



HAL
open science

Processus sédimentaires actuels et évolution morphologique associée du canyon de Capbreton : description, observation et modélisation.

Léa Guiastrennec-Faugas

► **To cite this version:**

Léa Guiastrennec-Faugas. Processus sédimentaires actuels et évolution morphologique associée du canyon de Capbreton : description, observation et modélisation.. Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2020. Français. NNT : 2020BORD0300 . tel-04562472

HAL Id: tel-04562472

<https://theses.hal.science/tel-04562472>

Submitted on 29 Apr 2024

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

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

THÈSE

PRESENTÉE POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEURE DE L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

SPÉCIALITÉ : SÉDIMENTOLOGIE MARINE ET PALÉOCLIMATS

Par Madame Léa GUIASTRENNEC-FAUGAS

Processus sédimentaires actuels et évolution morphologique associée du canyon de Capbreton : description, observation et modélisation.

Sous la direction de Hervé GILLET
Co-encadrée par Ricardo SILVA JACINTO et Bernard DENNIELOU

Soutenance : le 11 décembre 2020

Devant la commission d'examen formée de :

Sébastien Migeon	Professeur, UPMC	Rapporteur
Miquel Canals Artigas	Professeur, Université de Barcelone	Rapporteur
Elda Miramontes	Assistant Professor, Université de Brème	Examinatrice
Nathalie Babonneau	Maître de Conférences, UBO	Examinatrice
Thierry Mulder	Professeur, Université de Bordeaux	Examineur
Jeff Peakall	Professeur, Université de Leeds	Examineur
Ricardo Silva Jacinto	Docteur, Ifremer Brest	Invité
Bernard Dennielou	Docteur, Ifremer Brest	Invité
Hervé Gillet	Maître de Conférences, Université de Bordeaux	Directeur

Résumé

Le canyon sous-marin de Capbreton, au sud-est du golfe de Gascogne, forme une profonde incision à travers le plateau et le talus continental. Son activité sédimentaire est abondamment décrite et documentée, cependant, de nombreuses questions subsistent concernant le détail des processus affectant le transfert des sédiments de l'amont vers l'aval. Cette étude est basée sur l'analyse et la comparaison de relevés bathymétriques répétés, entre 1998 et 2018, à des profondeurs allant de 10 à 1500 m. Cette rare série temporelle met en évidence une évolution morphologique rapide, répondant à son activité actuelle. Elle est marquée par l'alternance entre des périodes de remplissage et d'érosion à l'axe du canyon, et un dépôt continu de sédiments dans la tête du canyon au cours des 20 dernières années. Le creusement du talweg est induit par l'érosion liée au recul de knickpoints migrant régulièrement vers l'amont du système. Il est également démontré que l'obstruction partielle des chenaux, dans les méandres serrés, précède l'initiation de nouveaux knickpoints. L'étude, complétée par l'analyse de données de courantomètres ADCP, de séries temporelles météorologiques et de prélèvements sédimentaires, met en évidence le lien entre les conditions météorologiques et l'hydrodynamique du canyon. Pour la première fois dans le canyon de Capbreton, plusieurs forts courants de turbidités ont été enregistrés (1 m/s en vitesse locale et 6,5 m/s en vitesse de front estimée), des ondes quasi-inertielles ont été mises en évidence. Il est démontré que les tempêtes sont l'un des principaux facteurs déclenchant ces courants, qui tous deux contrôlent fortement la dynamique sédimentaire du canyon. La modélisation numérique nous permet de discuter de l'alimentation du canyon à partir des écoulements générés à sa tête. Les courants simulés indiquent qu'un apport de sédiments fins est nécessaire pour générer des écoulements le long du canyon. Les sédiments grossiers (sables) et leurs dépôts se déposent rapidement et ne progressent que par la récurrence des événements.

Abstract

The submarine canyon of Capbreton, South East of the Bay of Biscay, forms a deep incision through the continental shelf and slope. Its sedimentary activity is abundantly described and documented; however, many questions remain concerning the details of the processes affecting the transfer of sediment from upstream to downstream. This study is based on the analysis and comparison of repeated bathymetric surveys, between 1998 and 2018, at depths ranging from 10 to 1500 m. This rare time series highlights a rapid morphological evolution, responding to its current activity. It is marked by alternating periods of filling and erosion at the axis of the canyon, and a continuous deposition of sediments in the head of the canyon over the last 20 years. The deepening of the narrow thalweg is induced by erosion according to the presence of upstream-migrating knickpoints. It has also been shown that the partial obstruction of the channels, in the tight meanders, precedes the initiation of new knickpoints. The study, supplemented by the analysis of ADCP current meter data, meteorological time series and sediment cores, highlights the link between meteorological conditions and the hydrodynamics of the canyon. For the first time in the Capbreton canyon, several strong turbidity currents were recorded (1 m/s local velocity and 6.5 m/s estimated front velocity), inertial waves were also highlighted. It is shown that storms are one of the main factors triggering these currents, both strongly controlling the sedimentary dynamics of the canyon. Numerical modelling allows us to discuss the alimentation of the canyon from the flows generated at its head. The simulated currents indicate that a fraction of fine sediment is necessary to generate flows along the canyon. Coarse sediments (sands) and their deposits are rapidly deposited and progress through the recurrence of events.

