B	defines the ellipticity of the failure surface in the y - z plane.
β	defines the curvature of the failure surface in the x - z plane ($\beta < 1$).
c'	cohesion, kPa.
c_{FOS}	partial cohesion, kPa.
CPTU	cone penetration test with additional measurement of the pore water pressure.
d	water depth, m.
dv	differential volume, m^3 .
dD^*	energy dissipation rate along a slip plane per unit area, W/m^2 .
δ_1	defines the curvature of the failure surface in the x - z plane ($\delta_1 < 1$).
δ_2	defines the curvature of the failure surface in the x - z plane ($\delta_2 < 1$).
Δu_2	excess pore pressure, kPa.
ε_{ij}^*	plastic strain rate tensor, s^{-1} .
$f(x,y,z)$	equation of the 3-D failure surface.
f_s	sleeve friction, kPa.
<i>FOS</i>	factor of safety.
ϕ_{FOS}	partial internal friction angle, degree.
ϕ'	internal friction angle, degree.
g	gravitational acceleration, m/s^2 .
γ	unit weight, kN/m^3 .
γ'	submerged unit weight, kN/m^3 .
Γ^*	slip surface, m^2 .
k_x	horizontal acceleration, m/s^2 .
M	defines the ellipticity of the failure surface in the x - y plane.
Mz	defines the ellipticity of the failure surface in the x - z plane.
Nk	empirical cone factor that depends on lithology.
NL	neutral line.
<i>OCD</i>	overconsolidation difference, kPa.
OCR	overconsolidation ratio.
p'	mean effective stress, kPa.
<i>PGA</i>	peak ground acceleration, m/s^2 .
PHA	peak horizontal acceleration, m/s^2 .
$\pi(x)$	equation of the failure surface in the x - z plane.
q	deviatoric stress, kPa.
qc	tip resistance, kPa.
q_{net}	net cone resistance, kPa.
qt	Corrected tip resistance, kPa.
θ_l	angle of the velocity vector $V_{0,j}$ with respect to the positive x -axis, degree.
θ_j	angle of the velocity vector $VR_{0,j}$ with respect to the positive x -axis, degree.
θ_r	angle of the velocity vector $V_{0,j-1}$ with respect to the positive x axis, degree.
S_u	undrained shear strength, kPa.
σ'_v	in situ vertical effective stress, kPa.

σ_{ij}^*	stress tensor, kPa.
σ_p^*	preconsolidation pressure, kPa.
T^*	external load, kN.
u	pore water pressure, kN.
V^*	virtual plastic velocity, m/s.
V_n	normal velocity, m/s.
V_s	tangential velocity, m/s.
V_{0j-i}	plastic velocity applied to the right prisms, m/s.
V_{0j}	plastic velocity applied to the left prisms, m/s.
VR_{0j}	relative velocity of the left prism with respect to the right one, m/s.
w	water content: ratio of the mass of water in a sediment sample to the mass of that wet sample, multiplied by 100, %.
W	body force: weight of the potential sliding mass, kN.
$\omega(x)$	equation of the failure surface in the x - y plane.
Ω^*	failure volume, m^3 .
xa	x of the upper corner of the failure surface in the x - z plane, m.
xc	defines the size of the failure surface in the x - y plane and along the main direction of sliding, m.
ξ	optimizing parameter of the velocity field.
z	depth below the seafloor, m.
za	z of the upper corner of the failure surface in the x - z plane, m.
$\sum D_{i \rightarrow j}^*$	energy dissipation rate on the row-to-row interfaces, W.
$\sum D_{i \downarrow j}^*$	energy dissipation rate on the column-to-column interfaces, W.
$\sum D_{ij}^*$	energy dissipation rate on the slip surface, W.

[82] **Acknowledgments.** This work has been developed within the European Commission (EC) projects EUROSTRATAFORM (contract EVK3-CT-2002-00079), PROMESS1 (contract EVR1-CT-2002-40024), EURODOM (contract RTN2-2001-00281), and the Spanish project SPA-COMA (ref. REN2002-11217-E/MAR). R. U. acknowledges a “Ramón y Cajal” contract, and S. L. acknowledges a FPI grant, both from the Spanish Ministry of Education and Research. Funding by Generalitat de Catalunya to GRC Geociències Marines is equally acknowledged. The support by officers and crew during GMO2-CARNAC and PROMESS1 cruises is greatly appreciated, as is the dedication of the FUGRO technical staff during the PROMESS1 cruise. The authors acknowledge Bruno Savoye and Juan Baztan for their useful suggestions and remarks. Constructive comments by three anonymous reviewers and the Associate Editor helped improve the manuscript significantly.

References

Baltzer, A., P. Cochonat, and D. J. W. Piper (1994), In situ geotechnical characterisation of sediments on the Scotian Slope, eastern Canadian continental margin, *Mar. Geol.*, 120, 291–308.

Baztan, J. (2004), Formation et évolution des canyons sous-marins du golfe du Lion: Relation avec les cycles glacio-eustatiques, Ph.D. thesis, 319 pp., Univ. de Bretagne Occidentale, Brest, France.

Baztan, J., S. Berné, J.-L. Olivet, M. Rabineau, D. Aslanian, M. Gaudin, J.-P. Réhault, and M. Canals (2005), Axial Incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lions), *Mar. Petrol. Geol.*, 22, 805–826.

Berné, S., G. Lericolais, T. Marsset, J. F. Bourillet, and M. De Batist (1998), Erosional offshore sand ridges and lowstand shorefaces: Examples from tide- and wave-dominated environments of France, *J. Sediment. Res.*, 68, 540–555.

Berné, S., et al. (1999), Canyons and recent sedimentary processes on the western Gulf of Lions margin: First results of the Calmar cruise, *C.R. Acad. Sci. Ser. IIA Sci. Terres Planètes*, 328, 471–477.

Berné, S., M. Rabineau, J. A. Flores Villarejo, and E. J. Sierro (2004), The impact of Quaternary global changes on strata formation, *Oceanography*, 17(4), 92–103.

Biscontin, G., and J. M. Pestana (2006), Factors affecting seismic response of submarine slopes, *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 6, 97–107.

Bucher, W. H. (1940), Submarine valleys and related geologic problems of the North Atlantic, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 51, 489–512.

Chen, W. F. (1975), *Limit Analysis and Soil Plasticity*, Elsevier, New York.

Chen, Z., X. Wang, C. Haberfeld, J. Yin, and Y. Wang (2001a), A three-dimensional slope stability analysis method using the upper bound theorem, part I: Theory and methods, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 38, 369–378.

Chen, Z., J. Wang, J. Yin, Y. Wang, and C. Haberfeld (2001b), A three-dimensional slope stability analysis method using the upper bound theorem, part II: Numerical approaches, applications and extensions, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci.*, 38, 379–397.

Cotecchia, V. (1987), Earthquake-prone environments, in *Slope Stability, Geotechnical Engineering and Geomorphology*, edited by M. G. Anderson, pp. 287–330, John Wiley, Hoboken, N. J.

Cui, Y. J., N. Sultan, and P. Delage (1998), Plastic flow of an unsaturated compacted silt, in *Proceedings of the 2nd International Conference on Unsaturated Soils 98*, pp. 467–472, Int. Acad. Publ. House, China.

Daly, R. A. (1936), Origin of the submarine canyons, *Am. J. Sci.*, 31, 401–420.

Donald, I. B., and Z. Y. Chen (1997), Slope stability analysis by the upper bound approach: Fundamentals and methods, *Can. Geotech. J.*, 34, 853–862.

Duncan, J. M. (1996), State of the art: Limit equilibrium and finite-element analyses of slopes, *J. Geotech. Eng.*, 122(7), 577–596.

Elgamal, A., Z. Yang, and E. Parra (2002), Computational modeling of cyclic mobility and post liquefaction site response, *Soil Dyn. Earthquake Eng.*, 22, 259–271.

Espinoza, R. D., P. C. Repetto, and B. Muhanthan (1992), General framework for stability analysis of slopes, *Géotechnique*, 42(4), 603–615.

Farre, J. A., B. A. McGregor, W. B. F. Ryan, J. M. Robb, D. J. Stanley, and G. T. Moore (1983), Breaching the shelfbreak: Passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution, *SEPM Spec. Publ.*, 33, 25–39.

Germaine, J. T., and C. C. Ladd (1990), Triaxial testing of saturated cohesive soils, *ASTM Spec. Tech. Publ.*, 977, 421–459.

Giam, P., and I. Donald (1991), Upper bound solutions to soil stability problems via general wedge methods, in *Proceedings of the 7th International Conference on Computer Methods and Advances in Geomechanics*, edited by G. Beer, J. R. Booker, and J. P. Carter, pp. 475–480, Cairns, Australia.

Hungr, O., F. M. Salgado, and P. M. Byrne (1989), Evaluation of a three-dimensional method of slope stability analysis, *Can. Geotech. J.*, 26(4), 679–686.

Idriss, I. M. (1993), *Procedures for Selecting Earthquake Ground Motions at Rock Sites*, Tech. Rep. NIST GCR 93-625, Natl. Inst. of Standards and Technol., U.S. Dept. of Comm., Washington.

Imposimato, S., and R. Nova (1998), An investigation on the uniqueness of the incremental response of elastoplastic models for virgin sand, *Mech. Cohesive Frictional Mater.*, 3, 65–87.

Johnson, D. W. (1939), *The Origin of Submarine Canyons*, 126 pp., Columbia Univ. Press, New York.

Knebel, H., S. A. Wood, and E. Spiker (1979), Hudson River: Evidence for extensive migration on the exposed continental shelf during the Pleistocene, *Geology*, 7, 254–258.

Kramer, S. L. (1996), *Geotechnical Earthquake Engineering*, 653 pp., Prentice-Hall, Upper Saddle River, N. J.

Kuenen, P. H. (1937), Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons, *Leidsche Geol. Meded.*, 8, 316–351.

Kuenen, P. H. (1955), Experiments in connection with turbidity currents and clay suspensions, in *Submarine Geology and Geophysics*, edited by W. B. F. Whittard and R. Bradshaw, pp. 47–74, Butterworths, London.

Kvalstad, T. J., L. Andresen, C. F. Forsberg, K. Berg, P. Bryn, and M. Wangen (2005), The Storegga slide: Evaluation of triggering sources and slide mechanics, *Mar. Petrol. Geol.*, 22, 245–256.

Lee, H. J., and J. Baraza (1999), Geotechnical characteristics and slope stability in the Gulf of Cadiz, *Mar. Geol.*, 155, 173–190.

Lee, H. J., and B. D. Edwards (1986), Regional method to assess offshore slope stability, *J. Geotech. Eng.*, 112, 489–509.

Leynaud, D., J. Mienert, and F. Nadim (2004), Slope stability assessment of the Helland Hansen area offshore the mid-Norwegian margin, *Mar. Geol.*, 213, 457–480.

Lunne, T., P. K. Robertson, and J. J. M. Powell (1997), *Cone Penetration Testing in Geotechnical Practice*, 312 pp., Blackie Acad. and Prof., New York.

McAdoo, B., D. L. Orange, E. Screaton, H. Lee, and R. Kayen (1997), Slope basins, headless canyons, and submarine paleoseismology of the Cascadia accretionary complex, *Basin Res.*, 9, 313–324.

F01009

SULTAN ET AL.: SLOPE FAILURES IN CANYON HEADS

F01009

- Mulder, T., B. Savoye, J. P. M. Syvitski, and D. J. W. Piper, (1998), The Var submarine system: Understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record, in *Geological Processes on Continental Margins: Sedimentation, Mass Wasting and Stability*, edited by M. S. Stoker, D. Evans, and A. Cramp Geol. Soc. Spec. Publ., 129, 146–166.
- Mulder, T., O. Weber, P. Anschutz, F. J. Jorissen, and J. M. Jouanneau (2001), A few months-old storm-generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay S-W France), *Geo Mar. Lett.*, 21(3), 149–156.
- Mulder, T., J. P. M. Syvitski, S. Migeon, J. C. Faugères, and B. Savoye (2003), Marine hyperpycnal flows: Initiation, behavior, and related deposits: A review, *Mar. Pet. Geol.*, 20, 861–882.
- Olsen, H. W., T. L. Rice, and P. W. Mayne (1986), Piston core properties and disturbance effects, *J. Geotech. Eng.*, 112, 608–625.
- Orange, D. L., and N. A. Breen (1992), The effects of fluid escape on accretionary wedges seepage force, slope failure, headless submarine canyons, and vents, *J. Geophys. Res.*, 97(B6), 9277–9295.
- Orange, D. L., R. S. Anderson, and N. Breen (1994), Regular submarine canyon spacing in the submarine environment: the link between hydrology and geomorphology, *GSA Today*, 4, 36–39.
- Orange, D. L., B. McAgoe, C. J. Moore, H. Tobin, E. Sreaton, H. Chezar, H. Lee, M. Reid, and R. Vail (1997), Headless submarine canyons and fluid flow on the toe of the Cascadia accretionary complex, *Basin Res.*, 9, 303–312.
- Pestana, J. M., and F. Nadim (2000), *Nonlinear Site Response Analysis of Submerged Slopes*, Tech. Rep. UCB/GT2000-04, Dept. of Civil and Env. Eng., Univ. of California, Berkeley.
- Pratson, L. F., W. B. F. Ryan, G. S. Mountain, and D. C. Twichell (1994), Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: Evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 108, 395–412.
- Rabineau, M., S. Berné, D. Aslanian, J.-L. Olivet, P. Joseph, and F. Guillocheau (2005), Sedimentary sequences in the Gulf of Lions: A record of 100000 years climatic cycles, *Mar. Petrol. Geol.*, 22, 775–804.
- Reid, M. E., S. B. Christian, and D. L. Brien (2000), Gravitational stability of three-dimensional stratovolcano edifices, *J. Geophys. Res.*, 105(3), 6042–6056.
- Shepard, F. P. (1936), The underlying causes of submarine canyons, *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 22, 496–502.
- Skempton, A. W. (1954), Discussion of the structure of inorganic soils, *J. Soil Mech. Found. Div. Am. Soc. Civ. Eng.*, 80, 263–264.
- Spencer, J. W. (1903), Submarine valleys off the American coasts and in the North Atlantic, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 14, 207–226.
- Stetson, H. C. (1936), Geology and Paleontology of the Georges Bank canyons, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 47, 339–366.
- Sultan, N., P. Cochonat, B. Denielou, J.-F. Bourillet, B. Savoye, and J.-L. Colliat (2000), Apparent overconsolidation and osmotic pressure in a marine sediment, *C.R. Acad. Sci.*, 331(5), 379–386.
- Sultan, N., P. Cochonat, F. Cayocca, J.-F. Bourillet, and J.-L. Colliat (2004), Analysis of submarine slumping in the Gabon continental slope, *AAPG Bull.*, 88(6), 781–799.
- Torres, J., B. Savoye, and P. Cochonat (1995), The effects of late Quaternary sea-level changes on the Rhône slope sedimentation (northwestern Mediterranean), as indicated by seismic stratigraphy, *J. Sediment. Res., Sect. B*, 65, 368–387.
- Twichell, D. C., and D. G. Roberts (1982), Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore canyons, *Geology*, 10, 408–412.
- Urgeles, R., D. Leynaud, G. Lastras, M. Canals, and J. Mienert (2006), Back-analysis and failure mechanisms of a large submarine slide on the Ebro slope, NW Mediterranean, *Mar. Geol.*, 226, 185–206.
- Wang, Y. J., J. H. Yin, and C. F. Lee (2001), The influence of a non-associated flow rule on the calculation of the factor of safety of soil slopes, *Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech.*, 25(13), 1351–1359.
- Yu, H. S., R. Salgado, S. W. Sloan, and J. M. Kim (1998), Limit analysis versus limit equilibrium for slope stability, *J. Geotech. Geoenviron. Eng.*, 124(1), 1–11.
- Zhang, X. (1988), Three-dimensional stability analysis of concave slopes in plan view, *J. Geotech., Eng.*, 114, 658–671.
- S. Berne, M. Gaudin, and N. Sultan, Département Géosciences Marines, Ifremer, BP 70, Plouzané F-29280, France.
- M. Canals, S. Lafuerza, and R. Urgeles, Departament d'Estratigrafia, Paleontologia i Geociències Marines, GRC Geociències Marines, Universitat de Barcelona, Campus de Pedralbes, Barcelona, Spain.

6.3. CONCLUSION

A partir des résultats issus du nouveau modèle de stabilité des pentes dans les canyons sous marins il est possible de quantifier l'impact des séismes, de la charge sédimentaire et du creusement de l'incision axiale sur la génération de glissements en tête du canyon Bourcart.

- La faible sismicité actuelle de la région ne peut être considérée comme un facteur déclencheur de glissements dans le canyon ;
- La charge sédimentaire peut avoir un impact critique sur la génération de glissements en tête de canyon. Cependant, les processus de sédimentation actuels ne permettent pas d'apporter des volumes importants de sédiments dans la tête du canyon. Par contre, lorsque le niveau baisse, l'embouchure des fleuves se rapproche de la tête du canyon et permet un apport sédimentaire plus important dans la tête du canyon. Néanmoins la surcharge sédimentaire engendrée ne permettrait que la déstabilisation des sédiments non consolidés. Les sédiments sous-jacents, dont le degré de consolidation est plus important, ne pourraient être mobilisés ;
- Le creusement de l'incision axiale apparaît comme le facteur majeur permettant la déstabilisation des sédiments constituant le remplissage de la tête du canyon Bourcart. En effet, ce mécanisme permet d'expliquer la largeur importante des canyons qui ne peuvent résulter de l'érosion de courants gravitaires. De plus la comparaison entre la morphologie actuelle et la morphologie des cicatrices de glissements prédites confirme le rôle majeur du creusement de l'incision axiale.

CHAPITRE IV

-

LE CANYON DE CAPBRETON

1. CONTEXTE GEOLOGIQUE

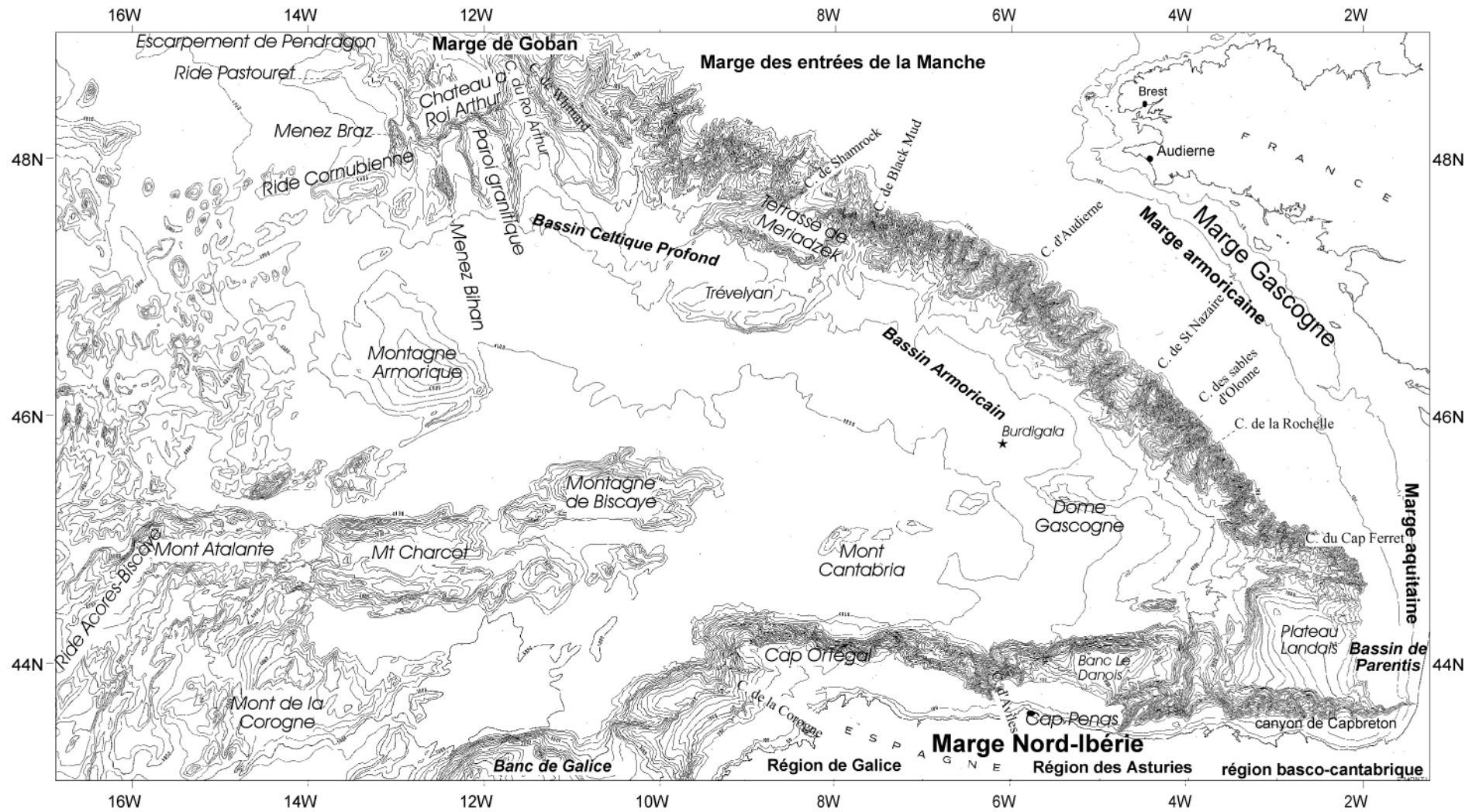
Le golfe de Gascogne est situé entre la France et l'Espagne, il est bordé par deux marges continentales conjuguées non-volcaniques, la marge Nord Ibérie au Sud et la marge Gascogne au Nord (figure IV-1). La marge Gascogne est en fait une association de marges continentales, avec du nord au sud : la marge de Goban, la marge des Entrées de la Manche, la marge Armoricaire, et la marge Aquitaine (Thinon, 1999).

L'histoire du Golfe de Gascogne est liée aux mouvements entre les plaques lithosphériques Europe, Ibérie et Amérique du Nord. Depuis la fin du Paléozoïque, la plaque ibérique a suivi tantôt la plaque africaine, tantôt la plaque européenne (Olivet, 1996), participant à l'ouverture de l'Atlantique Central, de l'Atlantique Nord et du Golfe de Gascogne, ainsi qu'à la formation des Pyrénées. Les hypothèses de formations et d'évolution du golfe de Gascogne depuis le Paléozoïque synthétisées par Thinon (1999) montrent que de nombreux épisodes distensifs et compressifs ont marqué les futures marges de l'Atlantique nord, de l'Ibérie et du Golfe de Gascogne.

L'évolution du Golfe de Gascogne vers sa forme actuelle résulte de la phase d'extension créacée et de la convergence de l'Ibérie vers l'Europe au Crétacé supérieur (Olivet, 1996) qui se serait traduite, entre autre, par la subduction de la croûte océanique du golfe de Gascogne sous la Marge Nord Ibérie (Boillot *et al.*, 1979). Ce mouvement entraîne la formation de la chaîne Pyrénéenne et la fermeture partielle du Golfe de Gascogne. Ainsi, dans la partie sud du Golfe de Gascogne vont s'opposer au nord, la plate-forme sud aquitaine stable et au sud, la marge basco-cantabrique affectée par la tectonique pyrénéenne.

C'est dans ce contexte tectonique d'affrontement des deux domaines structuraux différents que se crée au paléogène une « zone de faiblesse tectonique » sujette à une subsidence qui va favoriser l'apparition du canyon de Capbreton.

Figure IV-1: Page suivante. Carte bathymétrique du golfe de Gascogne, isobathes tous les 50 m sur le plateau et tous les 200 m ensuite. Le golfe de Gascogne est une plaine abyssale profonde bordée par deux marges continentales, la Marge Gascogne et la Marge Nord-Ibérie.



2. CADRE STRATIGRAPHIQUE

La stratigraphie de la partie sud-est du golfe de Gascogne, au sud et au nord du canyon de Capbreton, a été établie en fonction des travaux de Razin (1989) pour la partie continentale, et de Derégnaucourt et Boillot (1982) pour le domaine marin. Les schémas des figures IV-2 et IV-3 synthétisent une série de lignes sismiques pétrolières de direction Nord-Sud qui montrent la dualité des deux domaines structuraux et la position du canyon sur la limite d'affrontement de ces domaines où le ploiement des couches résulterait d'une subsidence locale.

2.1. LA BORDURE NORD DU CANYON

La bordure nord du canyon appartient au domaine sud aquitain représenté ici par le plateau continental et son prolongement vers l'ouest : le « plateau marginal landais » (figure IV-2) tous deux constitués de formations méso-cénozoïques, peu ou pas déformées, localement affectées par des remontés diapiriques de sel. Le socle acoustique est constitué par le Crétacé supérieur et probablement du Paléocène appartenant à la plate-forme carbonatée de l'autochtone sud aquitain.

La puissante série tertiaire qui surmonte ce socle acoustique comprend plusieurs unités qui se distinguent par leur faciès sismique et leurs limites représentées par des surfaces de discontinuité parfois érosives.

A la base de la série, on observe une unité relativement peu épaisse qui se biseaute vers le Nord et qui pourrait être attribuée à l'Eocène supérieur. Celui-ci est surmonté en discontinuité par une épaisse formation Oligocène augmentant en puissance vers le canyon. Le sommet de la série est constitué par une formation néogène, dont la limite basale est peu nette mais qui se distingue de l'Oligocène sous-jacent par un faciès sismique caractéristique (amplitude plus faible et fréquence plus élevée). L'attribution du sommet de la série au Néogène a été faite par corrélation avec les travaux de (Derégnaucourt and Boillot, 1982).

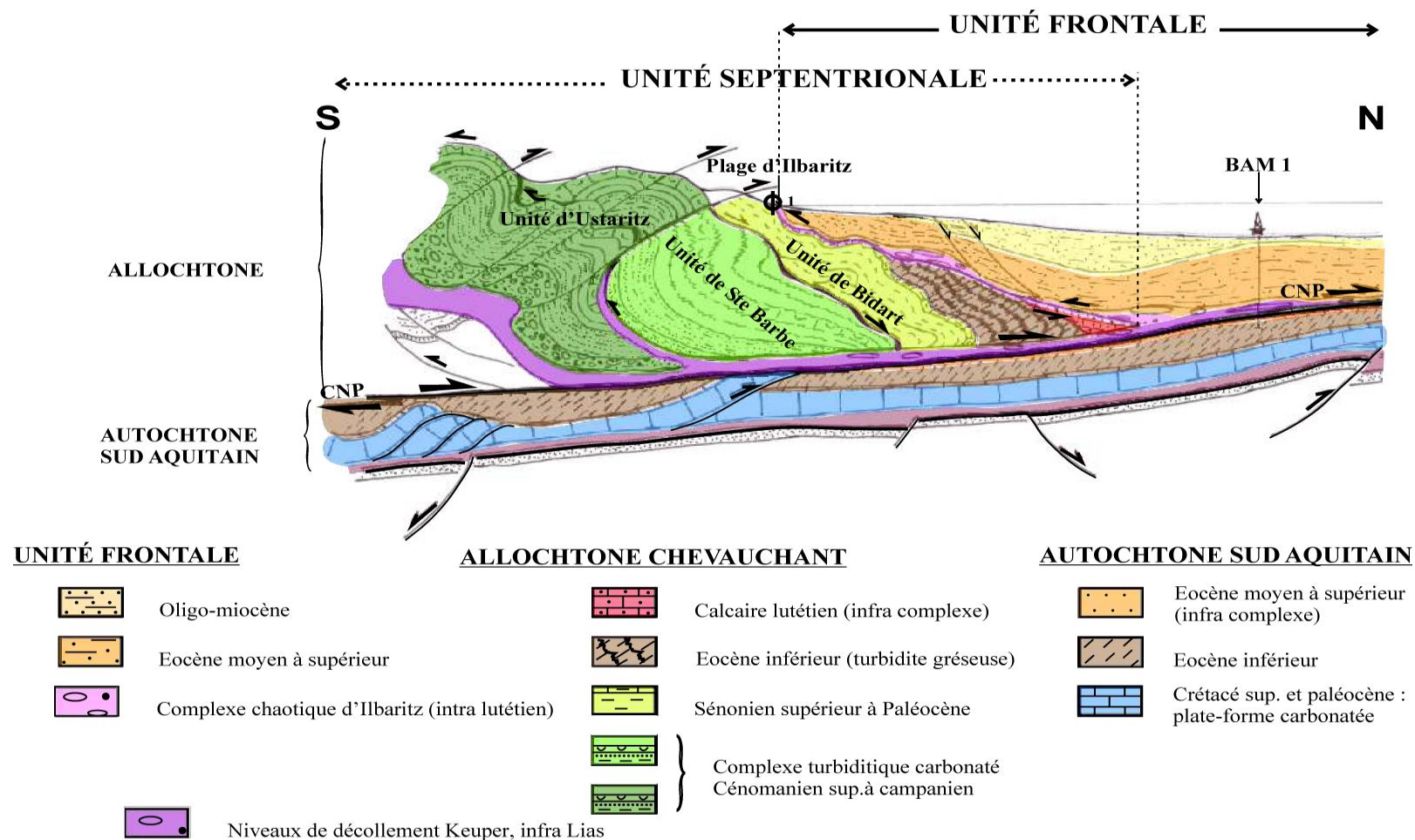


Figure IV-2: Schéma synthétisant l'interprétation des profils de sismique sur la partie proximale (orientale) du canyon de Capbreton. D'après Cirac, données non publiées.

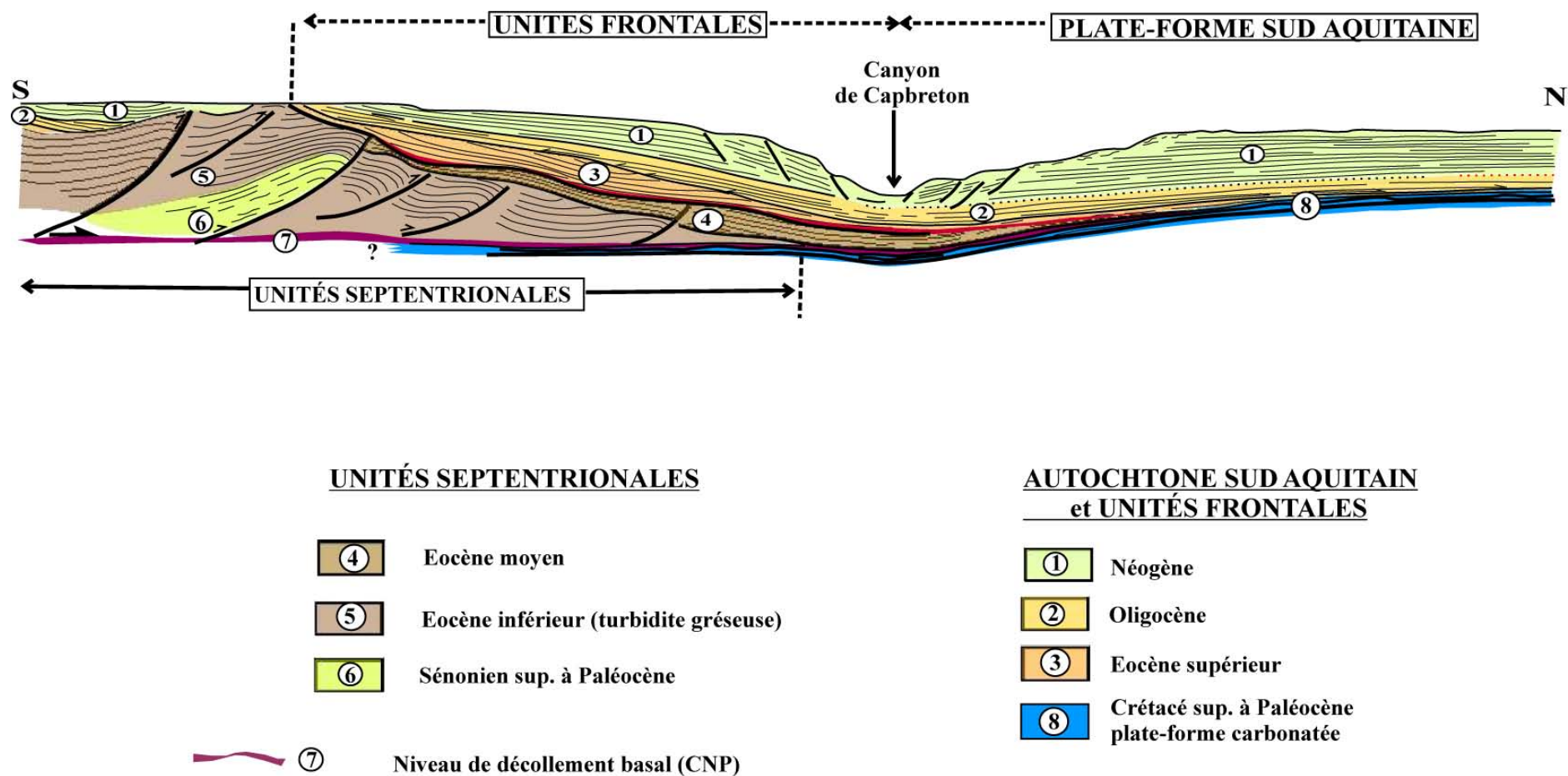


Figure IV-3: Schéma synthétisant l'interprétation des profils de sismique dans la partie distale (occidentale) de la zone d'étude.

2.2. LA BORDURE SUD DU CANYON

La bordure sud du canyon correspond au prolongement en domaine marin de la zone tectonique nord pyrénéenne des « massifs basques ». La figure IV-3 donne une interprétation géologique des unités nord pyrénéennes sur le littoral basque, d'après les travaux de Razin (1989). Ces unités appartiennent à la terminaison occidentale du plissement de la chaîne des Pyrénées, amorcé au Crétacé terminal, poursuivi en plusieurs phases (dont la paroxysmale au Lutétien) jusqu'à l'Oligo-miocène. Ce plissement se caractérise par une succession de chevauchements, à vergence nord, repérable notamment tout le long du domaine basco-cantabrique.

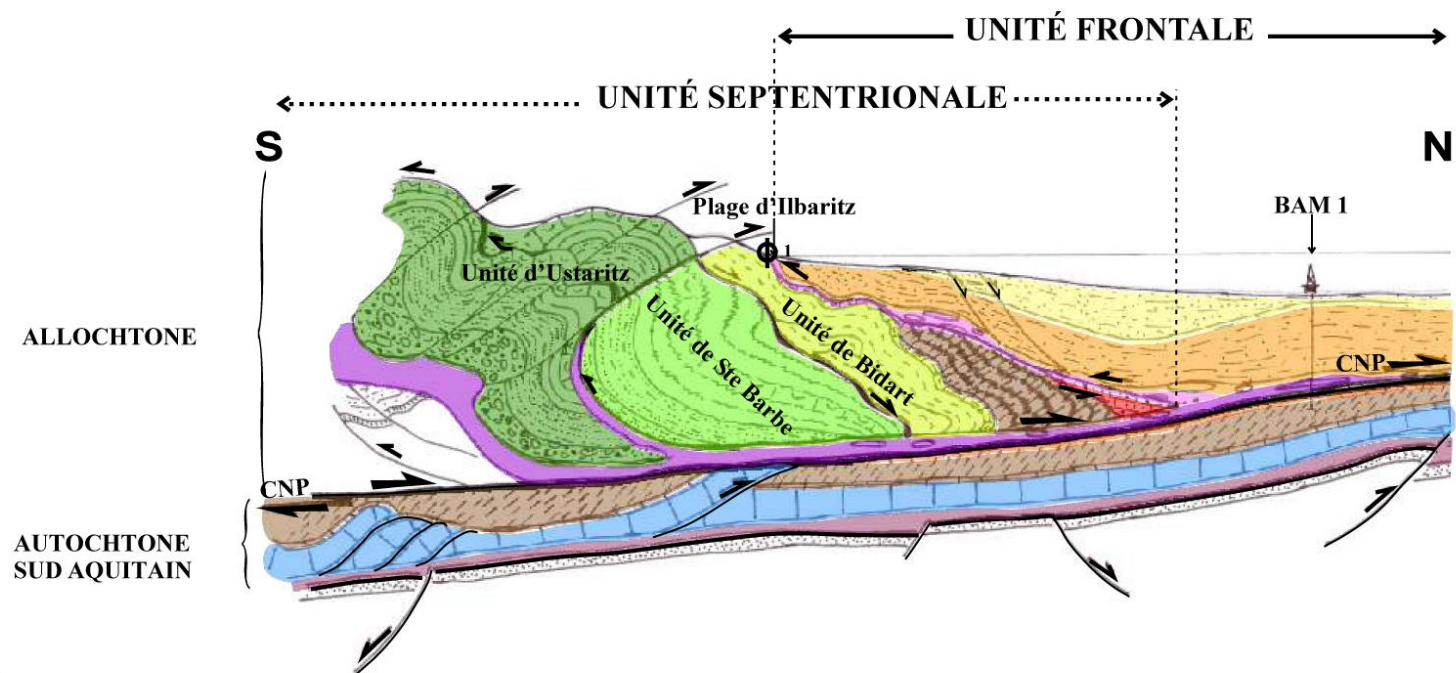
La dernière unité chevauchante, dite unité septentrionale, est la seule susceptible de se retrouver sur le plateau basco-cantabrique. Cette unité, constituée d'une épaisse série de flysch se décolle sur un niveau comprenant du Keuper et le complexe albo-cénomaniens et est poussée vers le Nord. Elle affleure notamment le long du littoral basque et se retrouve sur le proche plateau interne (maximum 3 km de la côte). Après le paroxysme lutétien, la poussée vers le Nord se poursuit, mais en diminuant progressivement d'intensité. Le front du prisme tectonique est alors affecté d'un rétrochevauchement à vergence sud.

Entre Bidart et Biarritz, on retrouve à l'affleurement le long du littoral, une série sédimentaire comprenant des dépôts marins du Lutétien supérieur au Chattien. Cette série se retrouve sur le plateau continental jusqu'au rebord du canyon de Capbreton, comme l'ont montré d'anciens prélèvements (Hennequin-Marchand, 1973) ainsi que des carottages plus récents (campagne Itsas V, 2002). Cette série, dite de Biarritz, repose en contact stratigraphique sur le rétrochevauchement par l'intermédiaire d'un niveau de décollement : le « complexe chaotique » (Razin, 1989) constitué de lambeaux tectoniques et sédimentaires comprenant des argiles et évaporites du Keuper, des ophites, des dolomies liasiques, des éléments du complexe albo-cénomaniens auxquels s'ajoutent des lambeaux arrachés à la formation turbiditique sous jacente (Sénonien-Paléocène-Eocène inf.). Ces dépôts post-Lutétien constituent l'unité frontale déposée en recouvrement de l'extrémité du prisme tectonique de l'unité septentrionale. Celle-ci, poursuivant sa poussée vers le Nord, va induire une succession de déformations (cisaillements, décollements) dans la série syntectonique de l'unité frontale. Ces dispositions sont particulièrement visibles sur les lignes sismiques acquises sur le plateau continental (figures 2 et 3). On distingue en effet une succession de failles cisailantes dans le prisme tectonique et qui prennent naissance dans le niveau de décollement basal. Ces failles cisailantes induisent dans les dépôts sus jacents de l'unité




frontale des structures synformes dont la plus nette et la plus caractéristique correspond au prolongement du « synclinal de Biarritz » décrit par Razin (1986) à terre. Ces structures synformes, appelées « synclinaux flottants » (Razin, 1989), se caractérisent par des discordances progressives qui attestent le caractère synsédimentaire de ces déformations entre l'Eocène supérieur et la fin de l'Oligocène.

Plus à l'Ouest, sur la plate-forme basco-cantabrique, entre Saint Sébastien et Bilbao (figure IV-4), l'organisation du prisme tectonique de l'unité septentrionale chevauchante est identique à ce que nous avons décrit précédemment. Par contre, la série de recouvrement post lutétienne, équivalente de l'unité frontale décrite ci-dessus, est peu ou pas déformée et présente une géométrie plus simple. La résolution des profils sismique étudiés ne permet pas de distinguer l'équivalent du complexe chaotique. Le schéma synthétique de la figure IV-2 montre bien un caractère important de cette partie occidentale, à savoir la continuité sans déformation des dépôts post Lutétiens de part et d'autre du canyon.

Figure IV-4: Page suivante. Schéma interprétatif des principales unités tectoniques le long du littoral basque, d'après Razin (1989).








UNITÉ FRONTALE




-  Oligo-miocène
-  Eocène moyen à supérieur
-  Complexe chaotique d'Ilbaritz (intra lutétien)

 Niveaux de décollement Keuper, infra Lias

ALLOCHTONE CHEVAUCHANT

-  Calcaire lutétien (infra complexe)
-  Eocène inférieur (turbidite gréseuse)
-  Sénonien supérieur à Paléocène
-  } Complexe turbiditique carbonaté
-  } Cénomaniens sup. à campanien

AUTOCHTONE SUD AQUITAIN

-  Eocène moyen à supérieur (infra complexe)
-  Eocène inférieur
-  Crétacé sup. et paléocène : plate-forme carbonatée

3. PHYSIOGRAPHIE ACTUELLE DE LA PARTIE SUD DU GOLFE DE GASCOGNE

La morphologie actuelle de la partie sud du golfe de Gascogne (limitée au nord par le canyon de Cap Ferret, au sud par la plateforme basco-cantabrique, à l'ouest par le banc le Danois et à l'est par la plateforme aquitaine) est liée à l'histoire tectonique de la région. La partie sud du golfe de Gascogne présente ainsi des caractéristiques originales par rapport à la partie nord du golfe de Gascogne (figure IV-5).

Au nord du canyon de Cap Ferret, la marge armoricaine, orientée NO-SE, présente une largeur importante (qui peut atteindre 200 km) avec un rebord de plateforme qui se trouve à 180-200 m de profondeur (Bourillet *et al.*, 2003). La pente est entaillée de très nombreux canyons qui alimentent des lobes distaux, les éventails celtique et armoricain (Zaragosi, 2001).

Au Sud du canyon de Cap Ferret et jusqu'au canyon de Capbreton la marge tourne pour s'orienter N-S. Le plateau continental se réduit progressivement pour atteindre 40 à 60 km de large. La profondeur du rebord de la plateforme est variable, il se trouve à 140-150 m de profondeur dans la partie nord de la plateforme aquitaine (Cirac *et al.*, 2000) et retrouve des valeurs de 180-200 m près du canyon de Capbreton.

La morphologie de la pente se décompose en deux parties : (1) la partie supérieure de la pente se développe du rebord de plateforme jusqu'à 600-800 m de profondeur, sa largeur n'excède pas 5 km avec des valeurs de pente de l'ordre de 10° (Gonthier *et al.*, in press). (2) à partir du pied de la partie supérieure de la pente se développe un vaste plateau convexe, le plateau Landais, qui s'étend jusqu'à 2000 m de profondeur. La largeur du plateau Landais est de l'ordre de 100 km avec une pente générale autour de $0,5^\circ$ (Gonthier *et al.*, in press). (3) La partie inférieure de la pente est réduite (moins de 10 km) mais montre des valeurs de pente plus forte (10°) jusqu'au pied de pente. Il est intéressant de noter qu'*a contrario* de la pente continentale nord Gascogne qui est entaillée par de nombreux canyons sous marins, aucun canyon ne se développe sur une distance N-S de plus de 100 km entre le canyon de Cap Ferret et le canyon de Capbreton.

Dans la partie nord, la pente laisse place au glacis avec des valeurs de pente faibles. Cette partie est une zone d'accumulation sédimentaire, l'éventail du Cap Ferret. Dans la partie sud, la partie inférieure de la pente est incisée par une vallée sous-marine orientée N-S très large qui représente la partie distale du canyon de Capbreton. C'est la présence d'un haut fond tectonique, le Banc le Danois, qui provoque le changement de direction du canyon. La vallée

sous-marine se connecte vers le Nord à l'éventail profond du Cap Ferret qui draine les canyons de Capbreton du Cap Ferret et de Santander.

Au Sud du canyon de Capbreton se développe la marge basco-cantabrique d'orientation E-O, parallèlement à la côte espagnole. Le plateau continental n'excède pas 30 km et se raccorde directement au canyon de Capbreton. Plusieurs canyons incisent la plateforme continentale jusqu'à l'isobathe des 200 m. En aval, il se jette dans le canyon de Capbreton.

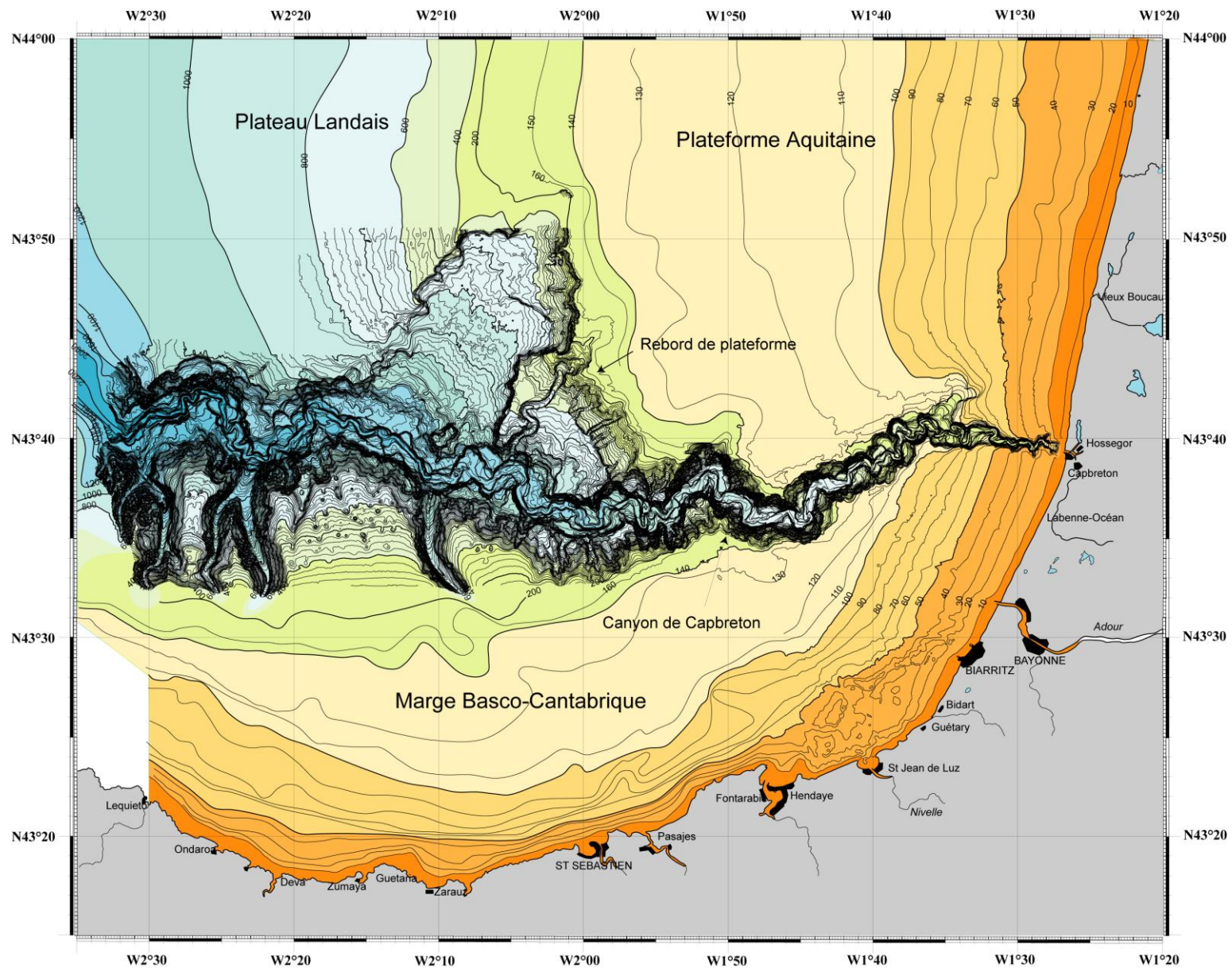


Figure IV-5: Page précédente. Compilation des données bathymétriques acquises dans le canyon au cours des programmes Itsas et Prosecan sur un fond de carte du SHOM. Les isobathes sont espacées de 20 m pour les données dans le canyon.

4. HYDRODYNAMIQUE ET PROCESSUS SEDIMENTAIRES SUR LES MARGES

AQUITAINE ET BASCO-CANTABRIQUE

Les processus hydrodynamiques en jeu sur la plateforme et la pente aquitaine ont fait l'objet de nombreuses études. Celles-ci sont principalement focalisées sur la partie sud de la marge armoricaine et sur la partie nord de la marge aquitaine et portent peu sur la zone qui s'étend au sud du canyon de Cap Ferret. Ce paragraphe est une synthèse des processus hydrodynamiques qui jouent un rôle dans le transport des sédiments sur la plateforme et la pente continentale.

4.1. LA HOULE ET LES TEMPETES

L'hydrodynamique sur la plateforme aquitaine est dominée par les processus liés aux houles. Les données statistiques des conditions de houle donnent des valeurs moyennes annuelles de hauteurs significatives de vagues de 1,36 m avec des périodes moyennes de 6,5 s et une incidence W-NW du vent (Butel *et al.*, 2002). Le tableau 1 qui synthétise les statistiques annuelles et saisonnières à la bouée de Biscarosse (mouillée dans une profondeur d'eau de 26 m) montre que les hauteurs significatives maximum, liées aux tempêtes atteignent 9,7 m avec des périodes dépassant les 10 s (Butel *et al.*, 2002).

Les plus fortes tempêtes décennales, de secteur ouest, engendrent des houles de 9 à 15 m de hauteurs significatives et de 11 à 15 s de périodes (Penin, 1980). Les vitesses orbitales peuvent alors dépasser 1 m/s près du fond et, selon les profondeurs, varier de 0,5 m/s à 2,5 m/s (Aloïsi *et al.*, 1977; Castaing, 1981).

Saison	Min	Max	Moy	Méd	Dv.St.	Camb.	0..2m	2..4m	>4m
Annuel	0.1	9.7	1.36	1.1	0.87	1.57	82.23%	16.47%	1.29%
Hiver	0.1	6.4	1.57	1.4	0.94	1.25	75.50%	22.28%	2.21%
Printemps	0.1	9.3	1.18	1	0.76	1.97	88.39%	10.83%	0.78%
Eté	0.1	8.1	1.09	0.9	0.65	2.32	92.42%	7.17%	0.41%
Automne	0.1	9.7	1.6	1.4	0.97	1.1	72.33%	25.87%	1.81%

Tableau IV-1: Statistiques annuelles et saisonnières à la bouée Biscarosse des hauteurs significatives Hs minimum (min), maximum (max), moyenne (moy), médiane (med), déviation standard (Dv.St.), cambrure (Camb.), et répartition, d'après Butel *et al.* (2002).

Près du littoral, l'angle d'incidence de la houle sur la plateforme aquitaine permet la mise en place d'un courant de dérive littorale dirigé vers le Sud. Il y a peu de données disponibles pour le transit sédimentaire induit par la houle dans la zone du canyon de Capbreton et aucune au Sud du canyon sur la plateforme basco-cantabrique. Pour le transport le long de la côte landaise, Froidefond *et al.* (1983) estiment que 520 000 m³/an de sable sont transportés par la dérive littorale.

Lors d'épisodes de tempêtes exceptionnelles, la conjugaison de l'action du vent, de la houle et d'une dépression atmosphérique entraîne une surcote d'eau à la côte, c'est le phénomène de marée de tempête. Ainsi, la tempête de Noël 1999 ou des hauteurs significatives de vagues de 12 m ont été observées, a induit une surcote d'eau à la côte de 1 à 2 m (Mulder *et al.*, 2001) à Capbreton. Cet afflux d'eau engendre un intense courant de retour vers le large (à l'origine des dépôts de tempestite (Reading and Collinson, 1996)) mais qui n'a jamais été observé dans la région.

4.2. COURANT DE CONTOUR

La partie océanique du golfe de Gascogne est caractérisée par une circulation anticyclonique faible des eaux (1-2 cm/s) (figure IV-6) et par des gyres cycloniques et anticycloniques induites par le courant de contour.

Le courant de contour qui suit la plateforme du golfe de Gascogne du Sud vers le Nord résulte d'un contraste de densité entre les eaux de la plateforme et les eaux profondes. La largeur du courant est de 50 km au maximum à partir du rebord de plateforme.

En été, le contraste de densité est faible, le courant se réduit et s'éloigne du rebord de plateforme.

Le courant de contour est maximum pendant la période hivernale lorsque le régime de vents d'ouest se combine avec l'installation d'un front dépressionnaire. Les masses d'eaux qui sont alors poussées vers la côte provoquent l'augmentation du contraste de densité entre les eaux de la plateforme et les eaux de fond ce qui renforce le courant de contour. Pendant ces périodes, le courant de contour atteint ses vitesses maximales, est présent sur le haut de la pente et peut même déborder sur la plateforme externe.

Dans la partie nord de la côte espagnole, le contraste de densité est plus faible. Mais cela n'induit pas nécessairement une diminution de la vitesse des courants. En effet, si la section

transversale du courant diminue, sa vitesse augmente pour satisfaire à la conservation du débit.

Des études menées sur les marges ouest et nord espagnoles ont montré que le courant de contour était permanent en hiver jusqu'à 400 m de profondeur d'eau. Les moyennes de vitesses mensuelles pendant les mois d'hiver sur les 150 premiers mètres peuvent atteindre 20 cm/s. Des vitesses maximales supérieures à 40 cm/s ont été enregistrées (Díaz del Río *et al.*, 1996; Jorge da Silva, 1996). Selon ces travaux, une particule qui se trouve en octobre à 40°N le long de la côte ouest espagnole, entre dans la région Cantabrique un mois plus tard et atteint la marge Celtique en mars de l'année suivante.

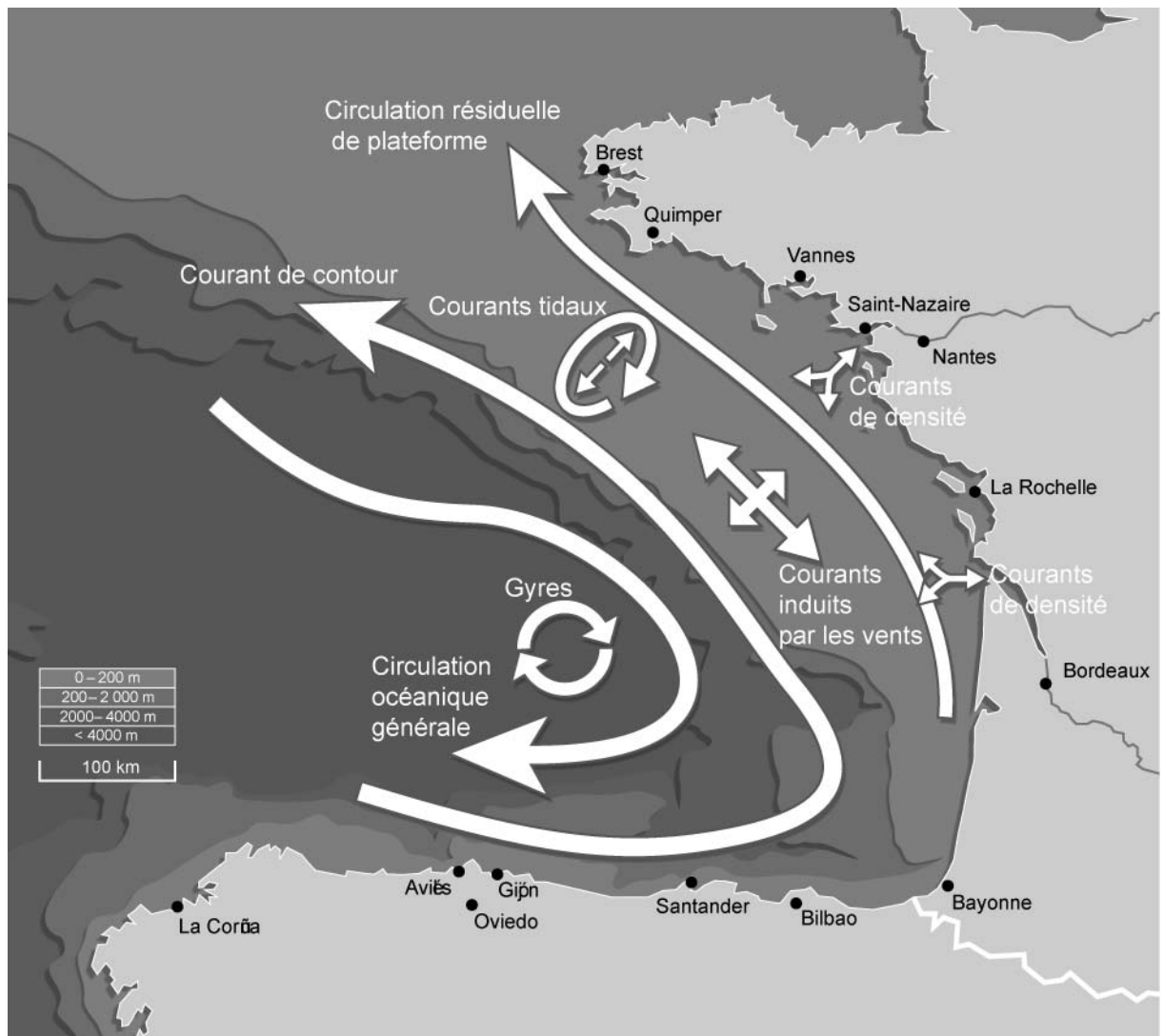


Figure IV-6: Schéma global de l'hydrodynamique dans le golfe de Gascogne. En été, le courant de contour est faible et s'éloigne du rebord de plateforme. En hiver, le courant de contour se renforce, sa vitesse augmente. Il occupe le haut de la pente continentale et déborde même sur la plateforme externe. Modifiée de OSPAR Commission (2000).