Remerciements

Avant tout, je tiens à remercier mes 3 encadrants : Hervé Gillet, Ricardo Silva Jacinto et Bernard Dennielou. J'ai eu la chance d'être accompagnée, écoutée et soutenue par ces trois personnalités bienveillantes et élégantes. En pesant mes mots, je sais que c'est un privilège d'avoir fait mes armes dans le monde si particulier de la recherche à vos côtés.

Merci Hervé de m'avoir fait confiance en master, durant ces trois années de thèse et encore aujourd'hui. Merci de t'être autant investi dans cette thèse, d'avoir tout mis en œuvre à son bon déroulement et à la valorisation de ce projet sur le papier, en mer ou aux quatre coins du monde. Je souhaite à tous les futurs docteurs ce temps que tu as su m'accorder. En 2014, Alaïs Mazières remerciait déjà Hervé Gillet pour « son énergie, sa présence et disponibilité, ses encouragements tout au long de ces trois années, pour ses précieux conseils et ces journées passées dans son bureau à retravailler les papiers et le manuscrit final ». En 2020 je peux en dire autant et, à mon sens, ça veut dire beaucoup sur le chercheur et la personne que tu es.

Merci Ricardo et Bernard pour votre encadrement et plus particulièrement votre assiduité tout au long de ces trois ans. Vous m'avez accordé votre confiance dès les premiers instants. Votre soutien fut un indispensable dans l'aboutissement de cette thèse. Ricardo, tu as su m'initier à ta discipline avec beaucoup d'intelligence et de pédagogie, je t'en suis reconnaissante.

Merci à Jeff Peakall de m'avoir accueilli à l'Université de Leeds et de s'être pleinement investi dans cette collaboration. J'exprime également ma gratitude envers les membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail. Merci à toutes les personnes avec qui j'ai pu échanger tout au long de ce projet, notamment les équipes du laboratoire EPOC et de l'Ifremer de Brest.

Merci à vous Audrey, Paul et Antoine pour votre soutien et votre amitié sans conditions durant ces trois années. Merci à ma famille et mes amis pour leur affection et leurs encouragements. Enfin, merci à toi d'être toujours là pour moi.

INTRODUCTION.....	1
1. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIE.....	5
1.1. État des connaissances sur les canyons sous-marins.....	6
1.1.1. Morphologie générale et formation des canyons sous-marins.....	6
1.1.2. Instrumentation des canyons sous-marins.....	8
1.1.3. Structures sédimentaires présentes sur le fond.....	11
1.1.3.1. Les CSBs.....	11
1.1.3.2. Les knickpoints.....	12
1.1.3.3. Les cyclic steps.....	14
1.2. Le canyon de Capbreton.....	15
1.2.1. Localisation et morphologie.....	15
1.2.2. Apports sédimentaires.....	18
1.2.3. Activité hydro-sédimentaire actuelle.....	19
1.2.3.1. Données sédimentaires et activité turbiditique récente (<100 ans) au LGM....	20
1.2.3.2. Mesures de courants.....	25
2. MODELISATION NUMERIQUE DES COURANTS TURBIDITIQUES DANS LE CANYON DE CAPBRETON.....	27
2.1. Précédents travaux de simulations numériques de courants de turbidité dans le canyon de Capbreton.....	28
2.2. Le modèle Nixes-TC.....	33
2.3. Conditions aux limites et conditions initiales.....	36
2.3.1. Estimation de la vitesse de l'écoulement à l'entrée du canyon.....	36
2.3.2. Estimation de la hauteur et de la concentration de l'écoulement : transport des sédiments en suspension.....	37
2.3.3. Valeurs obtenues.....	39
2.4. Modélisation des écoulements turbiditiques.....	43
2.4.1. Effet de l'intensité et de la puissance des apports sableux en tête de canyon....	43
2.4.2. Effet de la fraction silteuse dans l'écoulement.....	48
2.4.3. Effet de la récurrence des tempêtes.....	48