4.3. LES ONDES INTERNES

Les ondes internes induites par le vent ou la marée constituent un processus important de remaniement sédimentaire sur les pentes. Sur les marges celtique et armoricaine, ces ondes conduisent à la formation de courants très forts pouvant atteindre 90 cm/s à des profondeurs d'eau supérieures à 500 m (Pingree and Le Cann, 1989; Pingree and New, 1995).

Dans le canyon de Cap Ferret les résultats du programme ECOFER montrent que l'impact des ondes de marée interne sur la remobilisation de sédiments est réel mais qu'il est limité par l'amplitude des ondes de marée interne et la morphologie de la pente (Durrieu de Madron *et al.*, 1999) (figure IV-7). En effet, les calculs de pente critique donnent des valeurs comprises entre 1,5 et 3,2° ce qui restreint la surface possible de remaniement (Durrieu de Madron *et al.*, 1999).

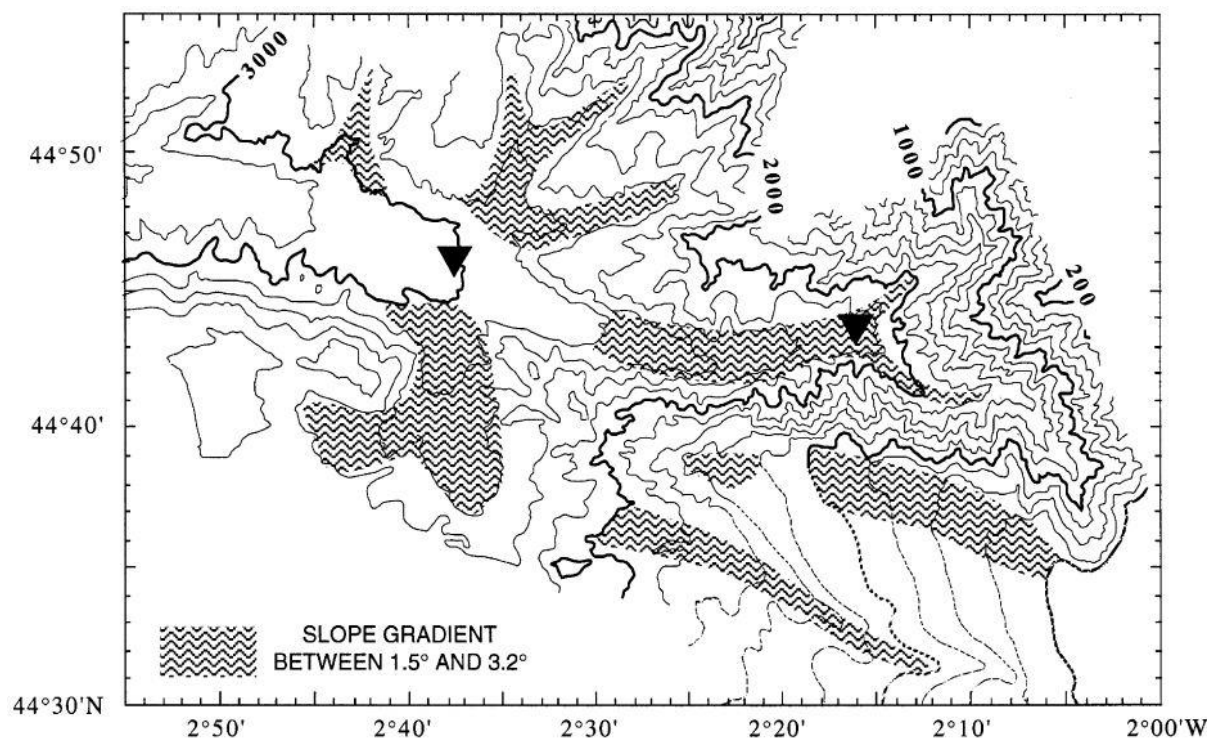


Figure IV-7: Localisation en hachuré des régions du canyon de Cap Ferret où les valeurs de l'inclinaison de la pente sont comprises entre 1,5 et 3,2°. D'après Durrieu de Madron *et al.* (, 1999).

5. HYDROLOGIE

De nombreux fleuves chargés en sédiments issus de l'érosion continentale se jettent dans le golfe de Gascogne (figure IV-8). Les volumes de sédiments grossiers délivrés à l'océan par ces fleuves sont difficiles à estimer par contre les volumes de matières en suspension sont bien connus. Trois grandes régions contribuent à l'apport de sédiments fins

dans la partie sud du golfe de Gascogne : la Gironde (Dordogne + Garonne), l'Adour et les petits fleuves côtiers pyrénéens et Nord espagnols issus de la chaîne Cantabrique (figure IV-8). Les volumes de matières en suspension exportés à l'océan par ces fleuves sont estimés à $3,7 \cdot 10^6$ t/an. La Gironde y contribue pour $1,5 \cdot 10^6$ t/an (41%), l'Adour pour $0,25 \cdot 10^6$ t/an (7%) et les fleuves côtiers pyrénéens pour $1,9 \cdot 10^6$ t/an (52%) (Jouanneau *et al.*, 1999; Maneux *et al.*, 1999). Si la Gironde a le plus grand bassin versant, deux raisons expliquent sa faible contribution aux apports à l'océan (Maneux *et al.*, 1999). D'abord l'anthropisation de la Garonne et de la Dordogne, par la création de barrages, provoque le piégeage de 44 à 70% de la matière en suspension. Ensuite, le temps de résidence des sédiments dans l'estuaire de la Gironde est en moyenne dix fois plus long que pour les autres fleuves qui délivrent directement les matières en suspension à l'océan.

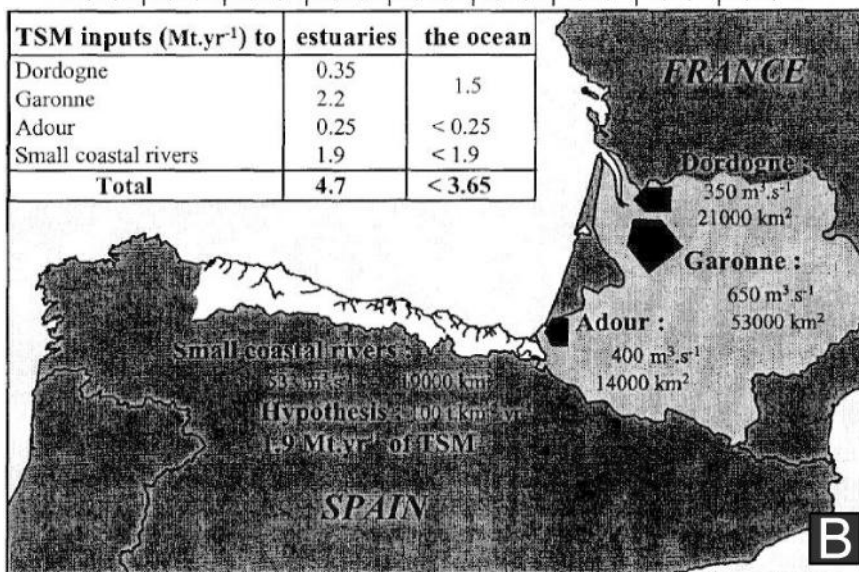
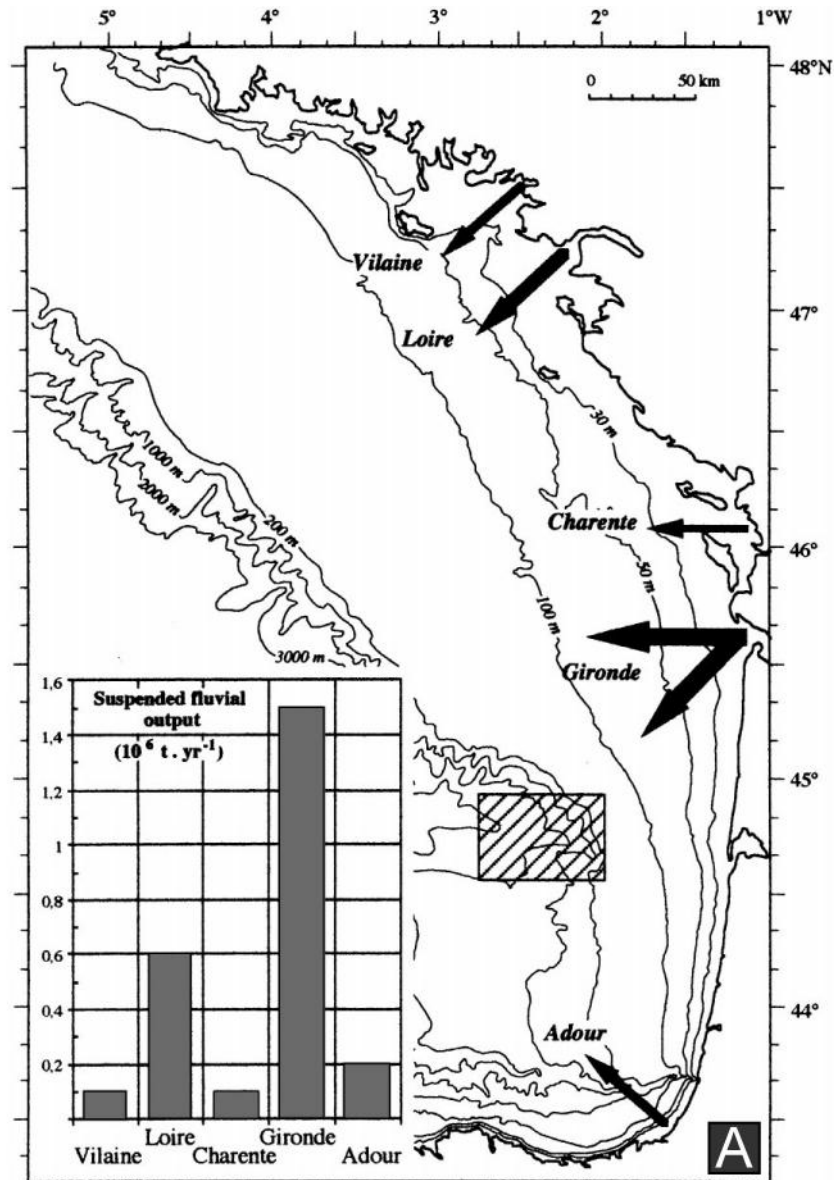


Figure IV-8: Page précédente. (A) Principaux estuaires du golfe de Gascogne. Le tableau récapitule les taux d'exportation des matières en suspension pour chaque fleuve. Les flèches indiquent la direction de transport. D'après Jouanneau *et al.*(1999). (B) Comparaisons des fleuves contribuant à l'apport de matières en suspension dans la partie sud du golfe de Gascogne. Notez les rapports de volumes émis par rapport à la taille du bassin versant. D'après Maneux *et al.*(1999).

Pour la Gironde et l'Adour (Jouanneau *et al.*, 1999) 65% des sédiments exportés à l'océan sont stockés sur le plateau sous la forme de vasières qui se développent de la côte jusqu'à 120 m de profondeur. Le volume de sédiments restant, $0,9 \cdot 10^6$ t/an pour la Gironde et l'Adour, peut atteindre le plateau externe et peut être transféré vers le bassin profond. Les vasières, qui ont commencé à se former il y a 2000 ans, représentent un stock sédimentaire de $3,2 \cdot 10^9$ t.

6. TRAVAUX ANTERIEURS DANS LE CANYON DE CAPBRETON

Le canyon de Capbreton est un objet géologique connu depuis le milieu du 19^{ème} siècle. Depuis, de nombreuses études ont été menées afin de comprendre la formation, l'évolution et la dynamique sédimentaire actuelle et passée du canyon. Ce paragraphe a pour but de synthétiser les travaux géologiques conduits depuis le milieu des années 60.

6.1. LA MORPHOLOGIE DE LA TÊTE DU CANYON

Les premiers travaux de cartographie du canyon de Capbreton remontent au milieu du 19^{ème} siècle. La Roche-Poncie établit alors la première carte bathymétrique de la tête du canyon de Capbreton (figure IV-9-A). Un siècle plus tard, la carte bathymétrique élaborée par Froidefond *et al.* (1983) (figure IV-9-B) montrent que la morphologie de la tête du canyon a très peu évoluée.

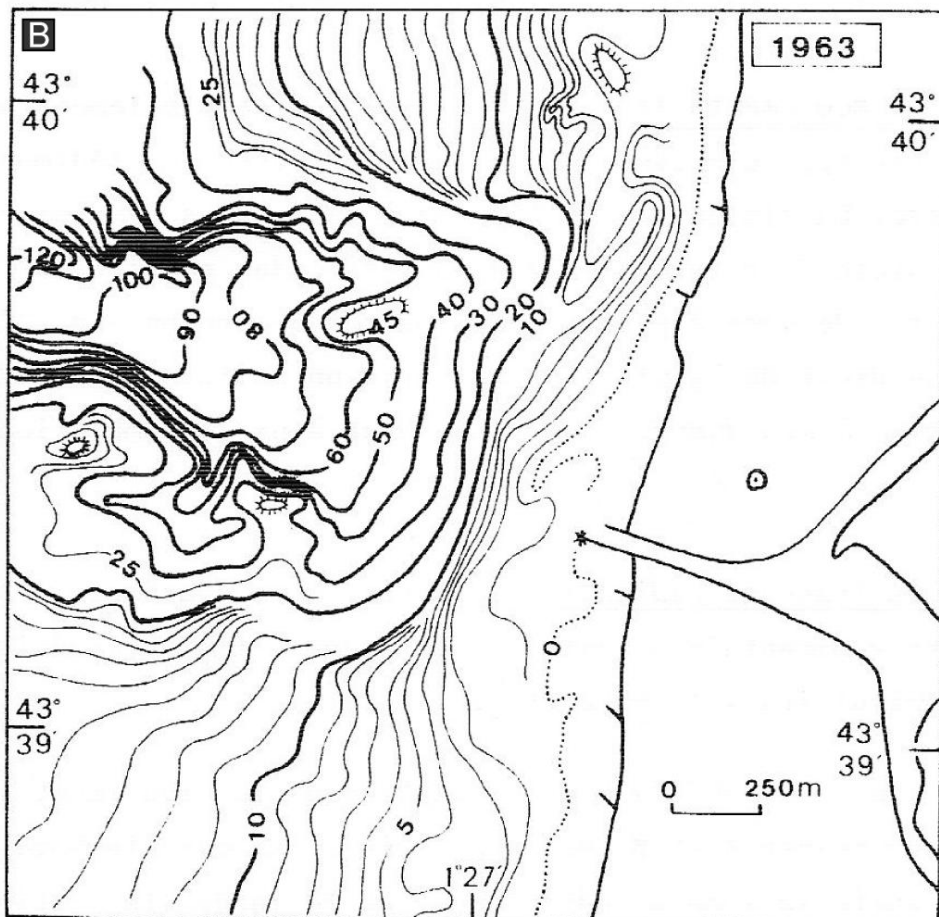
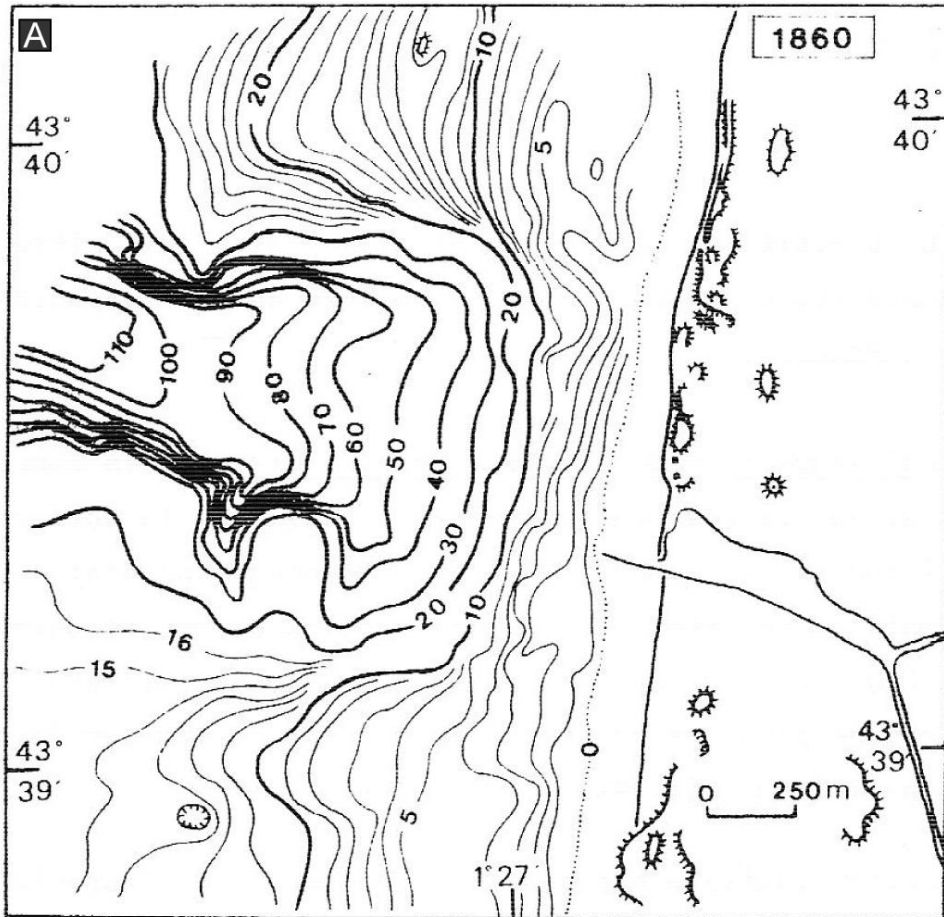


Figure IV-9: Page précédente. Cartes bathymétriques de la tête du canyon de Capbreton. (A) Morphologie de la tête du canyon en 1860. (B) Morphologie de la tête du canyon un siècle plus tard en 1963. La morphologie générale de la tête a peu évoluée en 100 ans (Froidefond *et al.*, 1983).

6.2. CARTES DES SEDIMENTS SUPERFICIELS EN TETE DE CANYON

Parallèlement à la première carte bathymétrique, La Roche-Poncie a élaboré en 1860 la première carte des sédiments superficiels de la tête du canyon (figure IV-10-A). Les sédiments superficiels rencontrés sont sablo-vaseux dans la partie amont, jusqu'à l'isobathe 50 m environ puis uniquement vaseux vers l'aval. La plateforme environnante est constituée de sable avec quelques lentilles de graviers

Les carottes effectués par Nesteroff *et al.* (1968) au niveau du fond plat de la tête montrent une séquence sédimentaire composée de vase compacte à la base, surmontée d'une séquence de sable très bien granoclassée (1 m à 1,5 m) que surmontent quelques centimètres de vase molle.

A partir de nombreuses données de dragages collectées lors de la mission PLABAS 2 en 1982, Abe (1984) propose une carte des sédiments superficiels de la tête du canyon et du début du thalweg axial (figure IV-10-B). La répartition des sédiments superficiels en 1982 est peu différente de celle de 1860. On retrouve les mêmes faciès avec du sable sur la plateforme et des sédiments plus fins dans la tête. Dans la carte de Abe (1984), la limite entre les sédiments sablo-vaseux et les sédiments vaseux est plus profonde et le faciès vaseux se retrouve aussi plus en aval dans le début du thalweg axial. On retrouve aussi une lentille de graviers près de la partie amont de la tête.

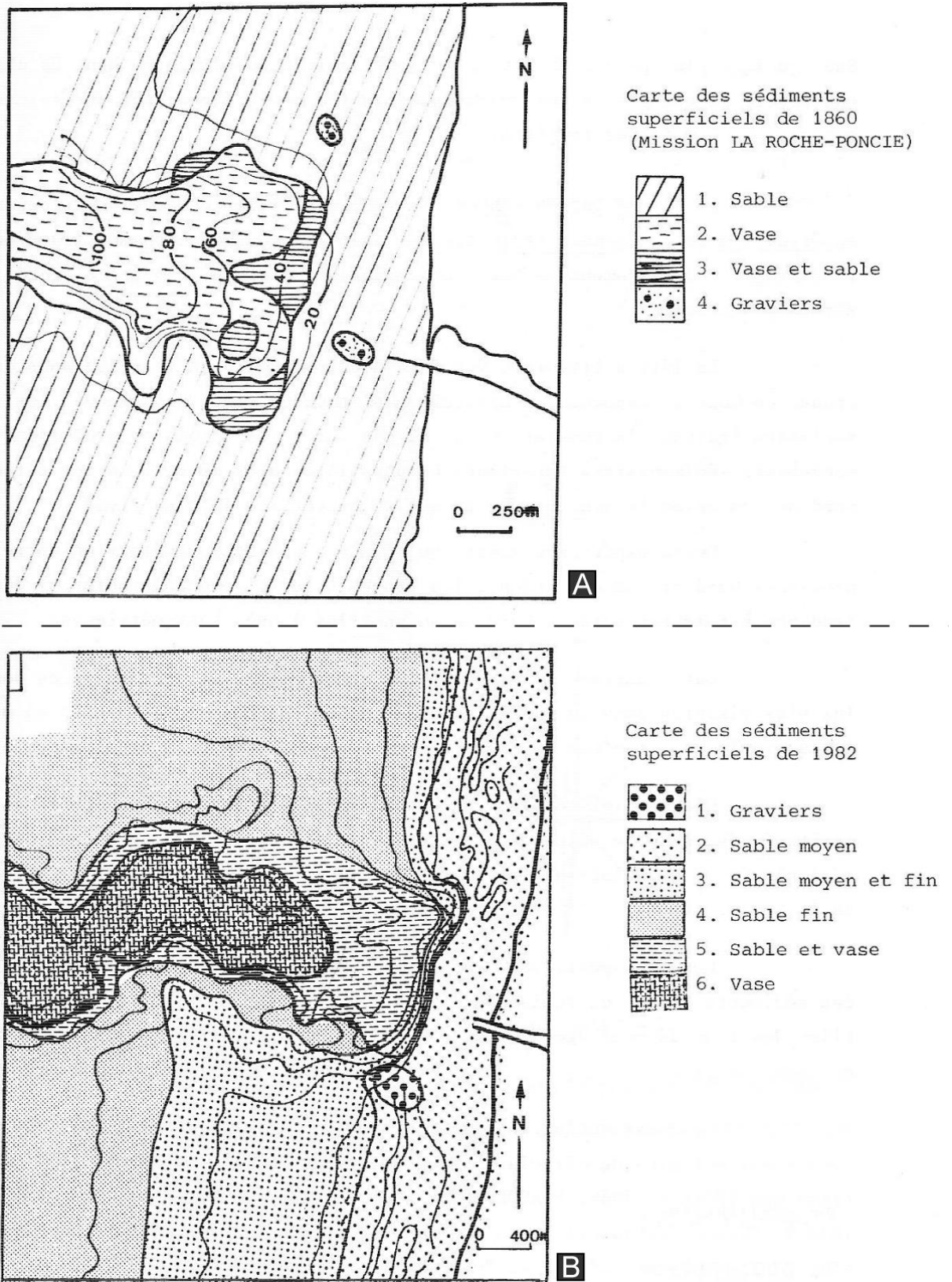


Figure IV-10: Cartes des sédiments superficiels dans la tête du canyon de Capbreton. (A) Données de la Roche Poncie en 1860. (B) Données de la mission PLABAS 2 en 1982. Les deux cartes montrent de très grandes similitudes dans la répartition des sédiments dans la tête du canyon de Capbreton. Les sédiments sablo-vaseux se cantonnent à la partie la plus proximale, vers l'aval de la tête et dans le début du thalweg axial, les sédiments fins dominent. D'après (Abe, 1984).

6.3. LES COURANTS DE MAREE DANS LA ZONE DE CAPBRETON

L'étude des courants aux voisinages du fond sur une période de 12 h et dans la partie proximale du canyon a montré une circulation dominante est-ouest, vers l'aval du canyon, avec des courants de marée qui tournent dans le sens horaire des aiguilles d'une montre (Ogawa and Tausin, 1973). Les vitesses enregistrées augmentent inversement à la profondeur. Elles s'échelonnent en moyenne de 8,6 cm/s au point le plus profond (316 m) à plus de 17 cm/s au point le moins profond (130 m).

6.4. MOUVEMENTS SEDIMENTAIRES AUTOUR DE LA TETE DU CANYON DE CAPBRETON : APPORT DES TRACEURS RADIOACTIFS

Entre mai 1982 et janvier 1984, une campagne de suivi des mouvements des sédiments superficiels grâce à des traceurs radioactifs a été menée (Abe, 1984). Les traceurs sont des verres irradiés qui ont été calibrés par rapport aux courbes granulométriques des sédiments prélevés le jour de l'immersion. Cinq points d'immersions ont été choisis, au Nord et au sud de la tête du canyon et à des profondeurs de 6 à 17 m (figure IV-11). Il y a eu sept détections sur la période de suivi.

Les résultats, détaillés dans la thèse de Abe (1984), montrent qu'il y a peu de différences entre les mouvements sédimentaires au Nord et au Sud du canyon et que ces mouvements se produisent principalement dans le profil perpendiculaire à la côte. La dérive littorale n'a pas été mise en évidence dans cette étude et la tête du canyon n'apparaît pas comme un piège pour les sédiments. L'essentiel des mouvements s'effectue entre l'estran, la zone de déferlement et le large (fonds de 16 à 17 m) et l'auteur attribue cette circulation à la convergence et à la divergence de la houle.

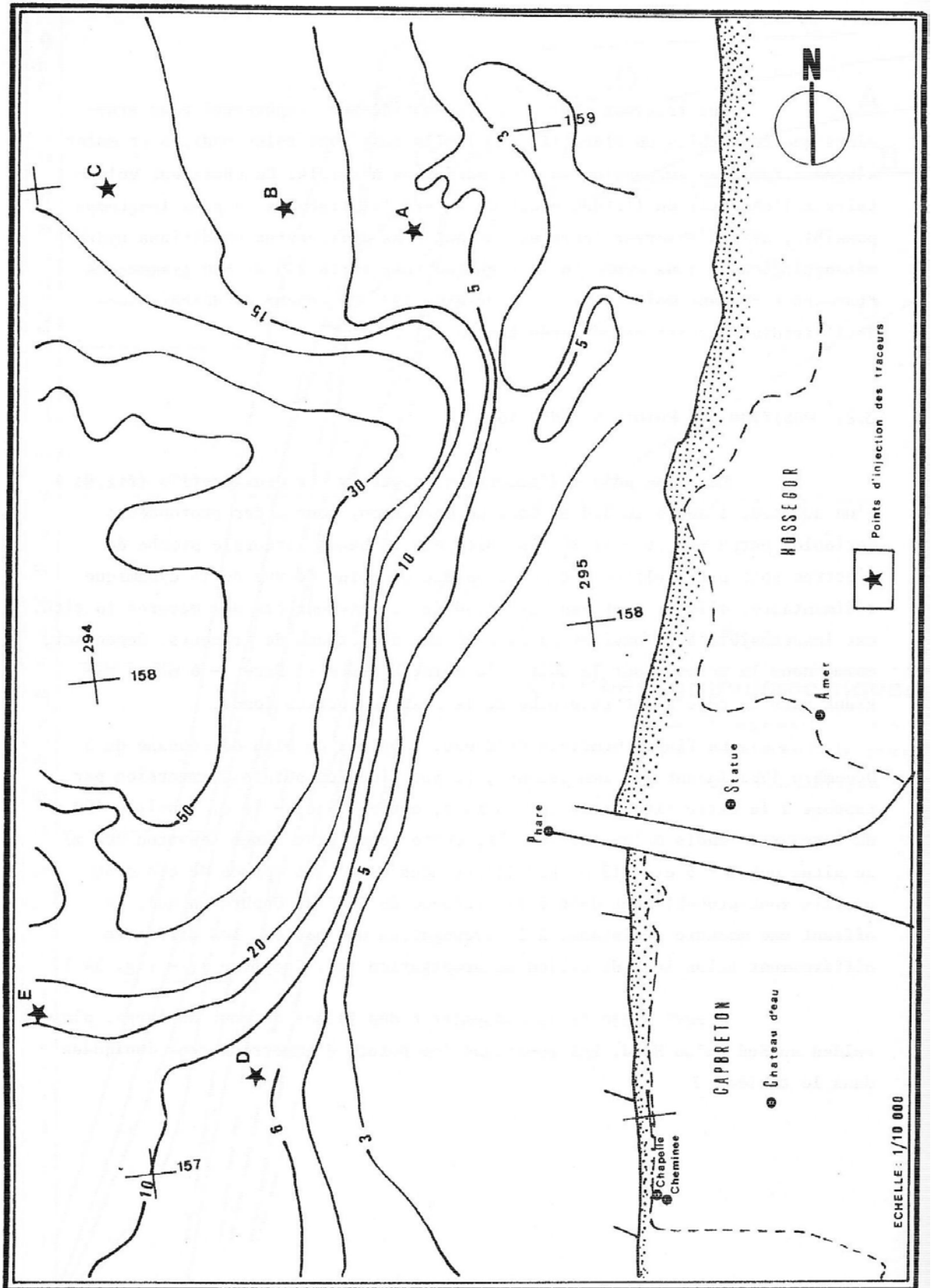


Figure IV-11: Position des points d'immersion des traceurs radioactifs autour de la tête du canyon de Capbreton (étoiles A, B, C, D et E). La période de suivi des grains de verres irradiés s'est étalée de mai 1982 à janvier 1984 avec sept détections ponctuelles.

6.5. MISE EN EVIDENCE DES GRANDS TRAITES MORPHOLOGIQUES DU CANYON

La mise en place d'un programme de cartographie précise du canyon de Capbreton à partir de la fin des années 90 a permis de mettre en évidence le thalweg axial et la présence de terrasses surplombant ce thalweg (Cirac *et al.*, 2001).

Les auteurs proposent que le creusement du canyon se soit produit en période de bas niveau marin. Ce sont des courants gravitaires, alimentés par la connexion directe avec l'Adour, qui modèlent le tracé du canyon. En période de haut niveau marin, le transit de courants gravitaires est moins important et contribue uniquement à conserver la « fraîcheur » du thalweg axial.

Les critères bathymétriques montrent que les terrasses peuvent être regroupées par niveau ce qui suggère des incisions polyphasées du canyon pour expliquer la formation de ces structures sédimentaires.

6.6. DES PREUVES DE TRANSIT SEDIMENTAIRE RECENT DANS LE CANYON

Plusieurs carottages effectués durant la mission « Andromède » en 1964 ont permis à Nesteroff *et al.* (1968) de caractériser les dépôts récents du canyon de Capbreton. Les carottes situées dans le thalweg axial montrent des dépôts sableux grossiers à fins interprétés comme des séquences turbiditiques. Sur les flancs du canyon, les dépôts sont plus fins entrecoupés de lits ou de lentilles sableuses, ces dépôts sont interprétés comme le dépôt de la fraction fine des courants de turbidité qui transitent dans le thalweg axial. L'analyse des cortèges minéralogiques montre une empreinte pyrénéenne identique à celle rencontrée dans les sédiments qui se trouvent autour de la tête du canyon. Les analyses palynologiques et micropaléontologiques démontrent enfin que ces dépôts gravitaires ont un âge maximum estimé à 5000 ans.

Ces données ont permis à Nesteroff *et al.* (1968) d'interpréter le canyon de Capbreton comme un axe actif de transit sédimentaire depuis au moins 5000 ans. Il permet le transfert de sédiments issus de l'érosion continentale et apportés par l'Adour vers le bassin profond.

Une carotte multitube récente, qui échantillonne l'interface eau-sédiment sans la déstructurer, et prélevées en mai 2000 à 647 m de profondeur près de l'axe du thalweg axial a montré une succession de turbidites sur quelques dizaines de centimètres (Mulder *et al.*, 2001). L'analyse des radioisotopes du $^{234}\text{Th}_{\text{exc}}$ et du $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ indique que la séquence turbiditique la plus récente s'est déposée quelques mois avant la mission de carottage, entre début décembre 1999 et mi-janvier 2000 (figure IV-12). Pendant cette

période, aucun séisme ni aucune crue de l'Adour n'ont été enregistrés. Le dépôt de cette turbidite est très probablement lié à la tempête « Martin » qui a touché les côtes françaises le 27 décembre 1999.

Mulder *et al.* (2001) proposent trois hypothèses pour expliquer le déclenchement d'un courant gravitaire induit par la tempête « Martin » :

- La houle et les vagues peuvent augmenter la pression interstitielle dans les sédiments jusqu'à diminuer suffisamment la résistance de cisaillement pour que ceux-ci se déstabilisent. La hauteur des vagues pendant la tempête Martin a atteint de 12 m pouvant ainsi déstabiliser des sédiments jusqu'à 110 m de profondeur d'eau ou près de la tête du canyon ;
- Lors d'une tempête, les courants de plateforme et la dérive littorale sont intensifiés. Ils peuvent conduire à un apport rapide et important de sédiment dans la tête du canyon et progressivement créer un courant instable ;
- La violence des vents amène une surcote d'eau à la côte qui pour la tempête Martin est estimée à 1 ou 2 m. Cet afflux d'eau engendre un courant de retour qui dans le cas de la zone d'étude pourrait utiliser la tête du canyon comme un conduit naturel. Si le courant est assez puissant pour éroder les dépôts présents dans la tête du canyon et dans le thalweg axial, il peut créer un courant de particules sur le fond qui évolue ensuite en courant de turbidité.

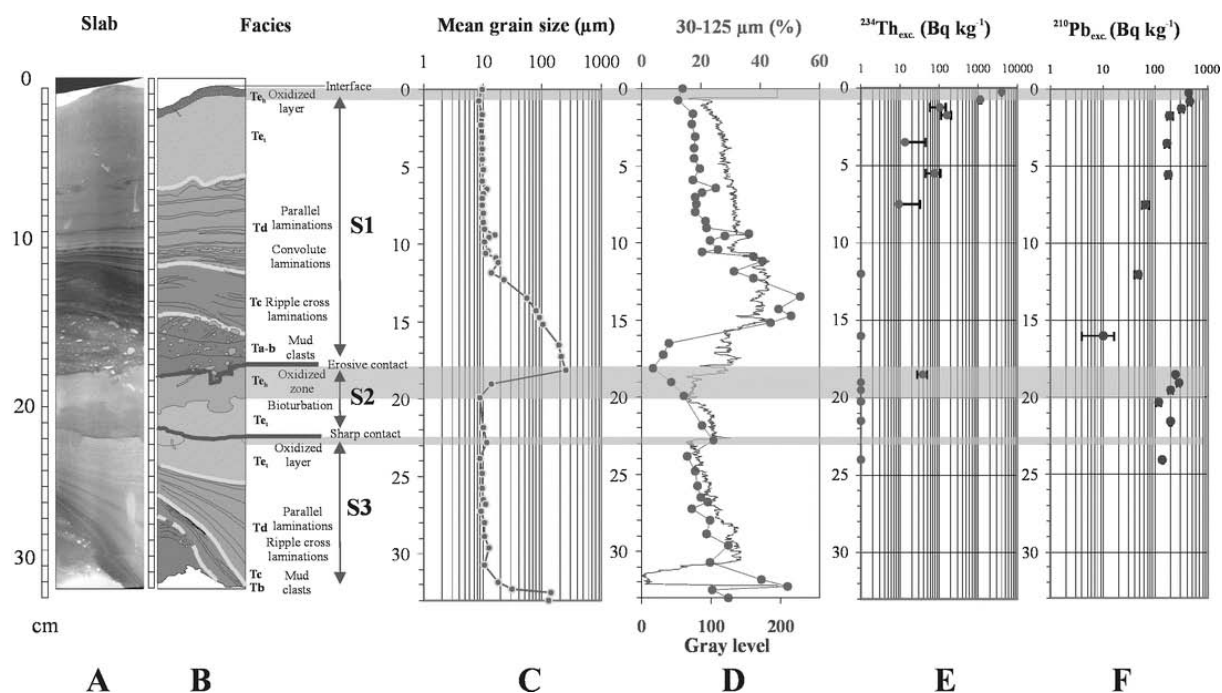


Figure IV-12: Page précédente. Analyse séquentielle de la carotte OBK. (A) Image rX. (B) Image traitée et interprétation des faciès. (C) Courbe granulométrique de la médiane. (D) Niveau de gris (courbe pleine) et courbe granulométrique de la fraction 30-125 μm (courbe à points). (E) Activité du $^{234}\text{Th}_{\text{exc}}$. (F) Activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$.

Les données d'activités du $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$, dont la demi-vie est de 22,3 ans, indiquent que les trois séquences turbiditiques échantillonnées par la carotte se sont déposés il y a moins de 100 ans. La période de retour d'une tempête de même intensité que celle de décembre 1999 étant de l'ordre de 10 ans (Vassal, 1980), ceci permet aux auteurs de proposer que le canyon de Capbreton soit fréquemment soumis à des évènements de ce type.

L'analyse de la microfaune présente dans la partie sommitale des deux premières séquences turbiditiques ne montre que la présence d'espèces colonisatrices (Anschutz *et al.*, 2002). Les auteurs proposent que la microfaune dans le canyon ne soit dominée que par des espèces colonisatrices car l'érosion du fond par de fréquents courants gravitaires ne permet pas le complet renouvellement de l'écosystème. Les études menées sur le renouvellement d'un écosystème montre que selon le type d'environnement, la période de temps nécessaire est différente (Alve, 1999). Ainsi dans les environnement énergétique (vitesses de courants >20 cm/s) le renouvellement est presque instantané, quelques jours suffisent. Dans les environnements calmes (vitesses de courants <10 cm/s) le renouvellement nécessite de plus longues périodes temps pouvant dépasser plusieurs années.

7. MORPHOLOGIE DETAILLEE DU CANYON DE CAPBRETON

Cette partie est consacrée à la présentation morphologique du canyon de Capbreton. Elle est principalement basée sur l'analyse des données bathymétriques de sondeur multifaisceaux.

Le canyon de Capbreton s'étend d'Est en Ouest, parallèlement à la côte espagnole, sur plus de 250 km (figure IV-1). Son cours est ensuite dévié vers le Nord où il rejoint le lobe distal du Cap Ferret. Les données dont nous disposons ont été acquises sur les premiers 90 km de la zone, entre $1^{\circ}25$ et $2^{\circ}34$ (figure IV-13).

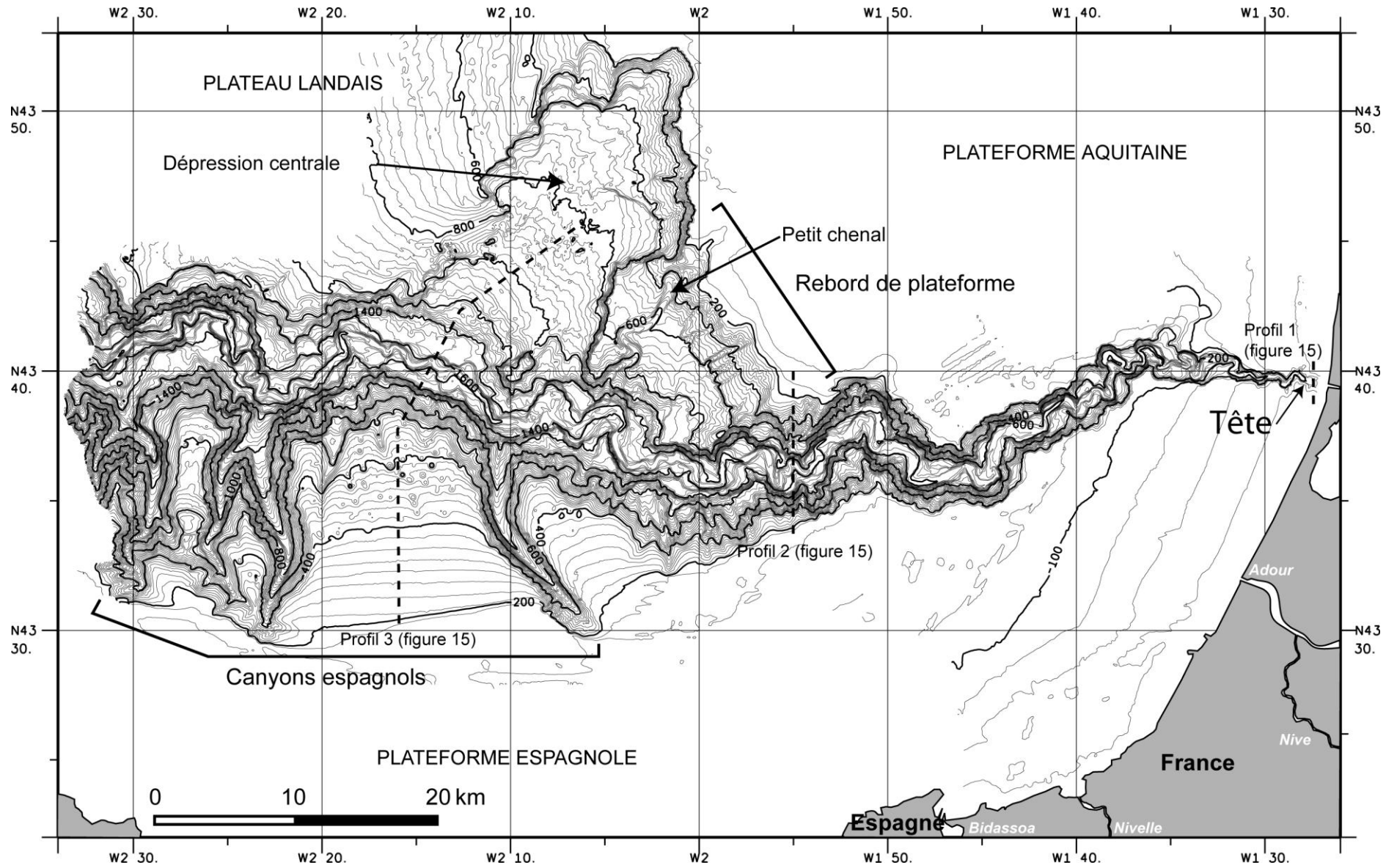


Figure IV-13: Page précédente. Carte bathymétrique générale de la partie du canyon de Capbreton étudiée dans ce mémoire. La tête du canyon est restreinte au premier kilomètre du canyon. La morphologie du corps du canyon est marquée par son tracé en baïonnette qui est profondément entaillé par un thalweg axial méandriforme bordé de terrasse ressemblant à des terrasses fluviales.

La morphologie du canyon de Capbreton est originale. Nous distinguerons d'abord la tête du canyon qui représente la partie du canyon la plus proche de la côte puis nous détaillerons le corps du canyon dont le tracé en baïonnette est entaillé par un profond thalweg axial bordé de terrasses qui ressemblent à des terrasses fluviales.

7.1. LA TÊTE DU CANYON

La tête du canyon est localisée au large du déversoir de l'étang d'Hossegor, à 400 m de la plage (figure IV-14). Sa morphologie rappelle celle d'un amphithéâtre dont la partie amont, évasée, est ouverte vers la côte. En aval, la tête du canyon débouche sur le thalweg axial du canyon. La largeur de la tête du canyon dans sa partie amont est de 800 m et diminue vers l'aval pour atteindre 200 m à l'entrée dans le thalweg. La longueur de la tête est de 1300 m. La pente moyenne, de $3,3^\circ$, est très supérieure à celle du plateau interne environnant et conduit à un approfondissement rapide de la tête qui passe de 35 m en amont à plus de 120 m en aval, à l'entrée dans le thalweg. La hauteur et la pente des flancs de la tête augmentent donc rapidement pour atteindre près de 100 m de haut et des valeurs de pentes supérieures à 30° à l'entrée dans le thalweg.

Le profil transversal de la tête du canyon montre une forme en U caractéristique (figure IV-14). Le fond de la tête dans la partie sommitale est découpé par un enrochement de quelques mètres à quelques dizaines de mètres de haut, allongé dans le sens de la pente sur 500 m environ. Il sépare deux couloirs où le fond marin est ondulé. Dans la partie centrale, le fond est plus chaotique et présente une dissymétrie avec le côté sud moins profond de quelques mètres que le côté nord comme l'indique le profil AB (figure IV-14). En aval, le fond devient plus plat, puis commence à se développer en son centre une dépression de quelques mètres qui préfigure l'entrée dans le thalweg axial.

Les flancs de la tête du canyon sont irréguliers et découpés par des ravines qui relient le plateau et le fond de la tête. La plus développée est longue de 500 m et incise le flanc sud de 20 m au maximum. Elle montre des prémices de méandrisation.

L'analyse de détail des données d'imagerie est exposée dans le paragraphe 3.

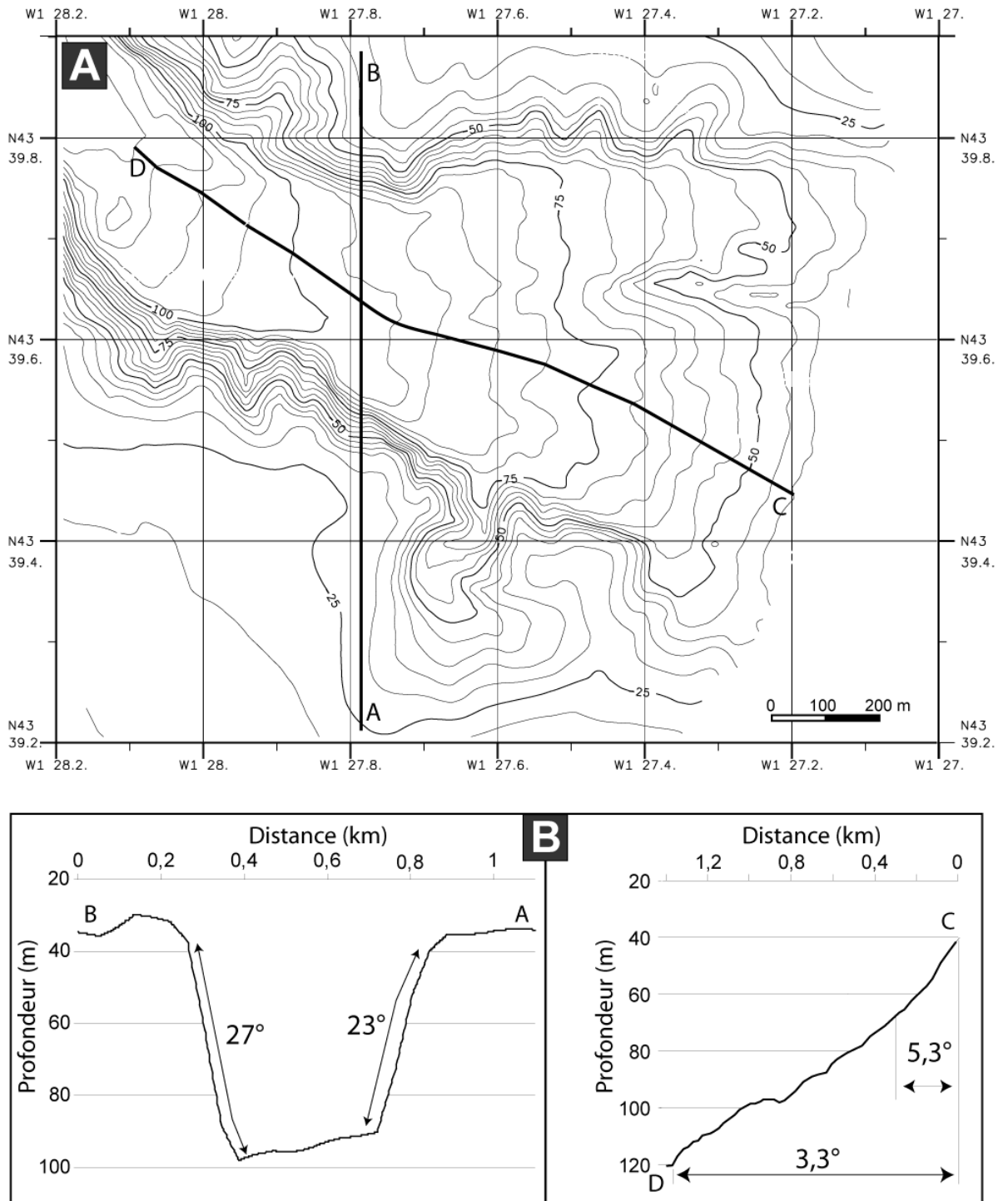


Figure IV-14: (A) Carte bathymétrique de la tête du canyon de Capbreton, l'équidistance des isocontours est de 5 m. Les traits noirs indiquent la position des coupes (B) Coupes bathymétriques dans la tête du canyon de Capbreton. Le profil AB est transverse à la tête du canyon et montre un profil en U et des valeurs de pente des flancs supérieures à 20° dans cette partie de la tête. Le profil CD est longitudinal à la tête du canyon et montre les pentes fortes de la tête du canyon qui dépassent 5° dans la partie sommitale.

7.2. LE CORPS DU CANYON

Le corps du canyon s'étend sur 90 km entre l'embouchure de la tête jusqu'à la limite de notre zone d'étude (figure IV-13). La largeur du canyon augmente graduellement de 400 m à la sortie de la tête à 10 km en aval de notre zone d'étude. La profondeur en amont est de 120 m et atteint 2200 m en aval. La hauteur des flancs ne dépasse pas 100 m dans la partie amont et atteint plus de 1200 m dans la partie aval.

La morphologie générale du corps du canyon peut se décomposer en deux parties qui ont des caractéristiques différentes.

A l'est de 1°55 le tracé du canyon est dit « en baïonnette », les différents segments de canyon sont alignés sur des accidents tectoniques anciens qui contrôlent son tracé (Cirac *et al.*, 2001). Dans cette partie, le canyon entaille la plateforme, il a plutôt un profil en U et ses flancs ont une hauteur identique (figure IV-15).

A l'ouest de 1°55 le tracé est moins nettement segmenté et le corps du canyon quitte la plateforme pour se retrouver coincé entre la plateforme basque, au Sud, qui prograde vers le nord et la plateforme aquitaine, au Nord, qui prograde vers l'Ouest. Le plateau basque est plus haut que son équivalent aquitain et le canyon devient dissymétrique avec un flanc sud plus élevé (figure IV-15).

Dans ce contexte, trois traits majeurs caractérisent le canyon : un thalweg axial qui constitue la partie centrale et la plus profonde du canyon, des terrasses qui bordent le thalweg axial et des flancs découpés par de nombreuses déstabilisations ou ravines.

Aux abords du canyon, la morphologie devient plus complexe à l'Ouest de 1°55. Plusieurs canyons entaillent la plateforme basque et viennent se jeter dans le canyon. Au Nord du canyon, le rebord de plateforme est entaillé par une grande vallée qui se jette en aval dans le canyon.

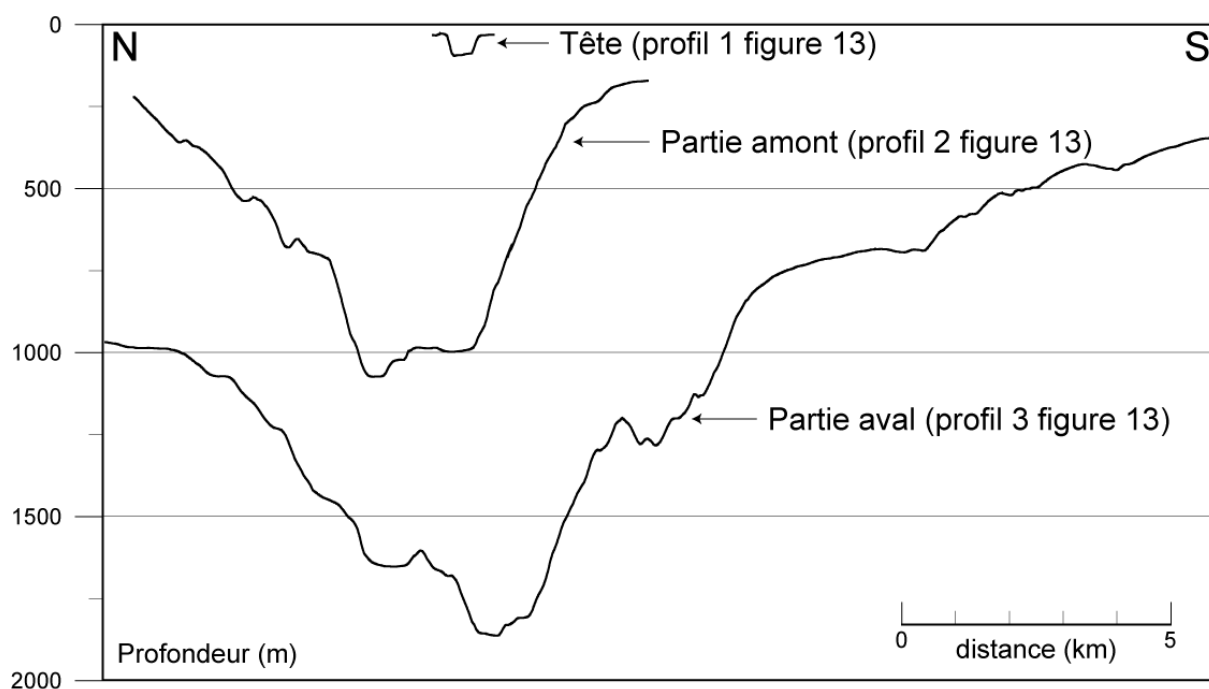


Figure IV-15: Coupes transversales dans le canyon de Capbreton. Chaque coupe est caractéristique du domaine qu'elle représente. La tête du canyon présente un profil en U symétrique. La partie amont montre un profil en V ou en U, les flancs ont des hauteurs identiques et présentent des replats à différentes hauteurs par rapport au thalweg axial. La partie aval montre un profil en V, les flancs ont des hauteurs différentes avec le flanc sud beaucoup plus élevé que le flanc nord. Les flancs sont irréguliers et montrent des replats localisés à différentes altitudes par rapport au thalweg axial.

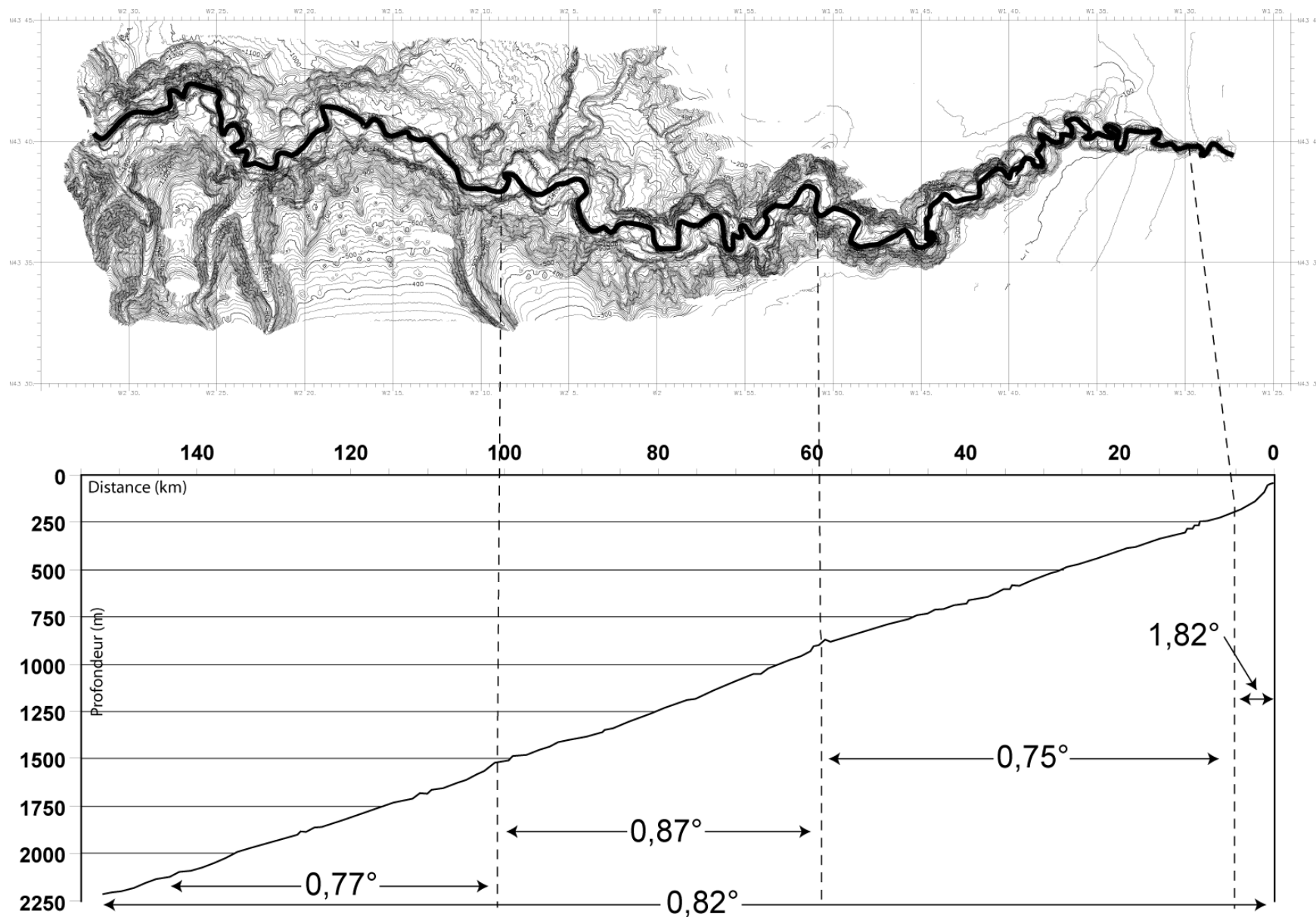
7.3. LE THALWEG AXIAL

Le centre du corps du canyon est occupé par un thalweg méandrique. Sa longueur entre la tête et la partie aval de notre zone d'étude est de 150 km. L'indice de sinuosité est égal à 1,6 pour l'ensemble.

La largeur du thalweg axial est variable. Elle a pour minimum quelques centaines de mètres (200-400 m) dans les parties proximales et distales du corps du canyon. Elle atteint 1 km dans la partie centrale.

La figure IV-16 présente la coupe bathymétrique du fond du thalweg axial. Le fond du thalweg axial est lisse et régulier et peut être presque assimilée à une droite sur l'ensemble du corps du canyon. Les valeurs de pente ne sont pas fortes, la moyenne est de $0,82^\circ$ tête comprise. Sans les pentes fortes de la tête la moyenne chute à $0,79^\circ$. On peut distinguer trois secteurs dans la pente du thalweg axial. Le premier s'étend sur environ 60 km à partir de la tête. Les valeurs de pente sont les plus faibles ($0,75^\circ$). A partir de 60 km, il y a une petite rupture de pente qui conduit à l'augmentation de la pente moyenne ($0,87^\circ$) sur 40 km.

Figure IV-16: Page précédente. Coupe le long du thalweg axial du corps du canyon. La courbe est rectiligne et ne présente que peu d'irrégularités. La pente de la tête est forte mais celle du corps du canyon ne dépasse pas $0,87^\circ$ avec une moyenne à $0,82^\circ$.



Le dernier tronçon montre des valeurs de pente comparables à celles du premier tronçon ($0,77^\circ$). Les ruptures de pente ne correspondent pas à des points particuliers dans le canyon.

7.4. LES TERRASSES

Le thalweg axial est bordé, tout au long du corps du canyon, par des replats dont les altitudes par rapport au fond du thalweg sont variables. Ces replats sont assimilés à des terrasses par Cirac (2001) par comparaison morphologique avec des terrasses fluviales. Les données présentées dans cette partie proviennent de travaux non publiés de Bourillet. Elles sont issues du logiciel Isatis.

7.4.1. **Localisation des terrasses**

La figure IV-17 présente les terrasses identifiées par l'auteur. L'étendue de chaque terrasse est indiquée par la surface de son replat sommital, sa hauteur par rapport au thalweg axial est symbolisée par une couleur.

On retrouve des terrasses sur l'ensemble du corps du canyon et de part et d'autre du thalweg axial. Les morphologies des terrasses dans la partie amont du canyon, à l'Est de $1^\circ55$, sont détaillées dans le paragraphe 8.2. On retrouve des morphologies similaires pour les terrasses identifiées à l'Ouest de $1^\circ55$.

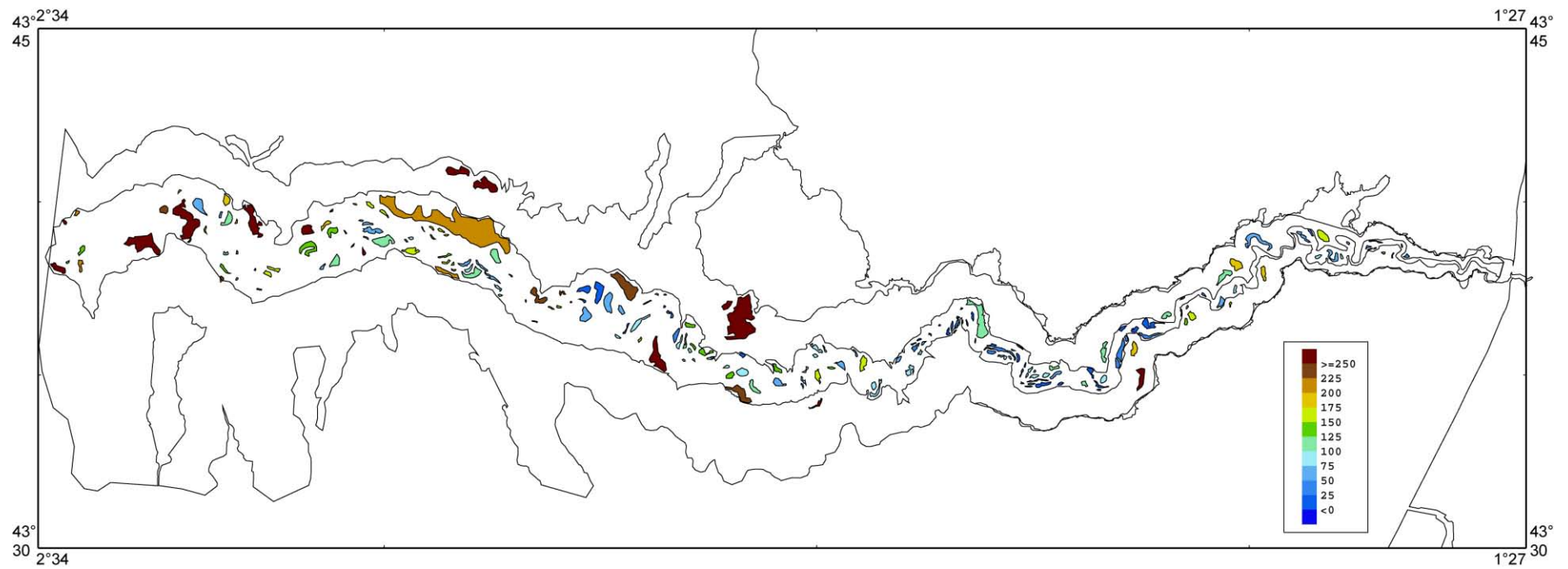


Figure IV-17: Localisation des terrasses qui bordent le thalweg axial. La surface colorée correspond au replat sommital de la terrasse et la couleur indique la hauteur par rapport au fond du thalweg axial qui passe au pied des terrasses. D'après Bourillet, données non publiées.

7.4.2. Hauteur des terrasses par rapport au thalweg

Les données ont été séparées selon la localisation de la terrasse par rapport au thalweg axial. Lorsque l'on regarde vers l'Ouest, les terrasses sur le flanc nord ont été nommées terrasses rive droite, les terrasses sur le flanc sud, terrasses rive gauche (figure IV-18).

La hauteur des terrasses s'échelonne de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres au dessus du thalweg axial. Il y a une tendance générale à l'augmentation de la hauteur de la terrasse avec la distance à la tête. Ce schéma est identique pour les terrasses rive gauche ou rive droite. Ceci implique que le thalweg axial est de plus en plus confiné. Le confinement du thalweg axial semble s'accompagner d'une diminution de la largeur du thalweg. En moyenne, les terrasses sont plus hautes dans les parties proximales et distales (entre 0 à 40 km et entre 100 à 140 km figure IV-16) ce qui correspond aux zones où le thalweg axial est le plus restreint. Il ne semble pas y avoir de corrélation de niveaux de terrasses de l'amont à l'aval ou de gauche à droite du canyon, chaque terrasse évolue indépendamment.

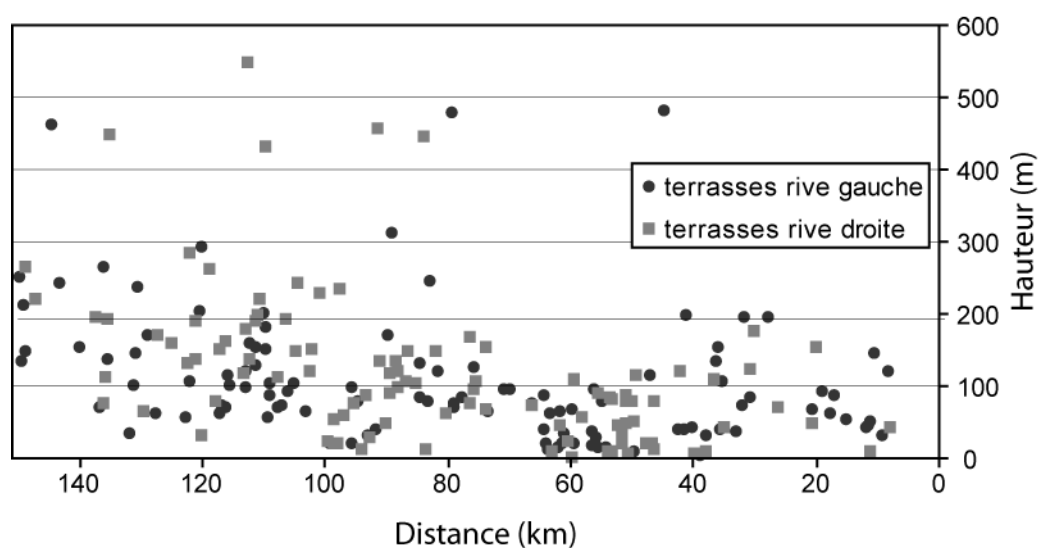


Figure IV-18: Hauteur des terrasses par rapport au thalweg axial le long de la zone d'étude. Les deux populations de données correspondent aux terrasses que l'on retrouve sur le flanc nord du canyon (terrasses rive droite) et sur le flanc sud (terrasses rive gauche).

7.4.3. Surface des terrasses

Les données de valeurs de la surface des replats sommitaux des terrasses montrent de très grandes variations avec des valeurs extrêmes de 6000 m² et de 7 000 000 m² (soit 7 km²) (figure IV-19). La majorité des valeurs se tient dans la tranche 10 000-1 000 000 m² et ne présentent pas de tendance générale. Cependant plusieurs caractéristiques ressortent. Il y a

d'abord une diminution assez nette des valeurs entre 50 et 60 km qui se regroupent dans l'intervalle 10 000-100 000 m². Ensuite les valeurs les plus élevées commencent à apparaître uniquement après 80 km. Enfin le spectre de valeurs est plus étoffé après 80 km.

La terrasse qui a la surface la plus importante est située au pied de la grande vallée qui occupe tout la partie centrale du bord nord du canyon.

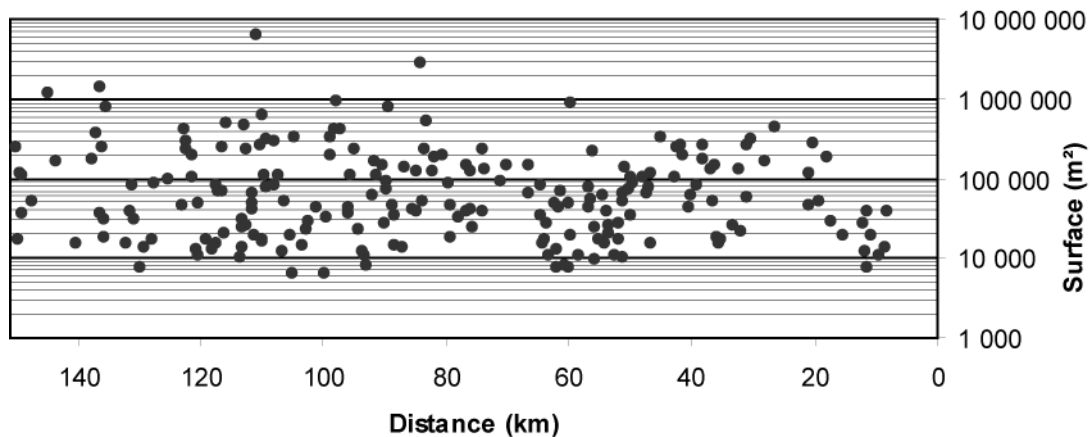


Figure IV-19: Valeurs de la surface des replats sommitaux des terrasses identifiées dans le corps du canyon. L'échelle des valeurs de surface est logarithmique.

7.4.4. Comparaison entre les données de hauteur et de surface

La figure IV-20 relie les valeurs de hauteur des terrasses par rapport au thalweg axial avec les valeurs de surfaces des replats sommitaux des terrasses. Les courbes qui relient les points de données n'ont pas de signification, elles servent de guide à la comparaison des valeurs des deux graphiques.

Il existe une corrélation frustrante entre les deux jeux de données. On peut remarquer que dans la majorité des cas, plus la terrasse est haute plus elle aura une surface développée. Les terrasses dont la hauteur ne dépasse pas 100 m ont une surface inférieure à 100 000 m². Lorsque les hauteurs des terrasses approchent 200 m, les surfaces augmentent fortement pour atteindre plusieurs centaines de milliers de m². Les hauteurs les plus importantes s'accompagnent de valeurs de surface dépassant le million de m².

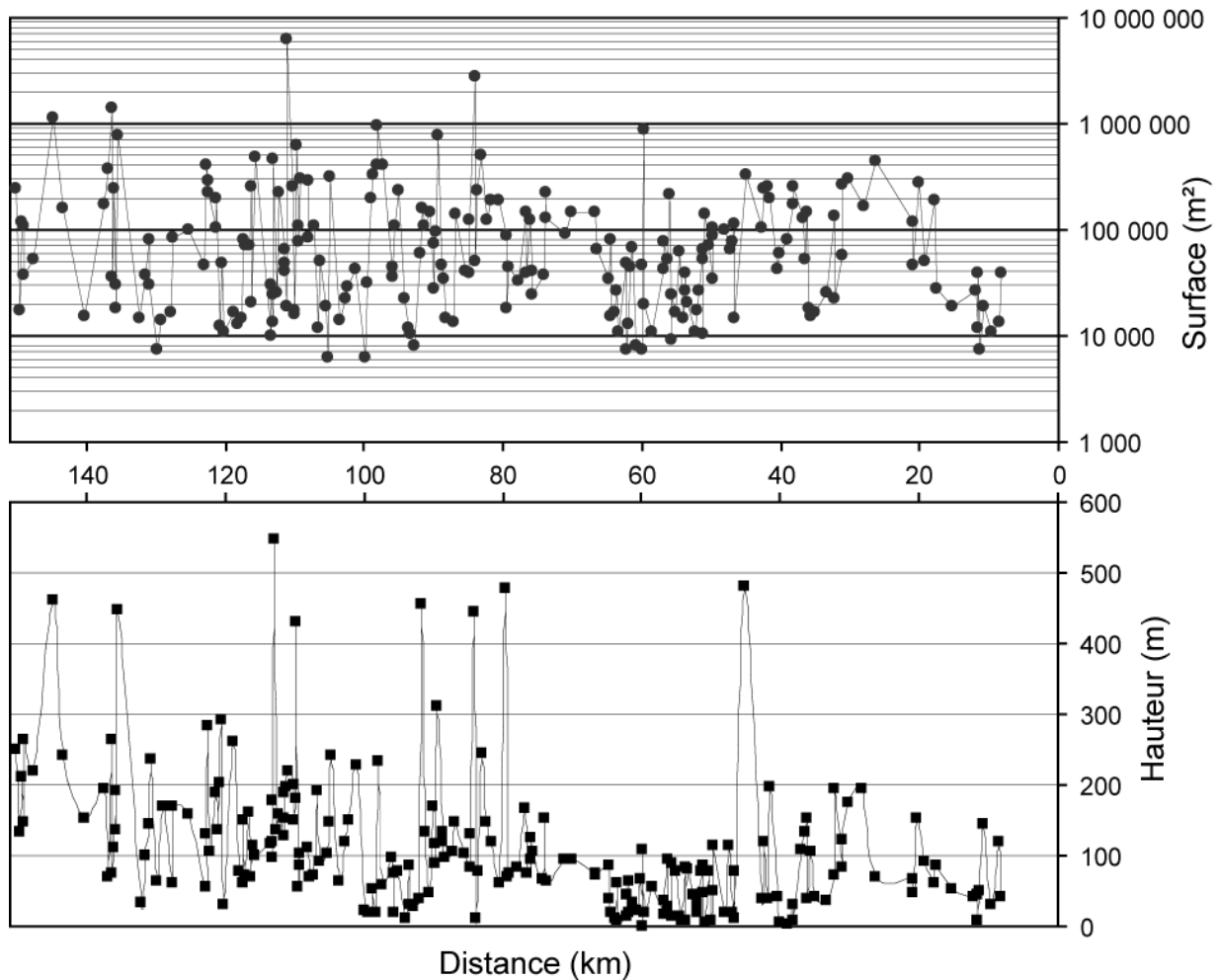


Figure IV-20: Comparaison des données de hauteur de terrasse par rapport au chenal (en haut) avec les données de surface des replats sommitaux des terrasses (en bas). Les valeurs ont été dans les deux cas reliées afin d'aider à la comparaison des deux jeux de données.

7.5. LES FIGURES D'ÉROSION SUR LES FLANCS

7.5.1. Les ravines

Les flancs du canyon et des terrasses ont une morphologie très rugueuse. Ils sont découpés par des ravines rectilignes qui vont rejoindre soit le thalweg axial soit le replat sommital d'une terrasse (figure IV-21). Ces ravines se raccordent en amont au plateau ou bien au replat sommital d'une terrasse. A l'Est de 1°55, ces ravines mesurent de quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres de largeur pour des profondeurs de quelques mètres. Elles sont espacées de quelques centaines de mètres ce qui donne un aspect crénelé aux pentes qu'elles entaillent. La taille des ravines augmente avec la distance à la tête. A l'Ouest de 1°55, elles atteignent jusqu'à plusieurs centaines de mètres de largeur pour des profondeurs de plusieurs dizaines de mètres. Ces ravines sont des structures érosives qui résultent de passages de

courants ou de petites déstabilisations. Les données bathymétriques ne montrent pas de dépôts au pied de ces structures. Ceci peut indiquer que les dépôts soient très fins et s'étalent sur la terrasse ou dans le canyon. Les courants qui apportent les sédiments peuvent aussi être peu récurrents permettant à la morphologie induite par les dépôts d'être gommées. Enfin la résolution de la bathymétrie n'est peut être pas suffisante pour distinguer ces dépôts.

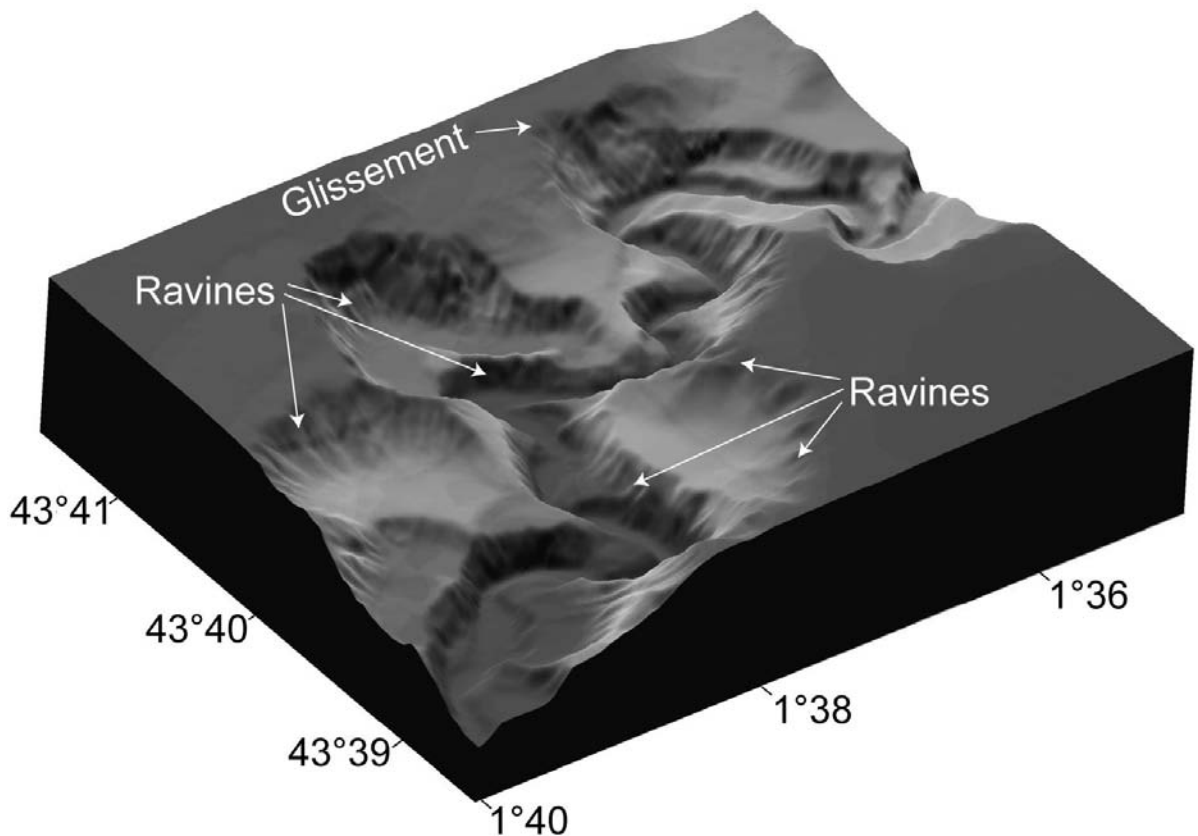


Figure IV-21: Bloc bathymétrique 3D ombrée montrant les flancs du canyon et des terrasses érodés par des ravines et des glissements.

7.5.2. Les glissements

Les flancs du canyon ou des terrasses sont parfois incisés par des glissements (figure IV-21). Ceux-ci rejoignent le thalweg axial ou bien un replat sommital d'une terrasse. En amont, ils peuvent, comme les ravines, se raccorder au plateau ou au replat sommital d'une terrasse mais peuvent aussi débiter au milieu de la pente. Ces glissements sont moins nombreux que les ravines mais ont des dimensions plus importantes. Ils peuvent s'étendre sur plusieurs kilomètres de large avec des profondeurs pouvant dépasser 100 m.

La formation de ces glissements résulte le plus souvent de l'érosion des flancs du canyon par les courants gravitaires qui transitent dans le thalweg axial. Les glissements sont

localisés sur les flancs externes des méandres du thalweg axial, là où l'érosion est la plus forte. Souvent les glissements présentent des formes composées, multilobées, ont un pied plus large que la tête laissant penser à des glissements en chaînes ou à de l'érosion rétrogressive.

La présence de glissements est principalement liée à l'activité érosive du thalweg axial. Mais en retour le glissement peut influencer sur la morphologie du thalweg axial en contraignant son tracé par les dépôts associés aux glissements qui obstruent le thalweg.

Cependant, on ne retrouve pas actuellement beaucoup de dépôts consécutifs à ces glissements. Ils ont été remaniés par les courants gravitaires qui transitent dans le thalweg axial.

7.6. LES ABORDS DU CANYON

A l'Est de 1°55', les abords du canyon sont très peu accidentés, avec une inclinaison du plateau faible (0,4°). A l'Ouest de 1°55', les abords du canyon tant au Nord qu'au Sud sont très accidentés.

7.6.1. **Au nord du canyon**

Le rebord de la plateforme aquitaine (figure IV-13) se trouve à 200 m de profondeur et à une orientation NO-SE. La pente est réduite à 3,5 km avec une inclinaison de 6,6°. En aval elle laisse place au plateau Landais très réduit lui aussi à cet endroit (3,5 km) avec une inclinaison de 3,3°. En aval du plateau Landais, le fond marin plonge dans le canyon avec des pentes supérieures à 10°.

Plusieurs chenaux entaillent la pente. Le plus important est situé au NO, il est nommé le petit chenal. En amont il se développe depuis une large dépression qui pourrait être une tête de glissement qui a incisé le plateau sur quelques centaines de mètres (figure IV-13). En aval il entaille la pente puis le plateau Landais et rejoint le thalweg axial du canyon. Ce chenal est méandrique avec une pente moyenne de 2,8° jusqu'au rebord du canyon (figure IV-22). La pente du petit chenal augmente fortement lorsqu'il entre dans le canyon pour atteindre 11,2°. Il n'y a plus connexion directe entre le petit chenal et le thalweg axial, on remarque dans la partie aval du profil bathymétrique qu'il existe des marches topographiques qui font penser à de petites terrasses. Par contre il semble qu'il reste dans le thalweg axial une signature de la connexion passée car le thalweg axial présente à cet endroit deux axes dont le plus au Nord pourrait être la trace fossile du petit chenal.

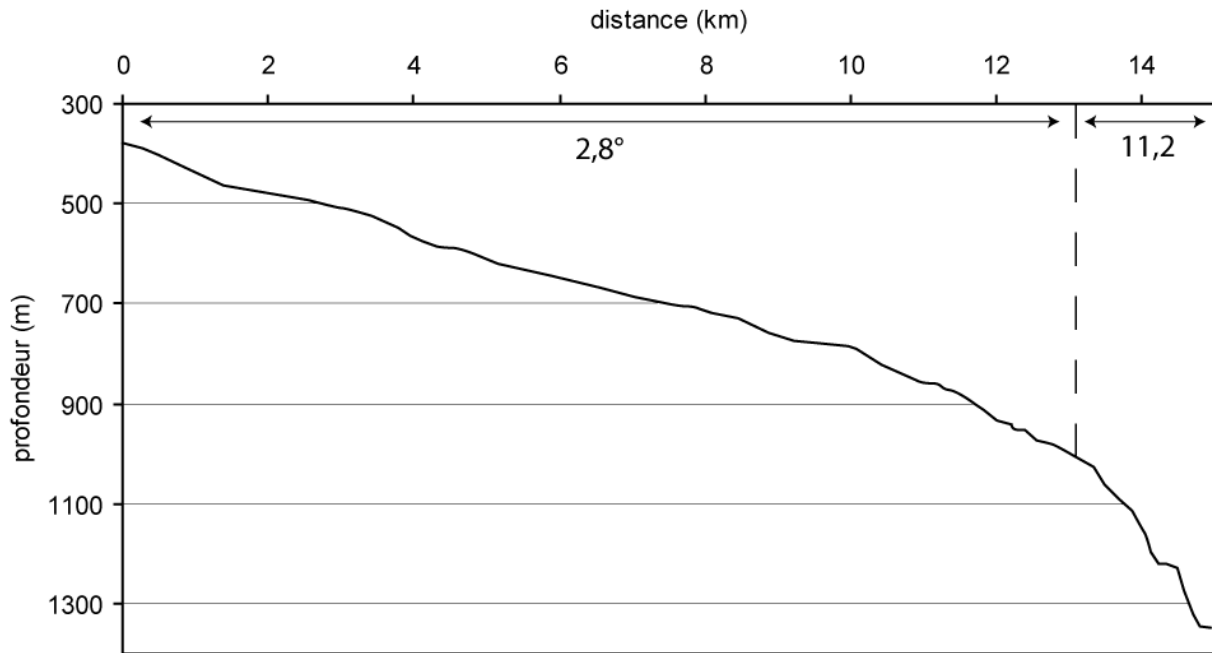


Figure IV-22: Profil bathymétrique le long du petit chenal. L'augmentation brutale de la pente correspond à l'entrée dans le canyon.

Le rebord de plateforme se suit sur 15 km vers le NO jusqu'à l'incision du petit chenal. Il disparaît ensuite pour laisser place à une très grande dépression qui occupe toute la partie centrale du rebord nord du canyon (figure IV-13). Cette dépression s'étend depuis le plateau continental, qu'elle incise de plusieurs kilomètres, jusqu'au canyon sur une distance de 28,5 km. Elle mesure 13 km dans sa partie la plus large.

Les contours de la dépression sont crénelés et/ou lobés et érodent les dépôts environnants. La hauteur du flanc oriental est maximum en amont de la dépression où elle atteint 400 m. La hauteur diminue vers l'aval jusqu'à 200 m environ à l'entrée dans le canyon. Le flanc occidental est moins élevé, il atteint 250 m de hauteur dans la partie amont et à peine 100 m dans la partie aval.

Le fond de la dépression est rugueux et montre des surfaces de glissements qui laissent des empreintes en forme de marches dans la bathymétrie. La pente est forte sur les cinq premiers kilomètres en amont de la dépression ($4,6^\circ$). Elle s'adoucit ensuite jusqu'au canyon avec des valeurs ne dépassant pas 2° . Au droit de la dépression, le flanc du canyon a des valeurs de pente qui n'excèdent pas 5° . Avant d'atteindre le chenal, la dépression rejoint une terrasse large de 2,5 km presque plane (la plus grande des terrasses identifiées, voir chapitre 7.4).

La formation de cette dépression est attribuée à plusieurs épisodes de glissements rétrogressifs. La dépression ainsi créée devient un conduit privilégié pour le transport

sédimentaire. Les processus gravitaires qui y transitent peuvent alors augmenter l'érosion, empêcher les dépôts de sédiments ou créer des structures chenalisées comme le petit chenal (Gonthier *et al.*, in press). A partir de données de sismique très haute résolution et des valeurs de taux de sédimentation dans la région, Gonthier *et al.* (in press) estiment que l'érosion de la dépression daterait de 100 000 ans.

7.6.2. La plateforme espagnole

La plateforme basco-cantabrique constitue la bordure sud du canyon (figure IV-13). A l'Est de 1°55', la plateforme est peu accidentée et à des valeurs de pente de 0,4°. A l'Ouest de 1°55', elle prograde vers le Nord directement dans le canyon. Le rebord de plateforme n'est pas aussi net que pour la plateforme aquitaine. Il y a une rupture de pente à partir de 200 m mais l'inclinaison de la pente ne dépasse pas 2,3°. A partir de l'entrée dans le canyon, les valeurs de pente retrouvent des valeurs de 11,5°.

A partir de 400 m de profondeur dans la partie centrale, on retrouve de nombreuses structures circulaires profondes de 10 à 20 m qui sont interprétées comme étant des pockmarks. Ces structures s'alignent sur des droites N-S de même direction que les canyons qui les entourent. De plus certains pockmarks se rattachent à des structures en érosion qui remontent les flancs du canyon et commencent à éroder la plateforme externe.

Cinq canyons tributaires entaillent la plateforme depuis le canyon jusqu'à l'isobathe 200 m (figure IV-23). Ces tributaires ont une direction générale N-S, leur tracé est curviligne avec une à trois grandes courbes au maximum. Les tributaires ont été nommés de 1 à 5 dans l'ordre depuis l'Est vers l'Ouest (figure IV-23).

Le profil bathymétrique du fond de chenal du tributaire 1 est très peu rugueux et convexe. De la tête de ce tributaire jusqu'à l'entrée dans le canyon, la pente a une valeur de 3,3°. Ensuite le tributaire entaille le flanc du canyon et la pente atteint des valeurs de 10°. En aval le tributaire ne se connecte pas directement au thalweg axial du canyon mais rejoint une petite terrasse qui borde le chenal axial. Il n'y a plus connexion directe entre ce tributaire et le canyon.

Les tributaires 2 et 3 empruntent le même cours dans la partie aval. En amont leur profil bathymétrique est quasiment rectiligne, seule la partie proximale du tributaire 3 montre une rupture de pente. Les profils bathymétriques indiquent des valeurs de pente de 4° et 4,4° pour les tributaires 2 et 3 respectivement avant l'entrée dans le canyon. Ensuite ils empruntent le même tracé dont la pente est de 10,5°. Les données bathymétriques montrent que le

tributaire 3 érode le passage du tributaire 2, qui ne garde qu'une petite signature bathymétrique avec l'aval. Le tributaire 2 semble avoir cessé de fonctionner ou avoir baissé d'intensité avant le tributaire 3. En aval il n'y a pas connexion directe avec le thalweg axial du canyon mais comme pour le tributaire 1, les tributaires rejoignent une terrasse.

Le tributaire 4 montre un profil bathymétrique de fond de chenal très accidenté. La pente moyenne générale est de $5,4^\circ$ mais de nombreuses ruptures de pente provoquent la formation de pentes pouvant atteindre 10° . Comme les tributaires précédents, le tributaire 4 ne se connecte pas au thalweg axial mais rejoint deux terrasses imbriquées qui surplombent le thalweg axial de plus de 250 m.

Le tributaire 5 présente un profil bathymétrique de fond de chenal rectiligne avec une pente de $6,9^\circ$. Il s'arrête à 1700 m de profondeur, nettement érodé par le tributaire 4. Le tributaire 5 a donc cessé de fonctionner avant le tributaire 4.

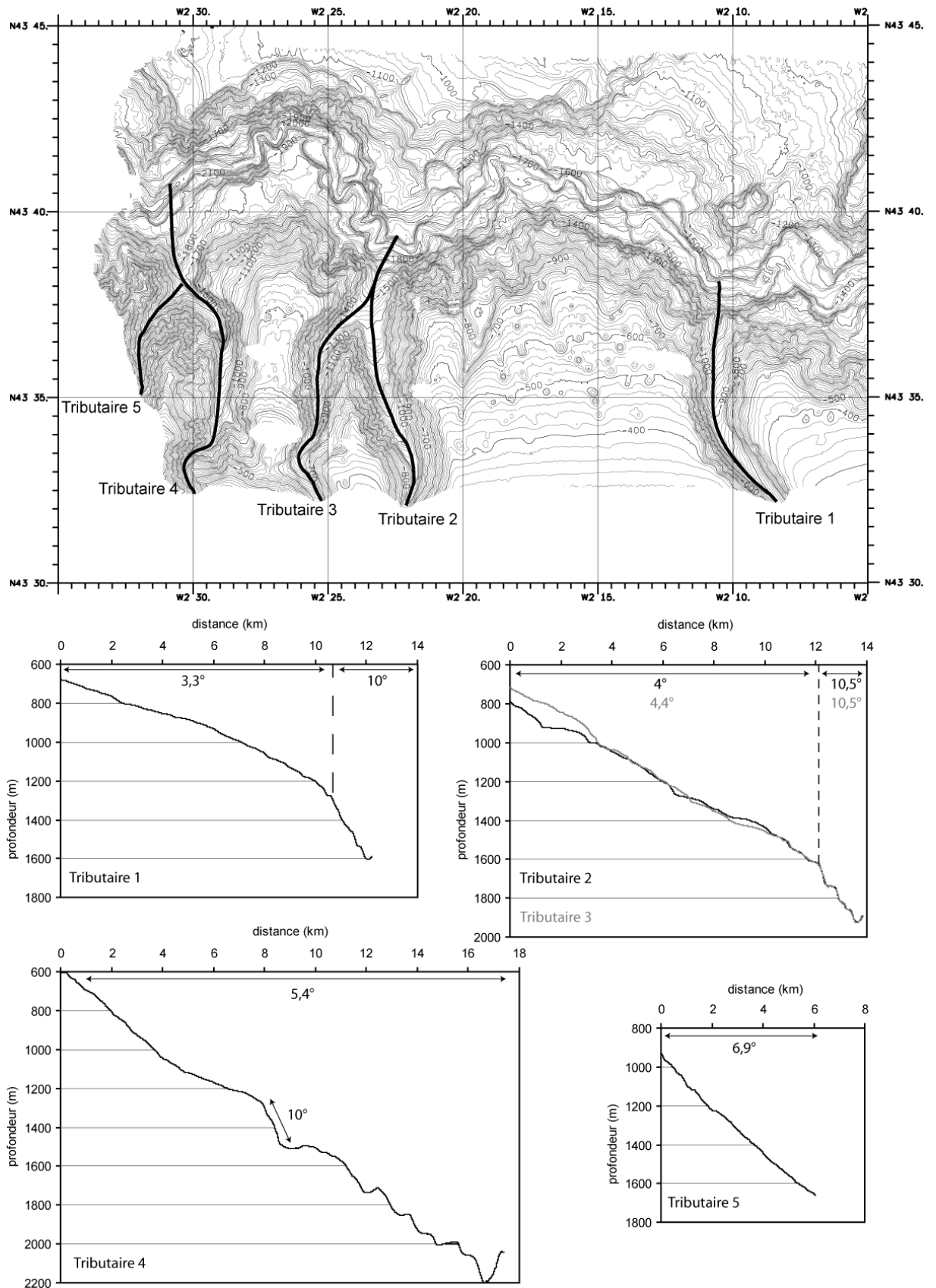


Figure IV-23: Profils bathymétriques des fonds de chenaux des tributaires entaillant la plateforme espagnole et se terminant dans le canyon. Les tributaires ne se connectent plus directement au thalweg axial du canyon mais rejoignent des terrasses dont la hauteur par rapport au thalweg axial peut atteindre 250 m.

8. CARACTERISATION SEDIMENTOLOGIQUE ET SISMIQUE

8.1. LES FACIES LITHOLOGIQUES

L'étude sédimentologique des carottes a permis de définir trois types de faciès sédimentaires : les dépôts massifs, les séquences de dépôts gravitaires granoclassées et les dépôts fins. Les différents faciès ont été identifiés à partir des analyses visuelles (contacts, couleurs, structures internes visibles à l'œil nu ou en rX) et des données granulométriques.

8.1.1. **Les dépôts massifs**

Ce faciès est exclusivement retrouvé dans les carottes prélevées dans le thalweg axial du canyon. En fait, la majorité des carottes n'échantillonnent que les parties externes du thalweg axial car il s'est avéré très difficile d'en carotter l'axe.

Ce faciès est constitué de sédiments très grossiers allant des sables moyens au galets (figure IV-24). Les carottes sont toutes perturbées, il est donc impossible de caractériser l'épaisseur exacte de ces dépôts. Les données granulométriques montrent que les sables sont très bien triés, 90% des grains ont un diamètre supérieur à 125 μm . La taille des galets peut elle atteindre 9 cm. Graviers et galets sont dans une matrice de sables moyens. Les graviers et galets sont de même nature que ceux rencontrés actuellement sur les plages de Bayonne et d'Anglet. On retrouve dans ce faciès des galets mous de silt argileux riche en matière organique et bioturbés.

Les caractéristiques de ces dépôts tendent à montrer que des écoulements granulaires ou de graviers sont les processus à l'origine de ces dépôts. Cependant l'entretien de tels écoulements gravitaires nécessite de fortes pentes (18°, (Middleton and Hampton, 1973)) qui n'existent pas à l'intérieur du canyon.

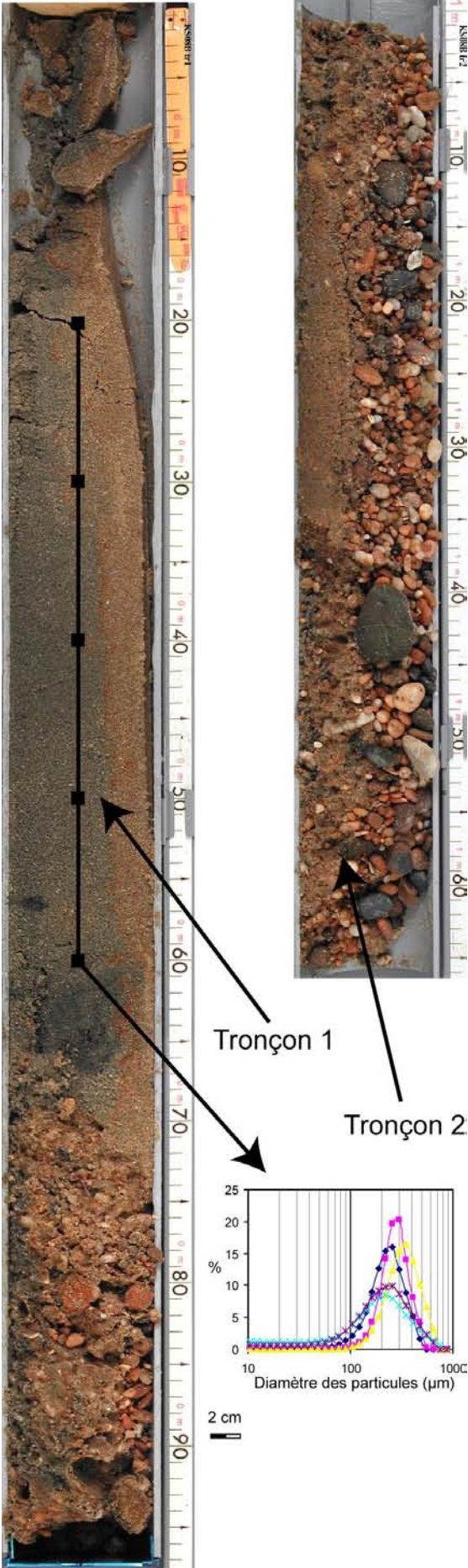


Figure IV-24: Page précédente. Faciès de dépôts massifs. Exemple de la carotte proks08b. Le faciès se caractérise par des dépôts très grossiers allant des sables moyens aux galets. Les sédiments les plus grossiers, graviers et galets sont dans une matrice de sables moyens. Dans le tronçon 2 l'eau qui s'est échappée de la carotte lors de sa sortie de l'eau a lessivé le niveau à graviers et galets.

8.1.2. Les séquences de dépôts gravitaires granoclassées

On distingue deux types de séquences gravitaires granoclassées selon qu'elles contiennent ou non des sédiments sableux, les séquences A et B. Ces deux séquences constituent la majorité des dépôts qui forment les flancs et les terrasses du canyon.

La séquence A est caractérisée par un granoclassement normal depuis des sables moyens à très fins à la base jusqu'à des silts argileux au sommet (figure IV-25). La base de la séquence est très souvent érosive et on peut retrouver des galets d'argiles dans le faciès sableux basal. Les données rX n'apportent que peu ou pas de détails sur la structure interne de la séquence car la bioturbation est importante et détruit les structures présentes. Toutefois, on retrouve des laminations parallèles frustes dans certains dépôts qui correspondent à des sables fins. Les dépôts plus fins contiennent beaucoup de matière organique, le sédiment est très sombre. La bioturbation y est aussi très importante. Les données granulométriques montrent que les faciès que l'on retrouve dans la séquence s'apparentent aux faciès définis par Bouma (1962) (figure IV-25). Ces caractéristiques sédimentologiques impliquent que ces séquences sont d'origine turbiditique.

La séquence B se caractérise par un léger granoclassement normal dans les silts argileux (figure IV-25). Le sédiment, très sombre, comprend beaucoup de matière organique. La base de cette séquence peut être légèrement érosive. Les données rX montre parfois des variations d'intensité de gris qui marquent les séquences. La bioturbation est très importante et détruit la structure interne du sédiment. Dans quelques rares endroits des laminations parallèles frustes sont préservées. Cette séquence diffère de la séquence A car elle ne présente que les termes fins (supérieurs) de la séquence de (Bouma, 1962).

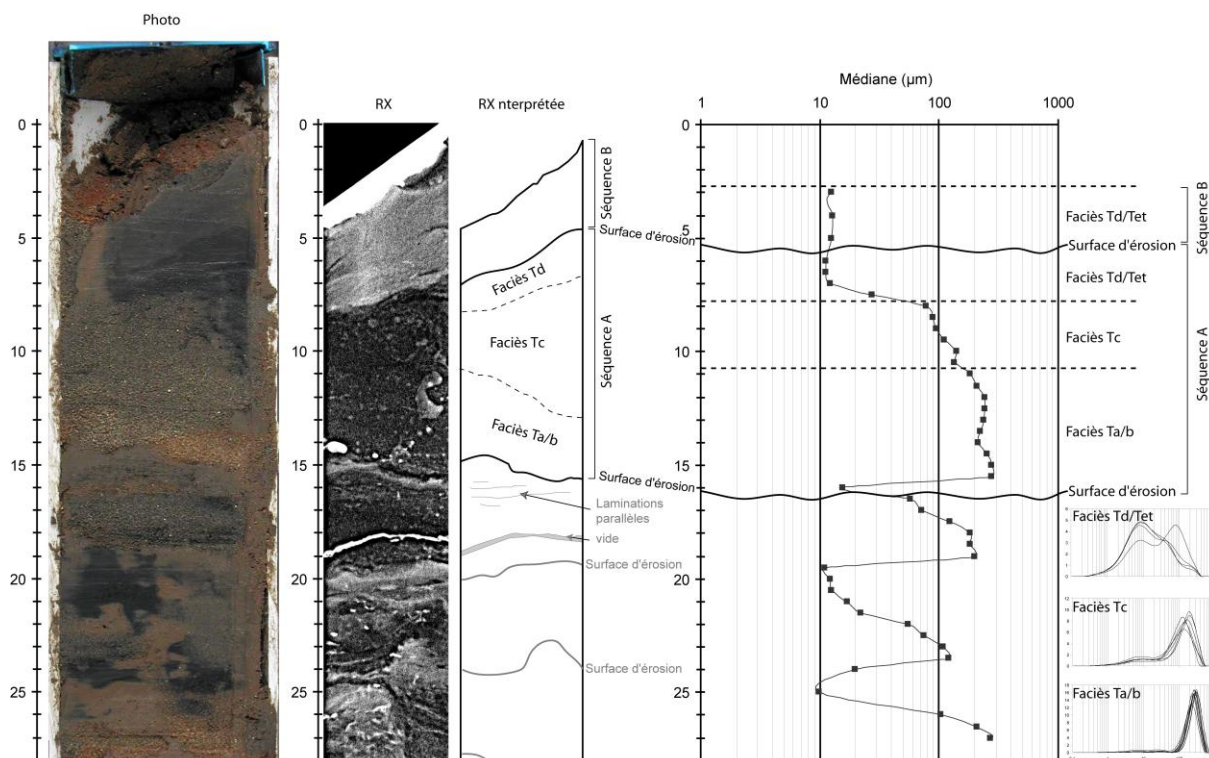


Figure IV-25: Faciès de dépôts gravitaires granoclassés. La séquence A Exemple de la partie sommitale du premier tronçon de la carotte Proks12. Le faciès se caractérise par une séquence granoclassée depuis les sables moyens à fins jusqu'aux silts argileux. Chaque faciès du dépôt a une signature granulométrique caractéristique. Cette séquence dont la base est érosive est interprétée comme une turbidite.

8.1.3. Les dépôts fins

Ce faciès est très peu présent dans les dépôts proches du thalweg axial, par contre il prend de l'importance avec la hauteur par rapport au thalweg axial.

Le faciès de dépôts fins est constitué de sédiments identiques à ceux rencontrés dans les termes fins des séquences A et B. La bioturbation y est très importante Mais ici la signature granulométriques diffère (figure IV-26). Le sédiment est bien trié avec un mode principal qui varie peu (8 à 10 μm) et un mode mineur autour de 150 μm . Ce faciès est caractéristique de la sédimentation hémipélagique de la région, le mode à 150 μm est typique de la présence de foraminifères.

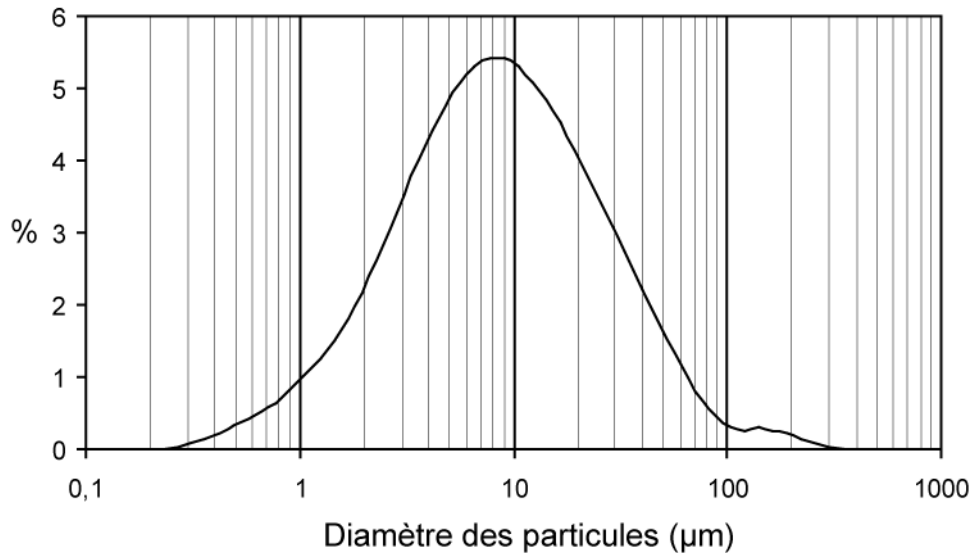


Figure IV-26: Faciès dépôts fins. Exemple d'un échantillon de la partie basale de la carotte Proks01. Les caractéristiques sédimentologiques sont identiques à celles des termes fins des séquences A et B. Par contre la signature granulométrique diffère. Dans ce cas, la courbe granulométrique est bien triée, on retrouve un mode majeur centrée autour de 8 à 10 μm et un mode mineur à 150 μm . Ce faciès correspond à la sédimentation hémipélagique.

8.2. LES TRANSECTS PERPENDICULAIRES AU THALWEG AXIAL

Deux transects perpendiculaires au thalweg axial ont été réalisés lors de la campagne PROSECAN (figure IV-27). Ils se situent dans la partie amont du canyon, à des profondeurs inférieures à 500 m. L'objectif était d'échantillonner le haut de la terrasse, le flanc du thalweg axial, puis le flanc du thalweg opposé et la terrasse au dessus. Les carottes ont été prélevées grâce à un carottier Küllenberg.

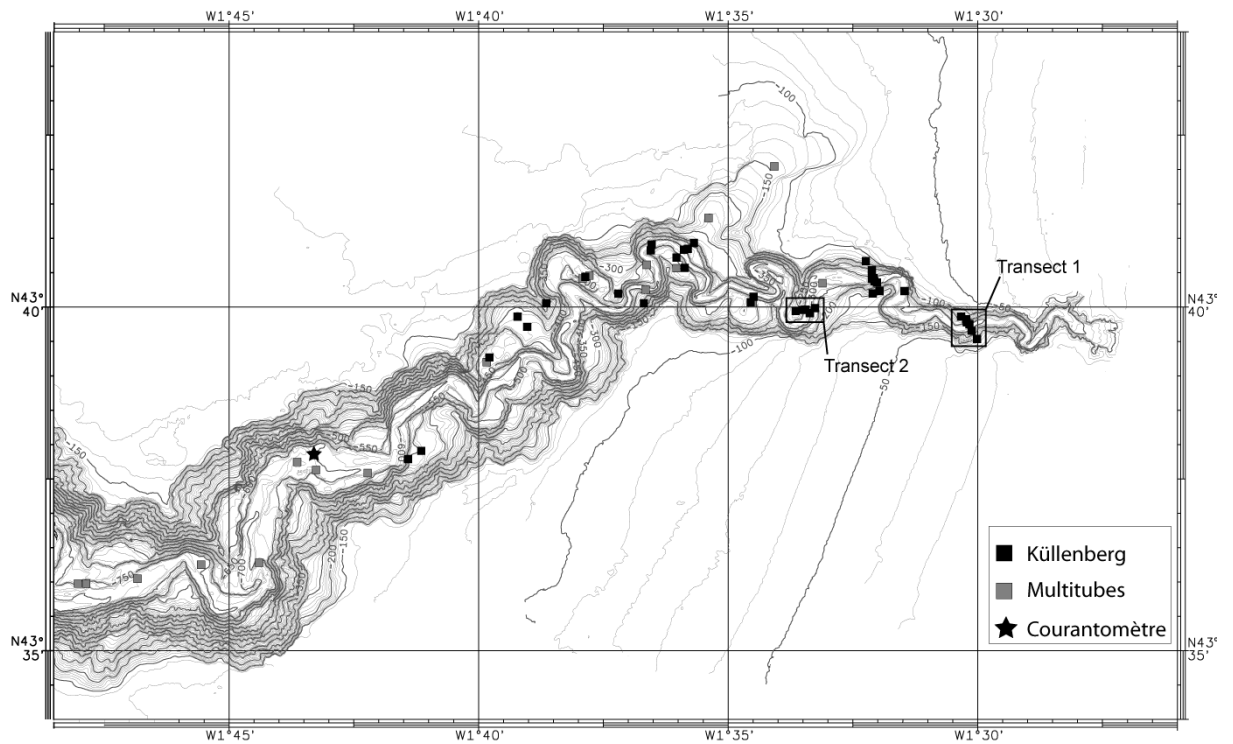


Figure IV-27: Localisation des transects de carottes dans la partie amont du canyon de Capbreton. Les transects sont perpendiculaires au thalweg axial et échantillonne le haut de la terrasse, le flanc de la terrasse, le thalweg axial, le flanc opposé et le haut de la terrasse opposée.

8.2.1. Transect 1

Le transect 1 est localisé à 6 km de la tête du canyon en abscisse curviligne le long du thalweg axial (figure IV-27). Ce dernier est rectiligne dans cette zone. Le transect est orienté NO-SE et est constitué de six carottes (figure IV-28).

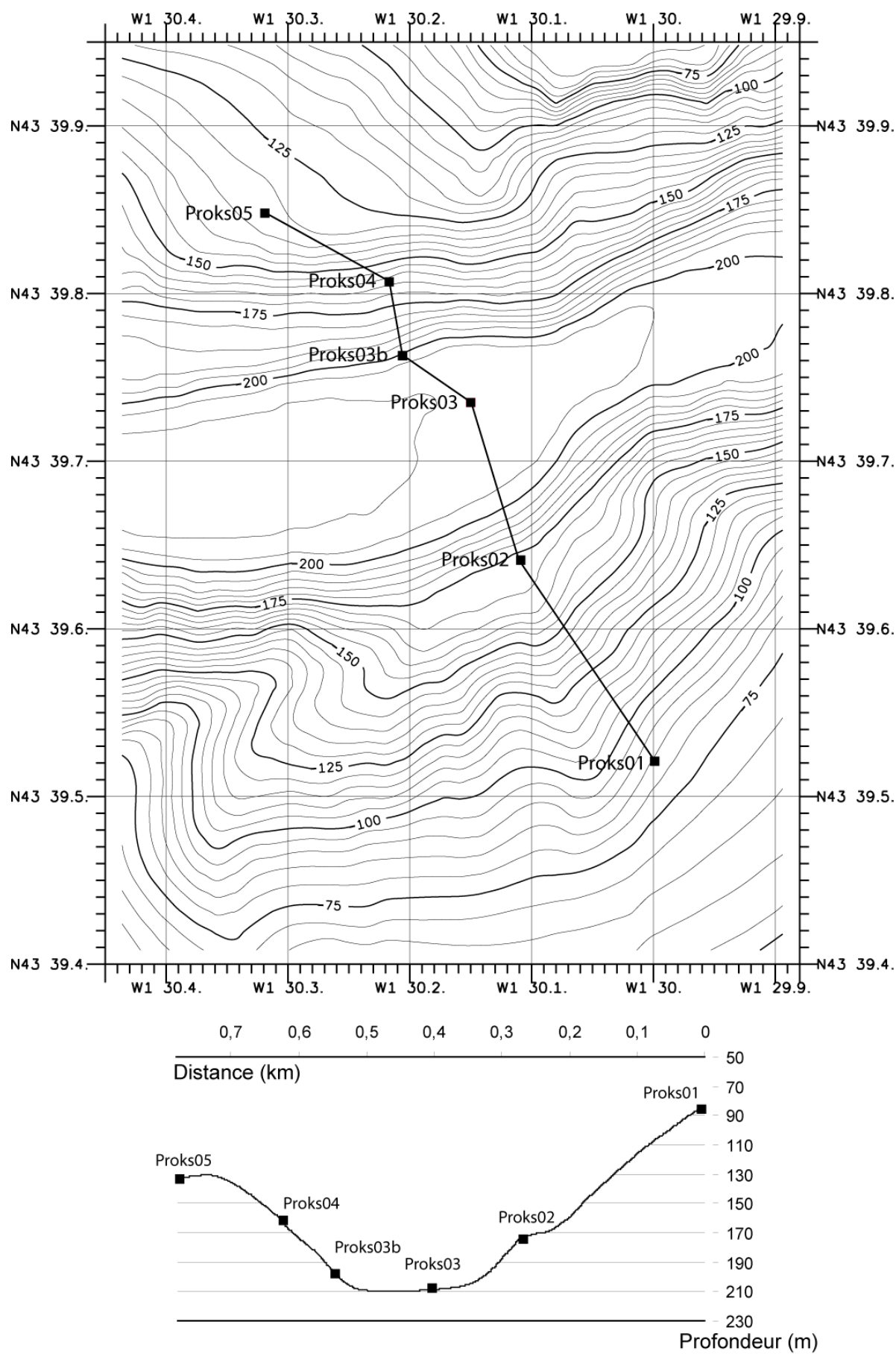


Figure IV-28: Localisation des carottes sur le transect 1. En haut en plan, en bas en coupe.

Sur le flanc sud du canyon, les carottes Proks01 et Proks02 sont semblables (figure IV-29). Elles sont constituées d'une succession de séquences de type B d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Il y a très peu de faciès dépôts fins qui sont restreints à quelques centimètres au maximum. La taille moyenne des grains varie de 8 à 20 μm . La carotte Proks01 bien que plus haute et plus éloignée du thalweg axial par rapport à Proks02 montre une granularité moyenne un peu plus élevée. Cette différence pourrait s'expliquer par des apports directs, *via* le plateau adjacent de sédiments un peu plus grossiers que ceux déposés par les nuages turbiditiques.

Dans le thalweg axial, les sédiments des carottes Proks03 et Proks03b sont composés de dépôts massifs (figure IV-29). Les carottes sont perturbées mais montrent que les sédiments de Proks03, plus près du centre du thalweg axial, sont plus grossiers que ceux de Proks03b située sur la partie externe. Dans la seconde moitié de la carotte Proks03, quelques graviers sont disséminés parmi les sédiments sableux. Dans la carotte Proks03b on retrouve des galets de silts argileux, riches en matière organique.

Sur le flanc nord du canyon, les carottes Proks04 et Proks05 sont principalement constituées de séquence de type B avec quelques dépôts fins (figure IV-29). Trois séquences A qui mesurent au maximum 10 cm interrompent la succession de séquences de type B. La courbe granulométrique des niveaux les plus grossiers de ces trois séquences montre qu'il y a une diminution de la valeur du mode principal de l'ordre de 30 à 40 μm dans la carotte Proks05 par rapport à Proks04 qui se trouve environ 25 m plus bas (figure IV-30). La présence de trois épisodes turbiditiques dans ces deux carottes peu éloignées laisse penser que ces carottes ont enregistrées les mêmes évènements. On peut constater que pour la même période de temps, les trois séquences représentent 30 cm dans la carotte Proks04 et plus d'un mètre dans la carotte Proks05. Cette différence peut être le résultat de trois facteurs. D'abord, les deux dernières séquences sont très érosives et empêchent la conservation des sédiments qui se déposent entre les évènements. Ensuite, les dépôts plus fins se déposent plus rarement dans la zone de la carotte Proks04, ils sont transportés plus haut et plus loin sur les flancs du canyon. Enfin, cette différence d'épaisseur n'est qu'un artefact de carottage.