2.4.4.	Évolution de la vitesse et de la hauteur de l'écoulement et l'influence de la fraction silteuse	55
2.4.5.	Remobilisation des dépôts sableux	59
3.	UPSTREAM MIGRATING KNICKPOINTS AND RELATED SEDIMENTARY PROCESSES IN A SUBMARINE CANYON FROM A RARE 20-YEAR MORPHOBATHYMETRIC TIME-LAPSE (CAPBRETON SUBMARINE CANYON, BAY OF BISCAY, FRANCE).....	61
3.1.	Introduction	65
3.2.	Regional setting	66
3.2.1.	Morphological and geological setting	66
3.2.2.	Sediment supply	66
3.2.3.	Present hydro-sedimentary activities	68
3.3.	Materials and methods.....	69
3.4.	Results	72
3.4.1.	Overall morphology	72
3.4.2.	Time-lapse multibeam dataset analysis.....	73
3.4.2.1.	Upper canyon floor evolution between 1998 and 2018.....	73
3.4.2.2.	Knickpoints	74
3.4.2.3.	Terraces	77
3.4.2.4.	Accurate volume quantification	78
3.4.3.	Sediment core analysis	80
3.5.	Discussion.....	82
3.5.1.	Retrogressive erosion evidenced by upstream migration of knickpoints.....	82
3.5.2.	Terraces evolution in the upper part of the canyon	83
3.5.3.	Processes of canyon transient morpholgy	85
3.6.	Conclusion.....	88
3.7.	Acknowledgments	89
4.	INITIATION AND EVOLUTION OF KNICKPOINTS AND THEIR ROLE IN CUT-AND-FILL PROCESSES IN ACTIVE SUBMARINE CHANNELS.....	91
4.1.	Introduction	95

4.2.	Settings and data.....	95
4.3.	Results	97
4.4.	Discussion.....	98
4.4.1.	Knickpoint initiation	98
4.4.2.	Knickpoint evolution and flow conditions	100
4.5.	Conclusion.....	102
4.6.	Acknowledgements	102
5.	HYDRODYNAMICS RESPONSES TO STORMS IN AN ACTIVE SUBMARINE CANYON: TURBDITIC FLOWS AND NEAR-INERTIAL OSCILLATIONS (CAPBRETON CANYON, BAY OF BISCAY)	103
5.1.	Introduction	107
5.2.	Regional setting	108
5.2.1.	Geological and morphological setting.....	108
5.2.2.	Sediment supply	109
5.2.3.	Present hydro-sedimentary activity	109
5.3.	Materials and methods.....	110
5.3.1.	Data acquisition.....	110
5.4.	Results	112
5.4.1.	Meteorological time series	112
5.4.2.	ADCP analysis	114
5.4.3.	Lithofacies and accumulation rates in the thalweg and on terraces	121
5.5.	Discussion.....	123
5.5.1.	Characteristic of turbiditic flows and deposits.....	123
5.5.2.	Near-inertial oscillations and consequences on sediment transport.....	125
5.5.3.	Overview and scenarios of forcings on sediment transport in the Capbreton canyon	126
5.6.	Conclusion.....	127

5.7. Acknowledgements	128
6. SYNTHÈSE, DISCUSSION ET PERSPECTIVES	129
6.1. Synthèse des principaux résultats	130
6.2. Discussion générale	134
6.2.1. Hydrodynamique du canyon de Capbreton	134
6.2.2. La tête de canyon : alimentation et transfert sédimentaire	135
6.2.3. Transferts sédimentaires le long du canyon	138
6.3. Perspectives	140
Références bibliographiques	145