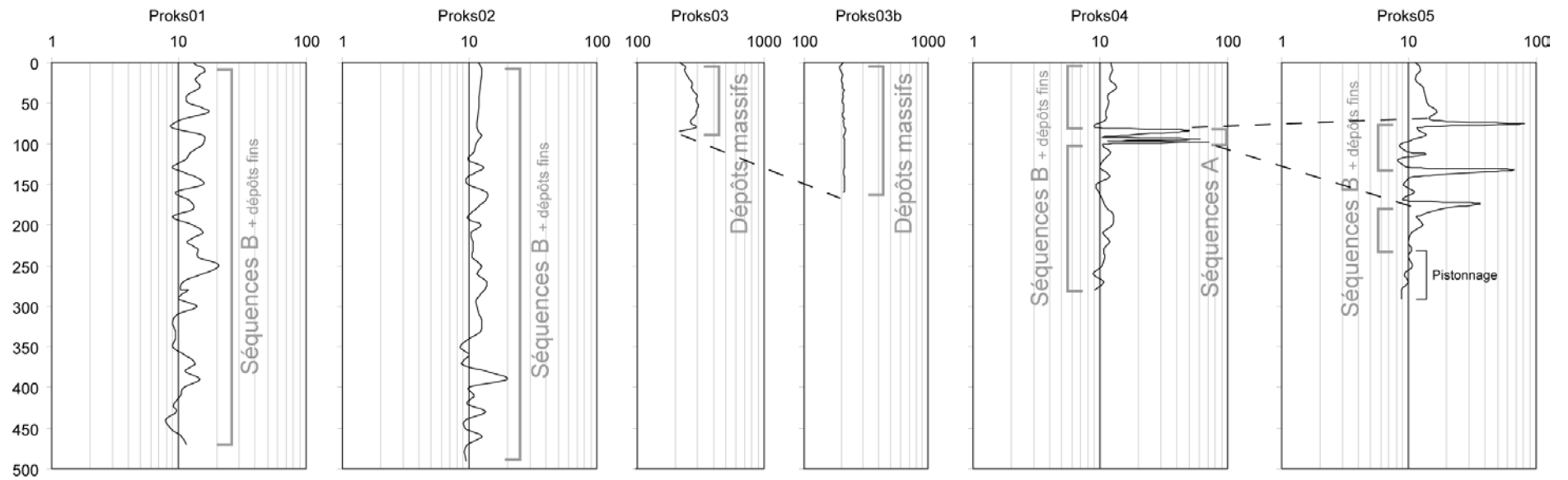


Figure IV-29: Courbes granulométriques de la médiane des carottes du transect 1 (voir figure IV-28 pour la localisation). Les termes en grisé sont relatifs à la nature des dépôts (voir chapitre 8.1) et les traits en pointillés indiquent les unités corrélées de carotte à carotte.

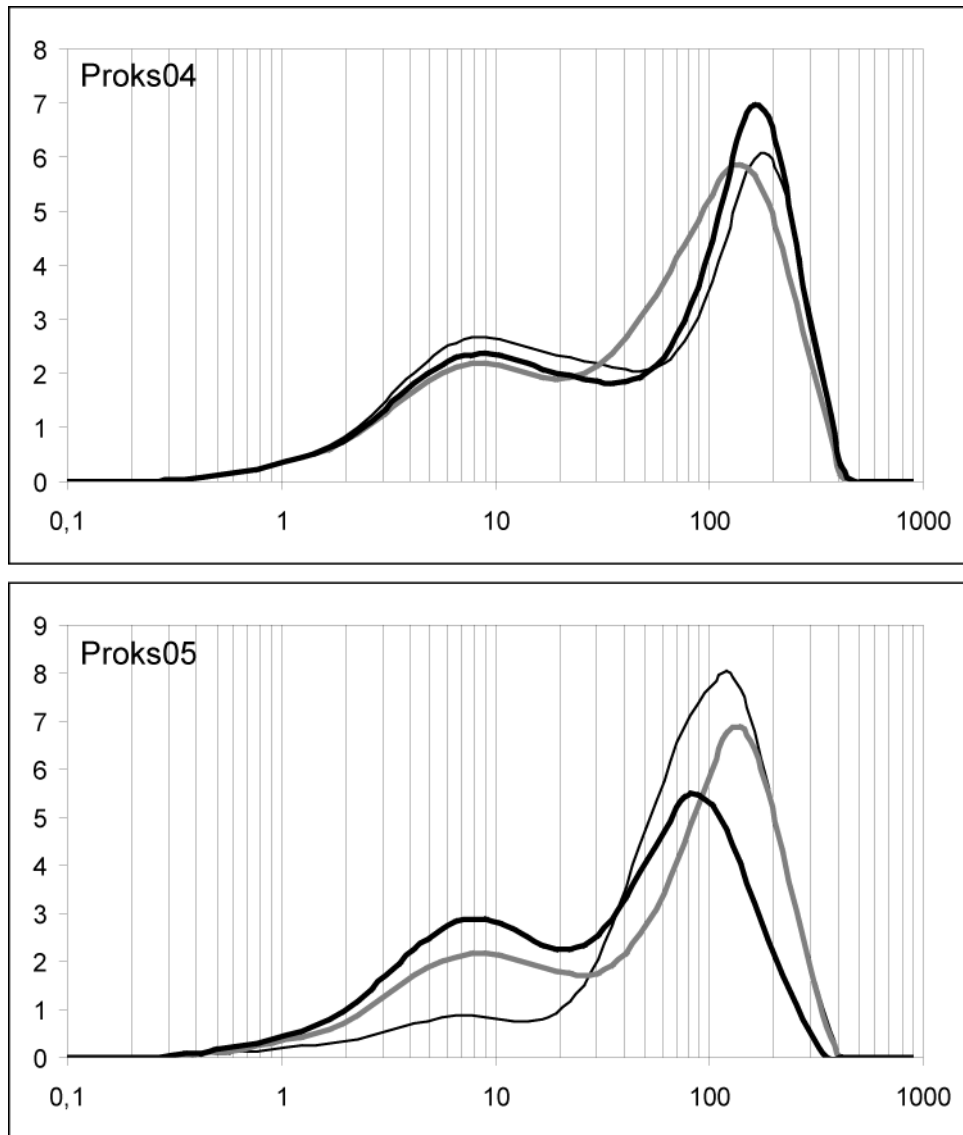


Figure IV-30: Comparaison de la granularité des niveaux les plus grossiers des trois séquences turbiditiques enregistrées dans les carottes Proks04 et Proks05. Les séquences de la carotte Proks05, la plus haute et la plus éloignée du thalweg axial, ont des modes principaux qui sont inférieurs de 30 à 40 μm .

8.2.2. Transect 2

Le transect 2 est localisé à 13 km de la tête du canyon en distance curviligne le long du thalweg axial (figure IV-27). Ce dernier est rectiligne dans cette zone. Le transect est orienté E-O et est constitué de quatre carottes (figure IV-31).

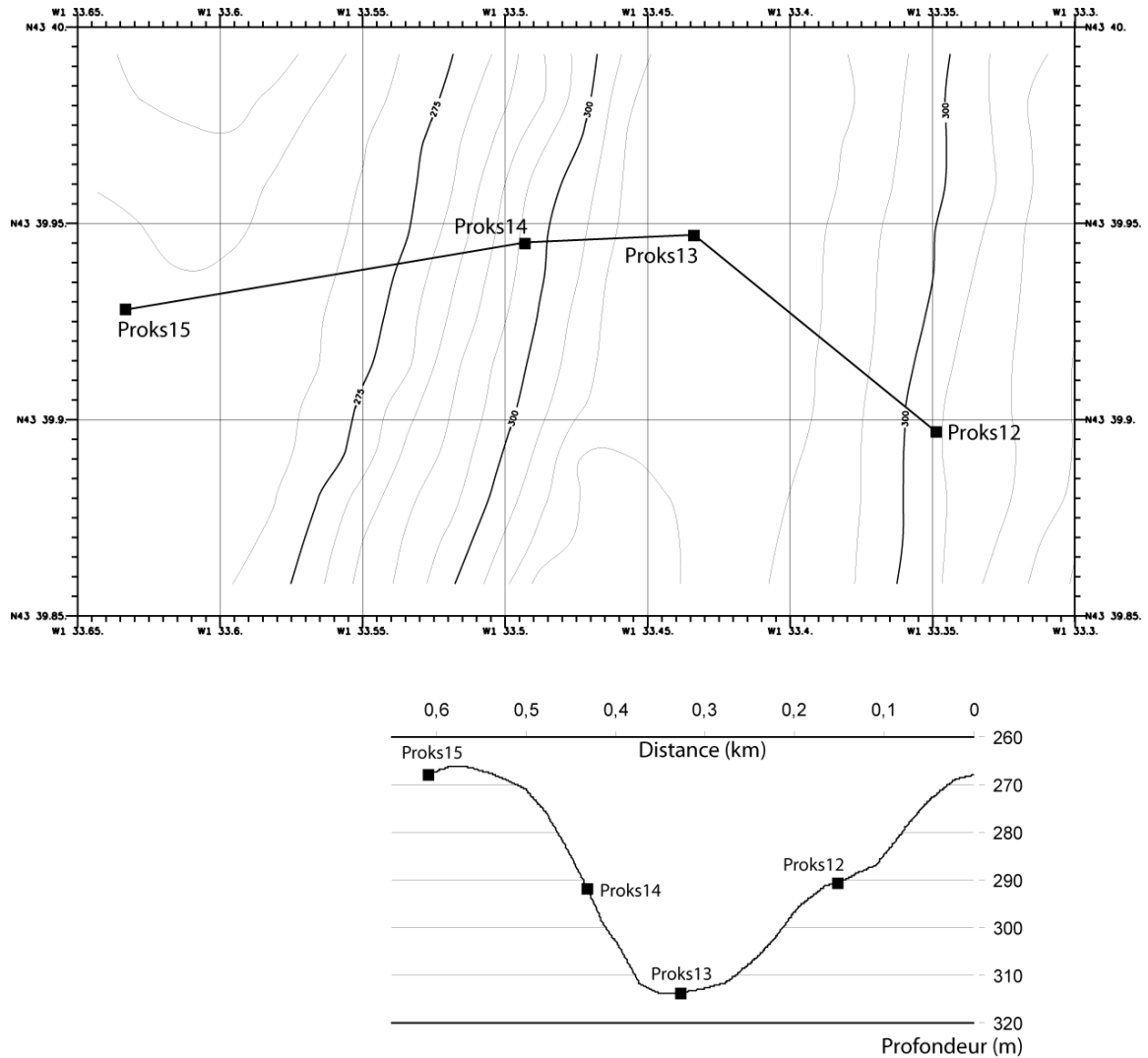


Figure IV-31: Localisation des carottes du transect 3. En haut en plan, en bas en coupe.

La carotte Proks12 est située sur le flanc est (figure IV-32). Les 30 premiers centimètres sont marqués par la présence de quatre séquences de type A dont la première a été détaillée dans la figure IV-25. Ces séquences alternent avec des séquences de type B pluricentimétriques. En dessous on retrouve une succession de séquences de type B qui montre de nombreuses stratifications planes. Dans le thalweg axial, les carottes sont composées de dépôts massifs sableux. En dessous de ce dépôt massif sableux on retrouve dans la carotte Proks14 le niveau à graviers et galets déjà vu dans les carottes du thalweg axial du transect 2.

Sur le flanc ouest, la carotte Proks15 est formée d'une succession de séquences de type B qui alternent avec des dépôts fins.

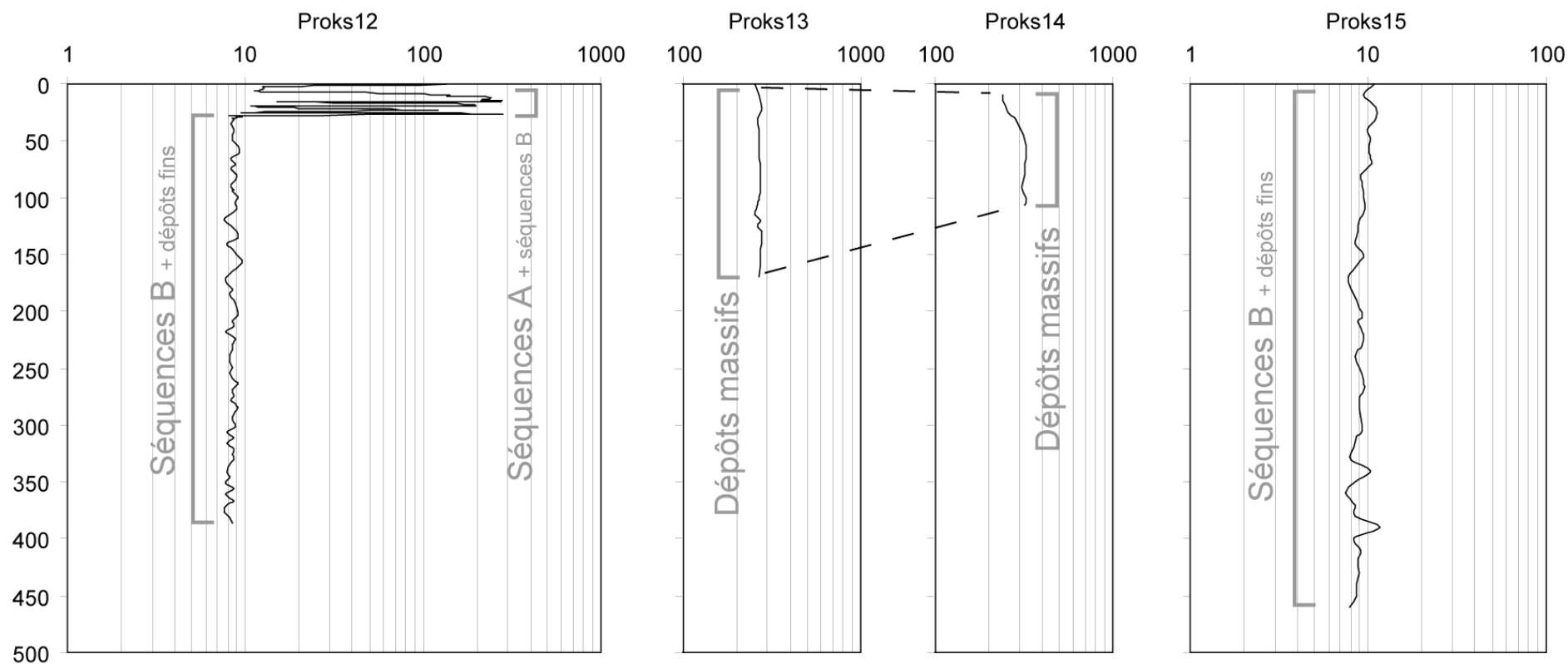


Figure IV-32: Courbes granulométriques de la médiane des carottes du transect 2 (voir figure IV-28 pour la localisation). Les termes en grisé sont relatifs à la nature des dépôts (voir chapitre 8.1) et les traits en pointillés indiquent les unités corrélées de carotte à carotte

8.2.3. Transect le long du chenal

Cette partie est détaillée dans le chapitre 8.3

8.2.4. Nature des sédiments qui constituent les terrasses

Cette partie est détaillée dans la partie 8.3

8.3. DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ACTUELLE ET PASSEE : NATURE, PROCESSUS DE MISE EN PLACE ET ARCHITECTURE INTERNE DES DEPOTS

Cette partie fait l'objet d'un article qui sera publié dans Geo-Marine Letters. La première partie introduit l'article. Les faits marquants sont ensuite repris en conclusion.

8.3.1. Introduction

Les canyons sous-marins sont considérés comme des structures de transit permettant aux sédiments issus de l'érosion continentale d'atteindre le bassin profond. De nombreux processus d'érosion et de sédimentation y coexistent et interagissent. En période de haut niveau marin relatif. Beaucoup de têtes de canyons sont situées sur le rebord de la plateforme. Ils sont loin des apports continentaux et les canyons sont considérés comme fossiles.

Le canyon de Capbreton entaille profondément la plateforme continentale et sa tête se trouve ainsi très proche de la ligne de rivage actuelle. Des études antérieures ont montré que la dynamique sédimentaire du canyon en période de haut niveau marin était importante avec le passage régulier dans le thalweg axial de courants gravitaires érosifs capables de transporter des sédiments sableux (Mulder *et al.*, 2001; Nesteroff *et al.*, 1968). Le canyon de Capbreton est aussi caractérisé par la présence de terrasses qui se développent au dessus du thalweg axial et qui constituent des zones de dépôts sédimentaires (Cirac *et al.*, 2001).

L'étude du canyon de Capbreton, grâce aux données de carottages et de sismique très haute résolution, permet de caractériser en détail le fonctionnement actuel d'un canyon soumis au régime hydrodynamique côtier.

**8.3.2. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon,
southern Bay of Biscay**

1 Geo-Mar Lett
2 DOI 10.1007/s00367-006-0043-1

3 ORIGINAL

4 Past and present sedimentary activity in the Capbreton 5 Canyon, southern Bay of Biscay

6 M. Gaudin · T. Mulder · P. Cirac · S. Berné · P. Imbert

7 Received: 9 November 2005 / Accepted: 19 May 2006
8 © Springer-Verlag 2006

12 **Abstract** Located in the south-eastern part of the Bay of
13 Biscay, the Capbreton Canyon incises the continental shelf
14 up to the 30 m isobath contour, and acts as a natural conduit
15 for continental and shelf-derived sediments. EM1000
16 multibeam bathymetry shows two main features character-
17 ising the canyon — a deeply entrenched meandering
18 channel, bordered by fluvial-like terraces constituting large
19 sediment traps. A dataset of cores and seismic profiles
20 together with a multibeam bathymetry map has enabled the
21 characterisation of recent sedimentary activity in the axial
22 channel and on the terraces. Data analysis evidenced the
23 major role of the canyon head in recent sediment dynamics.
24 This part of the canyon is a temporary reservoir for
25 sediments, accumulated by coastal hydrodynamic process-
26 es. Exceptional climatic, tectonic or hydrodynamic events
27 can mobilise the sediments and generate gravity-driven
28 flows. Under the present-day sea-level highstand condi-
29 tions, these flows are not powerful enough to bring their
30 bedload to the deep sea, and are confined mainly to the
31 upper part of the canyon. Turbidity currents model the axial
32 channel pathway and are at the origin of terrace formation.

Terraces in the Capbreton Canyon are not typical but rather
are reduced to confined levees. Three factors control the
vertical growth of a terrace: (1) the amount of overspilled
sediments brought by turbidity currents, (2) hemipelagic
sedimentation and (3) terrace height. The amount of
sediment spilling over a terrace decreases with increased
terrace elevation. Concurrently, the proportion of hemi-
pelagic fallout depositing on a terrace increases. Terraces
are considered to be fossil when the height of the terrace
prevents further deposition by overspilling. The terraces
studied in this paper are interpreted as having formed
during the Holocene, implying that the sediment dynamics
of the Capbreton Canyon is continuous through time.
Highstand periods differ from lowstand periods because
they show a decrease in the energy of erosive processes.
Temporal variations in erosive and depositional processes
in the canyon are controlled by the Adour River, which
delivers large amounts of sediment to the system.

Introduction

Submarine canyons constitute geological features where
short-lived depositional processes, e.g. gravity-driven mass
movements and tidal reworking, interact with continuous
hemipelagic and pelagic sedimentation. Numerous canyon
heads are located at the shelf break, thus preventing direct
sediment supply via fluvial discharge under high sea-level
conditions (for example, the Gulf of Lions shelf and the
Armorican shelf). Pelagic–hemipelagic sedimentation is
therefore the main depositional process which supplies
mostly fine-grained material to these canyons. This implies
that sediment dynamics is low within these canyons.

The Capbreton Canyon belongs to a category of
submarine canyons similar to that of the Zaire (Babonneau

M. Gaudin (✉) · T. Mulder · P. Cirac
UMR CNRS 5805 EPOC, Av. des Facultés,
Université Bordeaux 1,
33405 Talence, France
e-mail: Mathieu.Gaudin@ifremer.fr

S. Berné
GM-LES IFREMER,
B.P. 70, 29280 Plouzané, France

P. Imbert
TOTAL CST JF,
Av. Larribau,
64000 Pau, France

66	et al. 2002), Monterey (Greene et al. 2002), Var (Savoie et	115
67	al. 1993) and Quinault (Carson et al. 1986) canyons, all	116
68	located in particular structural or sedimentological settings.	
69	All these canyons deeply cut the continental shelf and are	
70	connected or are situated close to a river system. Their	
71	canyon head is shallow enough to be subjected to shelf	
72	hydrodynamic processes under high sea-level conditions	
73	(Paull et al. 2005). These canyons, even in highstands, are	
74	known to undergo instantaneous sedimentary events,	
75	principally turbidity currents triggered during river floods,	
76	storms, earthquakes or tidal reworking (Milia 2000;	
77	Shanmugam 2003; Khripounoff et al. 2003; Paull et al.	
78	2003). Pioneering studies of the Capbreton Canyon	
79	sediment dynamics showed turbidite outcrops in the axial	
80	channel, evidencing present-day conditions of turbiditic	
81	activity (Nesteroff et al. 1968) in the canyon. More recent	
82	studies identified a turbidite sequence related to the Martin	
83	storm which affected the western coast of France during	
84	December 1999 (Mulder et al. 2001; Anschutz et al. 2002).	
85	Although canyons are generally defined as features	
86	enabling sediment transport from source to sink, they also	
87	act as temporary or perennial sediment traps and can be	
88	considered to be major depocentres (May et al. 1983;	
89	Michels et al. 2003; Baztan et al. 2005). In the Capbreton	
90	Canyon, sediments are trapped within particular morphol-	
91	ogies called "terraces", with reference to fluvial environ-	
92	ments (Cirac et al. 2001). Submarine canyon terraces have	
93	been studied in detail in the Zaire submarine canyon	
94	(Babonneau et al. 2004), the Golo submarine canyon	
95	(Pichevin et al. 2003) and the Cap Timiris submarine	
96	canyon (Antobreh and Krastel 2006). These studies showed	
97	that terraces may form through different processes, among	
98	which canyon-wall slumping, abandoned meanders and	
99	inner levee construction are prevalent.	
100	In order to better understand the sediment dynamics of	
101	the Capbreton Canyon through time, this study focuses on	
102	the characterisation of the erosive axial thalweg where	
103	gravity flows are recorded, and the depositional terraces	
104	where sediments are preserved.	
105	Geological settings	
106	Structural setting	
107	The canyon of Capbreton (Fig. 1), one of the deepest in the	
108	world, is located in the Bay of Biscay (SW France). Its head	
109	is only 250 m from the coastline, deeply cutting the	
110	continental shelf. It runs parallel to the north coast of Spain	
111	for 300 km before curving northwards and disappearing	
112	down the continental slope at 3,500 m water depth. The	
113	canyon width attains 32 km at 133 km for a maximum	
114	escarpment height of the southern wall of 3,000 m (Shepard	
	and Dill 1966). A meandering thalweg has developed in the	115
	axial part.	116
	Several studies have demonstrated the prevailing impact	117
	of tectonic conditions on the localisation and overall	118
	morphology of the Capbreton Canyon (Boillot et al. 1973,	119
	1974; Rigaut 1997). Normal faults (Deregnacourt and	120
	Boillot 1982), salt diapirism (Cirac et al. 2001) and	121
	thrusting (Gailhard et al. 1971; Bois et al. 1997), due to	122
	the opening of the Bay of Biscay and the formation of the	123
	Pyrenees, structurally control the canyon.	124
	Hydrodynamic setting	125
	<i>Rivers</i>	126
	The Capbreton Canyon, located in the inner part of the Bay	127
	of Biscay, is under the influence of rivers draining the	128
	adjacent Pyrenees. The Adour fluvial system is the main	129
	river system of the area in terms of watershed extension	130
	(17,000 km ²) and water discharge (400 m ³ /s annual	131
	average). It was formerly directly connected to the head	132
	of the Capbreton Canyon but, in the late 16th century, the	133
	Adour River was canalised for human purposes. Since then,	134
	its mouth is located 15 km southwards of the head of the	135
	canyon (Klingeblie and Legigan 1978).	136
	Nevertheless, recent studies highlight the major impact of	137
	small, mountainous coastal rivers for the supply of sediments	138
	into the south-eastern part of the Bay of Biscay (Maneux et	139
	al. 1999). In addition, Maneux et al. (1999) showed that	140
	Pyrenean estuaries do not act as major sediment traps,	141
	similarly to the Gironde estuary (Jouanneau et al. 1999),	142
	but deliver high amounts of sediment directly to the ocean.	143
	<i>Coastal hydrodynamic conditions</i>	144
	The head of the Capbreton Canyon is located close to the	145
	shoreline. This implies that the head of the canyon is	146
	influenced by coastal hydrodynamic processes. The main	147
	wind and swell directions are NW-SE, oblique to the N-S	148
	coast direction. This results in the formation of alongshore	149
	currents with a main southward direction, parallel to the	150
	coastline. There are no data available concerning sediment	151
	budgets in the southern, inner part of the Bay of Biscay.	152
	However, southward alongshore currents are reported to	153
	carry 520,000 m ³ /year of sand along the Landes coast	154
	(Froidefond et al. 1983).	155
	A current meter (same location as the OBK core; Fig. 2)	156
	was deployed in the Capbreton Canyon in order to analyse	157
	the characteristics of currents. Preliminary results indicate	158
	two principal flow directions, i.e. up- and downcanyon, the	159
	velocities reaching up to 30 cm/s. Recorded signals are very	160
	noisy but a distinct signature of tidal currents can be clearly	161
	recognised.	162

Geo-Mar Lett

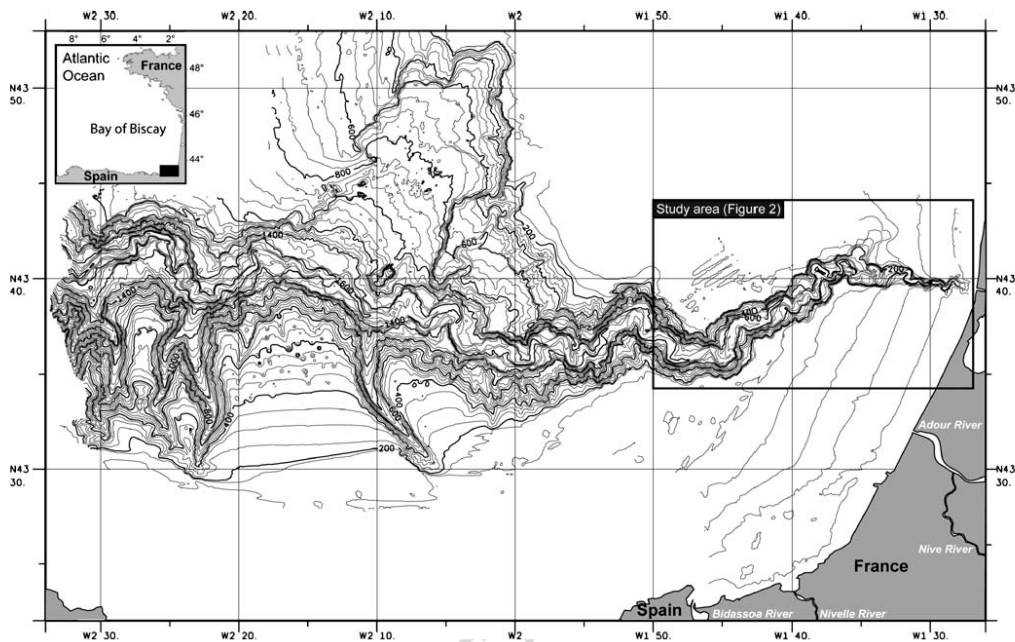


Fig. 1 Bathymetric chart of the upper 90 km of the Capbreton Canyon based on EM1000 and EM300 multibeam swath sonar data, and location of the study area

163 The Bay of Biscay is regularly affected by storms with
 164 wave maximum height reaching 10 m, being an important
 165 seafloor erosion factor in water depths down to 45 m. These
 166 conditions also bring additional water to the shoreline,
 167 inducing very strong backwash currents.

168 **Database**

169 Several cruises have been conducted since 1998 during the
 170 ITSAS and PROSECAN programs. Multibeam bathymetry
 171 and acoustic imagery were acquired using EM1000 and
 172 EM3000 echo-sounder. The database includes seismic
 173 profiles recorded by TEI 3.5 kHz sub-bottom profiler, 12
 174 1,500 J SIG sparker and air-gun high-resolution lines as
 175 well as 20 cores. In this study, we focus on the proximal
 176 part of the Capbreton Canyon (between 1°26W and 1°45W)
 177 where much of the very high-resolution seismic data were
 178 acquired.

179 High-resolution seismic profiles were acquired during
 180 the ITSAS 5 cruise in 2001 on the R/V *Le Suroît*.
 181 Profiles were post-processed with the SITHERE software
 182 (Lericolais et al. 1990).

183 Cores were collected in the canyon head, on the terraces
 184 and close to the axial channel during the cruises OXY-

BENT 10 (2000) on the R/V *Côtes de la Manche*, ITSAS 2 185
 and ITSAS 5 (2001) on the R/V *Le Suroît*, SEDICAR 186
 (2003) on the R/V *Marion Dufresne*, and PROSECAN 187
 (2004) on the R/V *Thalia* (Fig. 2). Physical parameters 188
 (gamma ray, density, porosity, and magnetic susceptibility) 189
 were measured at GM/LES, Ifremer. Sedimentological 190
 analyses were performed by the Sedimentology team at 191
 Bordeaux 1 University, using a Malvern mastersizer for 192
 laser grain-size analysis and the SCOPIX system (Migeon 193
 et al. 1999) for X-ray imaging and image processing. Two 194
 coring systems were used: piston cores (up to 40 m), which 195
 are prone to distortions, and a Barnett interface multicorer 196
 to recover undisturbed cores of the sediment/water interface 197
 (see Fig. 2 and below for locations of the seismic profile 198
 and the cores used in this study). 199

200 **General morphology**

The head of the Capbreton Canyon forms a deep and wide 201
 amphitheatre opening towards the coast (Fig. 2). The slope 202
 of the surrounding inner shelf does not exceed 0.5° but, at 203
 the head of the canyon, the slope steepens strongly with a 204
 4° average for the first kilometre. Within this first kilo- 205
 metre, some parts of the slope may reach up to 7° for a few 206

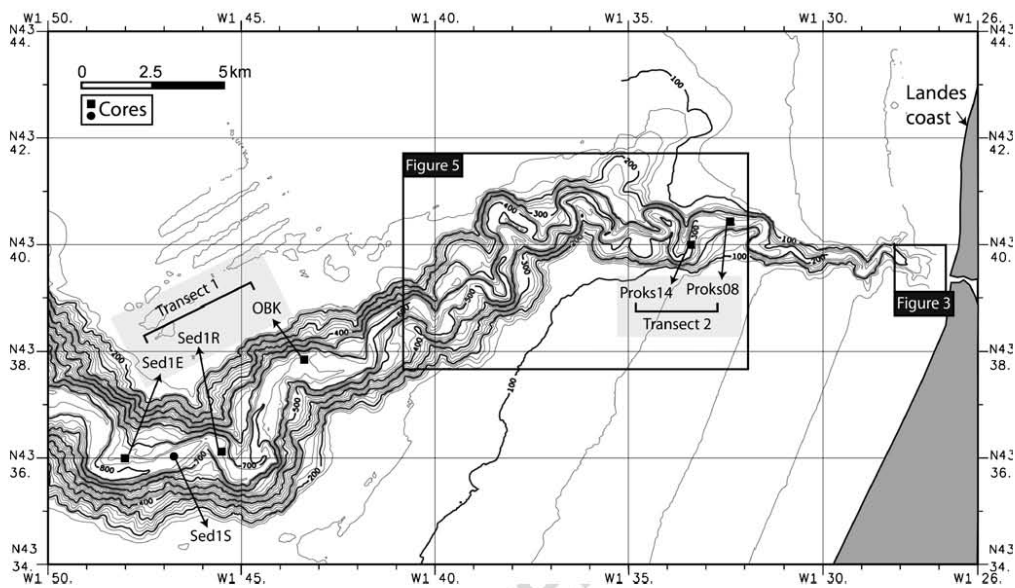


Fig. 2 Bathymetric chart of the upper 30 km of the Capbreton Canyon based on EM1000 multibeam swath sounder data, with core transect locations (see Fig. 1 for location)

207 100s m. The average slope of the canyon head (i.e. the first
208 4 km of the Capbreton Canyon) is 2°. Downwards from the
209 canyon head, the average slope decreases to 0.79° and
210 remains constant in the study area.

211 The continental slope is deeply incised by the Capbreton
212 Canyon. Bathymetric profiles perpendicular to the thalweg
213 axis display V-shaped morphologies in its uppermost part,
214 and show an axial thalweg bordered by terraces (10s to a
215 few 100s m in height) located on either side of the thalweg.
216 Downwards from 1°50W, the coalescence of the Aquitaine
217 and north Spanish margin results in a dissymmetry of the
218 canyon, as the southern flank becomes much higher and
219 steeper than the northern one.

220 The flanks of the canyon are dissected by tributary
221 valleys either empty or partially to totally filled with
222 sediments (Fig. 1). Several of these incise the Spanish
223 continental margin, perpendicularly to the isobaths. Their
224 bathymetric signature vanishes around the 200 m isobath.

225 A wide, NE-directed valley with a rough bottom
226 occupies the central part of the northern flank whereas a
227 small, meandering channel has developed on its eastern
228 side. The bathymetry of the shallower northern flank still
229 displays partially buried valleys coming from the NE.
230 These tributaries do not connect directly with the thalweg
231 of the Capbreton Canyon, as they occur several tens of
232 metres above the present-day axial thalweg. This bathy-
233 metric step suggests that erosion of the axial thalweg is

234 younger than the tributary activity. The presence of
235 tributaries also indicates lateral erosion of the canyon and
236 sediment transport towards the canyon axis.

237 The canyon flanks are also dissected by small gullies,
238 supplying sediment to the canyon via suspension plumes
239 where linked to a fluvial system (Kottke et al. 2003), either
240 by nepheloid layers (Frigani et al. 2002) or by longshore
241 currents.

242 The axial thalweg width evolves from tens of metres up
243 to the 100-m scale. The morphology, size and curvature of
244 the meanders are irregular. These are controlled by the
245 entrenchment of the thalweg, which prevents easy lateral
246 migration (Babonneau et al. 2002), and by structural
247 lineaments constituting zones of weakness.

248 Slope failure scars are observed on the canyon flanks
249 (Fig. 1). Some of these may extend to the axial thalweg.
250 However, slump deposits are visible in the axial thalweg.

251 This study focuses on the upper segment of the canyon,
252 from the head to 1°50W.

Backscatter imagery of the canyon head

253
254 The backscatter imagery of the head of the canyon presents
255 bright, crescent-like features, elongated perpendicularly to
256 the canyon axis (Fig. 3). These are a few tens of metres long
257 and a few metres wide, and surround an internal part

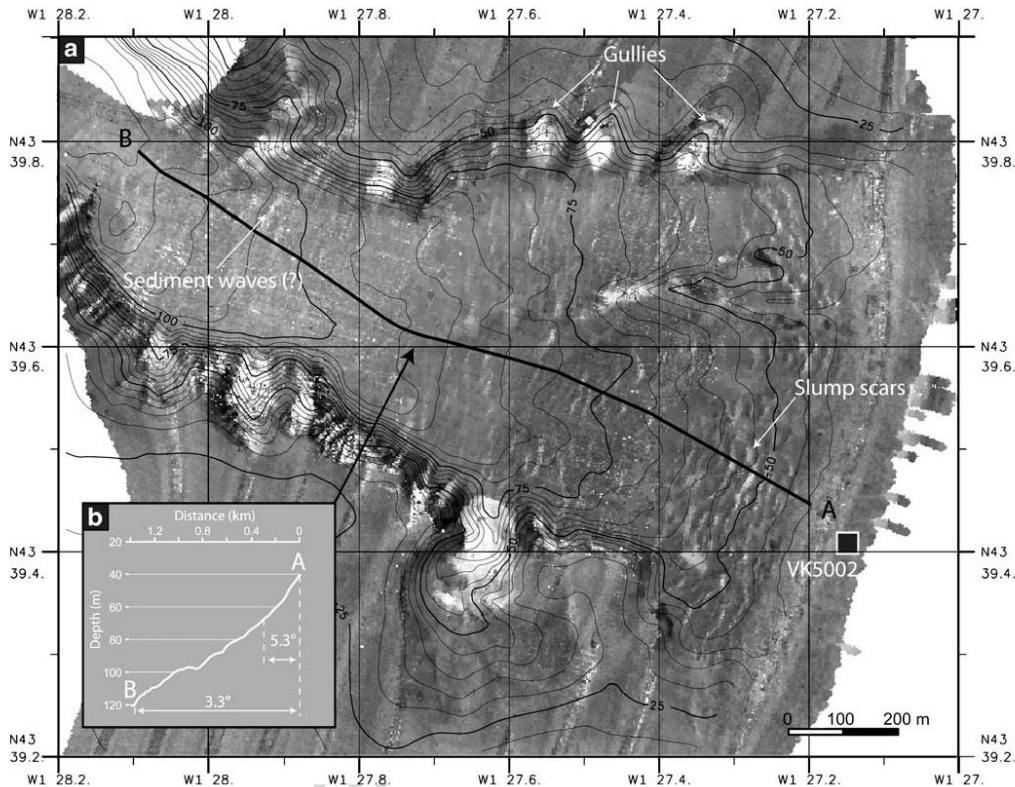


Fig. 3 **a** Acoustic backscatter image (EM1000) and bathymetric chart of the Capbreton Canyon head. *Light tones* indicate low backscatter; *dark tones* indicate high backscatter. The *square* shows the position of core VK5002 (see Fig. 2 for location). **b** Slope profile along transect A–B. Note the correlation between high slope angle and distribution of slump scars

258 appearing darker on backscatter images. They occur in the
 259 uppermost and steepest part of the area. Sidescan sonar
 260 recording enabled their interpretation as slump scars. Some
 261 scars cut neighbouring scars, suggesting successive failures.
 262 Gravity core VK5002, located in the uppermost part of
 263 the head of the canyon (Fig. 3), sampled clean, fine to
 264 medium sands identical to those found on the outer beach
 265 close to the canyon head.
 266 The head of the Capbreton Canyon is bounded by very
 267 steep walls. These are dissected by gullies, indicating
 268 sediment supply via the flank of the canyon.
 269 The lowermost part of the backscatter map shows
 270 rectilinear, bright structures. These structures could be the
 271 result of hydrodynamic processes and are interpreted as
 272 sediment waves similar to those described in the Monterey
 273 Canyon (Garfield et al. 1994). Downcanyon, the slope
 274 flattens and becomes more stable, destabilisations being
 275 less frequent.

Core analysis

276

Piston cores could not sample sediments from the inner part of
 277 the thalweg but they enabled recovering cores on both sides of
 278 the thalweg. Sediments are sandy to gravely, as described
 279 below. This suggests that the axial channel is composed, at
 280 least in the upper part of the canyon, by very coarse sediments.
 281 Figure 4a shows interface cores recovered near the axial
 282 channel along a downslope section of the canyon (transect
 283 1, see Fig. 2 for location). Core Sed1E is located 10 m
 284 above the axial thalweg on its northern flank; the Sed1R
 285 and OBK cores are located on very low-altitude terraces
 286 (20 and 40 m above the thalweg axis respectively). Grey
 287 levels were used for the Sed1E core to depict the grain
 288 size of the material. An increase in grey intensity can be
 289 correlated to an increase in grain size.
 290 From bottom to top, all three cores exhibit a stack of
 291 fining-upward sequences separated by erosive or sharp
 292

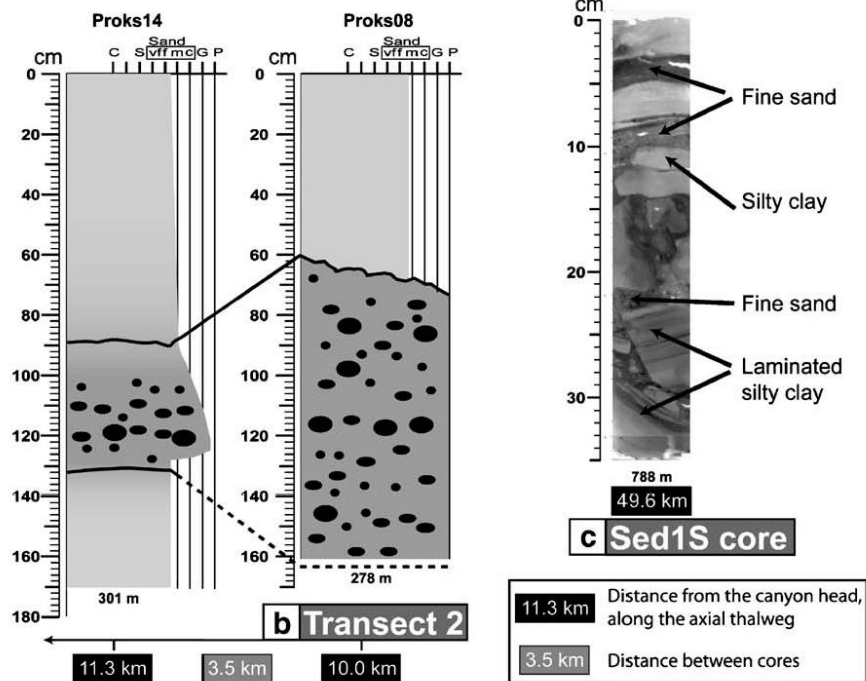
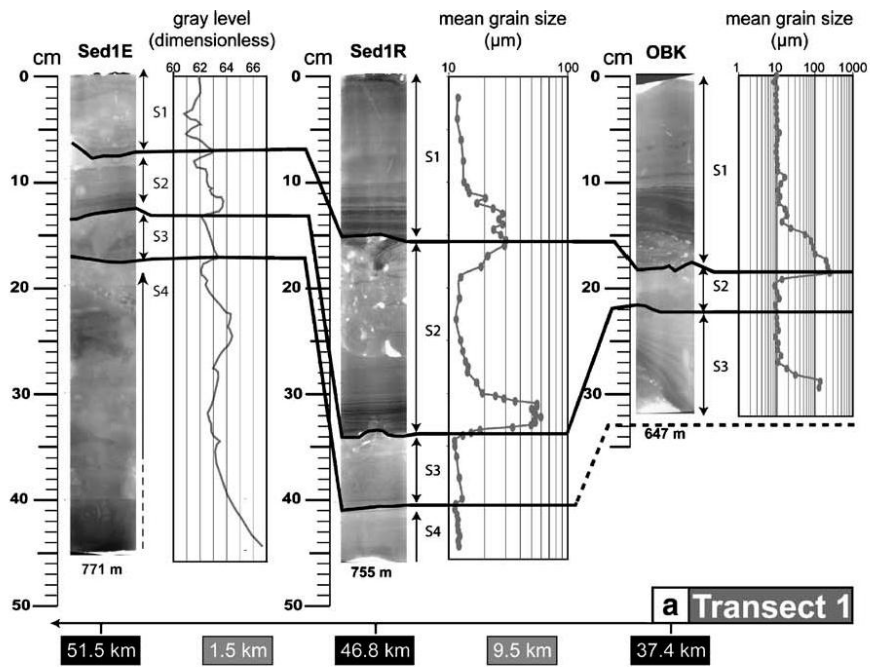


Fig. 4 **a** Transect 1: X-ray imaging of the Sed1E, Sed1R and OBK cores (see Fig. 2 for location), showing correlation of turbidite units from one core to another. **b** Transect 2: Proks08 and Proks14 core correlation of gravely unit downcanyon (see Fig. 2 for location). **c** X-ray imaging of core Sed1S, showing scattered elements of a debris flow deposit (see Fig. 2 for location)

293 contacts. S4, S3, S2 sequences are interpreted to be base
 294 cut-out Bouma sequences, as the S1 sequence was
 295 interpreted in core OBK by Mulder et al. (2001) to be a
 296 classical Bouma sequence. Based on a combination of
 297 geochemical and sedimentological analyses (Chaillou
 298 2003), it is possible to correlate these units from one core
 299 to another. Downcanyon evolution of the units is difficult to
 300 constrain because the cores are located at different altitudes
 301 above the thalweg axis. S4 was recovered only in the
 302 Sed1R and Sed1E cores, showing a Te facies in the Sed1R
 303 core, and Tb to Te facies in the Sed1E core. The S3
 304 sequence is composed of upper Ta to Td or Te facies. In the
 305 Sed1R and Sed1E cores, S3 sequence thickness decreases
 306 and only the Te facies remains. S2 is thin in the Sed1E core,
 307 reduced only to the Te facies. Thickness and grain size of
 308 S2 are maximal in the Sed1R core (Td to Te facies).
 309 Downwards, only the upper parts of Td and Te are present,
 310 and the thickness is smaller. The S1 sequence is a complete
 311 Bouma sequence in the OBK core (Mulder et al. 2001). In
 312 core Sed1R, the sequence thickness decreases and Tc to Te
 313 facies are observed. In the Sed1E core, the thickness
 314 decreases and only the Te facies remains.

315 Cores along transect 2 show very coarse-grained sedi-
 316 ments. These are localised close to the axial thalweg
 317 (Fig. 2). A few decimetres of homogeneous, medium sand
 318 occur above a several centimetres thick, gravely to pebbly
 319 medium sand (Fig. 4b). The pebbly sequence in the
 320 Proks08 core displays up to a few centimetres of pebbles
 321 with no internal organisation, but the boundary with the
 322 sand is erosive. Gravels and pebbles in the Proks14 core are
 323 smaller than in the Proks08 core. The sequence is thinner
 324 but displays a rough, very short, inverse grading becoming
 325 normal topwards. Gravels and pebbles are well rounded
 326 and similar to those found at present on the beaches
 327 surrounding the head of the canyon. These sequences are
 328 interpreted to be the deposits of grain or gravel flows (Mulder
 329 and Cochonat 1996). The correlation of the two units shows
 330 a downcanyon decrease in the thickness of the unit, together
 331 with a decrease in the size of gravels and pebbles.

332 Core Sed1S is located on the external side of a very
 333 narrow meander of the axial thalweg (Fig. 2). Figure 4c
 334 presents X-ray imaging of the core. The sediments recovered
 335 are composed of fragments of silty clay in a sandy matrix.
 336 Some of the silty clay fragments, located in the lower part of
 337 the core, show truncated and deformed parallel laminations.
 338 This sequence is interpreted as debris flow deposits
 339 amalgamating terrace- and axial thalweg-derived sediments.

Terraces 340

Morphology and seismic stratigraphy 341

Terraces constitute a major feature of the Capbreton 342
 Canyon and represent a very large amount of sediments 343
 trapped in the canyon (Fig. 5a). They correspond to relief 344
 located on either side of the axial thalweg. Relative to the 345
 thalweg axis, their elevations range from a few to 100s m. 346
 Four major types of terrace morphology have been 347
 established in the study area (Fig. 5b): horseshoe terraces 348
 (T1), hemispherical terraces (T2), rounded elongated 349
 terraces (T3) and flat elongated terraces (T4). 350

Horseshoe terraces (T1) 351

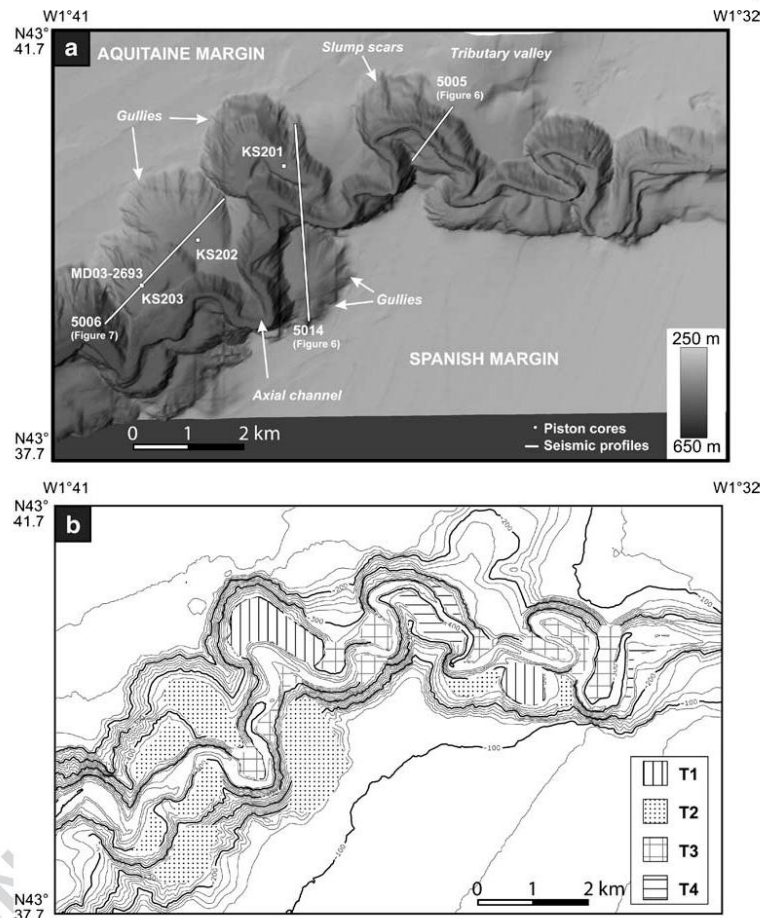
T1 terraces are characterised by a flat, arcuate outer pattern 352
 surrounding an elongated and rounded topographic high 353
 (horseshoe pattern; Fig. 5a). T1 terraces are about 0.5–2 km 354
 long and 0.5–1 km wide. Their elevation above the axial 355
 thalweg varies in the range of a few tens to 100s m. The 356
 internal structure of T1 terraces is presented in Fig. 6a. The 357
 outer part of the horseshoe is composed (from bottom to 358
 top) of three different seismic facies. The basal facies is a 359
 chaotic facies with scattered very high-amplitude reflectors. 360
 Terrace thickness ranges from 10 to 30 m. The intermediate 361
 facies is stratified and displays continuous, parallel, 362
 high-frequency and high-amplitude horizontal reflectors 363
 alternating with continuous, very low-amplitude horizontal 364
 reflectors. The intermediate facies thickness ranges from 30 to 365
 60 m. The upper facies is stratified and displays continuous, 366
 parallel, low-frequency and low-amplitude horizontal 367
 reflectors alternating with continuous, very low-amplitude 368
 horizontal reflectors. The latter tend to become predominant. 369
 The thickness of the upper facies ranges from 30 to 100 m. 370

The seismic structure of the topographic high shows four 371
 different seismic facies. Three are similar to the seismic 372
 facies described for the outer part of the horseshoe but the 373
 reflectors are convex-up and discontinuous when cut 374
 perpendicular to the elongation direction. In this case, the 375
 three seismic facies are located above a homogeneous facies. 376
 Sediments recovered from core KS202 in the upper 10 m 377
 facies are composed of bioturbated, homogeneous, dark 378
 grey silty clay. 379

Hemispherical terraces (T2) 380

T2 terraces have an arcuate pattern (Fig. 5). They are about 381
 0.5–2 km long and 0.5–2 km wide. The edge of 382
 intermediate- to high-altitude T2 terraces presents a relief 383
 a few metres higher than the main body of the T2 terraces. 384
 T2 terrace elevation above the axial thalweg varies in the 385
 range of 10s–100s m. T2 terrace internal structure is 386

Fig. 5 **a** Illuminated grey-shaded three-dimensional view of the study area, showing representative terraces with core and seismic profile locations (see Fig. 2 for location). **b** Bathymetric chart of the area in **a**. Terraces are classified in four main types according to their morphology: *T1* horseshoe terrace, *T2* hemispherical terrace, *T3* elongated and rounded terrace, *T4* elongated terrace



387 generally similar to that of T1 terraces (Figs. 6a and 7). In
 388 some terrace, a new seismic facies is present showing
 389 chaotic and small, high-amplitude scattered reflectors. This
 390 facies is interbedded within or truncates stratified horizontal
 391 reflectors (Fig. 6a). Some parts of the T2 terrace internal
 392 structure are hidden by a homogeneous, diapir-like facies.
 393 Cores KS203 and MD03-2693 sampled the upper 10 and
 394 39.4 m of a T2 terrace respectively. Sediments in cores
 395 KS203 and MD03-2693 are dark grey, indicating a high
 396 concentration of organic matter with possible methane
 397 release and important bioturbation. The upper parts of the
 398 MD03-2693 core (Fig. 7) and the KS203 core show
 399 fine-grained sediments with few silt lenses, due to
 400 bioturbation, or millimetre-thick silt beds showing
 401 laminations. Erosive or sharp contacts are observed at the
 402 base of laminated beds. Hummocky cross stratifications,
 403 planar laminations and cross-lamination features are ob-

404 served, indicating that deposition controls and is controlled
 405 by small-scale topography. At the base of the MD03-2693
 406 core (Fig. 7), coarser-grained beds (cm to several cm in
 407 thickness) alternate with fine-grained sediments. The number
 408 of coarse-grained beds increases with depth. X-ray imaging
 409 does not show any distinct structures but grain-size analysis
 410 displays normal grading, from fine sand to silt.

Rounded elongated terraces (T3)

411
 412 T3 terraces are located inside meander loops (Fig. 5). They
 413 are elongated or rounded in shape. Their dimensions vary
 414 from 0.1 to 0.5 km in width and from 0.2 to 2 km in length.
 415 T3 terrace elevation above the axial thalweg ranges from a
 416 few metres to 100s of metres. The internal structure of T3
 417 terraces perpendicular to the elongation direction is similar
 418 to that of the topographic highs of T1 terraces, except that

Geo-Mar Lett

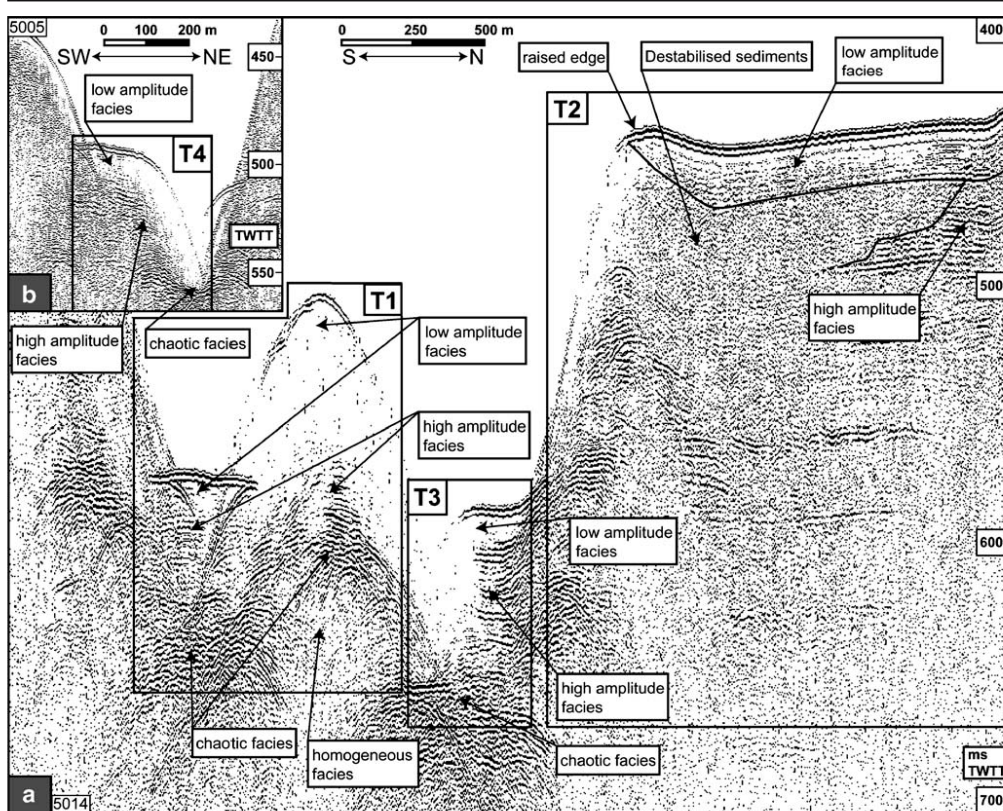


Fig. 6 a Seismic profile 5014 (see Fig. 5 for location), showing the internal structure of the T1, T2 and T3 terraces. b Seismic profile 5005 (see Fig. 5 for location), showing the T4 terrace internal structure. In

every type of terrace, similar seismic facies are recognised: from bottom to top, chaotic facies, high-amplitude facies and low-amplitude facies develop

419 the basal homogeneous facies is present only where the
420 heights of T3 terraces exceed ca. 50 m (Fig. 6a).

421 *Elongated terraces (T4)*

422 T4 terraces are flat and elongated parallel to the thalweg axis.
423 They are about 0.1 to 0.5 km wide and 0.5 to 1 km long. Their
424 elevation above the thalweg axis ranges from a few to a few
425 tens of metres (Fig. 5). T4 terraces are composed of the three
426 similar facies described in T1 terrace outer horseshoe parts
427 and T2 terraces (Fig. 6b). In T4 terraces, however, chaotic
428 and high-amplitude facies are more developed than the
429 low-amplitude one, which is very thin or even absent.

430 ¹⁴C dating

431 ¹⁴C dating was performed on shells recovered in core MD03-
432 2693 (Fig. 7). Analyses indicate age estimates of the deposits

being 775, 1,445 and 2,390 years B.P. at 350, 1,190 and 433
2,280 cm respectively, corresponding to an average accumula- 434
tion rate of 9.5 m/1,000 years. However, accumulation averages 435
12 m/1,000 years from 2,390 to 775 years B.P., and decreases 436
to 4.5 m/1,000 years from 775 years to the present day. 437

438 **Discussion**

439 Axial thalweg: an image of present-day sediment dynamics
440 conditions

441 Analyses of samples recovered along the axial channel
442 allow us to characterise present-day sediment dynamics
443 conditions and to determine the sediment source and the
444 characteristics of sediment flows downcanyon.

445 Since the 16th century, the Capbreton Canyon has been
446 morphologically disconnected from the Adour River.

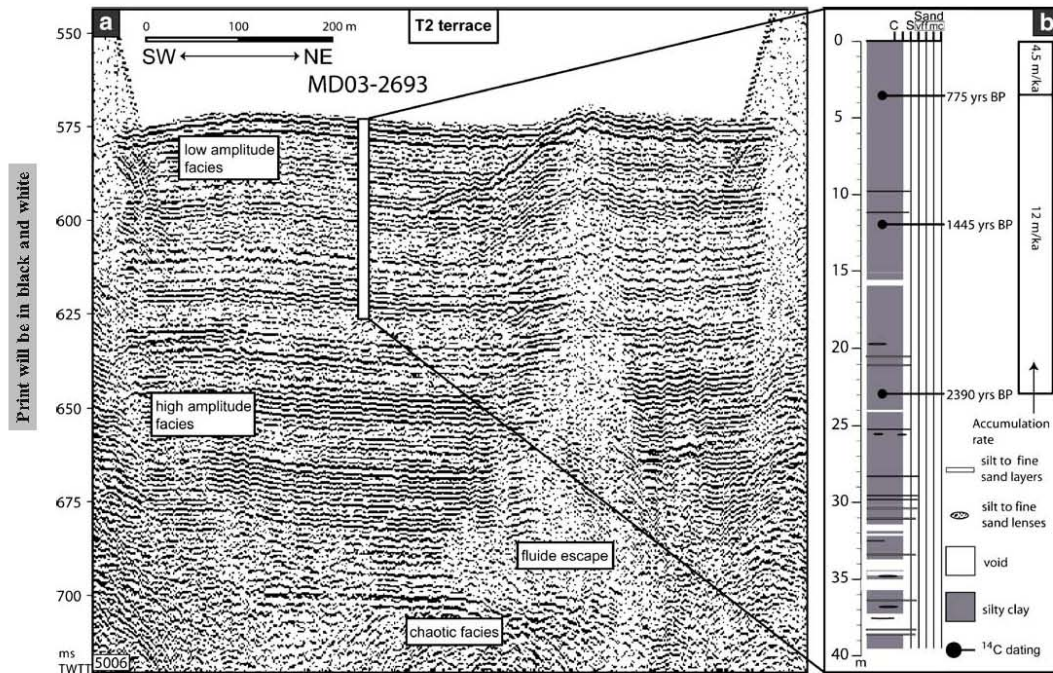


Fig. 7 a MD03-2693 core position along seismic profile 5006 (see Fig. 5 for locations). The core is located in a T2 terrace which shows, from bottom to top, chaotic facies, high-amplitude facies and low-amplitude facies. Core MD03-2693 sampled a part of the low-amplitude facies and shows an increase of medium-grained beds with depth. b Schematic log of core MD03-2693. Dots indicate ¹⁴C sampling. Calculated accumulation rates are high from 2,390 to 1,445 years B.P. but decrease sharply from 775 years B.P. to the present day

447 However, different types of gravity flows regularly occur in
 448 the canyon (one event per 10 years on average; Mulder
 449 et al. 2001), and are still able to transport large amounts of
 450 sediments through the canyon. Processes capable of
 451 generating gravity flows involve both internal and external
 452 earth dynamics. Numerous studies have documented the
 453 effect of storms (Shepard and Marshall 1973; Mulder et al.
 454 2001), earthquakes (Garfield et al. 1994) or river floods
 455 (Mulder and Syvitski 1995) on the generation of gravity
 456 flow processes.

457 The results presented in this paper demonstrate the
 458 importance of the uppermost part of the canyon in the
 459 initiation of gravity flows. The head of the Capbreton
 460 Canyon is located close enough to the shoreline to be under
 461 the influence of hydrodynamic processes, and constitutes a
 462 wide depression where sediments can accumulate. The
 463 steepness of the slope in the first 100s m induces that
 464 stacking of sediments in a metastable condition can
 465 generate failures, as shown by the scars described in the
 466 backscatter map. These sediments constitute material easily

remobilised by earthquakes, swell or storm waves, such as
 during the 1999 storm, and today earmark the most
 favourable area for the initiation of gravity flows.

Sediments accumulated in the head of the canyon are
 transported via the canyon by different dynamic processes.
 Present-day gravity flows are not strong enough to
 transport coarse-grained sediments further than the upper
 part of the Capbreton Canyon. This results in the
 blanketing of the thalweg by very coarse deposits,
 showing a downthalweg-fining trend. Tidal signal records,
 down to 700 m water depth, imply that they are, at least,
 as important in the head of the canyon which here funnels
 the currents. Such currents are able to rework the
 uppermost part of seafloor sediments, even sandy material
 (Shanmugam 2003).

Erosion of the flank of low-altitude terraces by recent
 turbidity currents triggers debris flow deposits, as seen in
 the SedIS core described above. Still, this phenomenon
 seems to be of minor importance, compared to the supply
 of sediments coming down from the head of the canyon.

Geo-Mar Lett		
487	Terraces: a record of past canyon activity	Terrace formation 537
488	Terraces constitute important sedimentary depocentres in	In the fluvial environment, terraces result from successive 538
489	the Capbreton Canyon, and record the evolution of erosive	filling and incision stages, leading to correlatable terrace 539
490	and depositional processes through time.	levels. In our study area, no seismic evidence of a larger 540
491	<i>Depositional dynamics and nature of the deposits</i>	and deeper canyon has been found, and terraces are situated 541
492	<i>on terraces</i>	at a different bathymetric level, indicating that they were 542
493	Sedimentological analyses of cores KS201, KS202, KS203	probably initiated by autocyclic processes. Thus, our 543
494	and MD03-2693 have allowed us to interpret these deposits	"terrace" terminology refers to morphologies similar to 544
495	as gravity flow deposits alternating with hemipelagic	fluvial terraces but originated from different modes of 545
496	fallout. The gravity flow deposits are composed of very	formation. 546
497	fine-grained turbidites in the upper 10 m. Sand layers and	T1 terraces result from meander cut-off, similarly to 547
498	lenses found deeper in the MD03-2693 core are interpreted	fluvial environments (Schumm 1981). Erosion of the inner 548
499	to be top cut-out turbidites. These deposits result from the	part of a meander increases its curvature. When a threshold 549
500	spill-over of the top part of turbidity currents flowing down	is reached, the meander breaks and creates a chute which 550
501	the thalweg. When a turbidity current spills over a terrace,	becomes the new pathway. The abandoned meander forms 551
502	two types of deposition may occur: dynamic deposition or	a depression where spilled-over sediments accumulate. The 552
503	decantation (particle settling). Dynamic deposition pro-	depression is eventually filled, and only the elevated central 553
504	duces laminated beds as well as coarse-grained deposits. As	part (corresponding to an ancient meander "bar") remains 554
505	the flow reaches the top of the terraces, it acquires its own	(Fig. 8). The chaotic facies found in the ancient meander bar 555
506	erosive and depositional dynamics. Formation of laminae	is the imprint of the ancient thalweg pathway. The ancient 556
507	can be the result of the different billows produced by the	thalweg chaotic facies occurs above the new thalweg chaotic 557
508	same turbidity current along the thalweg (Gervais et al.	facies because of erosion of the new thalweg. This altitude 558
509	2001). Rapid fluctuations in velocity and in near-bottom	difference increases with distance to the front of the meander 559
510	shear strength could explain the formation of laminated	"bar". Underneath the ancient thalweg chaotic facies, the 560
511	deposits (Migeon 2000). This forms Tb-d facies of the	homogeneous facies corresponds to sediments deposited 561
512	Bouma sequence found in the sand layers and lenses in the	before the beginning of meander migration. 562
513	lower part of the MD03-2693 core.	T2 terraces formed by channel lateral migrations. 563
514	The second type of deposition results from the slow	Seismic data do not enable us to determine whether the 564
515	settling of the dilute upper part of the flow, which mixes with	axial channel migrations are sudden or progressive. 565
516	ambient hemipelagic particles. These deposits are similar to	Nevertheless, chaotic and high-amplitude scattered reflector 566
517	the hemiturbidites described by Stow et al. (1990) for the	facies suggest the presence of slope failure deposits. Slope 567
518	Bengal fan. This forms the Te facies of the Bouma sequence	failures could induce the thalweg migration generating the 568
519	found in the very fine-grained turbidites of cores KS201,	meander (Greene et al. 2002). The terrace then grows by 569
520	KS202 and KS203 and in the upper part of core MD03-2693.	deposition of spill-over sediments above slump deposits. 570
521	Between turbidity flow deposits, hemipelagic sediments	The raised edge part of T1 and T2 terraces can have two 571
522	are observed. The thickness of hemipelagites, together with	origins: 572
523	observations of burrows, monosulphides and organic	1. It can be interpreted as the product of slumping of 573
524	matter, suggests a low frequency of spill-over events.	canyons flanks accumulated at the edge of the canyon. 574
525	Sedimentation on terraces is not constant but the result of	In our study area, only one terrace shows wavy facies 575
526	sudden events forming the coarser-grained beds (which	suggesting that creeping or low-rate sliding occurs 576
527	increase the instantaneous sedimentation rate), alternating	(Mulder and Cochonat 1996). 577
528	with relatively long periods of hemipelagic sedimentation	2. T1 and T2 terraces can also be interpreted as typical 578
529	forming the fine-grained "background" hemipelagic	levee facies. The curvature of the reflectors constituting 579
530	sediments associated with low sedimentation rates.	the edge of the terraces tends to increase with depth. As 580
531	Based on core and seismic data analyses, we infer that	a consequence, the energy of currents spilling over the 581
532	chaotic facies represent ancient thalweg axis, coarse-grained	terrace decreases as the levee grows. Hemipelagic 582
533	sediments such as those found in core Proks14. High-	sedimentation proportionally increases with time and 583
534	amplitude facies are interpreted to be composed of coarse- to	tends to flatten the terrace morphology. 584
535	medium-grained overspilled sediments. Low-amplitude	T3 terraces are morphologically similar to fluvial point bar 586
536	facies represent fine to very fine overspilled sediments.	deposits. Turbulent surges are diverted to the external part 587
		of the meander, promoting deposition in its inner part. 588

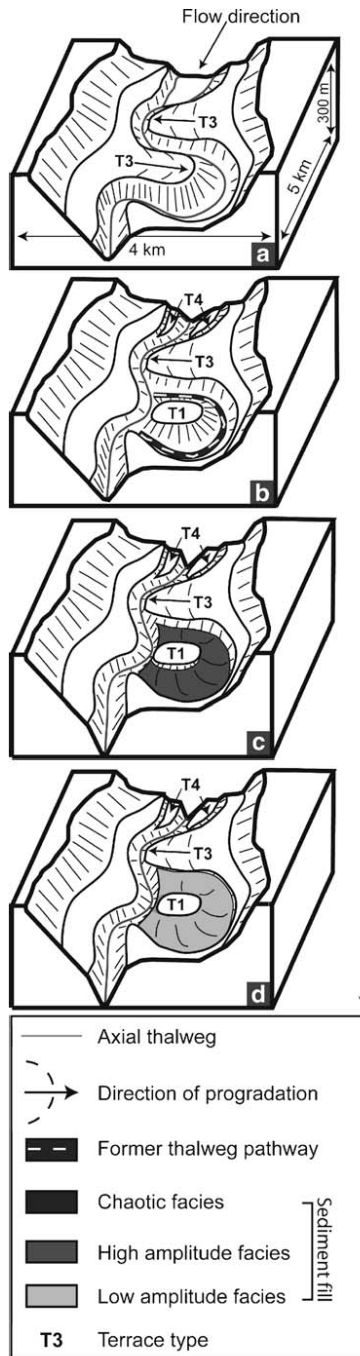


Fig. 8 a–d Schematic evolution of Capbreton Canyon morphology. A T1 terrace is used to illustrate terrace formation and evolution in Capbreton Canyon. **a** Initial conditions: T3 terraces form with increasing curvature of axial thalweg meander. **b** Meander cut-off creates a T1 terrace and erosion of the axial thalweg induces formation of T4 terraces. The axis of the ancient thalweg pathway is composed of coarse-grained sediments, forming chaotic facies on seismic profiles. **c** The ancient thalweg pathway becomes a new depocentre and a T1 terrace grows due mainly to overspilled sediments. In this early phase, fine- to coarse-grained sediments deposit and form high-amplitude facies. Terrace growth rate is high. **d** Terrace height acts as a barrier and only fine-grained sediments overspill. Hemipelagic sedimentation tends to become the dominant process. Low-amplitude facies form

Unlike fluvial point bars, however, no lateral accretion nor progradational structures are observed but rather convex-up discontinuous reflectors indicating recurrent deposits of sediments coming from both sides of the meander loop. The progressive incision of the thalweg isolates the meander inner parts. T3 terraces can evolve into T1 terraces through time with meander cut-off (Fig. 8).

T4 terraces are interpreted as inner levees. They could represent a low-energy period within the canyon. During a high-energy period, the channel is eroded over its whole width. When the energy of eroding processes decreases, gravity flows are not able to pursue the excavation of the whole canyon width. Then, excavation takes place only in a restricted part of the channel where the energy is high enough, e.g. the outer part of meanders or the central part of straight sections of the thalweg (Pichevin et al. 2003; Babonneau et al. 2004; Fig. 8).

Parameters controlling terrace evolution

Construction and evolution of terraces are controlled by three major parameters:

- Hemipelagic sedimentation;
- Frequency and intensity of mass movements;
- Height of the terrace.

Figure 8 illustrates the formation and evolution of a T1 terrace. After the meander cut-off, a new pathway is created. The ancient thalweg pathway is composed of coarse-grained sediments characterised by chaotic facies (Fig. 8b). The new depocentre which the ancient thalweg has now become fills due to the spilling of fine- to coarse-grained particles brought by gravity flows (Fig. 8c). Hemipelagic sedimentation is intermixed within gravity flow deposits. This step corresponds to high-amplitude facies on the seismic profiles. Terrace growth rate is high.

As the terrace grows, its height prevents medium- to coarse-grained sediments from overspilling. Only fine-grained sediments deposit, and the proportion of hemipelagic fallout increases with terrace growth (Fig. 8d). At some point, terrace height acts as a barrier for turbidite

627 clouds and hemipelagic sedimentation forms the final
628 drape. Terrace growth is low. Gravity flows are confined
629 in the axial thalweg, and overspilled sediments tend to
630 accumulate on terrace internal flanks to create new terraces.

631 *Record of sediment dynamics through time*

632 ¹⁴C data show that the construction of a terrace is very
633 rapid. For example, for the top of a terrace occurring 100 m
634 above the present-day channel, the upper 25% of the terrace
635 formed during the last 2,400 years. Considering that the
636 growth rate of a terrace decreases with time and terrace
637 height, it is possible to infer that such a terrace was initiated
638 and developed during the Holocene.

639 Such sediment dynamics shows that there is a continuous
640 evolution of Capbreton Canyon morphology through time.
641 The Capbreton Canyon is an active system both under
642 highstand and lowstand conditions, with no periods of
643 fossilisation of the canyon. However, the presence of T4
644 terraces may indicate that, during highstands, the energy of
645 gravity flows is lower than during lowstands.

646 The continuous formation and evolution of terraces
647 depend on two main factors: perennial erosive processes,
648 i.e. regular gravity flows and large amounts of sediments
649 brought to the canyon by these gravity flows, and hemi-
650 pelagic sedimentation which also supplies large amounts of
651 sediments to the canyon. The only source of sediments able
652 to ensure both regular gravity flows and hemipelagic
653 sedimentation bringing large amounts of sediments is the
654 Adour River, nowadays located 10 km further south. The
655 decrease in accumulation rate, together with the decrease in
656 the number and size of turbidite sequences in the last
657 800 years, could be linked to the disconnection of the
658 Adour River in the 16th century.

659 **Conclusions**

660 The initiation of present-day gravity flows in the Capbreton
661 Canyon is the result of the interaction of three parameters.

- 662 1. The first is sediment source. The south-eastern part of
663 the Bay of Biscay is an area where extensive coastal
664 hydrodynamic processes transport large amounts of
665 sediments along the shoreline. In addition, large
666 amounts of fine-grained material are released by small
667 mountainous rivers along the West Iberian margin.
- 668 2. The second parameter involves the proximal part of the
669 Capbreton Canyon. The head of the canyon is located
670 close to the shoreline, and its morphology is well suited
671 for sediments to accumulate. The steepness of the slope in
672 the uppermost part of the canyon's head leads to sediment
673 instabilities which are frequently prone to failure.

- 674 3. The third parameter is linked to processes able to
675 trigger gravity flows from the sediments accumulated in
676 the canyon head. Under high sea-level conditions, only
677 exceptional events such as storms or earthquakes are
678 able to initiate gravity flows. However, gravity flows
679 do not seem to be energetic enough to transport the
680 coarse-grained fraction down to the Cap Ferret
681 deep-sea fan (Crémer 1983). This fraction presently
682 settles in the upper part of the canyon. This implies that
683 the canyon is currently being filled.

684 Gravity flows, especially turbidity currents, are the main
685 factors contributing to the initiation and evolution of terraces.
686 They are at the origin of lateral and horizontal migrations of
687 the axial thalweg which, in essence, delimitate the area where a
688 terrace can grow. Development and evolution of terraces are
689 controlled by the spill-over of turbidity currents, the height of
690 the terrace, and hemipelagic sedimentation. As the height of a
691 terrace increases in relation to the axial thalweg level,
692 hemipelagic sedimentation tends to prevail over turbidite
693 deposition. As a result, terrace growth rate is not linear. It is
694 very rapid while the height of the terrace is low but it decreases
695 rapidly when the height of the terrace reduces the spill-over of
696 turbidity currents. When a threshold is attained, turbidity
697 currents are no longer able to spill over the terrace, and
698 hemipelagic sedimentation maintains a very low growth rate.

699 Terraces constitute sediment traps but also record the
700 canyon sediment dynamics through time. Capbreton
701 Canyon morphology has evolved continuously from
702 highstand to lowstand periods but our data suggest that,
703 during highstands, erosive energy levels decrease.

704 The calculated accumulation rate (more than 10 m/
705 1,000 years during the Holocene) underlines the very rapid
706 formation and construction of terraces linked to the direct
707 connection of the head of the Capbreton Canyon with the
708 Adour River. The disconnection of the Adour River during
709 the 16th century has led to a substantial decrease of both
710 sediment supply to the canyon and sediment accumulation
711 in the canyon.

712 **Acknowledgement** The captains and crews of *Le Surouï* and *La*
713 *Thalia* are thanked for assistance during ITSAS and PROSECAN
714 cruises. The technical staffs of Bordeaux 1 University (G. Chabaud, B.
715 Martin, D. Poirier, and J. Saint-Paul), Genavir and Ifremer GM (B.
716 Loubrieu) are warmly thanked. We thank A. Tadeu Dos Reis and T. Van
717 Weering for their constructive reviews and comments. M.G. received a
718 scholarship from Total and Ifremer. The *Groupe de Recherches* (GDR)
719 "Marges" is thanked for financial contribution to this work. This
720 represents UMR CNRS 5805 EPOC contribution no. 1596. 721

722 **References**

723 Anschutz P, Jorissen FJ, Chaillou G, Abu-Zied R, Fontanier C (2002)
724 Recent turbidite deposition in the eastern Atlantic: early
725 diagenesis and biotic recovery. *J Mar Res* 60:835–854 725

- 726 Antobreh AA, Krastel S (2006) Morphology, seismic characteristics
727 and development of Cap Timiris Canyon, offshore Mauritania: a
728 newly discovered canyon preserved-off a major arid climatic
729 region. *Mar Petrol Geol* 23:37–59
- 730 Babonneau N, Savoye B, Crémer M, Klein B (2002) Morphology and
731 architecture of the present canyon and channel system of the
732 Zaire deep-sea fan. *Mar Petrol Geol* 19:445–467
- 733 Babonneau N, Savoye B, Crémer M, Bez M (2004) Multiple terraces
734 within the deep incised Zaire Valley (Zaïango Project): are they
735 confined levees? In: Lomas SA, Joseph P (eds) *Confined*
736 *turbidite systems*. *Geol Soc Lond Spec Publ* 222:91–114
- 737 Baztan J, Berné S, Olivet J-L, Rabineau M, Aslanian D, Gaudin M,
738 Réhault J-P, Canals M (2005) Axial incision: the key to
739 understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of
740 Lion). *Mar Petrol Geol* 22:805–826
- 741 Boillot G, Dupeuble PA, Hennequin-Marchand I, Lamboy M, Leprêtre
742 J-P (1973) Carte géologique du plateau continental nord-
743 espagnol entre le canyon de Capbreton et le canyon d'Aviles.
744 *Bull Soc Géol Fr* 7:367–391
- 745 Boillot G, Dupeuble PA, Hennequin-Marchand I, Lamboy M, Leprêtre J-
746 P, Musellec P (1974) Le rôle des décrochements "tardi-hercyniens"
747 dans l'évolution structurale de la marge continentale et dans la
748 localisation des grands canyons sous-marins à l'ouest et au nord de
749 la péninsule ibérique. *Rev Géogr Phys Géol Dynam* 2 XVI:75–86
- 750 Bois C, Pinet B, Gariel O (1997) The sedimentary cover along the
751 ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile. A comparison
752 between the Parentis basin and other European rifts and basins. In:
753 Bois C, Gariel O (eds) *Deep seismic study of the earth's crust,*
754 *ECORS Bay of Biscay survey*. *Mém Soc Géol Fr* 171:143–165
- 755 Carson B, Baker ET, Hickey BM, Nitrouer CA, DeMaster DJ,
756 Thorbjarnarson KW, Snyder GW (1986) Modern sediment
757 dispersal and accumulation in Quinault submarine canyon — a
758 summary. *Mar Geol* 71:1–13
- 759 Chaillon G (2003) La dynamique biogéochimique des espèces rédox
760 dans les sédiments modernes du Golfe de Gascogne. PhD Thesis,
761 University of Bordeaux 1
- 762 Cirac P, Bourillet J-F, Griboulard R, Normand A (2001) Le canyon de
763 Capbreton: nouvelles approches morphostructurales et morpho-
764 sédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas (Canyon
765 of Capbreton: new morphostructural and morphosedimentary
766 approaches. First results of the ITSAS cruise). *C R Acad Sci*
767 *Paris Series IIA* E332:447–455
- 768 Crémer M (1983) Approches sédimentologiques et géophysiques des
769 accumulations turbiditiques. L'éventail profond du Cap-ferret
770 (Golfe de Gascogne). La série des grès d'Annot (Alpes de Haute
771 Provence). Thèse d'Etat, Université de Bordeaux 1
- 772 Deregnaucourt D, Boillot G (1982) Nouvelle carte structurale du golfe
773 de Gascogne. *C R Acad Sci Paris Série II* 294:219–222
- 774 Frignani M, Coup T, Cochran JK, Hirschberg D, Vitoria i Codina L
775 (2002) Scavenging rates and particle characteristics in and near the
776 Lacaze-Duthiers submarine canyon, northwest Mediterranean.
777 *Cont Shelf Res* 22:2175–2190
- 778 Froidefond JM, Castaing P, Weber O (1983) Evolution morpho-
779 sédimentaire de la tête du canyon de Capbreton d'après les cartes
780 de 1860 et de 1963, utilisation des méthodes informatiques. *Bull*
781 *Soc Géol Fr* XXV:705–714
- 782 Gailhard G, Kmiecuck C, Winnock E (1971) Interprétation d'un
783 profil sismique tiré sur la plage atlantique de Mimizan aux
784 Pyrénées. In: *Histoire structurale du golfe de Gascogne, tome 1,*
785 *IV-3. Technip, Paris*, pp 1–10
- 786 Garfield N, Rago TA, Schnebele KJ, Collins CA (1994) Evidence of a
787 turbidity current in Monterey Submarine Canyon associated with
788 the 1989 Loma Prieta earthquake. *Cont Shelf Res* 14:673–686
- 789 Gervais A, Mulder T, Savoye B, Migeon S, Crémer M (2001) Recent
790 processes of levee formation on the Zaire deep-sea fan. *C R Acad*
791 *Sci Paris Series IIA* 332:371–378
- Greene HG, Maher NM, Paull CK (2002) Physiography of the
792 Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about
793 continental margin development. *Mar Geol* 181:55–82
- 794 Jouanneau JM, Weber O, Crémer M, Castaing P (1999) Fine-
795 grained sediment budget on the continental margin of the Bay
796 of Biscay. *Deep-Sea Res Part II. Topical Studies in Oceanography*
797 46:2205–2220
- 798 Khrifounoff A, Vangriesheim A, Babonneau N, Crassous P, Dennielou
799 B, Savoye B (2003) Direct observation of intense turbidity
800 current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water
801 depth. *Mar Geol* 194:151–158
- 802 Klängebiel A, Legigan P (1978) Histoire géologique des divagations
803 de l'Adour. In: *Proc Congr IVème Centenaire du Détournement*
804 *de l'Adour 1578–1978*. Bayonne, pp 23–33
- 805 Kottke B, Schwenk T, Breitzke M, Wiedicke M, Kudrass HR, Spiess
806 V (2003) Acoustic facies and depositional processes in the
807 upper submarine canyon Swatch of No Ground (Bay of Bengal).
808 *Deep-Sea Res Part II* 50:979–1001
- 809 Lericolais G, Allenou JP, Berné S, Morvan P (1990) A new system for
810 acquisition and processing of very high resolution seismic
811 reflection data. *Geophysics* 55:1036–1046
- 812 Maneux E, Dumas J, Clement O, Etcheber H, Charriton X, Etchart J,
813 Veyssy E, Rimmelin P (1999) Assessment of suspended matter
814 input into the oceans by small mountainous coastal rivers: the case
815 of the Bay of Biscay. *C R Acad Sci Paris Series IIA* 329:413–420
- 816 May JA, Warme JE, Slater RA (1983) Role of submarine canyons on
817 shelfbreak erosion and sedimentation: modern and ancient
818 examples. *SEPM Spec Publ* 33:315–332
- 819 Michels KH, Suckow A, Breitzke M, Kudrass HR, Kottke B (2003)
820 Sediment transport in the shelf canyon "Swatch of No Ground"
821 (Bay of Bengal). *Deep-Sea Res Part II* 50:1003–1022
- 822 Migeon S (2000) Dunes géantes et levées sédimentaires en domaine
823 marin profond: approches morphologique, sismique et sédimen-
824 tologique. PhD Thesis, Université de Bordeaux 1
- 825 Migeon S, Weber O, Faugères J-C, Saint-Paul J (1999) SCOPIX: a
826 new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Mar Lett*
827 18:251–255
- 828 Milia A (2000) The Dhorn canyon: a response to the eustatic fall and
829 tectonic uplift of the outer shelf along the eastern Tyrrhenian Sea
830 margin, Italy. *Geo-Mar Lett* 20:101–108
- 831 Mulder T, Cochonat P (1996) Classification of offshore mass move-
832 ments. *J Sediment Res* 66:43–57
- 833 Mulder T, Syvitski JPM (1995) Turbidity currents generated at river
834 mouths during exceptional discharges to the world oceans. *J Geol*
835 103:285–299
- 836 Mulder T, Weber O, Anschutz P, Jorissen FJ, Jouanneau J-M (2001) A
837 few months-old storm generated turbidite deposited in the
838 Capbreton Canyon (Bay of Biscay, SW France). *Geo-Mar Lett*
839 21:149–156
- 840 Nesteroff WD, Duplaix S, Sauvage J, Lancelot Y, Mèlières F, Vincent
841 E (1968) Les dépôts récents du canyon de Capbreton. *Bull Soc*
842 *Géol Fr* 7:218–252
- 843 Paull CK, Ussler W 3rd, Greene HG, Keaten R, Mitts P, Barry J
844 (2003) Caught in the act: the 20 December 2001 gravity flow
845 event in Monterey Canyon. *Geo-Mar Lett* 22:227–232
- 846 Paull CK, Mitts P, Ussler WI, Keaten R, Greene HG (2005) Trail of
847 sand in upper Monterey Canyon: offshore California. *Geol Soc*
848 *Am Bull* 117:1134–1145
- 849 Pichevin L, Mulder T, Savoye B, Gervais A, Crémer M, Piper
850 DJW (2003) The Golo submarine turbidite system (east
851 Corsica margin): morphology and processes of terrace formation
852 from high resolution seismic reflection profiles. *Geo-Mar Lett*
853 23:117–124
- 854 Rigaut F (1997) Analyse et évolution récente d'un système turbidi-
855 tique méandrique: l'éventail profond du Zaïre. PhD Thesis,
856 University of Bretagne Occidentale
857

Geo-Mar Lett

858	Savoie B, Piper DJW, Droz L (1993) Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera. <i>Mar Petrol Geol</i> 10:550–560	868	Shepard FP, Dill RF (1966) Submarine canyons and other sea valleys. Rand McNally, Chicago	869
861	Schumm SA (1981) Evolution and response of the fluvial system; sedimentologic implications. In: Ethridge FG, Flores RM (eds) Recent and ancient nonmarine depositional environments. <i>SEPM Spec Publ</i> 31:19–29	870	Shepard FP, Marshall NF (1973) Storm-generated current in La Jolla Submarine Canyon, California. <i>Mar Geol</i> 15:M19–M24	871
862		872	Stow DAV, Amano K, Balson PS, Brass GW, Corrigan J, Raman CV, Tiercelin J-J, Townsend M, Wijayananda NP (1990) Sediment facies and processes on the distal Bengal Fan, leg 116. In: Cochran JR, Stow DAV et al. (eds) <i>Proc ODP, Sci Results</i> 116. College Station, Texas, pp 377–395	873
863		874		875
864	Shanmugam G (2003) Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. <i>Mar Petrol Geol</i> 20:471–491	876		877

UNCORRECTED PROOF

8.3.3. Conclusions

L'étude de données de carottages et de sismique très haute résolution dans la partie amont du canyon de Capbreton montre l'impact majeur des processus hydrodynamiques sur la

dynamique sédimentaire actuelle du canyon de Capbreton ainsi que sur son évolution morphologique au cours du temps.

L'initiation de courants gravitaires est gouvernée par trois paramètres : (1) l'apport important de sédiments par les courants côtiers et les fleuves pyrénéens et cantabrique. (2) la morphologie de la tête du canyon, qui joue le rôle de dépo-centre provisoire. (3) l'existence de processus exceptionnels comme les tempêtes ou les séismes capables de mobiliser les sédiments accumulés. Cette dynamique sédimentaire est cependant ponctuelle et ne permet apparemment pas aux sédiments d'être transportés jusqu'au bassin profond. Un volume important se dépose dans le thalweg axial du canyon montre une tendance au remplissage.

Les courants gravitaires qui transitent dans le canyon via le thalweg axial sont les acteurs majeurs de l'évolution morphologique du canyon. Ils sont à l'origine de la formation, de la croissance et de l'érosion des terrasses. Celles-ci, qui peuvent être assimilées à des levées confinées, se développent de la compétition de trois phénomènes, le débordement d'écoulements gravitaires, la sédimentation hémipélagique et la hauteur de la terrasse. A mesure que la terrasse croît par rapport au thalweg axial, la sédimentation hémipélagique prend le pas sur les débordements de courants gravitaires. Aussi, le taux de croissance d'une terrasse n'est pas linéaire dans le temps. Il est rapide lorsque la terrasse est peu élevée, les débordements de courants gravitaires apportent beaucoup de sédiments. Il diminue avec l'augmentation de la hauteur de la terrasse par rapport au chenal. Il se stabilise lorsque la terrasse est assez haute pour empêcher le débordement d'écoulements gravitaires, la sédimentation hémipélagique contribue alors seule à la croissance de la terrasse.

Les terrasses constituent des pièges à sédiments mais en retour permettent l'enregistrement dans les sédiments de l'évolution du canyon au cours du temps. Les taux de sédimentation supérieurs à 10 m/ka enregistrés depuis 2400 ans montrent que la construction d'une terrasse est très rapide mais aussi que le canyon évolue continûment entre les périodes de bas niveau marin et les périodes de haut niveau marin. Cependant l'évolution semble moins forte en période de haut niveau marin relatif. De plus, la diminution des taux de sédimentation dans les derniers mètres indique que la déconnexion de l'Adour de la tête du canyon a fortement contribué à la diminution des apports et des dépôts sédimentaires dans le canyon.

9. MESURES DE COURANT

Afin de caractériser les courants dans le canyon, trois courantomètres ont été placés dans le thalweg axial. Ils se trouvent à 2 m au dessus du fond et à des profondeurs de 148, 672 et 1200 m. Seul le courantomètre placé à 672 m de profondeur, dans la région où a été prélevée la turbidité de Noël 1999, a fonctionné et a pu être récupéré. Le courantomètre a enregistré une mesure de direction et de vitesse de courant toutes les dix minutes pendant trois mois et demi (2 août-15 novembre 2002).

9.1. CARACTERISTIQUES DES COURANTS MESURES

La figure IV-33 présente les mesures de vitesse et de direction de courants acquises par le courantomètre. L'échantillonnage a été effectué toutes les dix minutes ce qui représente un total de plus de 15 000 mesures.

Les deux graphiques de la figure IV-33 montrent d'abord qu'il y a des courants avec des vitesses supérieures à 5 cm/s dans toutes les directions. Dans le graphique (A) deux directions principales ressortent, soulignées par des vitesses supérieures à 10 cm/s, ESE et SO. Cependant, les vitesses les plus importantes (>30 cm/s) ont une direction ENE. Dans le graphique (B), qui marque le nombre de mesures dans chaque direction et donc la durée des vitesses des courants dans ces directions, la position du courantomètre peut être considérée comme un centre de symétrie. Quatre directions principales de courants apparaissent (figure IV-33-B :

- des directions primaires orientées ONO-ESE ;
- des directions secondaires orientées E à ENE-O à OSO ;
- des directions tertiaires orientées NNO-SSE ;
- et des directions quaternaires orientées N-S.

La direction ESE correspond bien à une direction majeure de courants, avec des vitesses élevées. Par contre la direction SO qui montre des vitesses fortes de courants ne représente pas une direction privilégiée tout comme les plus fortes valeurs de courants repérées dans la direction ENE.

Le courantomètre est localisé sur la partie extérieure du thalweg axial dans une partie du canyon où celui-ci est large (figure IV-27) et orienté E-O. Les directions à gauche de l'axe SSO-NNE correspondent donc à des courants dirigés vers l'aval du canyon, les directions à droite de cet axe indiquent des courants vers l'amont du canyon.

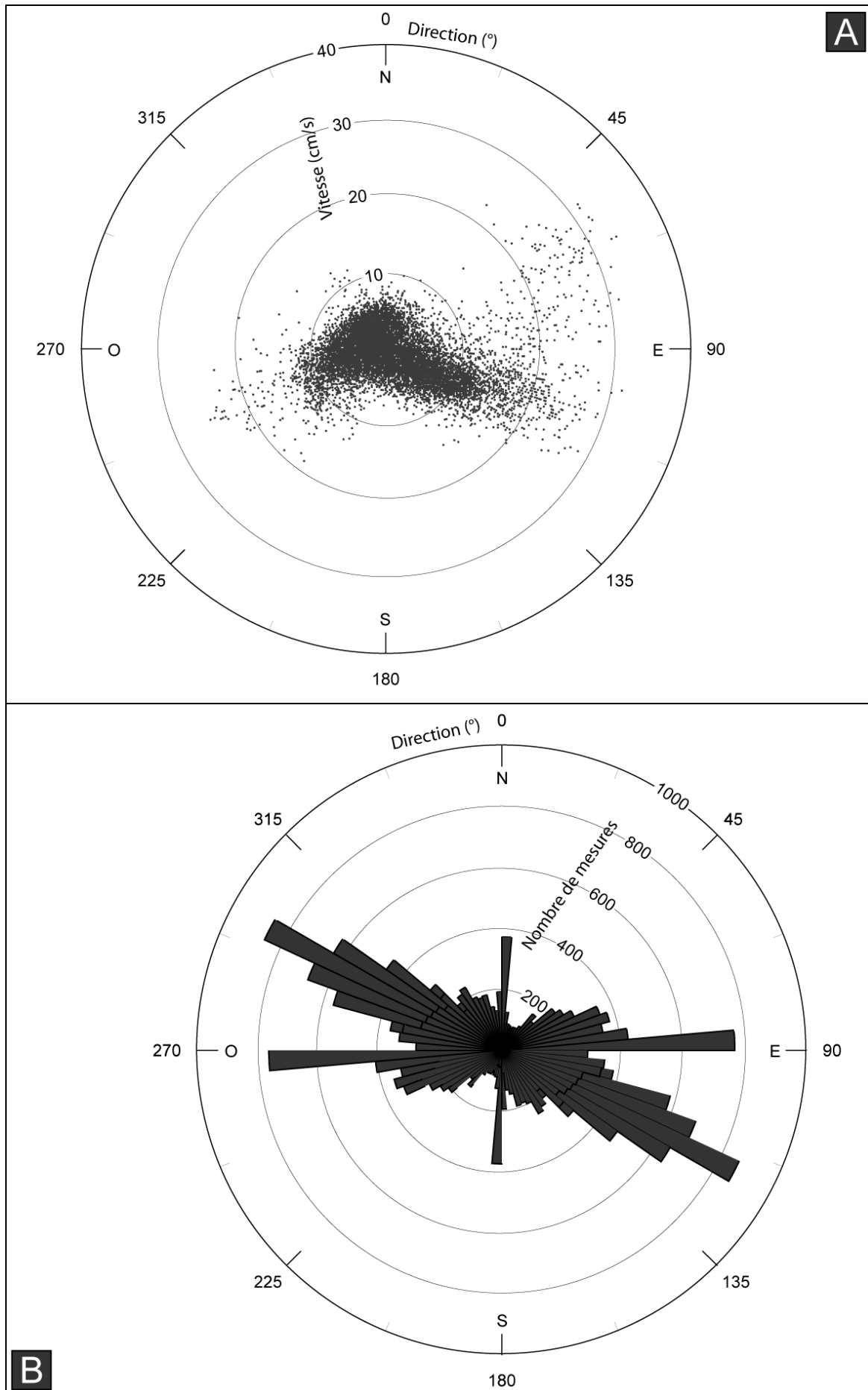


Figure IV-33: Page précédente. (A) Mesures de vitesse et de direction des courants enregistrés par le courantomètre. Chaque point correspond à une mesure, sa direction sur le cercle indique la direction du courant et sa distance par rapport au centre du cercle indique la vitesse du courant. (B) Nombre de mesures représentant les différentes directions de courant. La direction de la barre indique la direction des courants et sa longueur est proportionnelle aux nombres de mesures.

9.2. EVOLUTION DES COURANTS AU COURS DE LA PERIODE DE MESURE

9.2.1. Evolution de la direction des courants

On retrouve ces directions principales lorsque l'on regarde l'évolution au cours du temps des directions des courants (figure IV-34-A). Le corps principal des directions de courants dirigés vers l'amont du canyon (entre 90 et 135°) est plutôt stable au cours de la période de mesure et ne s'étalent que sur une trentaine de degrés. Seul le mois d'août présente des variations un peu plus grandes. *A contrario* les directions des courants dirigées vers l'aval sont beaucoup plus distribuées sur le graphique. Les mois d'août et de septembre montrent de grandes variations de directions de courants qui peuvent atteindre 90°. Les mois d'octobre et de novembre présentent des directions de courants un peu moins étalées en moyenne (45°) mais montrent des périodes pendant lesquelles les directions sont très variables (au début du mois d'octobre, à la mi-octobre et début novembre).

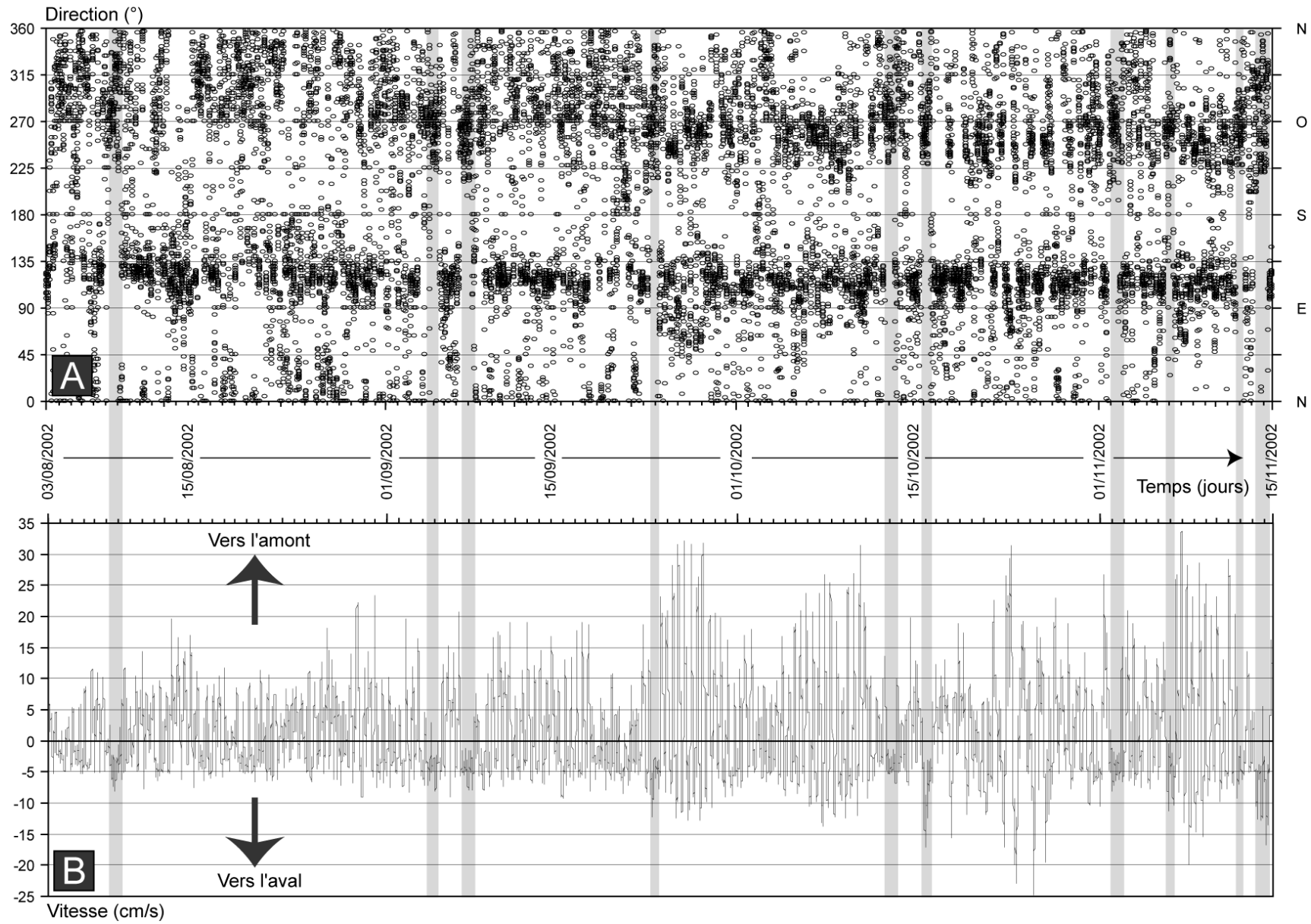


Figure IV-34: Page précédente. (A) Evolution de la direction des courants au cours de la période de mesure. On retrouve les grandes directions de courants soulignées par les graphiques précédents. Il est intéressant de noter que les principaux courants sont dirigés vers l'amont du canyon (entre 90 et 135°) et ont une distribution homogène au cours du temps, alors que les courants dirigés vers l'aval du canyon (entre 225 et 360°) ont une distribution beaucoup plus hétérogène. (B) Evolution des vitesses de courants au cours de la période de mesure. Les vitesses positives indiquent des courants dirigés vers l'amont du canyon et les vitesses négatives des courants dirigés vers l'aval du canyon. Il est intéressant de constater que les vitesses les plus fortes sont dirigées vers l'amont du canyon, qu'il y a une alternance cyclique des vitesses vers l'amont et vers l'aval et qu'il y a des périodes (en grisé) durant lesquelles les courants sont uniquement dirigés vers l'aval.

9.2.2. Evolution de la vitesse des courants en fonction de leur direction

Afin de caractériser les variations des vitesses de courants au cours du temps, les directions vers l'aval du canyon seront considérées comme négatives et les directions vers l'amont du canyon seront considérées comme positives (figure IV-34-B).

De manière générale, les courants alternent cycliquement entre des directions amont et des directions aval sur des périodes inférieures à la journée. Les vitesses dans ces cycles peuvent être deux fois plus importantes vers l'amont que vers l'aval. Jusqu'au 23/09, les vitesses ne dépassent pas 20 cm/s dans la direction amont et 10 cm/s dans la direction aval. On remarque des séquences frustes de montée des vitesses, atteinte d'un paroxysme puis diminution des vitesses. A partir du 23/09, on remarque une brutale augmentation des vitesses tant vers l'amont que vers l'aval avec des séquences qui deviennent beaucoup plus nettes. Entre le 23/09 et le 13/10 deux séquences se succèdent, avec des vitesses vers l'amont qui dépassent 30 cm/s et des vitesses vers l'aval qui dépassent 10 cm/s. Entre le 13/10 et le 20/10 on retrouve des vitesses similaires à celles enregistrées avant le 23/10. Enfin jusqu'au 15/11 trois séquences frustes se distinguent avec des vitesses qui atteignent 33,7 cm/s vers l'amont et 24,8 cm/s vers l'aval.

Cependant le caractère cyclique des mesures de courants est interrompu par des périodes longues (supérieures à la journée) pendant lesquels les courants ne sont plus dirigés que vers l'aval du canyon ou ne montre plus une alternance amont-aval si nette (figure IV-34). Les vitesses associées sont toutefois faibles, inférieures à 10 cm/s en moyenne et ne dépassent pas 17 cm/s au maximum.

9.3. MECANISMES A L'ORIGINE DES COURANTS ENREGISTRES DANS LE CANYON

Pour comprendre les mécanismes à l'origine des variations de vitesses et de directions des courants, les données enregistrées par le courantomètre sont confrontées aux données de

marée, de débit de l'Adour et de variations de température données par le courantomètre. Les données de la marée à Bayonne sont issues de la banque de données du SHOM et les données de débit de l'Adour sont issues de la banque de données de l'Agence de l'Eau Adour-Garonne. Pour une meilleure lisibilité, il y a une figure par mois.

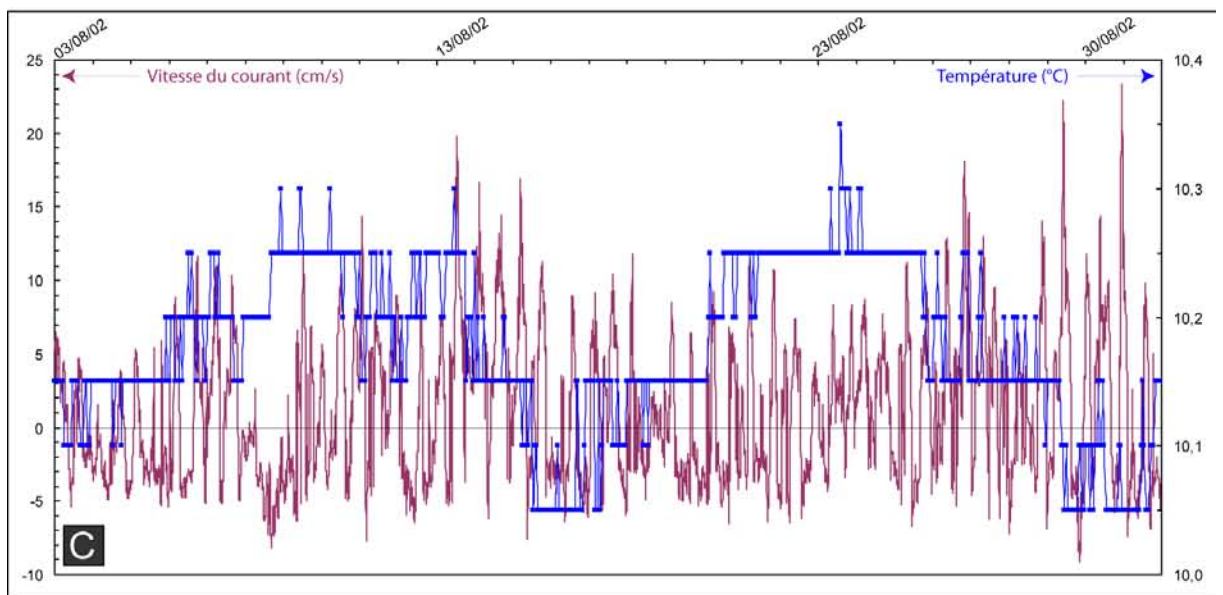
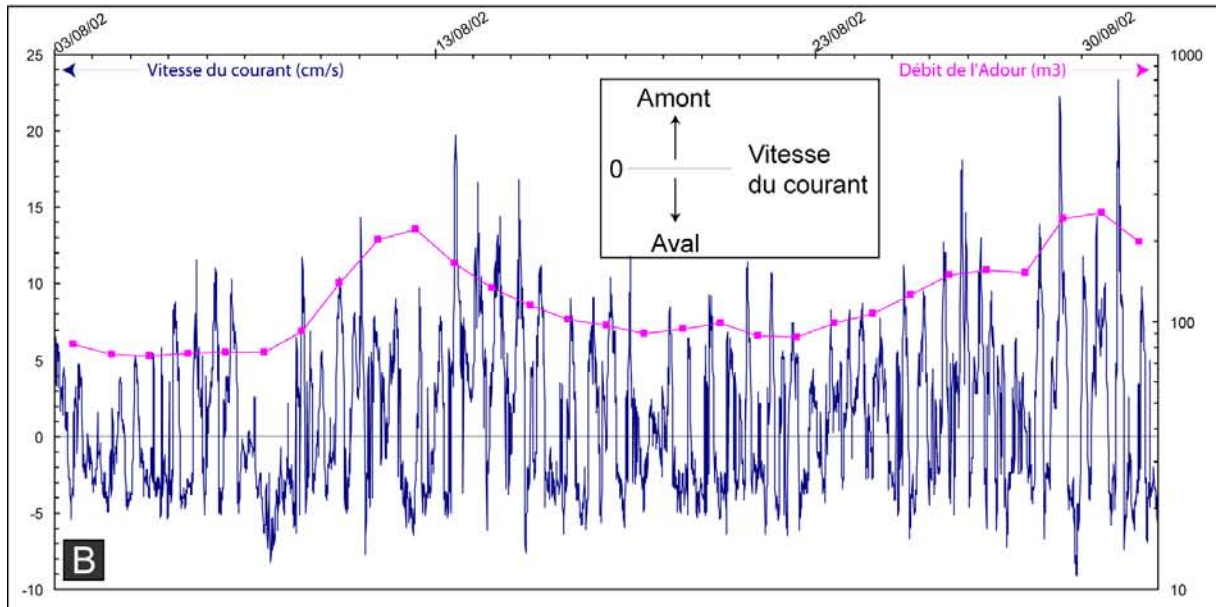
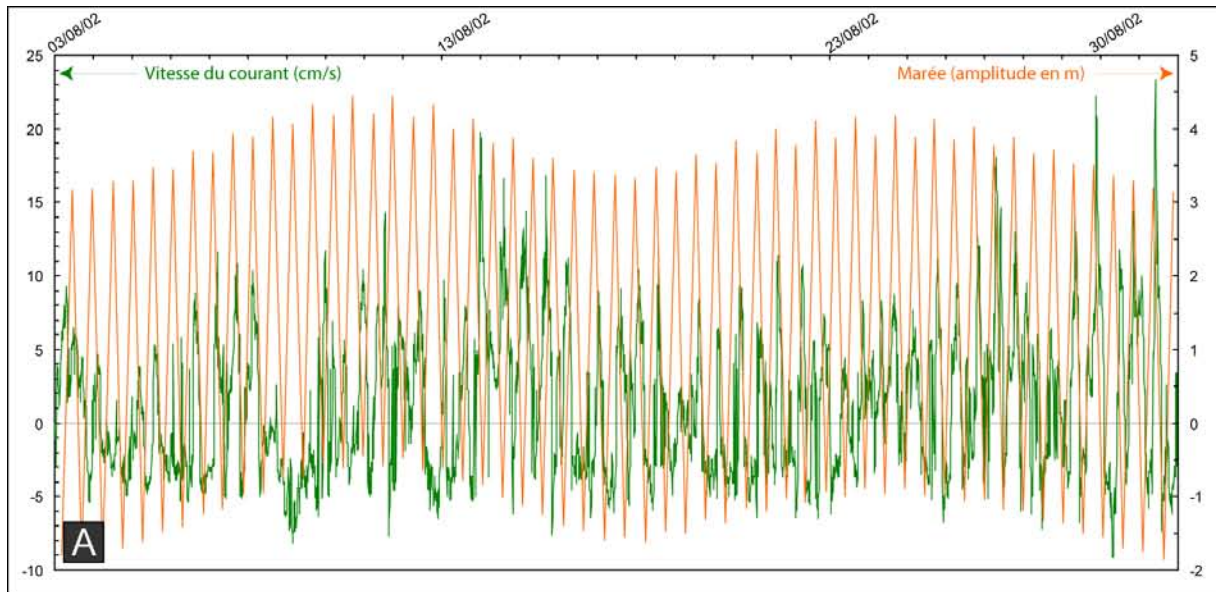
9.3.1. Comparaison avec les données de marée

Les données de marée sont présentées en (A) sur les figures 35, 36, 37 et 38. L'alternance des courants vers l'amont et vers l'aval se corrèle avec les ondulations biquotidiennes de l'onde de marée mais avec un décalage entre les deux qui peut aller jusqu'à anticorréler les deux courbes (en particulier dans la journée du 09/11, figure IV-38-A). Il est difficile de savoir si l'augmentation des vitesses de courants précède ou suit celle de l'amplitude de la marée.

Les données du mois d'août (figure IV-35) montrent que les vitesses maximales de courants sont enregistrées après les marées de vives-eaux. On retrouve cette tendance à partir du 22/09 jusqu'à la fin de la période d'enregistrement. Le plus bel exemple est entre le 01/10 et le 15/10 (figure IV-37-A). On peut suivre en décalage, d'abord l'augmentation de l'amplitude des marées puis l'augmentation des vitesses de courants vers l'amont ou vers l'aval. Le décalage des paroxysmes d'amplitudes de marées et de vitesses de courants est de quelques jours dans chaque cas. Les marées de mortes-eaux voient toujours des valeurs de courants plus faibles sauf dans la première partie du mois de septembre où il ne semble y avoir aucune relation entre les périodes de vives-eaux mortes-eaux et les vitesses de courants.

La brutale augmentation des vitesses de courants est située au moment des grandes marées d'équinoxe qui se tiennent autour du 22/09. C'est aussi à cette période que les courants dirigés vers l'aval du canyon deviennent un peu plus homogènes et s'étalent sur une plus faible amplitude de degrés (figure IV-35).

Figure IV-35: Page suivante. Comparaison pour le mois d'août des données de courants avec (A) les données de marée, (B) les données de débit de l'Adour et (C) les données de température de l'eau.



9.3.2. Comparaison avec les données de débit de l'Adour

Les débits de l'Adour sur la période de mesure varie d'un facteur 10 entre un niveau de base autour de $150 \text{ m}^3/\text{s}$ et des valeurs minimales inférieures à $75 \text{ m}^3/\text{s}$ et des périodes crues qui supérieures à $880 \text{ m}^3/\text{s}$. Il y a six épisodes de crues pendant la période de mesure :

- quatre crues modérées : deux en août (figure IV-35-B) une en octobre (figure IV-37-B) et une entre fin octobre et début novembre (figure IV-38-B). Les valeurs maximales de débit pour ces crues ne dépassent pas $300 \text{ m}^3/\text{s}$;
- deux crues majeures : une première le 12/10 qui affiche des valeurs de débit de $550 \text{ m}^3/\text{s}$ en pic et une seconde le 12/11 avec des valeurs maximales inconnues par manque de données mais qui dépassent $880 \text{ m}^3/\text{s}$

La durée des crues varie de 6 à 9 jours en comptant la période de crue, le pic et la période de décrue.

Il est difficile de mettre en évidence une relation entre les petites crues de l'Adour et l'initiation de courants dans le canyon. Par contre les deux grandes crues sont suivies d'une période pendant laquelle la cyclicité liée aux marées est perturbée (figure IV-37-B et 38-B).