Liste des figures

- Figure 1.1 : Profil bathymétrique longitudinal « 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 d'après Lewis and Barnes (1999) (Gaudin, 2006)..... 6
- Figure 1.2 : Schéma récapitulatif présentant les 3 principaux types de profils bathymétriques longitudinaux des canyons sous-marins et les facteurs de contrôles associés (Covault et al., 2011)..... 7
- Figure 1.3 : Structure d'un courant de turbidité (A) en laboratoire et (B) dans le canyon du Congo (Azpiroz-Zabala et al., 2017)..... 9
- Figure 1.4 : Vue 3D du fond du canyon de Monterey entre 665 et 689 m de profondeur présentant notamment un groupe de CSBs (Paull et al., 2011)..... 11
- Figure 1.5 : Vue 3D du fond du canyon de Monterey entre 477 et 525 m de profondeur présentant notamment un *knickpoint* et une CSB (Paull et al., 2011)..... 12
- Figure 1.6 : Profil de pente de 5 *knickpoints* identifiés dans Exuma Valley, Bahamas (Le Goff et al., 2020)..... 13
- Figure 1.7 : (A) *Knickpoint* impliqué dans l'avulsion de chenaux (Heiniö and Davies, 2007). (B) *Knickpoints* (« kp ») impliqués dans la rupture des méandres (« cf »). (C) Recul des *knickpoints* menant à la formation d'un chenal dans le Wabush Lake (Turmel et al., 2015).. 13
- Figure 1.8 : Dessin schématique d'une série de figures de courant asymétriques sous un courant de turbidité. De gauche à droite, le courant de turbidité avec un régime d'écoulement subcritique sur le versant amont s'accélère et atteint le nombre de Froude critique ($Fr=1$) au niveau de la crête, puis poursuit son accélération sur le versant aval. Le ressaut hydraulique est situé dans le creux, au pied du versant aval. Sur les versants amonts, les hauteurs d'écoulement sont élevées et les vitesses faibles, ce qui provoque des dépôts et la formation de stratifications. Sur les versants avals, la profondeur d'écoulement plus faible et les vitesses d'écoulement plus élevées entraînent de l'érosion ou un dépôt limité. Le déséquilibre entre le versant amont et le versant aval déclenche une migration vers l'amont combinée à une possible aggradation (Cartigny et al., 2011)..... 14
- Figure 1.9 : (A) Localisation du canyon de Capbreton, golfe de Gascogne. (B) Profil bathymétrique longitudinal du talweg du canyon de Capbreton, d'après Brocheray (2015)... 15
- Figure 1.10 : Tête du canyon de Capbreton : interprétation des éléments morphologiques à partir des levés bathymétriques à haute résolution de juin 2012 et août 2009 (Mazières et al., 2014)..... 16
- Figure 1.11 : Coupes transversales dans le canyon de Capbreton. Chaque coupe est caractéristique du domaine qu'elle représente. La tête du canyon (-70 m) présente un profil en U symétrique. La partie amont (-800 m) montre un profil en V ou en U, les flancs ont des hauteurs identiques et présentent des replats à différentes hauteurs par rapport au talweg axial.

La partie aval (-1600 m) 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 talweg axial, d'après Gaudin (2006)... 17

Figure 1.12 : Localisation des terrasses qui bordent le talweg axial. La surface colorée correspond au replat sommital de la terrasse et la couleur indique la hauteur par rapport au fond du talweg axial qui passe au pied des terrasses (Gaudin, 2006). 18

Figure 1.13 : Position des prélèvements sédimentaires utilisés dans les études de Mulder et al. (2001), Gaudin et al. (2006), Salles et al. (2008), Mulder et al. (2012) et Duros et al. (2017). 21

Figure 1.14 : Sédimentologie et stratigraphie des 3 carottes prélevées en mai 2000 à -647, -755 et -771 m (carottes OBK, Sed1R, Sed1E). Pour chaque carotte, une image radiographique et la moyenne de la taille des grains sont présentées. S1 correspond au dépôt de courant de turbidité de 1999, modifié de Gaudin et al. (2006) et Salles et al. (2008). 21

Figure 1.15 : Analyse sédimentologique de la carotte prélevée en mai 2000 à -647 m (carotte OBK). (A) Image RX. (B) Image traitée et interprétation des faciès. (C) Courbe granulométrique. (D) Niveau de gris (courbe bleue pleine) et courbe granulométrique de la fraction 30-125 µm (courbe à points rouges). (E) Activité du $^{234}\text{Th}_{\text{exc}}$. (F) Activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ (Mulder et al., 2001). 22

Figure 1.16 : Analyse sédimentologique de la carotte prélevée en 2007 à -640 et -1500 m (carottes KI 20, KI 21 et KI 32) : images RX, photographies et logs lithologiques, d'après Mulder et al. (2012). 23

Figure 1.17 : Analyse sédimentologique des carottes prélevées en août 2015 pendant la mission GITAN. Photographies, granulométrie D50 et profils d'activité de $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$. Les lignes en pointillés montrent la régression utilisée pour estimer le taux de sédimentation, d'après Duros et al. (2017). 24