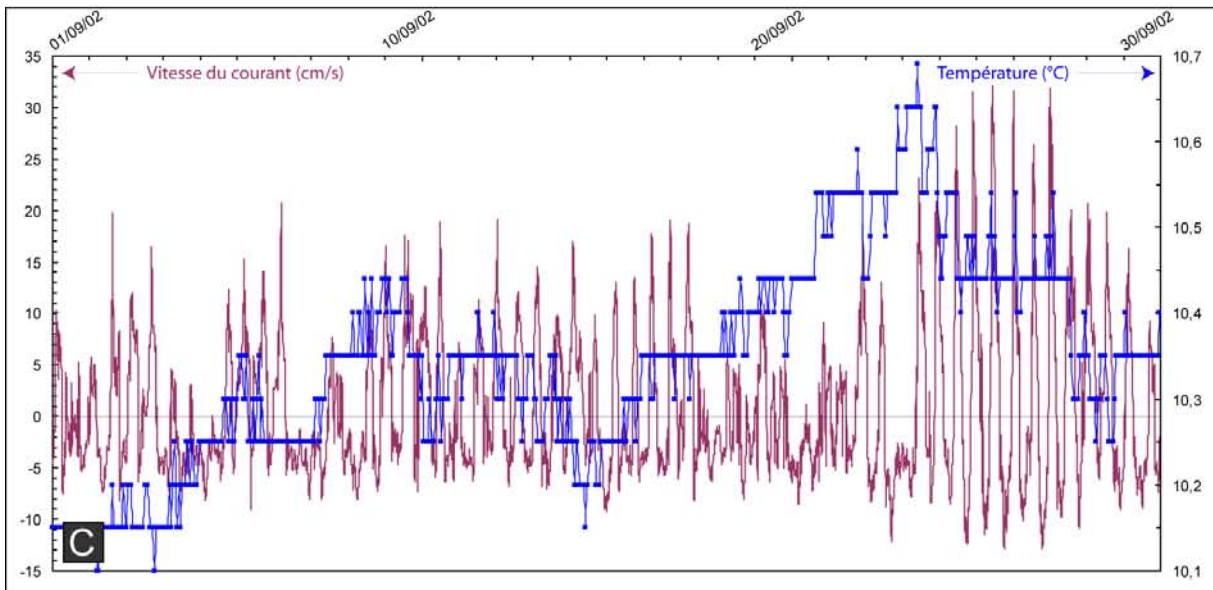
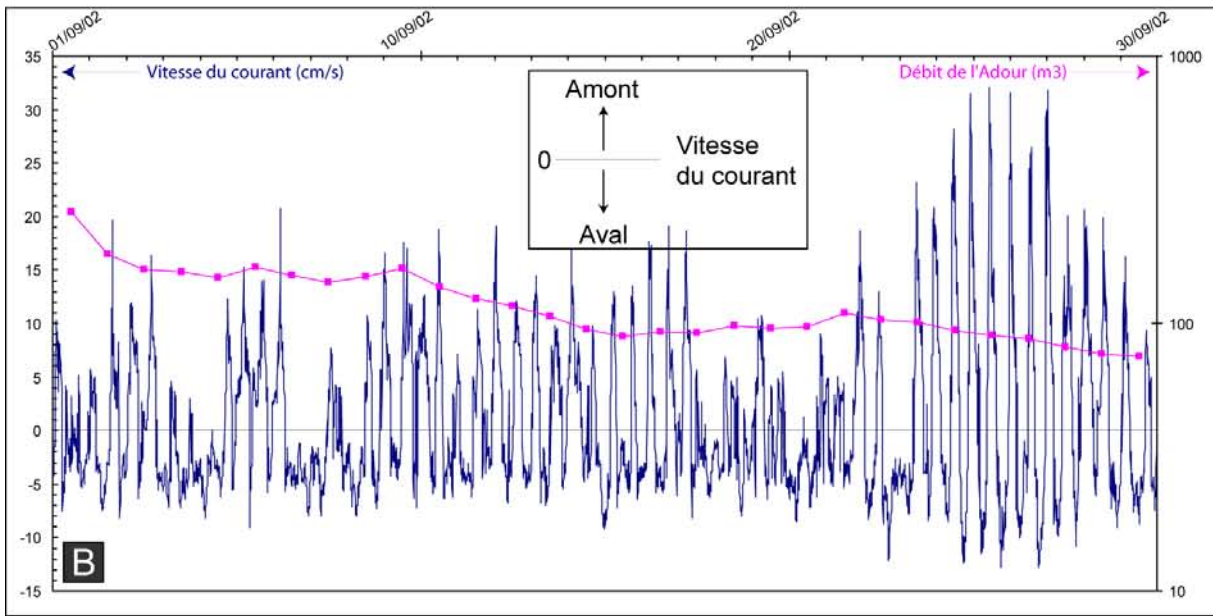
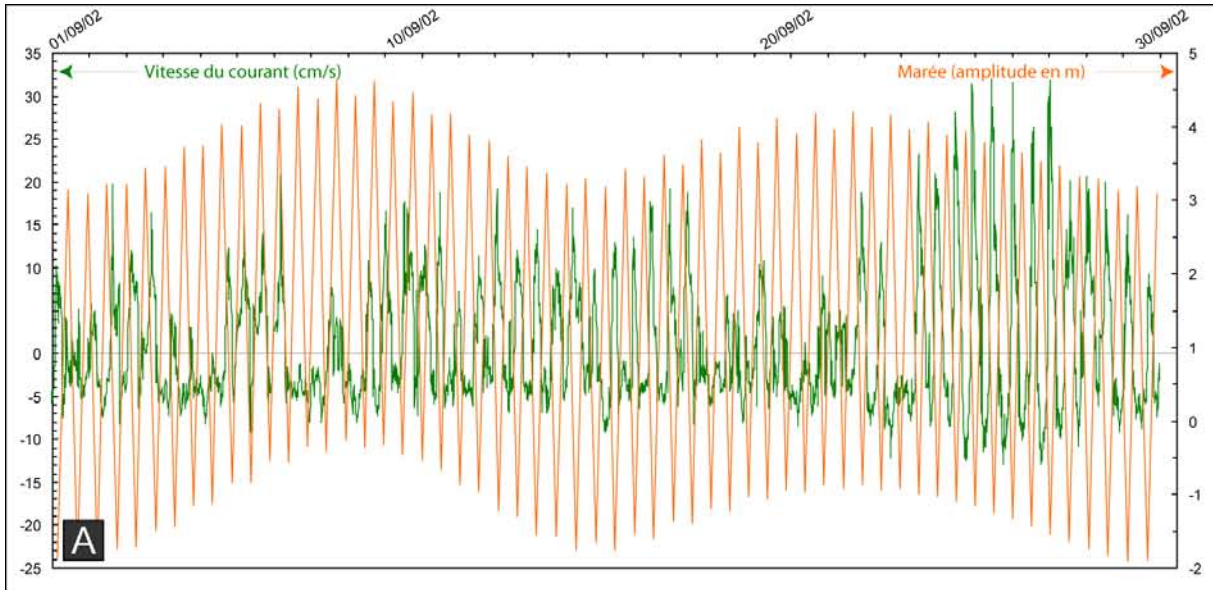
9.3.3. Comparaison avec les données de température

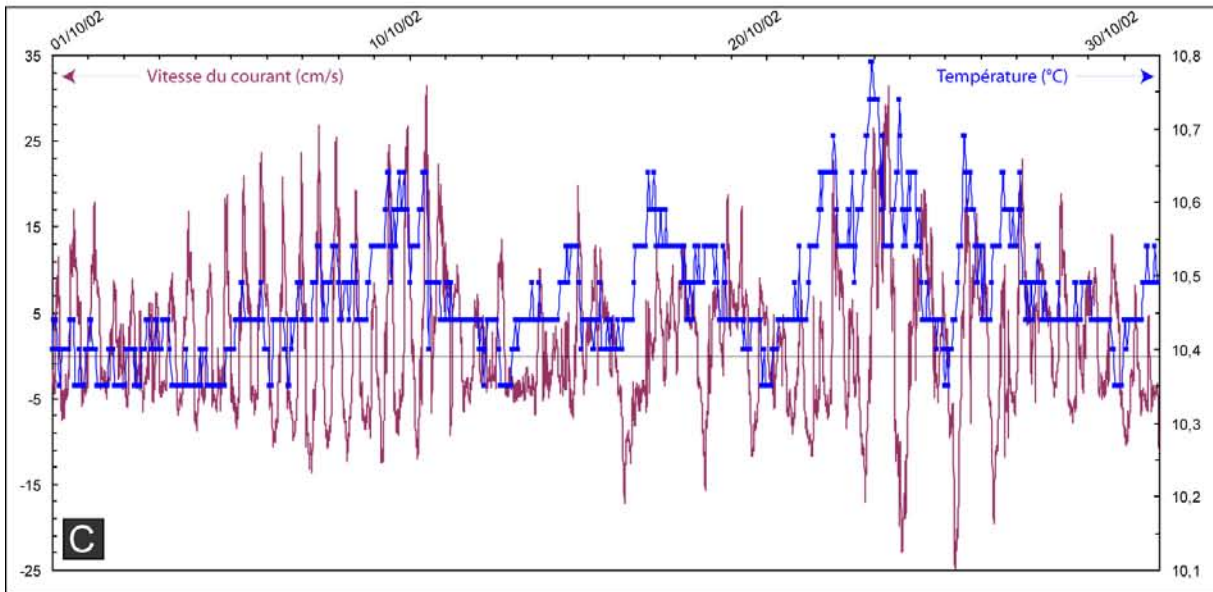
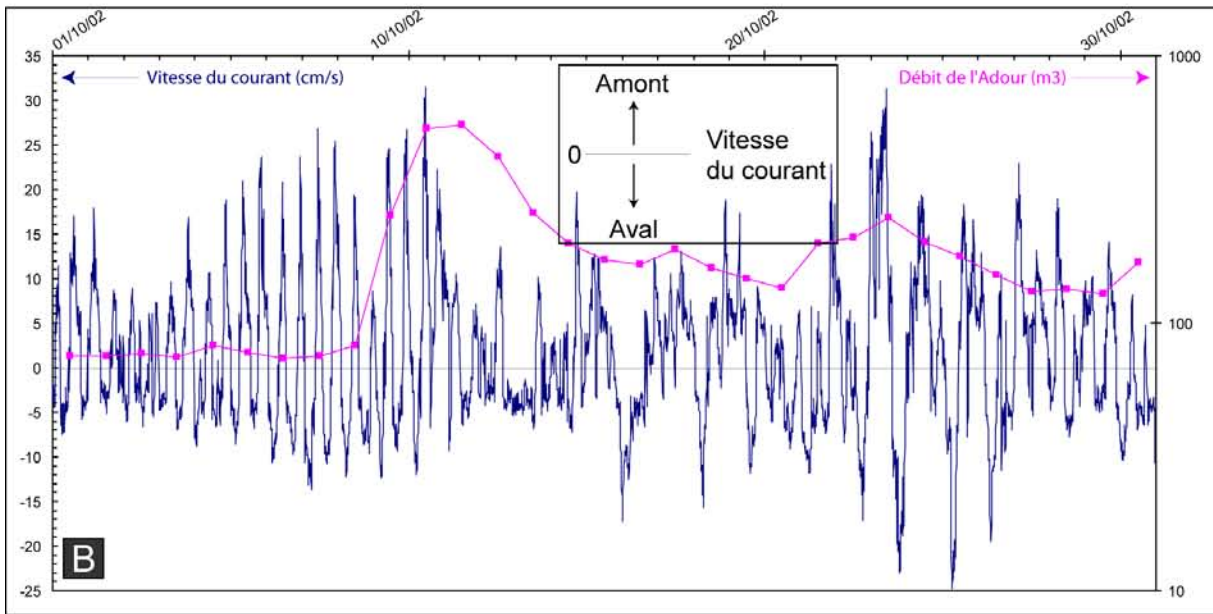
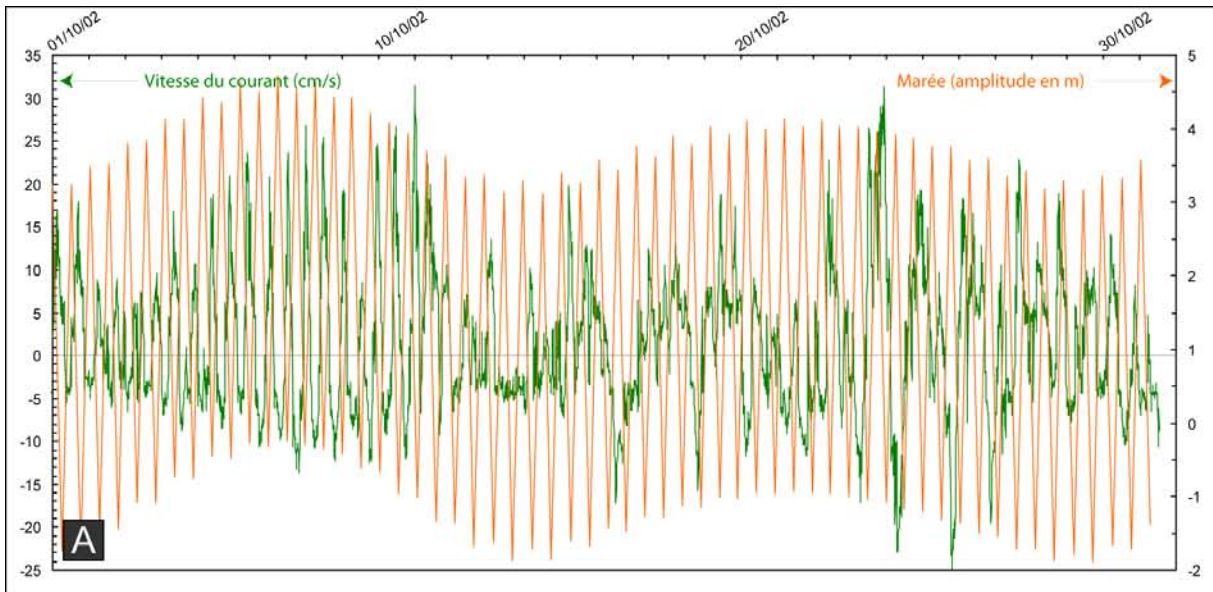
Les données de température varient peu au cours de la période de mesure puisqu'il y a moins d'un degré d'écart entre les valeurs minimales et maximales (figures 35-C, 36-C, 37-C, 38-C). Elles montrent une cyclicité avec des périodes de 15 jours jusqu'à la fin du mois de septembre associées à une amplitude de $0,3^\circ$ et des températures faibles. A partir de la fin septembre les périodes sont plus réduites, de l'ordre de 7 jours, l'amplitude augmente jusqu'à $0,45^\circ$ et les températures, plus fortes, atteignent $10,8^\circ$. Jusqu'à fin septembre, les cycles sont en phase avec et donc en décalage par rapport aux mesures de courants. A partir de cette date il n'y a plus de corrélation entre les températures et les cycles de mortes-eaux vives-eaux de la marée et les cycles de températures ne se corrélaient pas bien non plus avec les vitesses de courants.

On retrouve cependant une brutale augmentation des températures à la même période que l'augmentation brutale des vitesses de courants. La température moyenne passe alors de $10,15^\circ$ à $10,45^\circ$.

Figure IV-36: Pages suivantes. Comparaison pour le mois de septembre des données de courants avec (A) les données de marée, (B) les données de débit de l'Adour et (C) les données de température de l'eau.

Figure IV-37: Pages suivantes. Comparaison pour le mois d'octobre des données de courants avec (A) les données de marée, (B) les données de débit de l'Adour et (C) les données de température de l'eau.





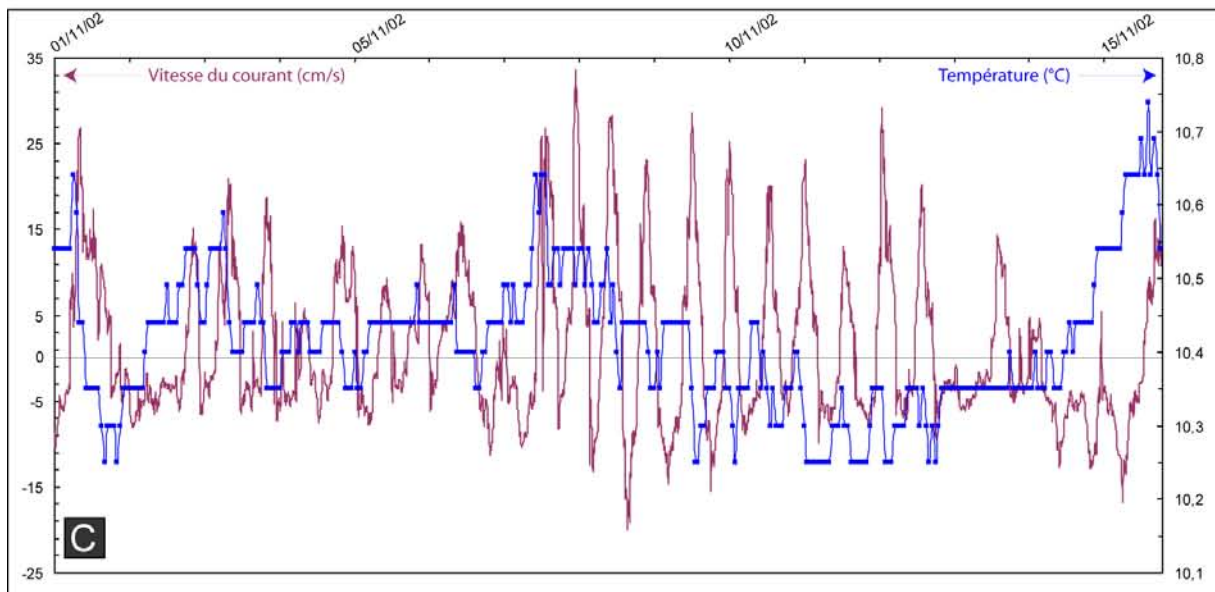
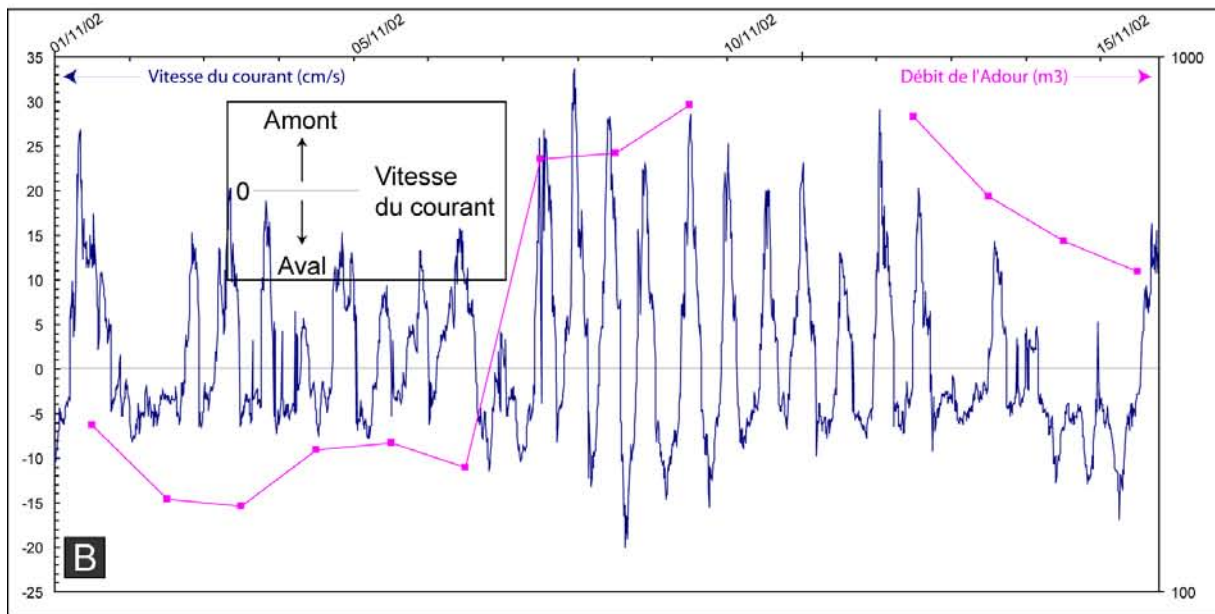
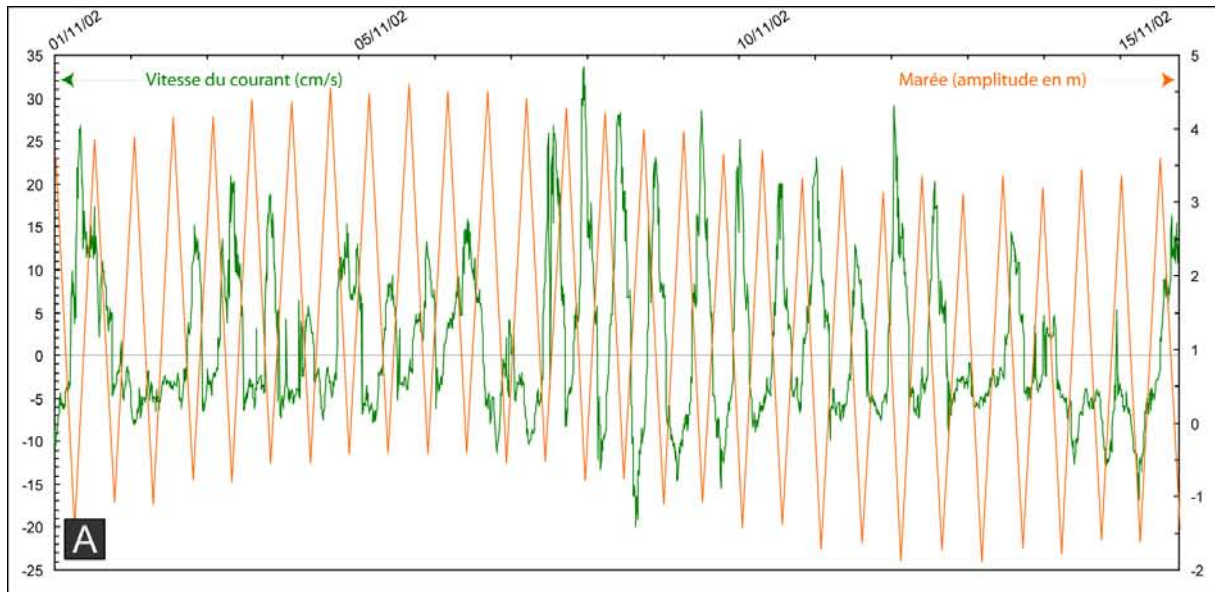


Figure IV-38 : Page précédente. Comparaison pour le mois de novembre des données de courants avec (A) les données de marée, (B) les données de débit de l'Adour et (C) les données de température de l'eau.

9.3.4. Comparaison avec les données météorologiques

Les données météorologiques de Météo France pour les Pyrénées-Atlantiques n'indiquent pas de tempêtes pendant la période de mesure. Cependant des rafales de vents violentes d'Ouest puis de Sud ont été observées entre le 8 et le 23 octobre sur la côte du Pays-Basque. Plus au Nord, l'anémomètre de Biscarosse a enregistré pendant la même période, 13 jours où le vent a soufflé à plus de 60 km/h. Cette période de vents forts et réguliers correspond, dans le canyon, à une période où les changements cycliques de directions des courants sont perturbés (figure IV-37). De longues périodes (jusqu'à quelques dizaines d'heures) de courants dirigés vers l'aval du canyon se développent avec des vitesses maximales de 15 cm/s jamais enregistrées jusque là. Ces vitesses sont relativement faibles car les courants entrent probablement en compétition avec les courants cycliques liés à la marée. Des vents forts et réguliers semblent donc capables de générer un processus à l'origine de courants descendants le canyon.

Cependant, le manque de données précises sur les directions, vitesses et durée des épisodes de vents et sur les conditions de houle, ne permet pas d'associer les deux phénomènes (vents forts-courants dirigés vers l'aval dans le canyon).

CHAPITRE V

-

SYNTHÈSE ET DISCUSSION

Les canyons sous-marins sont considérés comme des structures érosives permettant le transit de sédiments depuis le plateau continental jusqu'au bassin profond. Cette dynamique de transport sédimentaire se produit principalement lors des périodes de bas niveau marin lorsque les têtes de canyons sont proches des sources sédimentaires continentales et des zones de forte pente (limite plateau pente). En haut niveau marin, un canyon sous-marin qui ne reste pas connecté à un fleuve (comme le canyon du Zaïre), est considéré comme inactif, il devient un centre de dépôt et le transport de sédiments entre le plateau et le bassin profond est interrompu ou fortement diminué.

L'objectif de ce chapitre est de mettre en lumière la complexité du fonctionnement d'un canyon sous-marin en axant la réflexion sur deux points. Tout d'abord la caractérisation de la dynamique sédimentaire d'un canyon en haut niveau marin en replaçant cet objet géologique dans son contexte. Ensuite la compréhension des processus qui permettent l'évolution du canyon dans le temps.

1. LES PROCESSUS RECENTS DANS LES CANYONS DE CAPBRETON ET BOURCART

Les canyons Bourcart et de Capbreton se trouvent dans des environnements géologique, physiographique et hydrodynamique différents et ne sont plus connectés directement à un réseau fluvial.

Pourtant, nos travaux ont montré qu'ils étaient le siège de phénomènes actuels de transport et de dépôt, y compris sableux. Nous allons tenter d'expliquer les processus à l'origine de ces dépôts après avoir résumé leur lithologie, leur provenance et leur devenir.

1.1. DES DÉPÔTS GRAVITAIRES RECENTS DANS LE CANYON DE CAPBRETON

1.1.1. Nature des dépôts

La présence de sédiments récents dans la canyon de Capbreton a été constatée dès les premières campagnes océanographiques « modernes » qui ont eu lieu à la fin des années 60 (Nesteroff *et al.* 1968). Ces dépôts ont été interprétés comme étant des turbidites qui se seraient déposées à l'Holocène.

Plus récemment, l'échantillonnage d'une carotte multitube (OBK) près de l'axe du thalweg axial du canyon a permis de mettre en évidence une succession de trois séquences turbiditiques sableuses (Mulder *et al.* 2001). Les analyses radioisotopiques, faunistiques et

géochimiques ont montré que deux de ces séquences s'étaient déposées il y a moins de cent ans (Mulder *et al.* 2001; Anschutz *et al.* 2002). De plus, la séquence turbiditique la plus récente contenait encore du $^{234}\text{Th}_{\text{exc}}$ dont la demi-vie est de 24,1 jours ce qui indique qu'elle s'était déposée dans les six mois qui ont précédé l'échantillonnage.

La base de données importante de carottages dans la partie amont du canyon de Capbreton nous a permis de corréler ces séquences dans le thalweg axial et sur une terrasse peu élevée par rapport au thalweg axial. L'analyse des séquences d'une carotte à l'autre montre que les faciès sableux disparaissent vers l'aval pour deux séquences.

Plus en amont dans le canyon, des carottes prélevées dans le thalweg axial présentent des dépôts de sables massifs grossiers, voire de galets, que l'on peut suivre le long du thalweg axial. En aval, on retrouve aussi une gradation des dépôts puisque les dépôts de galets n'apparaissent plus. Cependant aucune tendance n'apparaît pour les dépôts de sables massifs car ceux-ci ont été perturbés lors de l'échantillonnage. Ces dépôts sont attribués à des écoulements hyperconcentrés (Mulder and Cochonnat 1996).

Sur une terrasse surplombant le thalweg axial de 123 m, un carottage long (MD03-2693) montre qu'à 22,8 m de profondeur, les sédiments sont datés à 2020 ans BP cal. Ces sédiments sont fins, argilo-silteux, très riches en matière organique. Ils résultent à la fois du débordement du panache turbulent au sommet des écoulements gravitaires qui transitent dans le thalweg axial et de la sédimentation hémipélagique.

1.1.2. Origine de ces sédiments

Il y a trois types de sédiments qui se déposent actuellement dans le canyon de Capbreton, des graviers, des sables et des sédiments fins riches en matière organique.

La tête du canyon de Capbreton est située à 400 m de la ligne de rivage. La côte aquitaine est riche en sable et l'hydrodynamique côtière, très énergétique, conduit à la formation d'un courant de dérive littorale qui transporte ces sables du Nord vers le Sud. Le volume des sédiments transportés est estimé globalement à 520 000 m³/an (Froidefond *et al.* 1983). Une étude plus précise sur une zone qui s'étend sur 50 km au nord de l'embouchure de l'Adour (qui comprend donc la tête du canyon de Capbreton en son centre) indique que la dérive littorale est dirigée vers le Sud, au Nord de la tête du canyon, et vers le Nord, au Sud de la tête du canyon (Abadie *et al.* 2006). Les volumes de transport calculés sont de 40 000 m³/an pour la dérive littorale dirigée vers le Sud et de seulement 1000 m³/an pour la dérive littorale dirigée vers le Nord.

Ces données montrent que les sédiments sableux que l'on retrouve dans le canyon sont des sables de plage et que le stock disponible est important. Ceci est confirmé par la carotte VK5002, prélevée dans la partie supérieure de la tête et constituée de sédiments sableux de plage.

Les sédiments plus grossiers (graviers et galets) présents dans les carottes sont identiques à ceux rencontrés actuellement sur les plages autour de Bayonne et d'Anglet. La dérive littorale et les autres processus sédimentaires associés à l'hydrodynamique côtière mobilisent ces sédiments.

Les sédiments fins, riches en matière organique, sont amenés par les fleuves pyrénéens qui délivrent 2,25 Mt/an de matières en suspension (Maneux *et al.* 1999). L'hydrodynamique locale permet le transport d'une partie ces sédiments vers le canyon.

1.1.3. Le transport sédimentaire dans le canyon de Capbreton

La présence de $^{234}\text{Th}_{\text{exc}}$ dans la séquence turbiditique prélevées dans la carotte OBK a permis de relier cet évènement à la tempête « Martin » qui a touché la côte atlantique le 27/12/1999. Trois hypothèses peuvent expliquer le déclenchement du courant gravitaire associé (Mulder *et al.* 2001) :

- La houle et les vagues peuvent augmenter la pression interstitielle dans les sédiments et diminuer la résistance de cisaillement jusqu'au seuil de déstabilisation. La hauteur des vagues pendant la tempête Martin a atteint de 12 m pouvant ainsi déstabiliser des sédiments jusqu'à 110 m de profondeur d'eau, profondeur supérieure à celle de la partie supérieure de la tête du canyon ;
- Lors d'une tempête, les courants de plateforme et la dérive littorale sont intensifiés. Ils peuvent conduire à un apport rapide et important de sédiment dans la tête du canyon et progressivement créer un courant instable ;
- Les très faibles pressions atmosphériques entraînent un « gonflement » de l'océan conduisant à une surcôte d'eau à la côte qui pour la tempête Martin est estimée à 1 ou 2 m. Cet afflux d'eau engendre un courant de retour qui dans le cas de la zone d'étude pourrait utiliser la tête du canyon comme un conduit naturel. Si le courant est assez puissant pour éroder les dépôts présents dans la tête du canyon et dans le thalweg axial, il peut créer un écoulement sur le fond qui évolue ensuite en écoulement turbulent.

L'analyse des données de bathymétrie et d'imagerie montre que la tête du canyon joue un rôle majeur dans l'initiation de courants gravitaires dans la tête du canyon (figure V-1). En effet, la morphologie de la tête du canyon de Capbreton permet un piégeage des sédiments grossiers apportés par l'hydrodynamique côtière. Les pentes fortes de la tête (jusqu'à 7°) impliquent que les sédiments qui s'y trouvent sont dans un état métastable proche de la rupture. Ceci est confirmé par les données d'imagerie et de sonar latéral qui montrent de nombreuses cicatrices de glissements localisés là où les pentes sont les plus fortes. Lors d'évènements climatiques ou tectoniques très énergétiques comme la tempête « Martin », les sédiments sont déstabilisés et transportés vers l'aval par le thalweg axial du canyon.

La présence de faciès très grossier proche de la tête du canyon puis de turbidites plus en aval montre l'évolution de la nature des courants gravitaires depuis leur lieu de formation. La déstabilisation des sédiments grossiers piégés dans la tête du canyon conduit à la formation de courants hyperconcentrés entretenus au départ par les fortes pentes de la tête du canyon. La diminution de la pente à l'entrée du thalweg axial (les pentes passent de 3,3° en moyenne à 0,74°) ne permet pas l'entretien sur de très longues distances de ces courants très chargés en sédiments grossiers qui se déposent alors dans la partie amont du canyon. Ils forment des dépôts de sables massifs et de galets que l'on observe dans les carottes.

L'entraînement d'eau au cours du transit des courants hyperconcentrés conduit au développement de la turbulence qui devient le principal processus de support des particules. Ainsi l'écoulement hyperconcentré peut évoluer en courant concentré voire en courant de turbidité (Mulder and Alexander 2001). Ce mode de support des particules permet de transporter plus loin des sédiments. Il est à l'origine des dépôts turbiditiques prélevés dans les carottes.

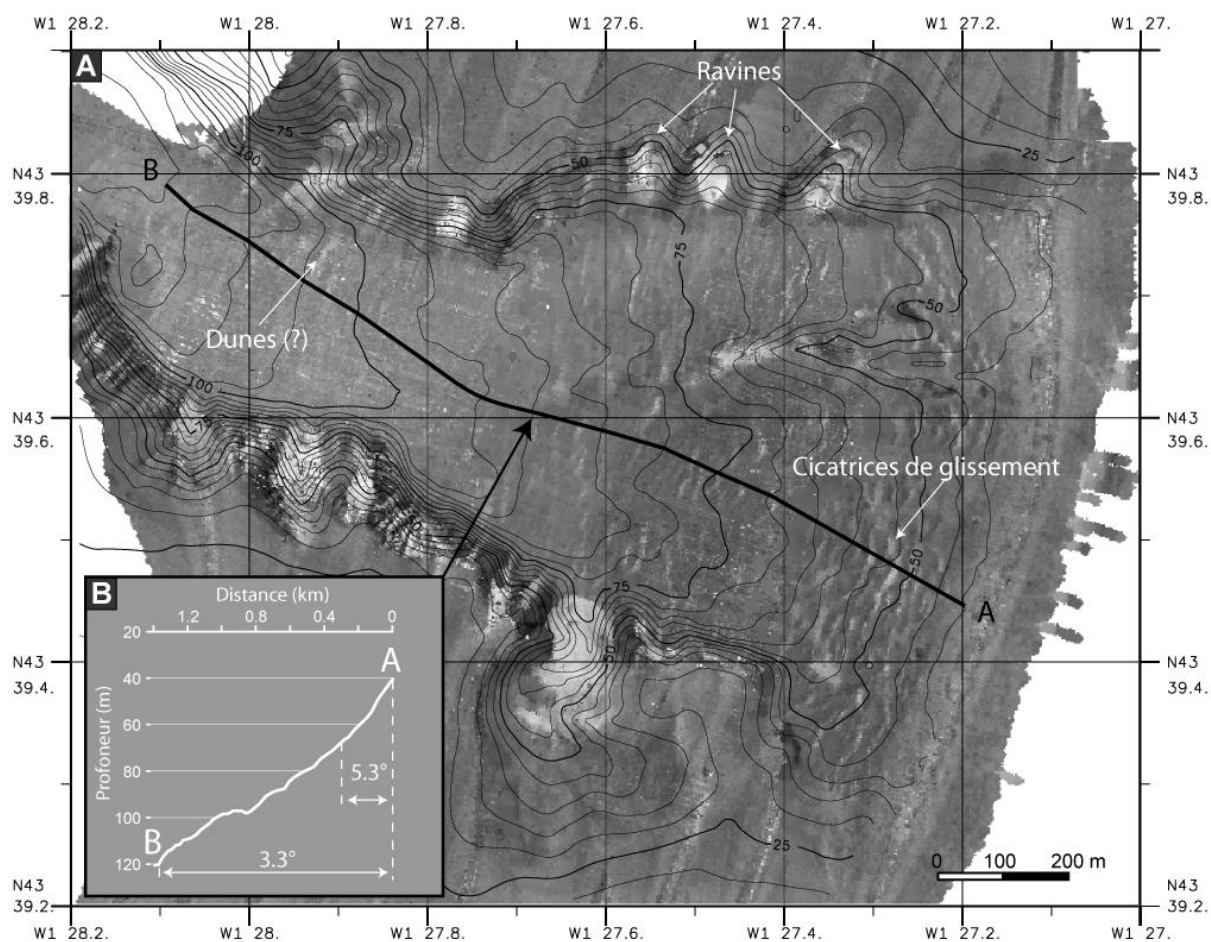


Figure V-1: (A) Carte d'imagerie et de bathymétrie EM1000 de la tête du canyon de Capbreton. (B) Profil de pente le long de l'axe de la vallée. La tête du canyon est de par sa situation près de la côte et sa morphologie un réceptacle idéal pour les sédiments remaniés par l'hydrodynamique locale. Mais les pentes rencontrées rendent les sédiments métastables et provoquent des déstabilisations qui peuvent engendrer des courants gravitaires dans le canyon.

Les données du courantomètre, qui est resté trois mois et demi dans le thalweg axial à 672 m de profondeur (site de la carotte OBK), montrent que la direction des courants enregistrés alterne cycliquement entre l'amont et l'aval, avec la même périodicité que les courants de marée mais avec un décalage de quelques heures qui peut aller jusqu'à anticorréler les deux courbes. Les vitesses maximales des courants sont de 33,7 cm/s vers l'amont et 24,8 cm/s vers l'aval. Elles sont cependant, de manière générale, deux fois plus fortes vers l'amont que vers l'aval du canyon. Ces caractéristiques et la profondeur à laquelle ces courants ont été enregistrés permettent de les interpréter comme le produit du déferlement d'ondes de marée interne. Les données fournies par le courantomètre ne nous permettent pas de calculer la pente critique de déferlement. En utilisant les valeurs proposées par Cacchione *et al.* (2002) à la latitude du canyon de Capbreton, cette pente critique varie entre 0,81° et 3,27°. Ceci est conforme aux valeurs comprises entre 1,5° et 3,2° dans le canyon de

Cap Ferret (Durrieu de Madron *et al.* 1999). Ces valeurs indiquent que le fond du chenal, dont la pente ne dépasse pas $0,87^\circ$, n'est pas le lieu le plus propice au déferlement de la marée interne. Cependant la fourchette de valeurs implique que de grandes surfaces du canyon, notamment les pentes des flancs, sont susceptibles d'être un lieu de déferlement. Lorsque l'onde de marée interne touche des zones dont la pente est inférieure à la pente critique, celle-ci est transmise. Elle est réfléchi si la pente est supérieure à l'angle critique (Cacchione *et al.* 2002). Le décalage de la courbe de marée interne par rapport à la courbe de marée peut être imputé à la distance entre le site de génération des ondes de marée interne avec le courantomètre comme c'est le cas dans le canyon de Monterey (Petruccio *et al.* 1998)

La résultante des différences de vitesse entre les courants de fond dirigés vers l'amont et vers l'aval du canyon est un courant dirigé vers l'amont du canyon. Celui-ci a une valeur de 1,16 cm/s au mois d'août, 1,38 cm/s au mois de septembre, 2,85 cm/s au mois d'octobre et 2,92 au mois de novembre. Les vitesses instantanées des courants dirigés vers l'amont sont suffisantes pour mobiliser la fraction fine et la transporter en direction de la tête.

1.2. LES DÉPÔTS SABLEUX DANS LA TÊTE DU CANYON BOURCART

1.2.1. **Nature et répartition des dépôts**

La tête du canyon Bourcart est localisée à 110 m de profondeur d'eau à 70 km des côtes. Ce canyon était considéré comme inactif en période de haut niveau marin. Afin de caractériser la dynamique sédimentaire de la tête du canyon plusieurs carottes d'interface y ont été prélevées. Un courantomètre a été mouillé dans le cadre du projet Eurostrataform (Gaudin *et al.* accepted; Palanques *et al.* accepted)

Les carottes montrent que la tête du canyon Bourcart est presque totalement recouverte d'une unité sableuse à silteuse (figure V-2A) dont l'épaisseur varie de quelques dizaines de centimètres sur les flancs à 1,5 m dans l'incision axiale. Ces dépôts reposent en contact érosif sur une vase grise, très dure qui se compose d'une alternance de dépôts turbiditiques fins et de sédiments hémipélagiques (figure V-3).

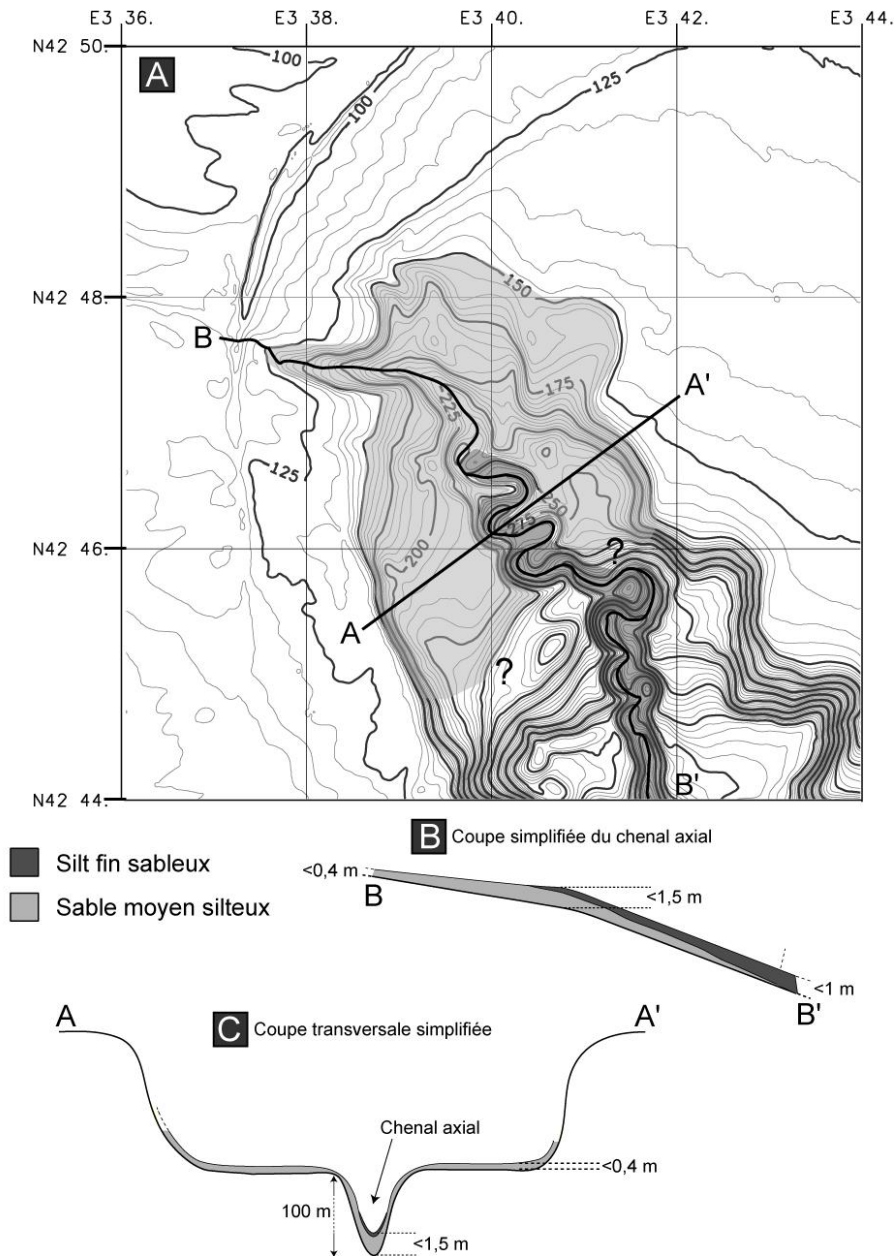


Figure V-2: Répartition des dépôts récents dans la tête du canyon Bourcart. (A) A l’affleurement, La tête est presque recouverte de dépôts sableux. Dans la partie aval du chenal axial apparaissent des sédiments plus fins. (B) En profondeur, dans le chenal axial, l’unité de sable moyen disparaît au profit d’une unité silteuse. (C) Sur les flanc, seule l’unité de sable moyen est observée. L’épaisseur de l’unité récente est faible dans la partie proximal et sur les flancs (<0,4 m), maximale dans la partie médiane du chenal axial (<1,5 m) et ne dépasse pas 1 m dans la partie distale du chenal axial.

Dans le chenal axial (figure V-2B), les sédiments sableux n’affleurent que dans la partie proximale. Ils se composent d’une unité, sans structure interne, de sable moyen interrompu par un niveau coquillier grossier (figure V-3-A). L’unité est épaisse de quelques dizaines de centimètres et repose sur la vase grise indurée. C’est dans la partie médiane que l’unité est la plus développée. Elle atteint 1,5 m d’épaisseur. A cet endroit, un niveau de quelques dizaines de centimètres de sable moyen massif s’intercale entre la vase grise et le niveau coquillier. Au

dessus se développe une séquence d'environ 1 m granodécroissante depuis les sables moyens jusqu'au silt fin. Cette séquence est érodée par une couche d'une dizaine de centimètres de silts légèrement granodécroissante qui montre des surfaces d'érosion interne. Dans la partie distale on ne retrouve plus que quelques dizaines de centimètres de sable au dessus de vase grise. Au dessus, le sommet de la carotte est composé de 70 cm de silt avec des érosions internes.

Les dépôts des flancs du canyon (figure V-2C) dans les parties proximale et médiane sont identiques à ceux de la partie proximale (figure V-3-B). Sur la vase grise se développent quelques dizaines de centimètres de sables moyens avec un niveau coquillier grossier à la base. La moyenne granulométrique des dépôts sableux de la carotte prélevées dans la partie médiane est plus faible (sable fin) que dans la partie proximale (sable moyen). Dans la partie distale, le schéma est presque identique à celui de la partie distale du chenal axial. Seule l'épaisseur de la séquence silteuse change, elle ne fait ici qu'une trentaine de centimètres.

Dans le détail, la nature de sédiments est particulière. En effet, les courbes granulométriques montrent que tous ces dépôts sont bimodaux avec un mode dans le sable moyen et un mode de silt très fin (figure V-3-D). Les granoclasses dans les séquences et les différences dans les moyennes granulométriques des échantillons ne sont que le résultat d'une variation de la proportion d'une classe granulométrique par rapport à une autre (figure V-3-C). Il y a toujours au moins 20% de fraction silteuse dans les dépôts sableux

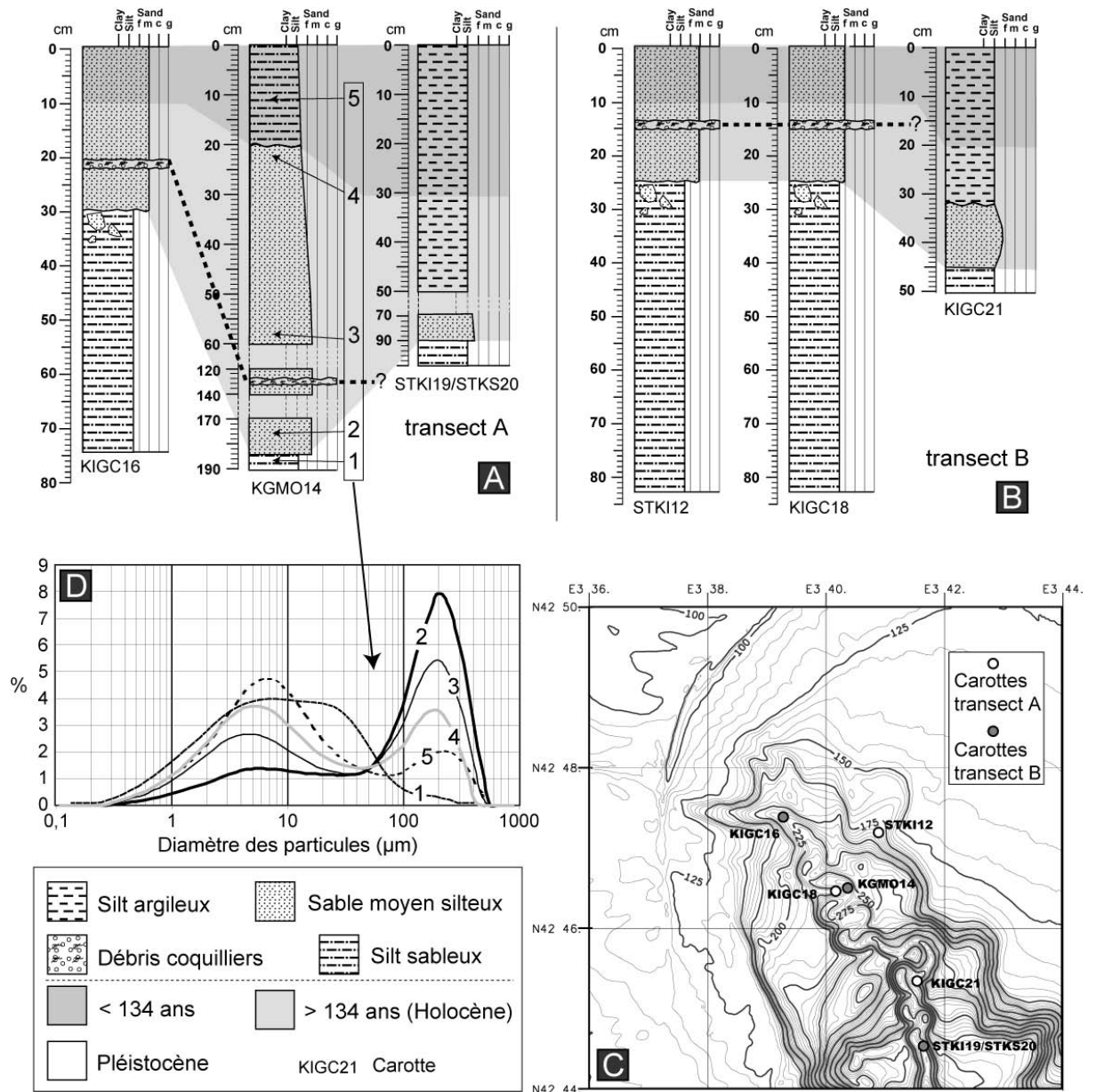


Figure V-3: (A) Transect de carottes interface et Küllenberg dans le chenal axial du canyon Bourcart. Les unités grisées sont des unités de dépôts. (B) Transect de carottes interface sur les flancs du canyon Bourcart. Les unités grisées indiquent les unités de dépôts. (C) Localisation des transects de carottes. (D) Courbe granulométrique par échantillon représentant les sédiments composant les unités récentes.

1.2.2. Origine des dépôts

La nature très consolidée de la vase grise et ses caractéristiques permettent d'interpréter ces dépôts comme appartenant à l'unité U3 définie dans le chapitre 4.

Les analyses effectuées sur les sédiments suggèrent qu'ils proviennent du remaniement des sables littoraux de bas niveau marin qui se trouvent le long de l'isobathe 120 m et de sédimentation hémipélagique. La fraction sableuse retrouvée dans le canyon est similaire à la

« couverture mobile » holocène définie par Bassetti *et al.* (accepted) sur le plateau externe. Cette unité « mobile » résulte du remaniement de sables littoraux de bas niveau marin par des événements de haute énergie comme ceux induits par les vents d'Est.

1.2.3. Datation des dépôts

Le comptage des radioisotopes montre que la partie sommitale des carottes présente des valeurs importantes de $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$. Ceci indique que ces sédiments se sont déposés il y a moins de 134 ans (la demi-vie du $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ est de 22,3 ans). Ces données permettent de définir des unités de dépôts (figure V-3-A et B) :

- L'unité la plus récente (<134 ans) se compose de sédiments sableux massifs dans la partie proximale qui passent en aval à des sédiments silteux. Dans la partie proximale, la limite entre cette unité et l'unité sous-jacente n'est pas marquée dans la lithologie. Dans la partie médiane, elle correspond à la limite érosive entre le sommet de la séquence granoclassée et les sédiments silteux. Dans la partie distale, elle correspond aussi à une surface d'érosion mais qui sépare des sédiments silteux. L'épaisseur de l'unité augmente avec la distance à la tête du canyon ;
- L'unité sous-jacente holocène est constituée de sédiments sableux massifs dans les parties proximale et médiane, avec à leur base un niveau coquillier grossier. Dans la partie médiane du chenal, les sables moyens massifs laissent place à la séquence granoclassée depuis les sables moyens jusqu'aux silts. En aval, l'unité se compose de sables moyens massifs à la base et de silts au dessus. L'épaisseur de cette unité est maximale dans la partie médiane du chenal axial.

1.2.4. Les plongées d'eaux denses (ou cascading)

Trois processus sont susceptibles d'éroder les sables littoraux de bas niveau marin, de transporter ces sables jusqu'à la tête du canyon et de former la couverture sableuse : l'intensification du courant Liguro-Provençal qui longe la pente du Golfe du Lion d'Est en Ouest, l'intensification des tensions sur le fond induites par les épisodes de très forts vents d'Est et les plongées d'eaux denses (ou cascading).

L'analyse des données courantologiques acquises dans le chenal axial de la tête du canyon Bourcart (Gaudin *et al.* accepted) et dans les canyons du Golfe du Lion à l'Ouest du canyon Bourcart (Palanques *et al.* accepted), montre que les plongées d'eaux denses sont des processus majeurs de la dynamique sédimentaire des canyons de la partie occidentale du golfe du Lion. Les épisodes prolongés de vents du Nord, froids et secs, refroidissent et

« évaporent » les eaux de surface du plateau interne. Ces eaux plus denses car plus froides et plus salées, plongent et traversent le plateau jusqu'à la pente. Elles empruntent ensuite les canyons sous-marins pour descendre le long de la pente jusqu'à ce qu'elles rencontrent des eaux ayant une densité égale ou plus forte. Elles s'étalent alors à cette profondeur (Ivanov *et al.* 2004; Durrieu de Madron *et al.* 2005) Si la vitesse de transit sur la plateforme est réduite (quelques cm/s), elle augmente beaucoup lorsque les eaux froides atteignent le rebord de plateforme (Estournel *et al.* 2005). Ainsi des vitesses instantanées de courants de 0,8 m/s ont été enregistrées dans le canyon de Cap Creus pendant l'hiver 2003/2004 (Palanques *et al.* accepted). Lors de l'hiver 2004/2005, un épisode de plongées d'eaux denses a duré de fin janvier à début mars, avec des vitesses de courants oscillant entre 0,4 et 0,8 m/s à 750 m de profondeur (Puig *et al.* 2005). Dans le canyon Bourcart, les vitesses maximales sont plus réduites. Pour l'hiver 2003/2004, le pic de vitesse atteint 0,37 m/s. Les épisodes de plongées d'eaux durent parfois plus d'une semaine mais la vitesse moyenne ne dépasse pas 15 cm/s. Cependant, les données courantologiques montrent que l'hiver 2004/2005 fut plus froid et les plongées d'eaux froides plus intenses. On peut donc penser qu'il en est de même dans le canyon Bourcart, même si l'impact est moins important du fait que ce canyon se situe assez loin de la bordure occidentale du Golfe du Lion où se développent les courants le plus forts.

Ces données indiquent que les plongées d'eaux denses sont les seuls processus capables d'engendrer des vitesses de courants suffisantes pour éroder et transporter des sables moyens et les maintenir sur plusieurs jours.

1.2.5. Cascadites (tableau V-1)

Les plongées d'eaux denses sont à l'origine des sables massifs qui recouvrent presque la totalité de la tête du canyon Bourcart. Ces sables constituent un nouveau type de dépôt, les « cascadites ».

Les cascadites à la différence des turbidites ou des hyperpycnites, ne peuvent pas créer des dépôts à granulométrie bimodale avec un mode dans les sables moyens et un dans les silts très fins. Bien que ces deux populations de particules ne soient probablement que les seules disponibles à l'érosion par les plongées d'eaux denses, cela n'explique pas leur présence dans le même dépôt. Cette bimodalité doit donc trouver sa source dans la nature du processus. Elle souligne peut être les variations soudaines des vitesses de courants que l'on peut observer lors de longues périodes de plongées d'eaux denses. Elle est aussi peut être liée au mode de

déplacement des particules transportées. En effet, bien que le régime hydraulique soit probablement turbulent, le mouvement se fait principalement par entraînement d'eau.

Bed type	Turbidite sequence (Bouma like)	Hyperpycnal turbidite sequence (Hyperpycnites)	Contourite sequence	Cascadite sequence
Flow type	Turbulent surge	Turbidity current	Contour current	Dense water cascading
Flow behavior	Unsteady. Mainly waxing	Mainly steady. Waxing then waning	Almost completely steady. Waxing then waning	Waxing then waning
Dominant flow regime	Turbulent	Turbulent	Turbulent	Turbulent
Flow duration and time for deposition	Minutes to days	Hours to weeks	Episodic within 1000s of years	Episodic within 1000s of years
Deposit thickness	mm to m	mm to m	mm to m	Few cm to few m
Base contact	Erosive to sharp	Gradational	Gradational	Erosive/gradational
Top contact	Gradational	Gradational	Gradational	Gradational
Intrabed contact	Infrequent between facies	Erosive to sharp	None	Erosive/gradational
Grading	Clear, normal	Clear, inverse then normal	Crude, inverse then normal	Crude inverse, then clear normal
Bioturbation	Absent to intense	Absent to intense	Intense	Intense
Structures	Well developed parallel and cross bedding, convolutes	Well developed parallel and cross bedding, Climbing frequent	Crude and sparse parallel and cross bedding. Frequent mottles and lenses	None
Fauna	Allochthonous mainly marine	Allochthonous mainly continental. Frequent plant and wood fragment	Mainly autochthonous	Mainly allochthonous
Sea-level conditions	Mainly lowstand	Mainly lowstand	Lowstand and highstand	Mainly highstand

Tableau V-1: Critères de reconnaissance de turbidites, hyperpycnites, contourites et cascades Gaudin *et al.* (accepted) modifiée de Mulder *et al.* (2002). Ce tableau s'applique aux marges continentales dont les canyons sont déconnectés des systèmes fluviaux pendant les périodes haut niveau marin

Ces caractéristiques et leur localisation sur le haut de pente suggèrent que les cascades se rapprochent plus des contourites peu profondes que Viana *et al.* (1998) ont nommé « sables de courant de fond peu profond ». Les spécificités des séquences cascadiques et la comparaison avec les autres dépôts de pente sont résumées dans le tableau 1. Cependant, nos données ne permettent pas de discriminer cascades et « sables de courant de fond peu profond » autrement qu'à l'aide de données courantologiques. Il faudra d'autres exemples et une étude plus fine des caractéristiques courantologiques des plongées d'eaux denses pour caractériser précisément ces dépôts.

Ce processus de transport sédimentaire pourrait être l'un des processus à l'origine des dépôts sableux prélevés sur le néofan du Rhône à 2500 m de profondeur (Bonnell *et al.* 2005)

et de l'activité de $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ enregistré dans des sédiments de la ride Pyrénéo-languedocienne (Buscail *et al.* 1997).

1.3. LA DYNAMIQUE SEDIMENTATION/EROSION DANS LES CANYONS BOURCART ET DE CAPBRETON : PERENNITE DES DEPOTS.

La morphologie des canyons Bourcart et de Capbreton et la nature des processus qui y érodent, transportent ou déposent des sédiments sont différentes. Ceci soulève des questions quant à la répartition des zones de dépôt et d'érosion et la préservation éventuelle de sédiments à l'intérieur des canyons.

1.3.1. Le canyon de Capbreton

La déconnexion de l'Adour à la fin du 16^e siècle a conduit à un changement drastique de la dynamique érosion/dépôt du canyon de Capbreton car elle a coupé le canyon de tout apport sédimentaire direct. Actuellement il y a trois zones principales de dépôt et d'érosion, la tête du canyon, le thalweg axial et les terrasses.

La tête du canyon est un réceptacle pour les sédiments côtier remaniés mais il n'existe malheureusement pas de quantification des volumes sédimentaires qui y entrent. Les sédiments qui comblent cette dépression sont dans un état métastable et la durée de leur préservation dépend de la fréquence des tempêtes ou de séismes de fortes magnitudes. Des tempêtes de l'intensité de « Martin » ont une occurrence décennale ce qui donne une idée de la durée maximale de préservation de tout ou partie des sédiments dans la tête du canyon. La morphologie actuelle de la tête diffère peu de celles établies en 1860 et 1963 (Abe 1984) ce qui confirme sa vidange régulière.

La dynamique du thalweg axial est double. Il est l'axe privilégié de transit de courants gravitaires qui en érodent le fond et les flancs des terrasses. La hauteur « érodée » sur les flancs a été modélisée à 190 m au maximum dans le cas de l'évènement turbiditique associé à la tempête « Martin » (Salles *et al.* submitted). L'érosion maximale est localisée. Elle conduit à la formation de petites déstabilisations au pied des terrasses. Cette érosion est cependant d'importance mineure car la morphologie du canyon ne montre pas de grandes cicatrices « fraîches » de glissements. Elle est pourtant suffisante pour entretenir le thalweg axial. Ce dernier joue également le rôle de dépo-centre important comme le montre la préservation de successions de séquences gravitaires. Il est difficile d'estimer la durée de la préservation de ces sédiments car elle est tributaire de la fréquence et de l'énergie des courants gravitaires.

Les terrasses qui surplombent le thalweg axial représentent la troisième zone de dépôt. Les sédiments fins y parviennent par débordement du panache sommital des courants gravitaires qui transitent dans le thalweg axial (Salles *et al.* submitted), ou bien par des apports directs depuis le plateau continental par les flancs du canyon. La dynamique sédimentaire actuelle ne permet pas la déstabilisation de grandes terrasses, donc les sédiments qui s’y déposent sont préservés pendant la période de temps où persistera la dynamique actuelle. Par contre, l’érosion des petites terrasses par les courants gravitaires y limite la préservation des dépôts.

1.3.2. Le canyon Bourcart

La tête du canyon Bourcart est actuellement un piège pour les sédiments qui recouvrent entièrement les dépôts pléistocènes. La répartition uniforme des sédiments récents s’explique par la largeur du processus de transport supérieure à la largeur du canyon. Le chenal axial joue pourtant un rôle privilégié car l’épaisseur sédimentaire y est plus importante que sur les flancs.

La capacité érosive des plongées d’eaux denses, soulignée dans les dépôts par des érosions internes, n’affecte que les sédiments déposés récents. En effet, la surconsolidation des sédiments anciens limite leur érosion.

Les sédiments récents qui se déposent sur la vase pléistocène sont peu épais par rapport à l’épaisseur de l’unité dont l’âge est inférieur à 134 ans (figure V-3-D). Ceci implique une érosion régulière de la tête du canyon, en particulier par des épisodes très violents de plongées d’eaux denses. Plusieurs facteurs sont aussi réunis pour induire des déstabilisations dans les dépôts récents dans le chenal axial. D’abord, la surcharge sédimentaire qui fragilise la séquence sédimentaire. Ensuite, la présence en profondeur de sédiments surconsolidés qui peuvent constituer une couche « savon » qui intensifie l’effet de la surcharge sédimentaire sur les sédiments. Enfin, la pente du chenal qui augmente à partir de 300 m de profondeur semble aussi être un facteur déclencheur. Ces dépôts sont dans un état métastable et sont éphémères dans la tête du canyon sous-marin. Ils sont remaniés puis transportés plus en aval, sur la pente ou le glacis continental.

La dynamique érosion/dépôt dans la tête du canyon Bourcart permet le dépôt de sédiments, mais l’épaisseur réduite de ces sédiments indique que les processus d’érosion sont importants. Ils permettent le maintien de la « fraîcheur » de la morphologie héritée de la tête du canyon.

1.4. QUELLES CONDITIONS POUR LE DÉPÔT DE SÉDIMENTS EN PÉRIODE DE HAUT NIVEAU MARIN DANS UN CANYON SOUS-MARIN NON CONNECTÉ

Les dépôts récents dans les canyons Bourcart et de Capbreton montrent que la dynamique sédimentaire d'un canyon n'est pas seulement limitée aux périodes de bas niveau marin. Cette partie a pour but de faire une synthèse non exhaustive des conditions nécessaires pour qu'un canyon éloigné de tout apport direct, soit considéré comme « actif » en période de haut niveau marin.

1.4.1. **Stock sédimentaire**

La première condition pour le dépôt de sédiments dans un canyon est la présence d'un stock sédimentaire proche de la tête du canyon. Deux cas peuvent se présenter.

Le premier est celui des canyons dont la tête est située près du rebord de plateforme, loin de toute source sédimentaire. En bas niveau marin, la ligne de rivage se trouve en général près du rebord de pente. La progradation de la marge permet la mise en place de corps sédimentaires sableux le long du rebord de pente. C'est le cas dans le Golfe du Lion (Berné *et al.* 1998; Rabineau *et al.* 1998) ou des marges celtiques et armoricaines (Zaragosi *et al.* 2001; Bourillet *et al.* 2003). En période de haut niveau marin, ces sédiments constituent une source sédimentaire proche.

Le second cas est celui où les processus de transport sur la plateforme amènent des sédiments près de ou dans la tête du canyon. Les têtes de ces canyons sont proches de la ligne actuelle de rivage. Ici l'hydrodynamique côtière, en particulier la dérive littorale joue un rôle important car elle permet la distribution des sédiments issus des fleuves ou le remaniement de sédiments sur le plateau interne. C'est le cas par exemple des canyons de Monterey, (Paull *et al.* 2005) Kaikoura (Lewis and Barnes 1999) du Zaïre (Babonneau *et al.* 2002) ou Capbreton.

A ces apports externes s'ajoutent les apports internes aux canyons par déstabilisation des sédiments piégés sur les flancs, les terrasses, etc.

1.4.2. **Processus de transport et de dépôt**

La plupart des processus à l'origine du déclenchement de courants gravitaires dans les canyons sont des événements très énergétiques.

Les tempêtes (Shepard and Emery 1941; Okey 1997; Mulder *et al.* 2001; Puig *et al.* 2004) peuvent amener une surcôte d'eau à la côte qui crée de puissants courants de

retours qui sont canalisés par les canyons sous-marins. Elles peuvent aussi intensifier l'hydrodynamique locale l'accumulation rapide de sédiments jusqu'à la déstabilisation. La houle et les vagues de tempêtes associées peuvent également augmenter la pression interstitielle et diminuer la résistance au cisaillement jusqu'à provoquer la déstabilisation des sédiments. Cependant des conditions de houle plus modérée (de l'ordre de 6 m) peuvent suffire pour provoquer la déstabilisation de sédiments (Paull *et al.* 2003). De plus les vents forts peuvent créer des tensions directement sur le fond, suffisantes pour engendrer des courants capables d'éroder et de transporter des sédiments (Bassetti *et al.* accepted).

Les séismes génèrent des accélérations horizontales et verticales capables de provoquer la rupture des sédiments (Lee and Edwards 1986). Ils augmentent également la pression interstitielle et déstabilisent les sédiments. Ce fut le cas dans le canyon de Monterey lors du séisme de Loma Prieta en 1989. (Garfield *et al.* 1994).

Les plongées d'eaux denses, qui résultent de périodes prolongées de vents forts et froids en hiver, sont à l'origine de courants suffisamment énergétiques pour éroder et transporter des sédiments. De plus, les vitesses de courants élevées de ces processus peuvent être maintenues pendant plusieurs jours à plusieurs semaines.

Le remaniement et le dépôt de sédiments dans un canyon n'est pas limité à la tête mais intervient également plus en aval.

Par exemple, la composante verticale de la marée induit des oscillations dans les différentes masses d'eau. Les ondes se propagent alors le long des surfaces (pycnoclines) qui séparent ces masses d'eaux. Ce phénomène est appelé marée interne. La propagation de ces ondes vers la côte entraîne leur déferlement lorsque la pycnocline croise le fond marin (Wunsch 1969) et génère des courants parfois très forts (Pingree and Le Cann 1989; Pingree and New 1995). Le déferlement de l'onde et donc la création d'un courant associé dépendent de l'angle avec lequel l'onde de marée interne atteint la pente. Les canyons sous-marins sont des pièges à ondes internes car les pentes des parois réfléchissent les ondes à la fois vers le thalweg et vers l'amont du canyon. Les courants ainsi créés sont capables d'éroder, de transporter et de déposer des sédiments dans les canyons, et sont par exemple à l'origine de dunes sableuses dans la tête du canyon de Navarinsky (Karl *et al.* 1986).

Enfin, la morphologie complexe des canyons sous marins peut interagir avec les courants de contour. Cette interaction peut générer des déviations locales des courants, la formation de méandres dans ces courants et ainsi induire des courants de fond descendant ou

remontant le canyon (Sammari *et al.* 1995; Arduin *et al.* 1999) avec des vitesses permettant l'érosion et le transport de sédiments.

Cet état des lieux non exhaustif montre que même en période de haut niveau marin, les canyons sous-marins peuvent avoir une dynamique sédimentaire importante, capable de mobiliser d'importants volumes de sédiments y compris sableux. La nature des dépôts comme leur répartition et leur épaisseur dépendent des caractéristiques des processus à l'origine de leur mise en place. Dans le canyon Bourcart, la formation de plongées d'eaux denses, qui est un phénomène classique dans le Golfe du Lion, produit des courants de grande largeur, de longue durée avec des variations importantes de vitesses. Ils transportent des sédiments sableux qui s'épandent dans la tête du canyon en formant des dépôts atypiques proche des contourites. Dans le canyon de Capbreton, l'impact hydrodynamique des tempêtes exceptionnelles permet le remaniement des sédiments piégés dans la tête du canyon. Ils transitent alors dans le thalweg axial sous la forme d'écoulements gravitaires. Les dépôts associés sont restreints au thalweg axial et au sommet des terrasses.

2. LES CANYONS DE CAPBRETON ET BOURCART EN TANT QUE SYSTEMES DE DEPOTS

2.1. SCENARII D'EVOLUTION DES CANYONS DE CAPBRETON ET BOURCART

2.1.1. Le canyon de Capbreton : importance du thalweg axial dans la formation des terrasses

Les données bathymétriques et sédimentologiques mettent en évidence le rôle prépondérant du thalweg axial dans l'évolution de la morphologie du canyon. Il modèle le tracé du canyon en étant à l'origine de la formation et de l'érosion des terrasses et de l'érosion des flancs.

La formation et l'évolution des terrasses comprennent plusieurs phases (figure V-4). Au départ l'érosion du flanc externe des méandres conduit à une augmentation de leur rayon de courbure (figure V-4-C1). Lorsqu'un seuil est atteint, le méandre rompt et le thalweg axial incise son nouveau tracé (figure V-4-C2). Le méandre abandonné forme alors un dépocentre dont le fond est composé de faciès grossier de fond de chenal (semblables aux HARS observés dans les environnements plus profonds) (figure V-4-A et 4-C2). Le nouveau

dépocentre se remplit alors par l'accumulation des dépôts de débordements des courants gravitaires qui transitent dans le canyon. Il y a une granodécroissance générale des dépôts qui se marque sur la sismique par le passage vertical entre un faciès avec des réflecteurs de forte amplitude à la base et un faciès à réflecteurs de faible amplitude au sommet (figure V-4-A). C'est la forte croissance verticale de la terrasse qui engendre la granodécroissance des dépôts. Lorsque la terrasse est basse, les sédiments grossiers peuvent déborder (figure V-4-C3). Plus la terrasse est haute plus les sédiments qui débordent sont fins (figure V-4-C4). Le stade ultime est atteint lorsque les panaches des courants gravitaires ne peuvent plus déborder. La terrasse ne croît plus que par les apports hémipélagiques. Ces terrasses peuvent donc être assimilées à des levées confinées identiques à celles décrites dans la vallée supérieure du Zaïre (Babonneau *et al.* 2004).

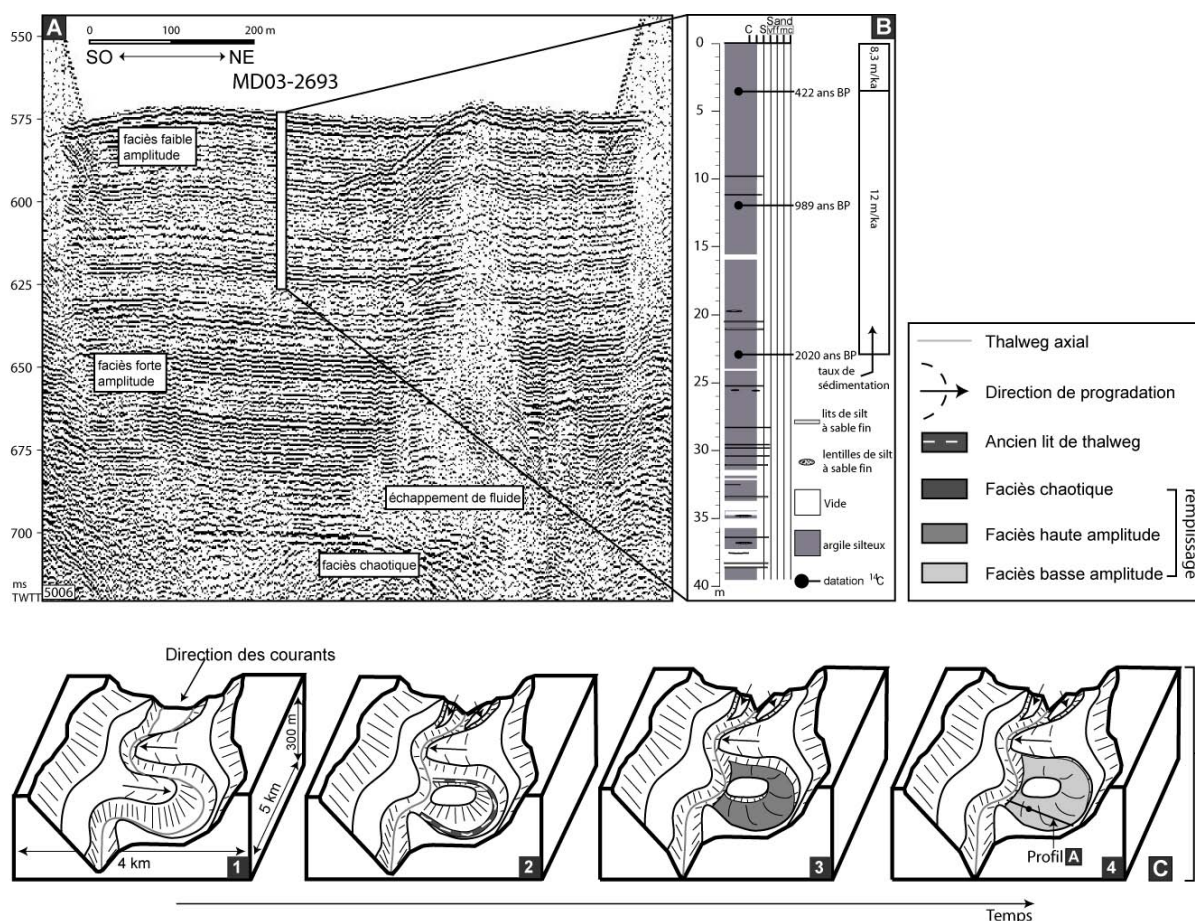


Figure V-4: (A) Profil sismique montrant les dépôts constituant les terrasses. Trois faciès se succèdent : chaotique à la base, c'est un faciès de fond de chenal, lité de forte amplitude au centre, c'est un faciès de débordement de matériel plutôt grossier, lité de faible amplitude au sommet, c'est un faciès de débordement de matériel plutôt fin. Il y a une granodécroissance générale des dépôts. (B) Carotte MD03-2693 qui traverse 39 m de sédiments fins dans le faciès lité de faible amplitude. Les taux de sédimentation pour les 24 premiers mètres sont très importants (>10 m/ka). (C) Schéma de formation et d'évolution d'une terrasse dans le canyon de Capbreton.

La carotte MD03-2693 est prélevée dans une terrasse (figure V-4-A et V-4-B) dont l'architecture interne est typique des terrasses dans notre zone d'étude quelque soit leur mode de formation. Cette carotte traverse les 39 premiers mètres de sédiments. Ceux-ci sont majoritairement constitués de séquences turbiditiques très fines. Le matériel est argilo-silteux et contient beaucoup de matière organique. Quelques lits centimétriques de sable fin apparaissent dans la partie inférieure de la carotte. L'analyse au ^{14}C de coquilles de bivalves prélevées dans les 24 premiers mètres de la carotte montre que les sédiments sont très récents. Les dates présentées ici sont calibrées par rapport à celles présentées dans l'article du chapitre 4-8.3. A 22,8 m on obtient un âge de 2020 ans cal. BP. Le taux de sédimentation de 11,3 m/ka est par conséquent très important (figure V-4-B). Ce taux diminue d'un tiers après la date à 422 ans ou il passe de 12 m/ka à 8,3 m/ka. Cette différence est très certainement liée à la déconnexion de la tête du canyon avec l'Adour en 1578. Les apports directs cessent alors et la dynamique sédimentaire du canyon diminue.

La hauteur de la terrasse dans laquelle a été prélevée la carotte MD03-2693 est d'environ 100 m. L'extrapolation du taux de sédimentation mesuré sur les 22,8 m supérieurs donne un âge de 8850 ans environ pour le faciès chaotique de base. Ce chiffre est très probablement surestimé car le débordement est plus facile lorsque la terrasse est peu élevée et la compaction est plus forte à la base de la terrasse qu'au sommet.

L'évolution morphologique des terrasses et donc du canyon est rapide et semble continue dans le temps. En effet, en période de bas niveau marin, le canyon de Capbreton est probablement connecté, outre à l'Adour, à plusieurs fleuves espagnols qui empruntent les petits canyons transverses qui incisent la plateforme Basco-Cantabrique, ainsi qu'au petit chenal qui incise le flanc oriental de la dépression centrale située au nord du canyon de Capbreton. Ces hypothèses soulèvent des questions quant à l'évolution de la dynamique érosion/dépôt dans le canyon. Actuellement, bien que la tête du canyon soit déconnectée de l'Adour, cette dynamique existe mais elle est faible. Les dépôts prélevés dans la carotte indiquent que la connexion avec l'Adour augmente considérablement la dynamique érosion/dépôt du canyon et permet une évolution rapide de sa morphologie. Qu'en est-il de l'évolution du canyon pendant les périodes de bas niveau marin ? A-t-on une augmentation des processus érosifs qui permettent de modeler en profondeur les flancs du canyon et éventuellement de provoquer des déstabilisations de l'ampleur de celle de la dépression centrale ?

2.1.2. Le canyon Bourcart : compétition entre érosion et sédimentation

La réalisation du projet Promess a permis de disposer d'une chronostratigraphie très fine de l'interfluve Bourcart-Hérault. Une partie de la stratigraphie de l'interfluve a pu être étendue au canyon malgré la difficulté de s'affranchir des fortes pentes qui interrompent parfois la continuité des réflecteurs.

Sur l'interfluve, les surfaces sismiques les plus nettes, correspondent à des hauts niveaux marins relatifs liés aux événements climatiques de haute fréquence que sont les cycles de Bond. Dans le canyon, ces surfaces d'érosion doivent plutôt correspondre aux périodes de bas niveau marin relatif (événements de Heinrich dans notre cas) qui précèdent chaque interstade. En effet, les processus de dépôt et d'érosion à l'origine de la formation de surfaces d'érosion et d'unités de dépôts dépendent du rapprochement de l'embouchure d'un fleuve. La proximité de la ligne de rivage étant liée aux variations du niveau marin, il nous a semblé plus probable d'attribuer les surfaces d'érosion dans le canyon à des bas niveaux marins relatifs.

Au départ, notre étude devait couvrir la période allant du maximum glaciaire du stade 6 (symbolisé par la surface D60) pour se terminer à ~15 ka lorsque la tête du canyon se déconnecte définitivement de tout apport direct. Selon la stratigraphie établie à partir du forage Promess, la surface D60 s'est avérée être beaucoup plus récente puisqu'elle est interprétée sur l'interfluve comme correspondant au stade 5. Dans le canyon nous corrélons cette surface au stade 5d pendant lequel la baisse relative du niveau marin fut la plus importante. Nous prendrons donc cette période (~110 ka) comme point de départ de notre scénario. La figure V-5 récapitule la chronologie de la mise en place des unités dans la tête du canyon.

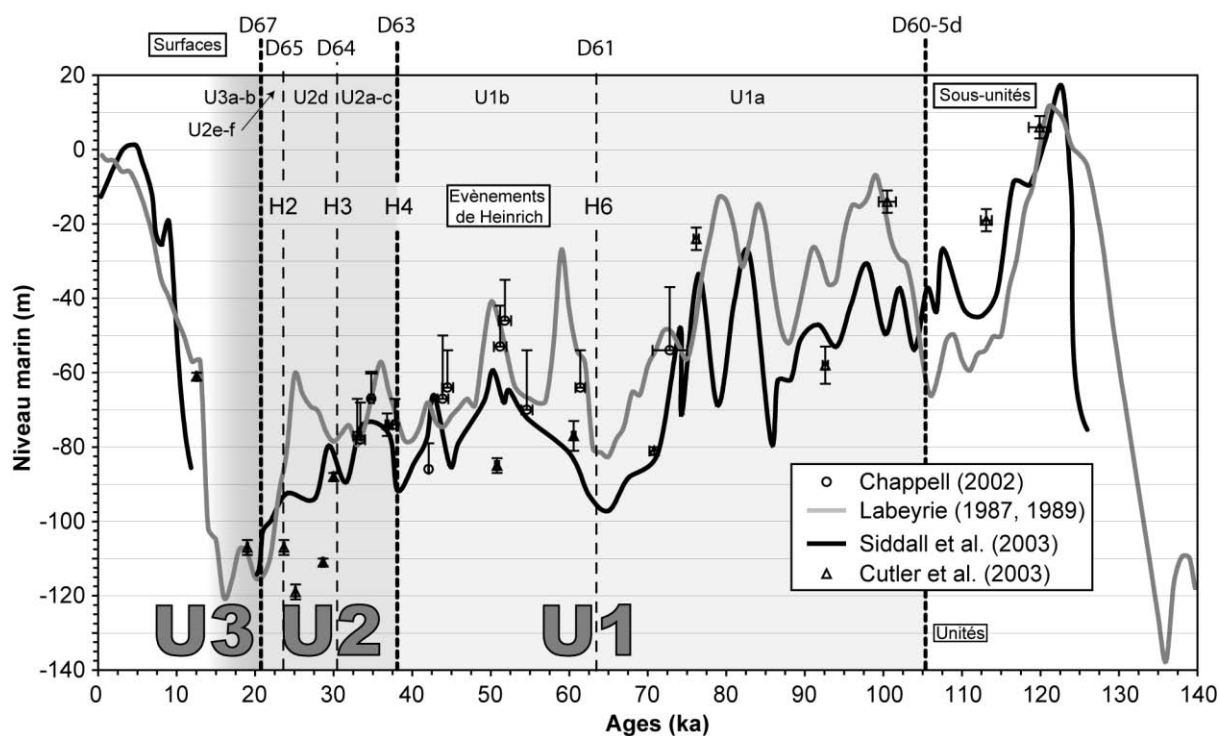


Figure V-5: Chronologie des dépôts des unités sismiques dans la tête du canyon Bourcart à partir de la corrélation avec les travaux sur l'interfluve (Jouët et al. accepted). Les surfaces d'érosion qui ont pu être corrélées depuis l'interfluve correspondent, dans le canyon, à des périodes de bas niveau marin relatifs. Elles sont liées à des événements climatiques de haute fréquence (Heinrich ou Dansgaard-Oeschger).

▪ **Unité U1, ~110 à ~40 ka: Erosion > sédimentation**

La baisse du niveau marin lors des stades 5d, 4 et 3, associée aux événements de Heinrich 6 et 4 (figure V-6), a été suffisamment importante pour permettre la mise en place de processus érosifs dans la tête du canyon, conduisant à chaque fois à la vidange presque totale de celle-ci (figure V-6-A). La modélisation des glissements en tête de canyon montre que deux processus peuvent générer des déstabilisations : (1) la surcharge sédimentaire et (2) l'érosion d'une incision axiale. La surcharge sédimentaire suffit à déstabiliser des sédiments non consolidés mais ne permet pas d'amener des sédiments consolidés à la rupture. Le surcreusement d'une incision axiale ou la connexion à un fleuve paraît donc l'hypothèse la plus réaliste. C'est ce qui se passe pour la surface D63. Une connexion s'effectue entre le canyon et un réseau fluvial orienté NE-SO, qui traverse l'interfluve Bourcart-Hérault et se connecte à l'Est de la tête du canyon (Jouët *et al.* accepted). Entre ces périodes d'érosion intense, un drapage de sédiments probablement apportés par le Rhône et peut être un fleuve pyrénéen ou languedocien comblent en partie la tête du canyon.

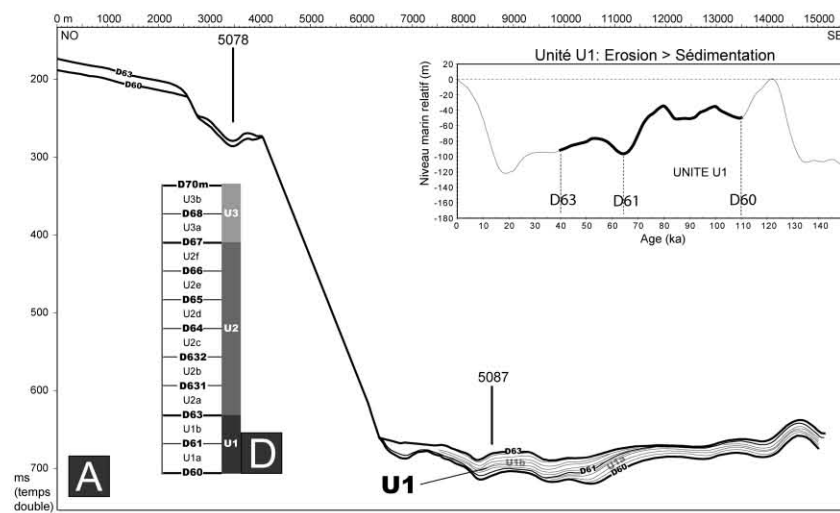
▪ **Unité U2, ~40 à 21 ka : Sédimentation >érosion**

A partir de la surface D63, le canyon a tendance à se combler (figure V-6-B). Les sous-unités qui constituent U2 (figure V-6) se composent d'une association de deux faciès : (1) un faciès lité drapant et (2) un faciès chaotique de glissement qui érode le faciès drapant à son sommet.

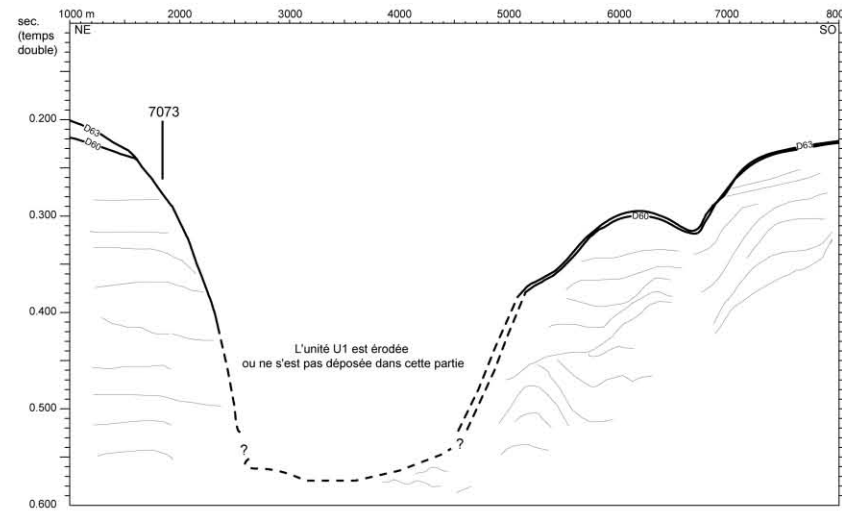
Le caractère cyclique de ce motif et la nature des faciès associés permettent d'interpréter ces cycles comme le résultats de variations hautes fréquences (de type Dansgaard-Oeschger ou Heinrich) du niveau marin (figure V-7). Dans ce contexte de variations très rapides, lorsque le niveau marin baisse, les panaches de surface des fleuves atteignent la tête du canyon qu'ils comblerent en formant les faciès lités drapants. Avec le rapprochement de la source, les apports sédimentaires augmentent rapidement. L'hydrodynamique locale permet, en outre, d'augmenter significativement le taux de sédimentation dans la tête du canyon. Ces sédiments, rapidement remaniés et transportés dans la tête du canyon, sont non-consolidés et dans un état métastable. Ils se déstabilisent alors facilement par surcharge sédimentaire et donnent naissance au faciès chaotique de glissement. Au maximum de baisse du bas niveau marin ou en début de remontée, la tête du canyon est une zone de by-pass pour les apports sédimentaires. Les processus érosifs sont très actifs et érodent le toit des faciès déstabilisés. Les surfaces d'érosion D63, D64 et D65 sont ainsi interprétées comme étant liées aux événements de Heinrich 4, 3 et 2 respectivement (figure V-8). Les surfaces D63a et D63b sont elles probablement associées aux variations plus haute fréquence de Dansgaard-Oeschger (figure V-8). Les surfaces D66 et D67 indiquent qu'il y a toujours des variations des apports sédimentaires dans le canyon après l'évènement d'Heinrich 2. Lorsque le niveau marin remonte, les apports sédimentaires diminuent en créant un nouveau faciès lité drapant.

Les sous-unités postérieures à D65 montrent des variations longitudinales de faciès. Dans la partie proximale de la tête du canyon, le faciès drapant devient fruste puis chaotique lorsque l'on se rapproche du plateau externe. Pendant la période de mise en place de U2, la progradation de la plateforme se fait à un rythme très rapide. Les prismes sableux atteignent le rebord de plateforme à la fin de la mise en place de U2 (20 ka environ (Jouët *et al.* accepted)). La présence de faciès plus chaotiques peut donc être interprétée comme un début de progradation dans la tête du canyon.

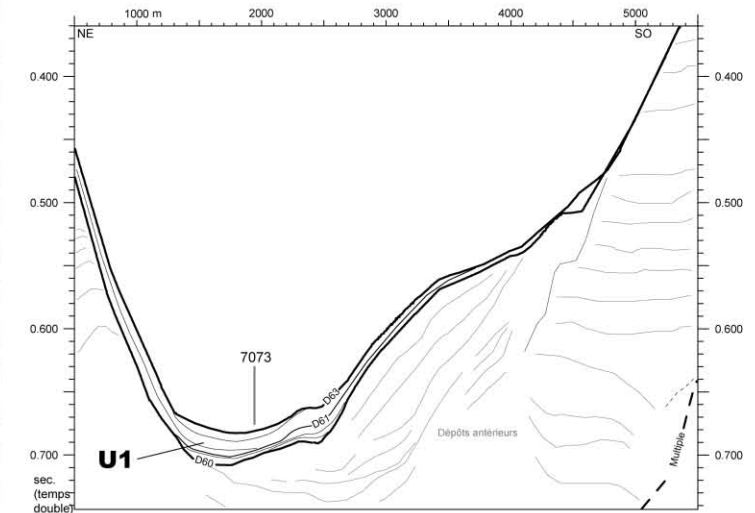
Profil longitudinal (7073) à la tête du canyon



Profil transversal (5078) partie médiane de la tête du canyon



Profil transversal (5087) partie distale de la tête du canyon



Temps

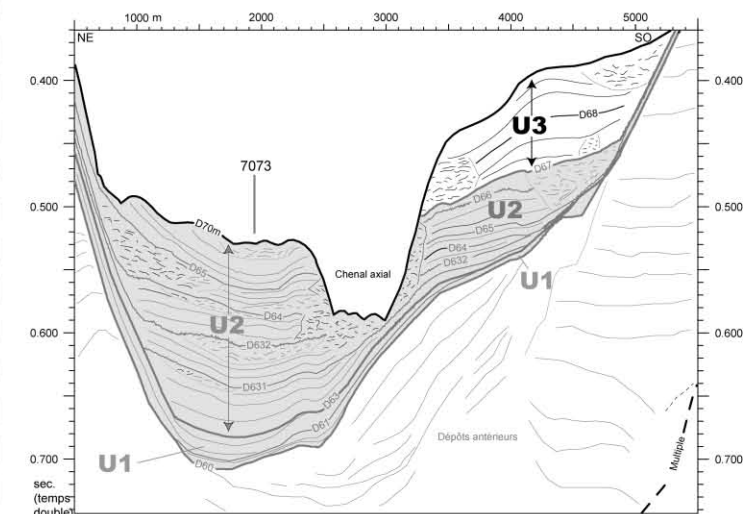
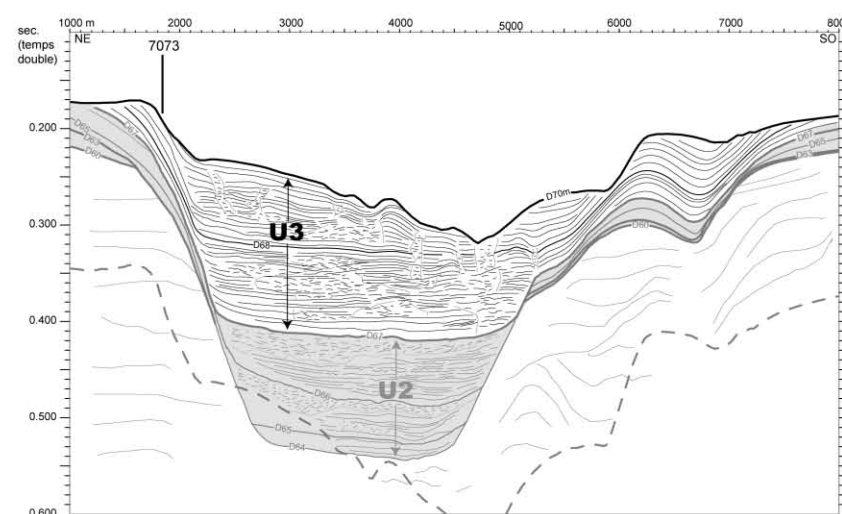
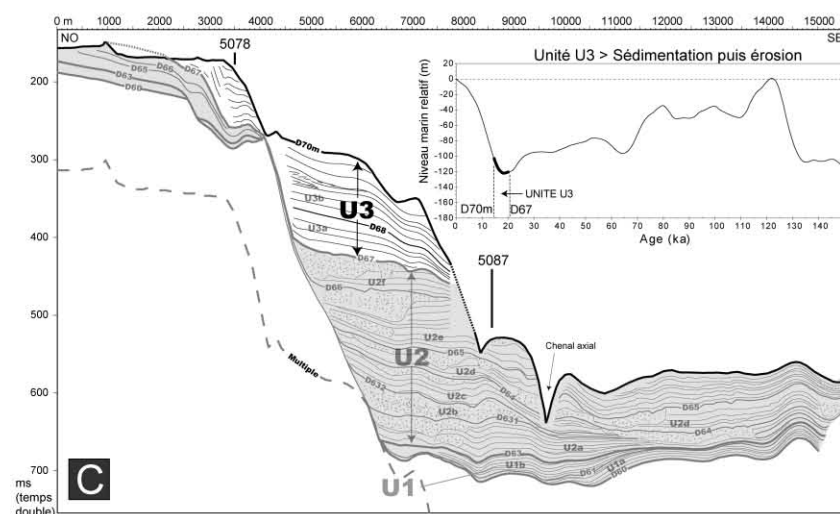
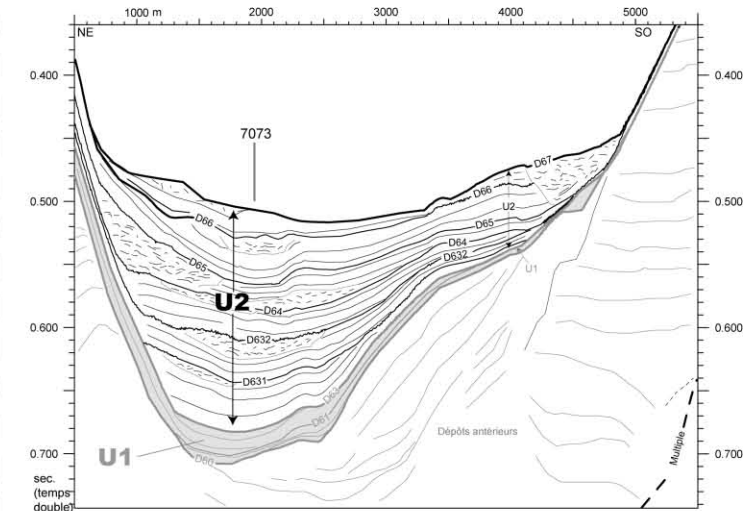
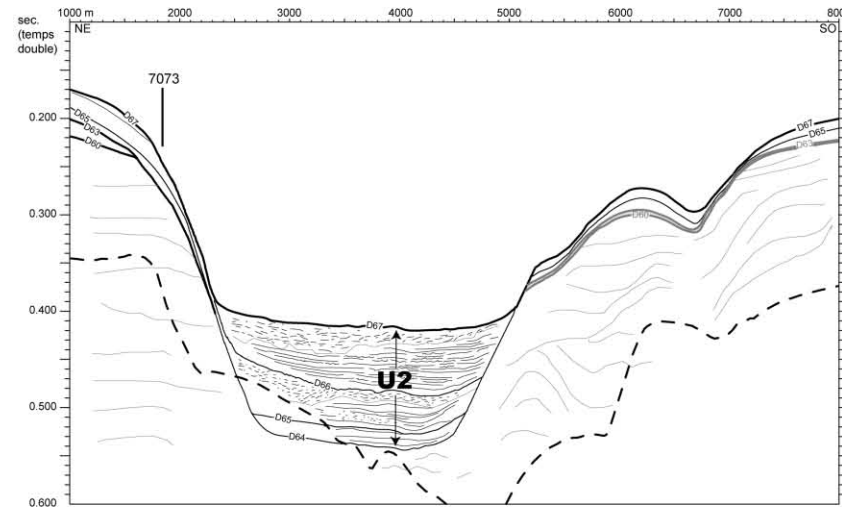
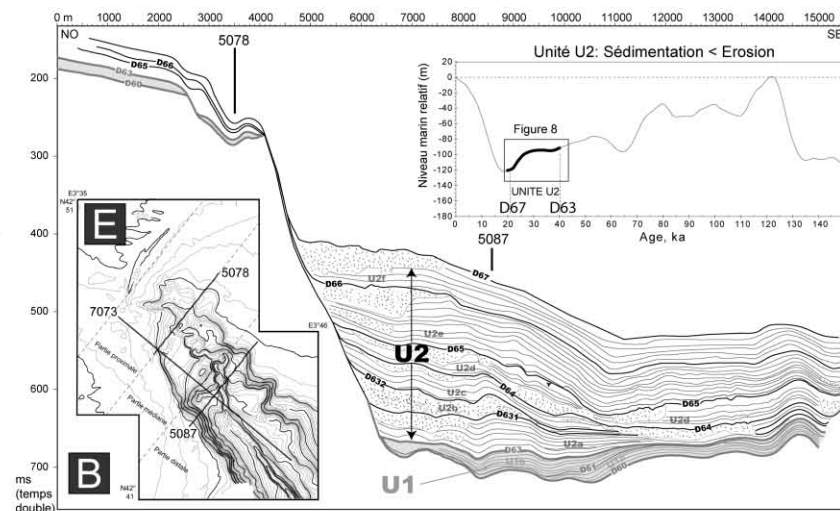


Figure V-6: *Page suivante*. Scénario d'évolution de la tête du canyon Bourcart depuis ~110 ka. Les trois profils qui servent d'exemples montrent l'architecture des dépôts dans le sens longitudinal (7073) et dans le sens transversal dans les parties médiane (5078) et distale (5087) de la tête du canyon. (A) Dépôt de l'unité U1, 110 à 40 ka. L'érosion prime sur la sédimentation et le canyon connaît plusieurs épisodes de vidange probablement causés par la connexion à un réseau fluvial. Peu de sédiments de cette période ou le taux de sédimentation est faible sont conservés. (B) Dépôt de l'unité U2, 40 à 21 ka. La tendance s'inverse et la sédimentation prime sur l'érosion. Le rapprochement général de la ligne de rivage génère des apports sédimentaires importants qui remplissent la tête du canyon. Le taux de sédimentation pour cette unité est élevé malgré l'érosion par de nombreux glissements. (C) Dépôt de l'unité U3, 21 à 15 ka. La ligne de rivage très proche conduit au comblement total de la partie proximale de la tête du canyon par progradation directe du prisme sableux dans la tête du canyon ou par la connexion directe avec l'embouchure d'un fleuve. Le retrait du fleuve lié à la remontée du niveau marin conduit au surcreusement de l'incision axiale et engendre des glissements qui érodent une partie des sédiments de l'unité U3 et de l'unité U2 dans la partie distale. A partir de l'Holocène, les processus hydrodynamiques actifs sur la plateforme, comme les plongées d'eaux denses, sont à l'origine de courants de fond qui d'une part érosive entretiennent par érosion la morphologie héritée du bas niveau marin et d'autre part, déposent des sédiments pouvant être grossier dans la tête du canyon. La nomenclature des surfaces, sous-unités et unités identifiées est indiquée en (D) et la localisation des profils en (E).

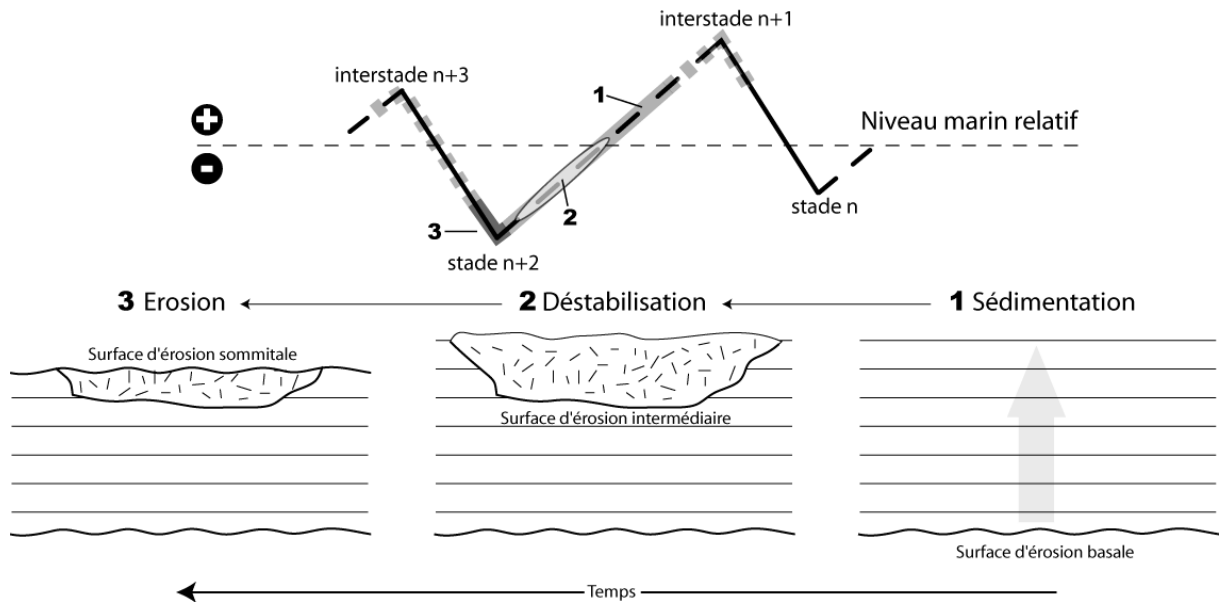


Figure V-7: Schéma synthétique de la mise en place du motif qui compose chaque sous-unités de l'unité U2. (1) La baisse du niveau marin entraîne une augmentation des apports sédimentaires. (2) Ces apports importants sont déstabilisés par surcharge sédimentaire. (3) Le niveau marin qui continue de baisser rapproche le réseau fluvial de la tête du canyon qui est alors soumise à des processus érosifs importants. La remontée rapide du niveau marin permet aux processus de sédimentation de se remettre en place.

Le changement drastique des conditions d'érosion/dépôt entre les unités U1 (érosive) et U2 (dépositionnelle) repose sur deux facteurs : la connexion directe ou non de l'embouchure d'un fleuve à la tête du canyon et la durée de cette connexion. Dans le cas de U1, les chutes du niveau marin à l'origine des érosions dans le canyon représentent des périodes de temps assez longues (plusieurs milliers d'années). Ceci permet d'entretenir pendant ces périodes une dynamique érosive importante dans la tête du canyon (probablement par connexion directe

entre la tête du canyon et l'embouchure d'un fleuve comme lors de l'érosion de la surface D63 (Jouët *et al.* accepted)) qui conduit à sa vidange. Dans le cas de U2, la mise en place d'une dynamique érosive dans la tête du canyon se fait sur des périodes de temps plus réduites (de l'ordre du millier d'années). Elle permet la déstabilisation puis l'érosion d'une partie des dépôts mais ne dure pas assez longtemps ou n'est pas assez énergétique pour générer des processus de plus grande ampleur capable de vidanger le canyon.

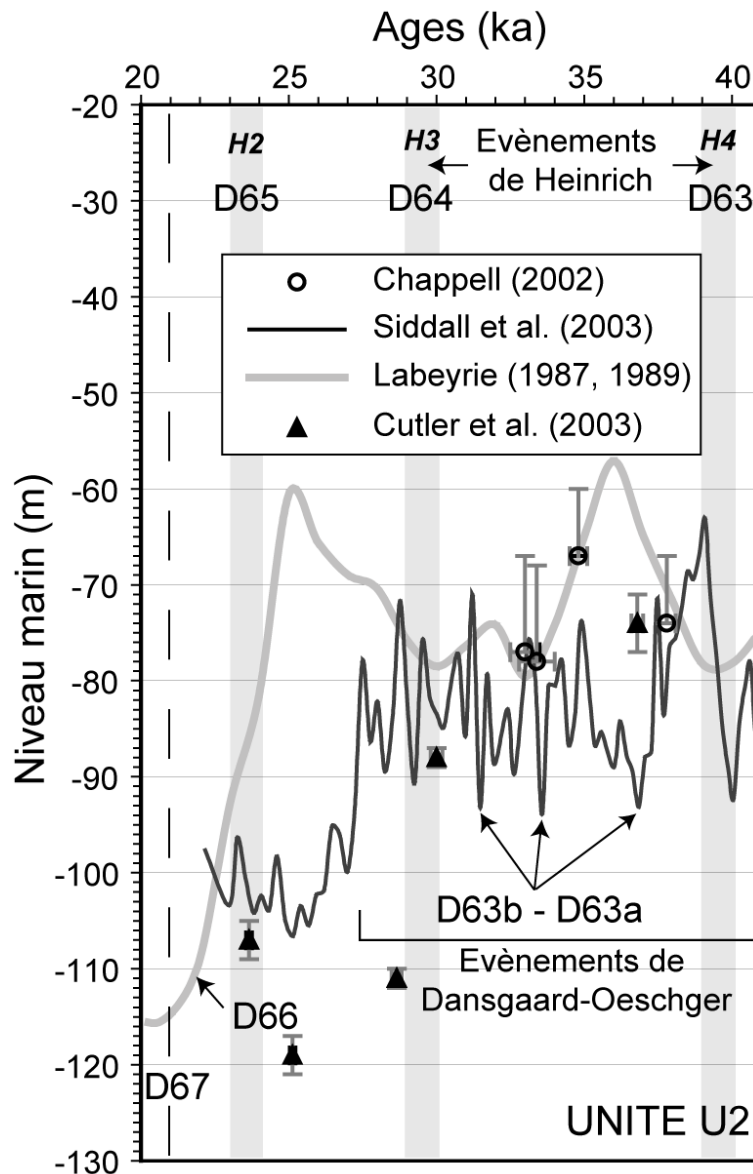


Figure V-8: Détail sur la chronologie de la mise en place de l'unité U2. Les processus érosifs les plus importants se produisent lors des bas niveaux marins relatifs associés aux événements climatiques de haute fréquence (Heinrich et Dansgaard-Oeschger.). La dynamique érosion/dépôt de la tête du canyon enregistre presque fidèlement chaque baisse du niveau marin relatif.

▪ **Unité U3, 21 à 15 ka : Sédimentation puis érosion**

Le dépôt de l'unité très chaotique U3a se fait postérieurement à la mise place des sables cimentés datés à 21 ka BP (Bernier 2000), dans un contexte où la ligne de rivage est très proche (figure V-6-C). Le prisme sableux semble directement prograder à l'intérieur de la tête du canyon depuis le N et le NE, en suivant l'axe de la dépression de la tête du canyon. Les sédiments grossiers sont piégés dans la partie proximale de la tête du canyon et laissent place vers l'aval à des dépôts plus fins.

La mise en place de l'unité U3b est marquée par un changement brutal dans les conditions de sédimentation dans la partie proximale. On passe sans transition à la mise en place de systèmes chenaux levées connectés à des chenaux fluviaux dont on peut suivre la trace sur le plateau externe. Ce changement de faciès est attribué à une baisse rapide et forte du niveau marin qui coupe le lien entre les prismes sableux et la tête du canyon. Un réseau fluvial est capturé dans la partie Ouest de la tête du canyon, à l'emplacement actuel du chenal axial. À partir de là, plusieurs chenaux se mettent en place au gré des fluctuations de la position de l'embouchure du fleuve qui passe de l'Ouest au Nord pour finalement revenir à l'Ouest. Ces chenaux, principalement ceux qui viennent du Nord, comblent par aggradation la partie proximale de la tête du canyon. La datation précise de la mise en place de ces chenaux aggradants est difficile. Deux hypothèses peuvent expliquer ce phénomène. La première est morphologique. L'aggradation des chenaux est la cause de la rétrogradation en aval des dépôts qui se trouvent face aux flancs des canyons qui forment un obstacle morphologique. La seconde hypothèse dépend du niveau marin. La remontée de celui-ci conduit au dépôt de sédiments dans le lit des fleuves et dans les chenaux des canyons par création d'espace disponible.

Le comblement de ces chenaux conduit à la migration de l'embouchure du fleuve qui retourne à l'Ouest. Le rétablissement de cette connexion est marqué cette fois par un épisode d'érosion qui surcreuse le chenal axial et provoque des déstabilisations dans les parties médiane et distale de la tête. La mise en place de cette connexion se fait très probablement pendant la remontée du niveau marin. Dans ce cas, le régime du fleuve permet de conserver la connexion avec la tête du canyon qui surcreuse son lit pour rattraper le niveau de celui du fleuve. À cette érosion par surcreusement et glissements, s'ajoute une érosion par les processus hydrodynamiques comme les vagues de tempêtes qui érodent dans la partie proximale les dépôts fins de U3. À partir de 15 ka, la connexion avec un fleuve n'est probablement plus possible et l'activité sédimentaire dans le canyon chute alors.

Lorsque les conditions de haut niveau marin se stabilisent pendant l'Holocène, de nombreux processus hydrodynamiques se mettent en place. Ils sont à l'origine de la formation de courants de fonds, comme les plongées d'eaux denses, qui peuvent éroder, transporter et déposer des sédiments dans les canyons, sur la pente et au niveau du bassin profond.

2.2. PERENNITE DES DEPOTS SEDIMENTAIRES DANS UN CANYON SOUS-MARIN

Les scénarii d'évolution des canyons montrent que ceux-ci sont des centres de dépôts, au moins à un moment donné de leur histoire.

Trois facteurs sont importants dans la préservation de sédiments dans un canyon : l'effet bouclier de protection de sédiments par d'autres sédiments, la nature des processus érosifs, la progradation de la marge

2.2.1. **L'effet bouclier**

C'est la protection de sédiments par d'autres sédiments. Dans le canyon Bourcart, le dépôt de sédiments sableux, issus du remaniement des sables littoraux de bas niveau marin par les plongées d'eaux denses, limite l'érosion des sédiments sous-jacents. Dans le canyon de Capbreton, certaines terrasses semblent piéger des sédiments sur de longues périodes de temps car d'autres terrasses se sont développées entre elles, le thalweg axial les préservant ainsi de l'érosion directe. Il est cependant impossible de déterminer la période pendant laquelle ces sédiments vont rester piégés dans la tête du canyon.

2.2.2. **La nature des processus érosifs**

Dans le canyon de Capbreton, l'érosion résulte majoritairement de l'action des courants gravitaires. Ces courants créent un axe privilégié de transport, le thalweg axial, qui concentre les processus érosifs. Ainsi les sédiments qui se déposent sur les terrasses sont protégés de ces processus érosifs. Dans le canyon Bourcart la connexion à un réseau fluvial provoque des déstabilisations dans des sédiments peu ou pas consolidés qui peuvent conduire à la vidange entière de la tête par érosion régressive.

2.2.3. **La progradation de la marge et la migration du canyon**

Le fort taux de sédimentation dans le Golfe du Lion, associé à une subsidence importante, conduit à l'enfouissement des canyons (Lofi *et al.* 2003). Ce phénomène est favorisé par la migration latérale des têtes de canyon durant les différents cycles glaciaires. La

diminution des processus d'érosion lorsque les canyons ne sont plus connectés à un fleuve favorise la préservation des têtes de canyon d'un cycle à l'autre.

3. LA CONNEXION A UN RESEAU FLUVIATILE : LE MOTEUR DE L'EVOLUTION DES CANYON

Les études des canyons Bourcart et de Capbreton démontrent le caractère primordial de la connexion à un réseau fluvial dans leur évolution. Cette partie a pour but de caractériser les particularités, la nature et les conséquences de la connexion fleuve-canyon ainsi que de préciser le fonctionnement de l'incision axiale d'une incision axiale dans un canyon.

3.1. PARTICULARITE DE LA CONNEXION AVEC UN FLEUVE

La connexion avec un fleuve permet à la fois l'érosion et le dépôt :

- L'action érosive est le résultat des courants qui sont générés à l'embouchure du fleuve, comme les courants hyperpycnaux ou les bouffées turbides ;
- Le dépôt est possible grâce au fort volume de sédiments en suspension (panaches hypopycnaux et mesopycnaux) ou charriés près du fond que le fleuve transporte.

Ces deux processus sont simultanés et continus dans le temps. Ils entretiennent la dynamique sédimentaire d'un canyon sous-marin.

3.2. NATURE ET CONSEQUENCES DE LA CONNEXION FLEUVE-CANYON

La connexion de la tête d'un canyon à un fleuve est à l'origine de la création dans le canyon d'un chenal dans lequel circulent des courants gravitaires. Les canyons de Bourcart et de Capbreton en sont de très bons exemples. Cependant, la connexion du canyon Bourcart à l'embouchure d'un fleuve conduit à sa vidange alors que ce n'est pas le cas dans le canyon de Capbreton.

Dans le canyon Bourcart, lorsque la connexion avec un réseau fluvial s'établit, des sédiments ont déjà commencé à remplir le canyon. Ceux-ci proviennent des panaches de surface lorsque l'embouchure du fleuve se trouvait plus en amont sur le plateau externe. Ces sédiments sont peu ou pas consolidés et peuvent être facilement érodés. Les passages d'écoulements gravitaires, probablement hyperpycnaux en regard de la distance à la source et de la morphologie méandrique de l'incision axiale, surcreusent l'incision axiale. Ces érosions conduisent à la déstabilisation des sédiments qui composent ces flancs. Les

déstabilisations gagnent alors les sédiments sus-jacents et conduisent à une érosion régressive de la tête du canyon qui se vide de ses sédiments (Pratson and Coakley 1996 ; Baztan *et al.* 2005).

Dans le canyon de Capbreton, la connexion à l'embouchure de l'Adour augmente la dynamique sédimentaire dans le thalweg axial et donc l'érosion et la formation de terrasses. Mais ceci ne conduit pas à la vidange totale des sédiments piégés dans les terrasses.

La différence majeure entre ces deux canyons s'exprime par une morphologie différente : la présence de terrasses dans le canyon de Capbreton et son absence dans le canyon Bourcart. Cette différence est liée à la pérennité de la connexion de leur tête à l'embouchure d'un fleuve. La connexion continue comme dans le cas de Capbreton empêche le canyon de connaître des périodes de remplissage par des dépôts drapants. Les sédiments en suspension et ceux apportés par les écoulements gravitaires sont transportés plus en aval ou se déposent dans le canyon sous forme de terrasses pouvant être assimilées à des levées confinées. Cette morphologie est aussi observée dans d'autres canyons connectés en permanence à l'embouchure d'un fleuve comme les canyons du Zaïre, de l'Indus ou du Var (von Rad and Tahir 1997; Klauke *et al.* 2000; Babonneau *et al.* 2002). Dans ce type de canyon, le chenal axial très érosif est en quelque sorte localisé au fond du canyon, les dépôts se développant le long des flancs du canyon au dessus du chenal axial. La connexion intermittente, liée aux variations du niveau marin, induit le remplissage du canyon par les panaches de surface des fleuves lorsque l'embouchure de ceux-ci se rapproche de la tête du canyon. Ces sédiments sont ensuite partiellement ou totalement remaniés lors de la connexion avec le fleuve. Après la déconnexion, seule subsiste une incision axiale, empreinte de la connexion passée. Les canyons de l'Hérault (Baztan *et al.* 2005) ou du Danube (Popescu *et al.* 2004) correspondent à ce modèle. Dans ce type de canyon, le chenal axial très érosif est au départ localisé au sommet des dépôts. La durée de la connexion et l'énergie des processus érosifs permet ou pas la vidange du canyon.

3.3. LA TRACE DE LA CONNEXION FLUVIATILE : L'INCISION AXIALE

L'incision axiale dans le canyon Bourcart est en haut niveau marin la seule empreinte bathymétrique visible de la connexion passée de la tête du canyon avec l'embouchure d'un fleuve. Actuellement, si les plongées d'eaux denses se dirigent préférentiellement vers les dépressions que constituent les canyons, la présence de l'incision axiale produit un effet supplémentaire de chenalisation de ces processus. C'est probablement la présence de

l'incision axiale, de par ses caractéristiques morphologiques (pente, profondeur, largeur, etc.), qui entretient la dynamique sédimentaire dans la tête du canyon. Elle permet d'abord l'érosion, le transport et le dépôt de sédiments dans la tête du canyon. Elle conduit ensuite au remaniement de ces sédiments vers le bassin profond où ils contribuent probablement à la formation de dépôts sur le néofan du Rhône (Bonnel *et al.* 2005) ou sur la ride Pyrénéo-languedocienne (Buscail *et al.* 1997). En retour, les processus érosifs maintiennent la fraîcheur de l'incision axiale et empêchent son comblement.

Lors de la baisse du niveau marin, les sédiments apportés par les panaches de surface des fleuves auront tendance à combler le canyon et donc à faire disparaître l'incision axiale. Cependant, il est possible que des processus d'érosion, semblables aux processus actuels, soient capables de préserver l'incision axiale. Ainsi, elle joue toujours un rôle de catalyseur et peut permettre à la tête du canyon de se connecter plus facilement à l'embouchure d'un fleuve. Dans le cas où cette connexion conduit à la vidange du canyon, l'incision axiale disparaît. Le canyon peut alors se combler grâce aux panaches de surfaces des fleuves. Il peut aussi se reconnecter à l'embouchure d'un fleuve qui recrée alors une incision axiale.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Ce travail s'inscrit dans la perspective de l'étude d'un système sédimentaire depuis l'érosion continentale jusqu'au dépôt dans le bassin profond. L'objectif de cette thèse était de montrer que les canyons sous-marins ne sont pas que des conduits d'érosion permettant aux sédiments du plateau d'atteindre le bassin profond mais qu'ils peuvent aussi constituer des dépo-centres. Pour cela plusieurs aspects devaient être mis en lumière : la dynamique sédimentaire d'un canyon lorsqu'il n'est pas connecté à l'embouchure d'un fleuve, la nature, l'architecture et la pérennité des dépôts dans un canyon et leur évolution au cours du temps.

Des canyons actifs même en haut niveau marin

Les deux canyons sous-marins étudiés dans ce mémoire sont actuellement déconnectés des apports directs d'un fleuve. Cependant des dépôts récents ont pu être mis en évidence dans chacun d'entre eux.

Les cascades : un nouveau type de dépôt

La présence de dépôts sableux très récents (<134 ans) recouvrant la tête du canyon Bourcart jusqu'à 400 m de profondeur est plus étonnante car celle-ci est située à 70 km des côtes et à 110 m de profondeur d'eau. Ces dépôts sont atypiques car ils se composent de deux populations de particules, des sables moyens et des silts fins. Les sables moyens ont probablement été érodés des prismes sableux de bas niveau marin qui se trouvent à la limite entre le plateau externe et le rebord de pente, très près de la tête du canyon. Les sédiments plus fins ont pour origine les apports par les panaches de surfaces des fleuves ou le remaniement de sédiment localisés sur la pente. Les données courantologiques montrent que ces dépôts récents ont été remaniés, puis transportés et déposés dans la tête du canyon par des courants de fond générés par des épisodes de plongées d'eaux denses. Les caractéristiques de ces dépôts et la nature du processus à leur origine les différencient des dépôts gravitaires de pente comme les turbidites ou les hyperpycnites. Ils représentent un nouveau type de dépôt : les « cascades » qui sont proche des dépôts de courants de contour. Ces dépôts se forment principalement pendant les périodes de haut niveau marin, lorsque des plongées d'eaux denses peuvent se former sur une large plateforme continentale.

Actuellement, la tête du canyon Bourcart est une zone préférentielle de transit pour les sédiments entre le plateau et le bassin profond comme l'atteste la présence d'une épaisse unité sableuse accumulée dans l'incision axiale. Les plongées d'eaux denses pourraient être un des processus à l'origine de dépôts récents sur le néofan du Rhône et sur la ride Pyrénéo-Languedocienne.

Les écoulements gravitaires dans le canyon de Capbreton

Si des dépôts turbiditiques sableux récents ont déjà été mis en évidence dans le canyon de Capbreton, les sources sédimentaires et les processus à l'origine de la génération d'écoulements gravitaires n'étaient pas très bien connus.

La tête du canyon de Capbreton se trouve près de la ligne de rivage. Sa morphologie et sa localisation en font un réceptacle privilégié pour les sédiments remaniés par les courants littoraux. La dérive littorale, qui est à l'origine du transport d'importants volumes de sable le long des côtes aquitaines, semble en être la source majeure. Les pentes importantes de la tête du canyon, qui peuvent localement dépasser 7°, rendent instables les dépôts grossiers piégés qui sont alors proches de la rupture. En période de haut niveau marin, seuls les évènements climatiques ou tectoniques de haute énergie semblent être capables d'initier des courants gravitaires à partir de la déstabilisation de ces sédiments. La nature du matériel déstabilisé et les pentes de la tête du canyon conduisent à la formation d'écoulements gravitaires hyperconcentrés de type granulaires. Ces derniers ne transitent pas très loin dans le canyon car la pente du thalweg axial est trop faible pour les entretenir. Ils déposent alors leur charge la plus grossière dans la partie amont du canyon. Les sédiments plus fins peuvent être transportés plus en aval dans le canyon par l'évolution de ces écoulements hyperconcentrés en écoulements turbiditiques.

Evolution des canyons au cours du temps

Scénario d'évolution du canyon Bourcart

Les données de sismique très haute résolution ainsi que les données du forage Promess nous ont permis d'établir un scénario d'évolution du canyon depuis 110 ka. Trois périodes marquées par des dynamiques érosion/dépôt différentes se succèdent au cours du temps :

- La première période s'étend de 110 à 40 ka. La chute du niveau marin lors des stades 5d, 4 et 3 conduit à la vidange presque totale du canyon. Les sédiments issus des panaches de surfaces des fleuves qui ont pu s'y accumuler entre ces périodes de plus forte baisse du niveau marin sont érodés par la mise en place très probable d'une connexion avec l'embouchure d'un fleuve. L'érosion prime donc fortement sur la sédimentation pendant cette période. A 40 ka, le canyon est donc presque vide de sédiments ;

- La deuxième période s'étend de 40 à 21 ka. La chute générale du niveau marin a rapproché la ligne de rivage de la tête du canyon. Cette proximité permet l'apport indirect dans la tête du canyon d'importants volumes sédimentaires qui remplissent le canyon. L'observation de glissements et de surfaces d'érosion dans ces dépôts est liée à l'augmentation cyclique des apports sédimentaires et de l'intensité des processus érosifs. Ces variations sont dues aux phénomènes climatiques haute fréquences (événements de Dansgaard-Oeschger et Heinrich) qui induisent de petites variations très rapides du niveau marin. Les périodes de chute rapprochent encore plus la tête du canyon de l'embouchure du fleuve en entraînant des apports plus importants. A la fin de cette période où la sédimentation prime sur l'érosion, la tête du canyon est quasiment située près de la ligne de rivage et la progradation de la plateforme a fortement rapproché les prismes sableux du rebord de pente ;
- La troisième période s'étend de 21 à 15 ka. Toujours dans un contexte de chute du niveau marin, la progradation des prismes sableux se fait maintenant directement dans la tête du canyon qui se remplit alors très rapidement. Une chute brutale du niveau marin interrompt la progradation des prismes dans la tête du canyon et permet la mise en place à l'Ouest d'une connexion entre la tête du canyon et l'embouchure d'un fleuve. Pendant le maximum glaciaire et le début de remontée, la position de l'embouchure de la rivière varie depuis l'Ouest pour passer au Nord et enfin revenir à l'Ouest. Cette connexion conduit au comblement de la partie supérieure de la tête du canyon par plusieurs systèmes chenallévées. La remontée du niveau marin conduit à une intensification des processus érosifs qui érodent une partie des sédiments accumulés dans les parties médiane et distale de la zone d'étude. Cette période est donc marquée par une sédimentation forte puis par une érosion forte avant la déconnexion de la tête avec l'embouchure d'un fleuve et la diminution drastique de la dynamique sédimentaire dans le canyon.

Evolution morphologique du canyon de Capbreton

Le canyon de Capbreton est caractérisé par un thalweg axial méandrique bordé de terrasses pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de haut. Les écoulements gravitaires sont les principaux processus contribuant à la mise en place et à l'érosion des terrasses. Ils sont à l'origine des migrations latérales et horizontales du thalweg axial qui délimitent les zones où les terrasses peuvent se construire. La formation et l'évolution d'une terrasse sont contrôlées par les débordements des panaches des courants de turbidité, la hauteur de la terrasse et la sédimentation hémipélagique. La granodécroissance des dépôts indiquent que

lorsque la terrasse est basse, les dépôts relativement grossiers peuvent déborder. Lorsque la terrasse croît seul les sommets des panaches des courants de turbidités, composés des sédiments les plus fins, sont capables de déborder. La croissance de la terrasse n'est donc pas linéaire mais diminue dans le temps. Lorsque la hauteur de la terrasse empêche tout débordement, seule la sédimentation hémipélagique contribue à la croissance de la terrasse.

L'évolution de la morphologie du canyon de Capbreton passe par l'évolution du tracé du thalweg axial et donc de la mise en place et de l'érosion des terrasses. Les datations des dépôts montre que les terrasses se développent en permanence, y compris en période de haut niveau marin. Ceci résulte de la connexion avec un fleuve qui génère des écoulements gravitaires régulièrement dans le canyon tout en apportant d'importants volumes sédimentaires. La déconnexion de l'Adour au XVI^{ème} siècle est marquée par une diminution de la dynamique sédimentaire qui se traduit par une diminution des taux d'accumulation sur les terrasses. La dynamique sédimentaire actuelle, ne permet pas l'érosion des terrasses ou le déclenchement de grandes déstabilisations, elle participe seulement à l'entretien de la fraîcheur du canyon.

La connexion a un réseau fluvial : le moteur de l'évolution des canyons

Les exemples des canyons Bourcart et de Capbreton montrent l'importance de la connexion de la tête du canyon avec l'embouchure d'un fleuve dans leur évolution. C'est la pérennité de cette connexion qui détermine la morphologie générale d'un canyon. Lorsque la connexion est continue dans le temps, c'est le type Capbreton, le canyon se développe avec un thalweg axial bordé de dépôts sédimentaires qui peuvent être assimilés à des levées confinées. Lorsque la connexion ne s'effectue qu'en période de bas niveau marin, c'est le type Bourcart, le chenal axial se développe dans un canyon en partie rempli et surcreuse les dépôts et conduisant à la vidange du canyon par déstabilisations régressives.

Perspectives

La caractérisation précise des nombreux processus sédimentaires capables d'éroder, de transporter et de déposer des sédiments dans les canyons sous-marins est une discipline qui se développe depuis très peu de temps. Les premiers résultats, dont font partie ceux de cette thèse, montrent qu'il y a encore beaucoup à apprendre de l'importance des processus hydrodynamiques actifs entre le littoral et le pied de pente dans la remobilisation des sédiments et de leur transport vers les canyons, dans les canyons et à leur débouché. Ceci passe par une instrumentation (courantomètres, turbidimètres, pièges à particules, etc.) des canyons depuis leur tête jusqu'à l'entrée dans les systèmes chenaux-levées.

La caractérisation de la nature des dépôts, de leur source, des processus à l'origine de leur mise en place et des volumes piégés érodés et transportés dans un canyon est un enjeu important, notamment pour l'industrie pétrolière. Cette étude s'est concentrée sur la tête du canyon Bourcart et sur la partie amont du canyon de Capbreton et donne quelques pistes de réponses à ces questions. Il faudra, pour détailler qualitativement et quantitativement ces phénomènes, étudier les dépôts préservés plus en aval dans ces canyons et dans d'autres canyons jusqu'à l'entrée dans les systèmes chenaux-levées en replaçant toujours les canyons dans leur contexte climatique et hydrodynamique.

Le forage Promess a permis de faire un très grand pas en avant dans la connaissance de la stratigraphie des dépôts sur le plateau externe et en rebord de pente. Il serait intéressant de proposer un modèle conceptuel de dépôt au cours du dernier cycle climatique en intégrant les données du plateau externe, du canyon Bourcart et de l'interfluve Bourcart-Hérault dans zone où l'enregistrement sédimentaire est presque continu.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abadie, S., Butel, R., Mauriet, S., Morichon, D., and Dupuis, H., 2006, Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast: *Continental Shelf Research*, v. 26, p. 1924-1939.
- Abe, J., 1984, Etude des mouvements sédimentaires dans la zone du canyon de Capbreton à l'aide de traceurs radioactifs et fluorescents (France): Thèse, Université Bordeaux 1, Bordeaux, p. 204 p.
- Algan, O., Gokasan, E., Gazioglu, C., Yucel, Z.Y., Alpar, B., Guneyisu, C., Kirci, E., Demirel, S., Sari, E., and Ongan, D.U.-. 2002, A high-resolution seismic study in Sakarya Delta and Submarine Canyon, southern Black Sea shelf: *Continental Shelf Research*, v. 22, p. 1511-1527.
- Aloïsi, J.-C., 1986, Sur un modèle de sédimentation deltaïque: Contribution à la connaissance des marges passives: PhD thesis, University of Perpignan.
- Aloïsi, J.C., Auffret, G.A., Auffret, J.P., Barusseau, J.P., Hommeril, P., Larssonneur, C., and Monaco, A., 1977, Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français: *Bull. Soc. géol France*, v. 19, p. 183-195.
- Alve, E., 1999, Colonization of new habitats by benthic foraminifera: a review: *Earth-Sci. Rev.*, v. 46, p. 167-185.
- Amblas, D., Urgeles, R., Canals, M., Calafat, A.M., Rebesco, M., Camerlenghi, A., Estrada, F., De Batist, M., and Hughes-Clarke, J.E., 2006, Relationship between continental rise development and palaeo-ice sheet dynamics, Northern Antarctic Peninsula Pacific margin: *Quaternary Science Reviews*, v. 25, p. 933-944.
- Anschutz, P., Jorissen, F.J., Chaillou, G., Abu-Zied, R., and Fontanier, C., 2002, Recent turbidite deposition in the eastern Atlantic: Early diagenesis and biotic recovery: *Journal of Marine Research*, v. 60, p. 835-854.
- 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*, v. 23, p. 37-59.
- Apprioual, R., 2001, Conception d'un carottier d'interface: Ifremer Rapport Interne DRO/GM, p. 22.
- Ardhuin, F., Pinot, J., and Tintoré, J., 1999, Numerical study of the circulation in a steep canyon off the Catalan coast (western Mediterranean): *J. Geophys. Res.*, v. 104, p. 11115-11136.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., and Bez, M., 2004, Multiple terraces within the deep incised Zaire Valley (Zaïango Project): are they confined levees?: *Confined Turbidite Systems*. Geological Society, London, Special Publications, Loma, S. A. & Joseph, P. (eds), v. 222, p. 91-114.
- 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, p. 445-467.
- Bassetti, M.A., Jouët, G., Dufois, F., Berné, S., Rabineau, M., and Taviani, M., accepted, Deglacial sedimentary processes and deposits in the outer continental shelf of the Gulf of Lions (western Mediterranean): *Marine Geology*.
- Baztan, J., 2004, Ph. D. Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest.
- 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, p. 805-826.
- 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, p. 181-193.

- Berné, S., Lericolais, G., Marsset, T., Bourillet, J.F., and de Batist, M., 1998, Erosional shelf sand ridges and lowstand shorefaces. Examples from tide and wave dominated environments of France: *Journal of Sedimentary Research*, v. 68, p. 540-555.
- Berné, S., Satra, C., Aloisi, J.C., Baztan, J., Dennielou, B., Droz, L., Dos Reis, A.T., Lofi, J., Méar, Y., and Rabineau, M., 2002, Carte morpho-bathymétrique du Golfe du Lion, notice explicative: Ifremer, Brest.
- Bernier, P., 2000, Les Pierres de Sète: un indicateur paléobathymétrique et paléoenvironnemental: Atelier Golfe du Lion du GDR Marges, Paris.
- Bertoni, C., and Cartwright, J., 2005, 3D seismic analysis of slope-confined canyons from the Plio-Pleistocene of the Ebro Continental Margin (Western Mediterranean): *Basin Research*, v. 17, p. 43-62.
- Bessis, F., and Burrus, J., 1986, Etude de la subsidence de la marge du Golfe du Lion (Méditerranée occidentale): *Bulletin Centre de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine*, v. 10, p. 123-141.
- Bethoux, J.P., Durieu de Madron, X., Nyffeler, F., and Tailliez, D., 2002, Deep water in the western Mediterranean: peculiar 1999 and 2000 characteristics, shelf formation hypothesis, variability since 1970 and geochemical inferences: *Journal of Marine Systems*, v. 33-34, p. 117-131.
- Biju-Duval, B., 1984, Les marges continentales françaises de la Méditerranée, in Boillot, G., ed., *Les marges actuelles et fossiles autour de la France*: Paris, Masson, p. 249-334.
- Biju-Duval, B., Letouzey, J., and Montadert, L., 1978, Structure and evolution of the Mediterranean Basins: K. Hsü et al. (Editors), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Leg 42*. U.S. Government Printing Office, Washington, p. 951-984.
- Boillot, G., Dupeuble, P.-A., and Malod, J., 1979, Subduction and tectonics on the continental margin off northern Spain: *Marine Geology*, v. vol. 32, p. 53-70.
- Bonnell, C., Dennielou, B., Droz, L., Mulder, T., and Berne, S., 2005, Architecture and depositional pattern of the Rhone Neofan and recent gravity activity in the Gulf of Lions (western Mediterranean): *Marine and Petroleum Geology*, p. 1-17.
- Bougis, P., and Ruivo, M., 1954, Sur une descente des eaux superficielles en profondeur (cascading) dans le sud du Golfe du Lion: *Bulletin d'Information du Comité Central d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, v. 6, p. 147-154.
- Bouma, A.H., 1962, *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*: Elsevier, Amsterdam.
- Bourcart, J., 1958, *Problèmes de géologie sous-marine : le précontinent, le littoral et sa protection, la stratigraphie sous-marine* Masson et cie, éditeurs, p. 125 pp.
- Bourillet, J.F., Reynaud, J.Y., Baltzer, A., and Zaragosi, S., 2003, The 'Fleuve Manche': the submarine sedimentary features from the outer shelf to the deep-sea fans: *Journal of Quaternary Science*, v. 18, p. 261-282.
- Bowen, A., 1969, Rip currents : laboratory and field observations: *Journal of Geophysical Research*, v. 74, p. 5479-5490.
- Bull, J.M., Quinn, R., and Dix, J.K., 1998, Reflection coefficient calculation from marine high resolution seismic reflection (chirp) data and application to an archeological case study: *Marine Geophysical Research*, v. 20, p. 1-11.
- Burrus, J., and Audebert, F., 1990, Thermal and Compaction processes in a young rifted Basin containing Evaporites: Gulf of Lions, France: *American Association of Petroleum Geologists*, v. 74, p. 1420-1440.
- Buscail, R., Ambatsian, P., Monaco, A., and Bernat, M., 1997, ²¹⁰Pb, manganese and carbon: indicators of focusing processes on the northwestern Mediterranean continental margin: *Marine Geology*, v. 137, p. 271-286.

- Butel, R., Dupuis, H., and Bonneton, P., 2002, Spatial variability of wave conditions on the french aquitanian coast using in-situ data: *Journal of Coast Research*, v. SI 36, p. 96-108.
- Cacchione, D.A., Pratson, L.F., and Ogston, A.S., 2002, The shaping of continental slopes by internal tides: *Science*, v. 296, p. 724-727.
- Carson, B., Baker, E.T., Hickey, B.M., Nittrouer, C.A., DeMaster, D.J., Thorbjarnarson, K.W., and Snyder, G.W., 1986, Modern sediment dispersal and accumulation in Quinault submarine canyon -- A summary: *Marine Geology*, v. 71, p. 1-13.
- Castaing, P., 1981, Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes, Cas de la Gironde: Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, p. 530.
- Castelle, B., 2004, Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l'action de la houle : application à la côte aquitaine: Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, p. 351.
- Chérubin, L.M., 2000, Descriptive analysis of the hydrology and Mixing of the Mediterranean Outflow and effect of topography on the stability of the Mediterranean undercurrents: Ph.D. Thesis, Université de Méditerranée-Centre Océanologique de Marseille.
- Cirac, P., Berne, S., Castaing, P., and Weber, O., 2000, Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine: *Oceanologica Acta*, v. 23, p. 663-686.
- Cirac, P., Bourillet, J.-F., Griboulard, R., and Normand, A., 2001, Le canyon de Capbreton : nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas: Canyon of Capbreton: new morphostructural and morphosedimentary approaches. First results of the ITSAS cruise: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 332, p. 447-455.
- Cook, D., 1970, The occurrence and geologic work of rip current off southern california: *Marine Geology*, v. 9.
- Cravatte, J., Dufaure, P., Prim, M., and Rouaix, S., 1974, Les sondages du Golfe du Lion : stratigraphie, sédimentologie, Notes & Mémoires: *Compagnies Françaises des Pétroles*, p. 209-274.
- Dalrymple, R., 1978, Rip currents and their causes: In : *Proc. 14th Coastal Engineering Conference*, p. 5467-5478.
- Dalrymple, R., and Loranzo, C., 1978, Wave-current interaction models for rip currents: *Journal of Geophysical Research*, v. 83, p. 6063-6071.
- Daly, R.A., 1936, Origin of submarine canyons: *American Journal of Science*, v. 31, p. 401-420.
- Dauvillier, A., 1961, L'origine du gouf de Capbreton: *Sciences, Paris*, p. 49-55.
- Delesse, A., 1871, *Lithologie du fond des mers*.
- Derégnaucourt, D., and Boillot, G., 1982, Structure géologique du golfe de Gascogne: *Bulletin du B.R.G.M.*, v. vol. 1, p. 149-178.
- Díaz del Río, G., Lavín, A., Alonso, J., Cabanas, J.M., and Moreno-Ventas, X., 1996, Hydrographic variability in Bay of Biscay shelf and slope waters in spring 1994, 1995, 1996 and relation to biological drifting material: *ICES CM 1996/S:18*, p. 8 pp.
- Donda, F., Brancolini, G., Santis, L.D., and Trincardi, F., 2003, Seismic facies and sedimentary processes on the continental rise off Wilkes Land (East Antarctica): evidence of bottom current activity: *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 50, p. 1509-1527.
- Droz, L., 1983, L'éventail sous-marin profond du Rhône (Golfe du lion) : grands traits morphologiques et structure semi-profonde: Ph. D. Thesis, Université de Paris VI, Paris, p. 195p.

- Dubois, F., 2001, Modélisation des réflecteurs sismiques chirp sur l'interfluve Aude-Hérault (Golfe du Lion) à partir des propriétés physiques et lithologiques de carottes sédimentaires: DEA, Université de Bretagne Occidentale, Brest, p. 56.
- Dufau-Julliand, C., Marsaleix, P., Petrenko, A., and Dekeyser, I., 2004, 3D Modelling of the Gulf of Lions hydrodynamics (NW Med.) during January 1999 (MOOGLI3 Experiment) and late winter 1999: WIW formation and cascading over the shelf break: *Journal of Geophysical Research* v. 109.
- Durrieu de Madron, X., 1992, Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhône canyon: *Continental Shelf Research*, p. pp.457-477.
- Durrieu de Madron, X., Castaing, P., Nyffeler, F., and Courp, T., 1999a, Slope transport of suspended particulate matter on the Aquitanian margin of the Bay of Biscay: *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 46, p. 2003-2027.
- Durrieu de Madron, X., Radakovitch, O., Heussner, S., Loye-Pilot, M.D., and Monaco, A., 1999b, Role of the climatological and current variability on shelf-slope exchanges of particulate matter: Evidence from the Rhone continental margin (NW Mediterranean): *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 46, p. 1513-1538.
- 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, p. 83-90.
- Egorov, V.N., Luth, U., Luth, C., and Gulin, M.B., 1998, Gas seeps in the submarine Dnieper canyon, Black Sea: acoustic, video and trawl data: n: Luth, U., Luth, C., Thiel, H. (Eds.), MEGASEEBS (Methane Gas Seep Explorations in the Black Sea) Project Report, *Berichte aus dem ZMK, Reihe E. I.*, Hamburg University, Hamburg, v. 14, p. 11 – 21.
- Estournel, C., Zervakis, V., Marsaleix, P., Papadopoulos, A., Auclair, F., Perivoliotis, L., and Tragou, E., 2005, Dense water formation and cascading in the Gulf of Thermaikos (North Aegean), from observations and modelling: *Continental Shelf Research*, v. 25, p. 2366-2386.
- Exon, N.F., Hill, P.J., Mitchell, C., and Post, A., 2005, Nature and origin of the submarine Albany canyons off southwest Australia: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 52.
- 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: The shelfbreak: critical interface on continental margins, Published by SEPM, Special Publication 33, Editors Stanley D.J. and Moore G.T., p. 25-39.
- Forel, F.A., 1892, *Le lac Lemman*, Vol. 1, Théorie du ravin sous-lacustre: publ. F. Rouge, Lausanne, Switzerland, p. 381-386.
- Froidefond, J.M., Castaing, P., and Weber, O., 1983, Evolution morpho-sédimentaire de la tête du canyon de Capbreton d'après les cartes de 1860 et de 1963, utilisation des méthodes informatiques: *Bull. Soc. géol France*, v. XXV, p. 705-714.
- Gardner, W.D., 1989, Baltimore Canyon as a modern conduit of sediment to the deep sea: *Deep-Sea Res.*, v. 36, p. 323-358.
- Garfield, N., Rago, T.A., Schnebele, K.J., and Collins, C.A., 1994, Evidence of a turbidity current in Monterey Submarine Canyon associated with the 1989 Loma Prieta earthquake: *Continental Shelf Research*, v. 14, p. 673-686.
- Gaudin, M., 2001, Processus d'incision et de remplissage de la tête du canyon de l'Aude dans le Golfe du Lion: Mémoire de DEA Géosciences Marines, Université de Bretagne Occidentale, Brest, p. 53.

- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S., and Imbert, P., accepted, Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay: *Geo-Marine Letters*.
- Gaudin, M., Berné, S., Jouanneau, J.-M., Palanques, A., Puig, P., Mulder, T., Cirac, P., Rabineau, M., and Imbert, P., accepted, Massive sand beds deposited by dense water cascading in the Bourcart canyon head, Gulf of Lions (northwestern Mediterranean Sea): Submitted to *Marine Geology*, p. 32.
- Gonthier, E., Cirac, P., Faugeres, J.-C., Cremer, M., Bourillet, J.-F., and Gaudin, M., in press, Instabilité et déformation de la couverture sédimentaire sur le haut de la pente continentale sud-Aquitaine, au Nord du Canyon de Capbreton (Golfe de Gascogne): *Oceanologica Acta*.
- Gorini, C., 1993, Géodynamique d'une marge passive : le Golfe du Lion (Méditerranée occidentale): Thèse de Troisième cycle, Paul-Sabatier, Toulouse III, Toulouse, p. 256.
- Got, H., Aloïsi, J.C., Leenhardt, O., Monaco, A., Serra Raventos, J., and Theilen, F., 1979, Structures sédimentaires sur les marges du Golfe du Lion et de Catalogne: *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, v. 21, p. 281-293.
- Greene, H.G., Maher, N.M., and Paull, C.K., 2002, Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development: *Marine Geology*, v. 181, p. 55-82.
- Gueguen, E., 1995, La Méditerranée Occidentale : un véritable océan. Exemple de segmentation des marges et de hiatus cinématiques. Implications sur les processus d'amincissement crustal: Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale, p. 281.
- Gueguen, E., Doglioni, C., and Fernandez, M., 1998, On the post-25 Ma geodynamic evolution of the western Mediterranean: *Tectonophysics*, v. 298, p. 259-269.
- Guillén, J., Palanques, A., Puig, P., Durrieu de Madron, X., and Nyffeler, F., 2000, Field calibration of optical sensors for measuring suspended sediment concentration in the western Mediterranean: *Scientia Marina*, v. 64, p. 427-435.
- Hagen, R.A., Vergara, H., and Naar, D.F., 1996, Morphology of San Antonio submarine canyon on the central Chile forearc: *Marine Geology*, v. 129, p. 197-205.
- Hasiotis, T., Papatheodorou, G., and Ferentinos, G., 2005, A high resolution approach in the recent sedimentation processes at the head of Zakynthos Canyon, western Greece: *Marine Geology*, v. 214, p. 49-73.
- Hearn, S., and Hendrick, N., 2001, Bandwidth requirement for shallow, high-resolution seismic reflection: ASEG -15th Geophysical conference and exhibition, Brisbane, p. 4.
- Heezen, B.C., and Ewing, M., 1952, Turbidity currents and submarine slumps, and the 1929 Grand Banks Earthquake: *American Journal of Science*, p. 849-873.
- Hill, P.J., De Deckker, P., and Exxon, N.F., 2005, Geomorphology and evolution of the gigantic Murray canyons on the Australian southern margin: *Australian Journal of Earth Sciences*, v. 52, p. 117-136.
- Homewood, P., Guillocheau, F., Eschard, R., and Cross, T.A., 1992, Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée: *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, v. 16, p. 357-381.
- Ihenyen, A.E., 2003, Recent sedimentology and ocean dynamics of the Western Nigerian continental shelf and coastline: *Journal of African Earth Sciences*, v. 36, p. 233-244.

- Imbrie, J., Hays, J.D., Martinson, D.G., McIntyre, A., Mix, A.C., Morley, J.J., Pisias, N.G., Prell, W.L., and Shackleton, N.J., 1984, The orbital theory of pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}O$ record: In: A. Berger, Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G., Saltzman, B. (Editor), *Milankovitch and climate. Series C: Mathematical and Physical Sciences*.
- Inman, D., Tait, R., and Nordstrom, C., 1971, Mixing in the surf zone: *Journal of Geophysical Research*, v. 76, p. 3493-3514.
- Ivanov, V.V., Shapiro, G.I., Huthnance, J.M., Aleynik, D.L., and Golovin, P.N., 2004, Cascades of dense water around the world ocean: *Progress In Oceanography*, v. 60, p. 47-98.
- Jorge da Silva, A., 1996, Current measurements over the upper slope off the west coast of Portugal 1994-1995: *ICES CM 1996/S:34*, p. 5 pp.
- Jouanneau, J.M., Weber, O., Cremer, M., and Castaing, P., 1999, Fine-grained sediment budget on the continental margin of the Bay of Biscay: *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 46, p. 2205-2220.
- Jouanneau, J.M., Weber, O., Drago, T., Rodrigues, A., Oliveira, A., Dias, J.M.A., Garcia, C., Schmidt, S., and Reyss, J.L., 2002, Recent sedimentation and sedimentary budgets on the western Iberian shelf: *Progress In Oceanography*, v. 52, p. 261-275.
- Jouët, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M.A., Bernier, P., and Dennielou, B., accepted, Shoreface migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean): *Marine Geology*.
- Jouet, G., Berne, S., and Sierro, F.J., in prep, Sedimentary imprints of millennial-scale sea level fluctuation.
- Karl, H.A., Cacchione, D.A., and Carlson, P.R., 1986, Internal-wave currents as a mechanism to account for large sand waves in Navarinsky canyon head, Bering Sea: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 56, p. 706-714.
- 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, p. 151-158.
- Klaucke, I., Savoye, B., and Cochonat, P., 2000, Patterns and processes of sediment dispersal on the continental slope off Nice, SE France: *Marine Geology*, v. 162, p. 405-422.
- Kneller, B., 1995, Beyond the turbidite paradigm: physical models for deposition of turbidites and their implications for reservoir prediction: In: Hartley AJ, Prosser DJ (eds) *Characterization of deep marine clastic systems*. *Geol Soc Lond Publ*, v. 94, p. 31-49.
- Kottke, B., Schwenk, T., Breitzke, M., Wiedicke, M., Kudrass, H.R., and Spiess, V., 2003, Acoustic facies and depositional processes in the upper submarine canyon Swatch of No Ground (Bay of Bengal): *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 50, p. 979-1001.
- Kuenen, P.H., 1937, Experiments in connection with Daly's hypothesis on the formation of submarine canyons.
- Kuenen, P.H., 1938, Density currents in connection with the problem of submarine canyons: *Geological Magazine*, v. 888, p. 241-249.
- Land, L.A., Paull, C.K., and Spiess, F.N., 1999, Abyssal erosion and scarp retreat: Deep Tow observations of the Blake Escarpment and Blake Spur: *Marine Geology*, v. 160, p. 63-83.
- Laursen, J., and Normark, W.R., 2002, Late Quaternary evolution of the San Antonio Submarine Canyon in the central Chile forearc ($\sim 33^{\circ}$ S): *Marine Geology*, v. 188, p. 365-390.

- Lee, H.J., and Edwards, B.D., 1986, Regional method to assess offshore slope stability: *Journal of Geotechnical Engineering*, v. 112, p. 489-509.
- Lefebvre, D., 1980, Evolution morphologique et structurale du Golfe du Lion. Essai de traitement statistique des données: Thèse, Université de Paris VI, p. 163.
- Lewis, K.B., and Barnes, P.M., 1999, Kaikoura Canyon, New Zealand: active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel: *Marine Geology*, v. 162, p. 39-69.
- Liu, C.-S., Lundberg, N., Reed, D.L., and Huang, Y.-L., 1993, Morphological and seismic characteristics of the Kaoping Submarine Canyon: *Marine Geology*, v. 111, p. 93-108.
- Liu, J.T., and Lin, H.-l., 2004, Sediment dynamics in a submarine canyon: a case of river-sea interaction: *Marine Geology*, v. 207.
- 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*, v. 198, p. 289-317.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows: II. depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 52, p. 279-297.
- Lurton, X., 2002, Analyse de performances des sondeurs de sédiments: Ifremer, Brest, p. 23.
- Maneux, E., Dumas, J., Clement, O., Etcheber, H., Charritton, X., Etchart, J., Veyssy, E., and Rimmelin, P., 1999, Assessment of suspended matter input into the oceans by small mountainous coastal rivers: the case of the Bay of Biscay: *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 329, p. 413-420.
- McAdoo, B.G., Orange, D.L., Screaton, E., Lee, H., and Kayen, R., 1997, Slope basins, headless canyons, and submarine palaeoseismology of the Cascadia accretionary complex: *Basin Research*, v. 9, p. 313-324.
- McGregor, B., Stubblefield, W.L., Ryan, W.B.F., and Twichell, D.C., 1982, Wilmington submarine canyon: A marine fluvial-like system: *Geology*, v. 10, p. 27_30.
- McHugh, C.M.G., B.F. Ryan, W., Eittreim, S., and Donald Reed, 1998, The influence of the San Gregorio fault on the morphology of Monterey Canyon: *Marine Geology*, v. 146, p. 63-91.
- Michels, K.H., Suckow, A., Breitzke, M., Kudrass, H.R., and Kottke, B., 2003, Sediment transport in the shelf canyon "Swatch of No Ground" (Bay of Bengal): *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, v. 50, p. 1003-1022.
- Middleton, G.V., 1967, Experiments on density and turbidity currents: III Deposition of sediments: *Canadian Journal of Earth Sciences*, p. 475-505.
- Middleton, G.V., and Hampton, M.A., 1973, Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition: in G. V. Middleton, et A. H. Bouma, eds, *Turbidite and deep-water sedimentation -Pacific section*, Tulsa, p. 1-38.
- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.-C., and Saint-Paul, J., 1999, SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis: *Geo-Marine Letters*, v. 18, p. 251-255.
- Milia, A., 2000, The Dhorn canyon: a response to the eustatic fall and tectonic uplift of the outer shelf along the eastern Tyrrhenian Sea margin, Italy: *Geo-Mar Lett*, v. 20, p. 101-108.
- Millot, C., 1990, The Gulf of Lions' hydrodynamics: *Continental Shelf Research*, v. 10, p. 885-894.
- Mitchell, N.C., 2005, Interpreting long-profiles of canyons in the USA Atlantic continental slope: *Marine Geology*, v. 214, p. 75-99.

- Monaco, A., Aloisi, J.-C., Bouye, C., Got, H., Mear, Y., Bellaiche, G., Droz, L., Mirabile, L., Mattiello, L., Maldonado, A., Le Calvez, Y., Chassefiere, B., and Nelson, H., 1982, Essai de reconstitution des mécanismes d'alimentation des éventails sédimentaires profonds de l'Ebre et du Rhône (Méditerranée occidentale): Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, v. 31, p. 99-109.
- Montigny, R., Edel, J.B., and Thuizat, R., 1981, Oligo-Miocene rotation of Sardinia; K-Ar ages and paleomagnetic data of Tertiary volcanics: Earth and Planetary Science Letters, v. 54, p. 261-271.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., and Torresan, M.E., 1989, Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge: Journal of Geophysical Research, v. 94, p. 17465-17484.
- Mosher, C., and Shimpkin, G., 1999, Status and trends of marine high-resolution seismic reflection profiling : data acquisition: Geological Survey of Canada, v. 22.
- Mountain, G.S., Damuth, J.E., Mc Hugh, C.M.G., Lorenzo, J.M., and Fulthorpe, C.S., 1996, Origin, reburial, and significance of a middle miocene canyon, New Jersey continental slope: Mountain, G. S., Miller, K. G., Blum, P., Poag, C. W., and Twichell, D.C (Eds), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results, v. 150.
- Mulder, T., and Alexander, J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: Sedimentology, v. 48, p. 269-299.
- Mulder, T., and Cochonat, P., 1996, Classification of offshore mass movements: Journal of sedimentary research, v. 66, p. 43-57.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., and Faugères, J.-C., 2001a, Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents?: Geo-Marine Letters, v. 21, p. 86-93.
- Mulder, T., Migeon, S., SAVOYE, B., and Faugères, J.-C., 2002, Reply to discussion by Shanmugam on Mulder et al. (2001, Geo-Marine Letters 21: 86-93) Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean. A record of deposits from flood-generated turbidity currents?: Geo-Marine Letters, v. 22, p. 112-120.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., and Jouanneau, J.-M., 2001b, Twentieth century floods recorded in the deep Mediterranean sediments: Geology, v. 11, p. 1011-1014.
- Mulder, T., Savoye, B., Piper, D.J.W., and Syvitski, J.P.M., 1998, The Var submarine sedimentary system: understanding Holocene sediment delivery processes and their importance to the geological record: In M. S. Stocker, D. Evans, & A. Cramp (Eds.), Geological processes on continental margins: sedimentation, mass-wasting and stability. Geological Society of London, Special Publication 129, p. 145-166.
- Mulder, T., Savoye, B., and Syvitski, J.P.M., 1997, Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget and seafloor impact): Sedimentology, v. 44, p. 305-326.
- Mulder, T., and Syvitski, J.P.M., 1995, Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans: Journal of Geology, v. 103, 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, p. 861-882.
- Mulder, T., Weber, O., Anschutz, P., Jorissen, F.J., and Jouanneau, J.-M., 2001c, A few months-old storm generated turbidite deposited in the Capbreton Canyon (bay of Biscay, SW France): Geo-Mar Lett, v. 21, p. 149-156.
- Nagel, D.K., Mullins, H.T., and Greene, H.G., 1986, Ascension Submarine Canyon, California -- Evolution of a multi-head canyon system along a strike-slip continental margin: Marine Geology, v. 73, p. 285-310.

- Nesteroff, W.D., Duplaix, S., Sauvage, J., Lancelot, Y., Melières, F., and Vincent, E., 1968, Les dépôts récents du canyon de Capbreton: *Bull Soc géol de France*, v. 7, p. 218-252.
- Normark, W.R., and Piper, D.J.W., 1991, Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: Implications for the depositional record: in Osborne, R.H., ed., *From Shoreline to Abyss: Contributions to Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard*: SEPM, Special Publication, v. 46, p. 207-230.
- Nummedal, D., 2001, Internal tides and bedforms at the shelf edge: GSA Annual meeting, November 5-8.
- O'Connell, S., Ryan, W.B.F., and Normark, W.R., 1987, Modes of development of slope canyons and their relation to channel and levee features on the Ebro sediment apron, off-shore northeastern Spain: *Marine and Petroleum Geology*, v. 4, p. 308.
- Ogawa, N., and Tauzin, P., 1973, Contribution à l'étude hydrologique et géochimique du Gouf de Capbreton: *Bull. Institut. Géol. Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, v. 14, p. 19-46.
- Okey, T.A., 1997, Sediment flushing observations, earthquake slumping, and benthic community changes in Monterey Canyon head: *Continental Shelf Research*, v. 17, p. 877-897.
- Olivet, J.L., 1996, La cinématique de la plaque Iberique | Kinematics of the Iberian Plate: *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, v. 20, p. 131-195.
- Orange, D.L., and Breen, N.A., 1992, The effects of fluid escape on accretionary wedges seepage force, slope failure, headless submarine canyons, and vents: *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 9277-9295.
- Orange, D.L., McAdoo, B.G., Casey Moore, J., Tobin¹, H., Screatton², E., Chezar, H., Lee, H., Reid, M., and Vail, R., 1997, Headless submarine canyons and fluid flow on the toe of the Cascadia accretionary complex: *Basin Research*, v. 9, p. 303-312.
- OSPAR Commission, 2000, Quality Status Report 2000 Region IV - Bay of Biscay and Iberian coast: Published by OSPAR Commission, OSPAR Commission, London 2000 ISBN 0 946956 50 2.
- Palanques, A., Durieu de Madron, X., Puig, P., Fabres, J., Guillen, J., Calafat, A.M., Canals, M., and Bonnín, J., accepted, Suspended sediment fluxes and transport processes in the Gulf of Lions submarine canyons. The role of storms and dense water cascading: *Marine Geology*.
- Parker, G., 1982, Conditions for the ignition of catastrophically erosive turbidity currents: *Marine Geology*, v. 46, p. 307-327.
- Paull, C.K., Mitts, P., Ussler, W.I., Keaten, R., and Greene, H.G., 2005, Trail of sand in upper Monterey Canyon: *Offshore California: Geological Society of America Bulletin*, v. 117, p. 1134-1145.
- Paull, C.K., Ussler III, W., Greene, H.G., Keaten, R., Mitts, P., and Barry, J., 2003, Caught in the act: the 20 December 2001 gravity flow event in Monterey Canyon: *Geo-Mar Lett*, v. 22, p. 227-232.
- Penin, F., 1980, Le prisme littoral aquitain : histoire holocène et évolution récente des environnements morphosédimentaires: Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, p. 129
- Petruncio, E.T., Rosenfeld, L.K., and Paduan, J.D., 1998, Observations of the Internal Tide in Monterey Canyon: *Journal of Physical Oceanography*, v. 28, p. 1873-1902.
- Pingree, R.D., and Le Cann, B., 1989, Celtic and Armorican slope and shelf residual currents: *Prog. Oceanog.*, v. 23, p. 303-338.

- Pingree, R.D., and New, A.L., 1995, Structure, seasonal development and sunlint spatial coherence of the internal tide on the Celtic and Armorican Shelves and in the Bay of Biscay: *Deep sea Research I*, v. 42, p. 245-284.
- 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. In Press, Corrected Proof.
- Postma, G., Nemec, W., and Kleinspehn, K.L., 1988, Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement: *Sedimentary Geology*, v. 58, p. 47-61.
- Pratson, L.F., and Coakley, B.J., 1996, A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows: *Geological Society of America Bulletin*, v. 108, p. 225-234.
- Pratson, L.F., W. B. F. Ryan, Mountain, 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, p. 395-412.
- Puig, P., Ogston, A.S., Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., Parsons, J.D., and Sternberg, R.W., 2004, Storm induced sediment gravity flows at the head of the Eel submarine canyon, northern California margin: *J. Geophys. Res.*, v. 109.
- Puig, P., Palanques, A., and Guillen, J., 2005, Shelf water cascading and sediment transport processes through the Cap de Creus submarine canyon: Joint EUROSTRATAFORM/PROMESS meeting, Salamanca, 24-27 October, 2005.
- Puig, P., Palanques, A., Guillen, J., and Garcia-Ladona, E., 2000, Deep slope currents and suspended particle fluxes in and around the Foix submarine canyon (NW Mediterranean): *Deep-Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 47, p. 343-366.
- Quinn, R., Bull, J.M., and Dix, J.K., 1998, Optimal processing of marine high-resolution seismic reflection (chirp): *Marine Geophysical Research*, v. 20, p. 13-20.
- Rabineau, M., 2001, Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires de la plate-forme du Golfe du Lion : enregistrement des cycles glacioeustatiques de 100 000 ans.: Ph. D. Thesis, Université de Rennes 1, p. 445 pp.
- Rabineau, M., Berne, S., Ledrezen, E., Lericolais, G., Marsset, T., and Rotunno, M., 1998, 3D architecture of lowstand and transgressive Quaternary sand bodies on the outer shelf of the Gulf of Lion, France: *Marine and Petroleum Geology*, v. 15, p. 439-452.
- Rabineau, M., Berné, S., Aslanian, D., Olivet, J. L., Joseph, P., Guillocheau, F., 2005, Sedimentary sequences in the Gulf of Lions: a record of 100,000 years climatic cycles.: *Marine and Petroleum Geology*, v. in press.
- Ravenne, C., and Beghin, P., 1983, Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins: *Revue de l'I.F.P.*, p. 279-297.
- Reading, H.G., and Collinson, J.D., 1996, Clastic coasts: In H. G. Raeding (Ed.), *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy* Oxford: Blackwell Science, p. 154-231.
- Rehault, J.-P., Boillot, G., and Mauffret, A., 1984, The Western Mediterranean Basin geological evolution: *Marine Geology*, v. 55, p. 447-477.
- Rehault, J.P., and Stanley, D.J., 1981, Submarine fans and margin progradation in the Corsican Trough: *Geologie et géophysique marines; Vingt-septieme congrès CIESM. Rapports et Bibliographie Procès Verbaux des Reunions - Commission Internationale pour l'Exploration Scientifique de la Mer Méditerranée*, v. 27, p. 155-156.

- Ryan, W.B.F., 1976, Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis: *Sedimentology*, v. 23, p. 791-813.
- Salles, T., Mulder, T., Gaudin, M., Cacas, M.-C., Lopez, S., and Cirac, P., submitted, Simulating the 1999 Turbidity Current occurred in Capbreton Canyon through a Cellular Automata Model: *Sedimentology*.
- Sammari, C., Millot, C., and Prieur, L., 1995, Aspects of the seasonal and mesoscale variabilities of the Northern Current in the western Mediterranean Sea inferred from the PROLIG-2 and PROS-6 experiments: *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*, v. 42, p. 893-917.
- Schock, S.G., Leblanc, L.R., and A., M.L., 1989, Chirp subbottom profiler for quantitative sediment analysis: *Geophysics*, v. 54, p. 445-450.
- Shanmugam, G., 2000, 50 years of the turbidite paradigm (1950s--1990s): deep-water processes and facies models--a critical perspective: *Marine and Petroleum Geology*, v. 17, p. 285-342.
- Shanmugam, G., 2003, Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons: *Marine and Petroleum Geology*, v. 20, p. 471-491.
- Shapiro, G.I., and Hill, A.E., 1997, Dynamics of Dense Water Cascades at the Shelf Edge: *Journal of Physical Oceanography*, v. 27, p. 2381-2394.
- Shepard, F.P., 1933, Submarine valleys: *Geographical Review*, v. 23, p. 77-89. —, 1981, Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence: *Bull AAPG*, v. 65, p. 1062-1077.
- Shepard, F.P., and Dill, R.F., 1966, Submarine canyons and other sea valleys: Rand McNally Comp, Chicago, p. 381 p.
- Shepard, F.P., and Emery, K.O., 1941, Submarine topography off the California coast: canyons and tectonic interpretations: *Geol Soc Am Spec Pap*.
- Shepard, F.P., Marshall, N.F., McLoughlin, P.A., and Sullivan, G.G., 1979, Currents in submarine canyons and other sea valleys: *American Association of Petroleum Geologists Studies in Geology Tulsa Oklahoma*, v. 8, p. 173.
- Sioni, S., 1997, Mer Ionienne et Apulie depuis l'ouverture de l'Océan Alpin: Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Sissingh, W., 2001, Tectonostratigraphy of the West Alpine Foreland: correlation of Tertiary sedimentary sequences, changes in eustatic sea-level and stress regimes: *Tectonophysics*, v. 333, p. 361-400. Smith, W.H.F., and Sandwell, D.T., 1997, Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings: *Science*, v. 277, p. 1956-1962.
- Sous, D., Bonneton, N., and Sommeria, J., 2004, Vortex dynamics in a shallow water layer: *Physics of Fluids*, v. 16.
- Steckler, M.S., and Watts, A.B., 1980, The Gulf of Lion: subsidence of a young continental margin: *Nature*, v. 287, p. 425-429.
- Stow, D.A.V., 1994, Deep-sea processes of sediment transport and deposition. Sediment transport and depositional processes: K. Pye. Oxford, Blackwell scientific publications, p. 257-287.
- Stow, D.A.V., Faugeres, J.-C., Howe, J.A., Pudsey, C.J., and Viana, A.R., 2002, Bottom currents, contourites and deep-sea sediment drifts: current state-of-the-art: In, Stow, D.A.V., Pudsey, C.J., Howe, J.A., Faugeres, J.-C. and Viana, A.R. (eds.) *Deep-water contourite systems: modern drifts and ancient series, seismic and sedimentary characteristics*. London, UK, Geological Society of London, v. 22, p. 7-20.

- Stow, D.A.V., and Shanmugam, G., 1980, Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch: *Sedimentary Geology*, v. 25, p. 23-42.
- Stuiver, M., and Braziunas, T.F., 1998, Anthropogenic and solar components of hemispheric C-14: *Geophysical Research Letters*, v. 25, p. 329-332.
- Tesson, M., and Allen, G., 1995, Contrôle tectonique et eustatique haute fréquence de l'architecture et de la stratigraphie de dépôts de plateforme péricratonique. Exemple du golfe du Lion (Méditerranée, France) et des dépôts quaternaires: *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, v. 320.
- Tesson, M., Allen, G.P., and Ravenne, C., 1993, Late Pleistocene shelf-perched lowstand wedges on the Rhône continental shelf: In: Posamentier, H.W., Summerhayes, C.P., Haq, B.A., Allen, G.P. (Eds.), *Sequence Stratigraphy and Facies Associations*. IAS Special Publication 18, Blackwell Science, Oxford, p. 183-196.
- Thinon, I., 1999, Structure profonde de la Marge Nord Gascogne et du Bassin Armoricain: Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale, Brest, p. 386.
- Torres, J., 1995, Analyse détaillée du transfert de sédiments du continent vers le bassin : Le Quaternaire terminal au large du Delta du Rhône (Méditerranée nord-occidentale). Thèse de Troisième cycle, Université de Bretagne Occidentale, p. 353 pp.
- Twichell, D.C., and Roberts, D.G., 1982, Morphology, distribution, and development of submarine canyons on the United States Atlantic continental slope between Hudson and Baltimore Canyons: *Geology*, v. 10, p. 408-412.
- Unterseh, S., 1999, Cartographie et Caractérisation du Fond Marin par Sondeur Multifaisceaux: Thèse de Doctorat, Nancy, Institut National Polytechnique de Lorraine. Laboratoire Environnement, Géomécanique et Ouvrages, p. 234.
- Vagner, P., 2001, Séquences de dépôt du Quaternaire supérieur et variations climatiques en Mer de Chine de l'Est: Ph.D. Thesis, Université de Lille 1, Lille, p. 247 pp.
- Vanney, J.R., and Stanley, D.J., 1983, Shelfbreak physiography: an overview: In: D.J. Stanley and G.T. Moore (Editors), *The shelfbreak: critical interface on continental margins*. SEPM Special Publication, Tulsa, v. 33, p. 1-24.
- Vassal, J.-P., 1980, Les houles exceptionnelles et leurs conséquences. Estimation des conditions maximales de l'état de la mer dans le golfe de Gascogne. Analyse d'une forte tempête récente: 30 novembre-5 décembre 1976: Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1.
- Veatch, A.C.a.S., P.A., 1939, Atlantic Submarine Valleys of the United States and the Congo Submarine Valley: Special Papers Number 7, Geological Society of America, Boulder, CO.
- Viana, A.R., Faugeres, J.-C., and Stow, D.A.V., 1998, Bottom-current-controlled sand deposits -- a review of modern shallow- to deep-water environments: *Sedimentary Geology*, v. 115, p. 53-80.
- von Rad, U., and Tahir, M., 1997, Late Quaternary sedimentation on the outer Indus shelf and slope (Pakistan): evidence from high-resolution seismic data and coring: *Marine Geology*, v. 138, p. 193-196.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L.D., Michel, E., Duplessy, J.-C., McManus, J., Lambeck, K., Balbon, E., and Labracherie, M., 2002, Sea level and deep water changes derived from benthic Foraminifera isotopic record: *Quaternary Science Reviews*, v. 21, p. 295-305.
- Walker, R.G., and Plint, A.G., 1992, Wave- and storm- dominated shallow marine systems: Facies models - Response to sea level changes (Ed. by R. G. Walker and N. P. James) Geological Association of Canada, St John, p. 219-238.

- Watts, A.B., and Ryan, W.B.F., 1976, Flexure of the lithosphere and continental margin basins: *Tectonophysics*, v. 36, p. 25-44.
- Wunsch, C.H., 1969, Progressive internal waves on slopes: *J. Fluid Mech.*, v. 35, p. 131-144.
- Xu, J.P., Noble, M., Eittrheim, S.L., Rosenfeld, L.K., Schwing, F.B., and Pilskaln, C.H., 2002, Distribution and transport of suspended particulate matter in Monterey Canyon, California: *Marine Geology*, v. 181, p. 215-234.
- Yu, H.-S., and Jiunn Chenn Lu, 1995, Development of the shale diapir-controlled Fangliao Canyon on the continental slope off southwestern Taiwan: *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, v. 11, p. 265-276.
- Zaragosi, S., 2001, Les systèmes turbiditiques profonds de la marge Celtique-Armoricaine (Golfe de Gascogne): physiographie et évolution au cours des derniers 30000 ans: Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, p. 295.
- Zaragosi, S., Le Suavé, R., Bourillet, J.-F., Auffret, G., Faugères, J.-C., Pujol, C., and Garlan, T., 2001, The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model: *Geo-Marine Letters*, v. 20, p. 219-232.

RESUME

Les canyons sous-marins, qui incisent la pente et parfois le plateau continental, sont généralement considérés comme des conduits érosifs permettant aux sédiments issus de l'érosion continentale d'atteindre le bassin profond. Afin de mieux comprendre la dynamique sédimentaire des canyons sous-marins et leur évolution au cours du temps, une étude détaillée de deux canyons sous-marins, Bourcart dans le Golfe du Lion et de Capbreton dans le Golfe de Gascogne, a été réalisée. Le canyon Bourcart se situe à 110 m de profondeur d'eau en rebord de plateforme et n'est pas en haut niveau marin connecté à l'embouchure d'un fleuve. Il est considéré comme inactif. Le canyon de Capbreton incise fortement le plateau continental et sa tête se trouve à 400 m de la ligne de rivage. Il n'est cependant plus connecté à l'Adour qui se jette 15 km plus au sud depuis le 16^{ème} siècle. L'analyse de données bathymétriques, de carottages, radioisotopiques et courantologiques a permis de mettre en évidence que ces canyons sont actifs en période de haut niveau marin bien qu'ils ne soient pas directement connectés à un réseau fluvial. Ce sont les conditions hydrodynamiques et climatiques locales comme les plongées d'eaux denses dans le Golfe du Lion ou les tempêtes dans le Golfe de Gascogne qui permettent le transport et le dépôt de sédiments parfois grossiers dans ces canyons. Les données sismiques et géotechniques ont quant à elles permis de préciser l'architecture, la nature et le mode de mise en place des dépôts présents dans les canyons. L'évolution de la morphologie de ces canyons au cours du dernier cycle climatique est liée aux variations du niveau marin, à la connexion avec un fleuve et aux événements climatiques de haute fréquence.

Mots clés: canyon sous marin, Golfe de Gascogne, Golfe du Lion, sédimentation sableuse, plongées d'eau dense, courants gravitaires, dernier cycle climatique, variations du niveau marin.

ABSTRACT

Submarine canyons cutting continental shelves and slopes are considered to be erosive features allowing continental derived sediment to reach the deep sea. In order to better understand their sedimentary dynamic and morphologic evolution through time, two submarine canyons, the Bourcart canyon in the Gulf of Lion and the Capbreton canyon in the Bay of Biscay have been studied. The Bourcart canyon, located at the shelf break at 110 m water depth, is disconnected from direct sediment supply during sea-level highstand and is considered as inactive. The Capbreton canyon's head is located 400 m off the coastline, and is disconnected from the Adour river since the 16th century. Bathymetric, core, radioisotopic and current data showed that these canyons are active during sea-level highstand despite the fact that they are not directly connected to any fluvial system. Regional climatic and hydrodynamic processes, like dense water cascading or storm events, govern sediment erosion and transport, and allow coarse-grained sedimentation within the canyon. Seismic and geotechnical data also permitted to characterise the architecture and nature of sediments deposited within the canyons. Bourcart and Capbreton canyons morphologic evolution during the last climatic cycle is linked to sea-level variations, episodes of connexion/disconnection with a fluvial system and occurrence of high frequency climatic events.

Keywords: submarine canyon, Bay of Biscay, Gulf of Lion, coarse-grained sedimentation, dense water cascading, gravity currents, last climatic cycle, sea-level variations.