Figure 1.18 : Schéma récapitulatif qui documente les différentes réponses des foraminifères observées le long des 6 sites étudiés échantillonnés en août 2015. Les stations Gitan 1 (301 m), Gitan 3 (983 m) et Gitan 5 (1478 m) sont situés le long de l'axe du canyon de Capbreton et les stations Gitan 2 (251 m), Gitan 4 (894 m) et Gitan 6 (1454 m) sur des terrasses à respectivement 50 m, 156 m et 24 m au-dessus de l'axe du canyon (Duros et al., 2017) 24

Figure 1.19 : Diagramme vitesse/direction des courants mesurés dans le canyon de Capbreton entre mai et décembre 2007 à -500 m et -1500 m. L'orientation des courants est représentée par des secteurs de 18. La flèche verte représente la vitesse résiduelle du courant eulérien. L'axe du talweg (à l'emplacement du courantomètre) est représenté par une flèche rouge. Les valeurs encadrées représentent les données relatives à l'événement exceptionnel enregistré au cours du mois de décembre 2007, d'après Mulder et al., 2012. 25

Figure 2.1 : Carte montrant les zones d'érosion et de dépôt du canyon liées à la propagation du courant de turbidité simulant l'événement de 1999 dans le canyon de Capbreton. Les variations

d'épaisseur sont en mètres, les isobathes sont à 40 m d'intervalle, d'après Salles et al. (2008).	30
Figure 2.2 : Dépôts totaux dans le cas d'une simulation de tempête avec une période de retour d'un an. Les flancs sont érodés et dépourvus de sédiments sur l'ensemble du canyon. Un volume de 0,001 km ³ de sédiments fins est remobilisé et évacué du système (Silva Jacinto, 2012). ..	32
Figure 2.3 : Dépôts totaux dans le cas d'une simulation de tempête avec une période de retour de 10 ans. La quantité de sédiment disponible génère des dépôts plus conséquents en bordure de méandres et sur les terrasses. Le talweg ne stock pas de sédiments à part la zone amont où des dépôts centimétriques à décimétriques peuvent être observés (Silva Jacinto, 2012).	33
Figure 2.4 : Relation entre la forme de la rugosité du fond et la puissance de l'écoulement et le diamètre de chute médian des particules (Simons and Richardson, 1966).	37
Figure 2.5 : Représentation de la vitesse de l'écoulement en fonction de la puissance de l'écoulement pour une contrainte de frottement variable et une taille de grain variable. À puissance d'écoulement équivalente, seule la contrainte peut faire varier la vitesse de l'écoulement. La taille des grains n'a pas d'influence sur la vitesse de l'écoulement.....	41
Figure 2.6 : Représentation de la hauteur de l'écoulement en fonction de la puissance de l'écoulement pour différents coefficients de frottement et tailles de grain. La taille de grain modifie la vitesse de chute et influence la hauteur de l'écoulement.	42
Figure 2.7 : Représentation de la concentration de l'écoulement en fonction de la puissance de l'écoulement pour une contrainte de frottement variable et une taille de grain variable. La taille de grain modifie la vitesse de chute et influence la hauteur de l'écoulement et donc la concentration de l'écoulement.	42
Figure 2.8 : Localisation des vitesses maximales après les simulations (A) T1, (B) T2 et (C) T3.	45
Figure 2.9 : Localisation des hauteurs d'écoulement maximales après les simulations (A) T1, (B) T2 et (C) T3.	46
Figure 2.10 : Localisation des dépôts après les simulations (A) T1, (B) T2 et (C) T3.	47
Figure 2.11 : Localisation des vitesses maximales après les simulations (A) T4 et (B) T5. ...	49
Figure 2.12 : Localisation des dépôts après les simulations (A) T4 et (B) T5.	50
Figure 2.13 : Localisation des dépôts de la simulation T4 dans la partie amont avec (A) les dépôts totaux, (B) les dépôts des sédiments uniquement grossiers (200 µm) et (C) les dépôts des sédiments uniquement fins (40 µm).....	51
Figure 2.14 : Localisation des dépôts de la simulation T5 dans la partie amont avec (A) les dépôts totaux, (B) les dépôts des sédiments uniquement grossiers (200 µm) et (C) les dépôts des sédiments uniquement fins (40 µm).....	52

Figure 2.15 : Hauteurs des dépôts sableux enregistrées lors de la simulation T6 en fonction du temps d'écoulement.....	53
Figure 2.16 : Hauteurs des dépôts sableux enregistrées lors de la simulation T7 en fonction du temps d'écoulement.....	54
Figure 2.17 : Localisation des hauteurs d'écoulement maximales dans la partie amont du canyon après les simulations (A) T2, (B) T4 et (C) T5.....	56
Figure 2.18 : Hauteurs d'écoulement enregistrées lors de la simulation T2 en fonction du temps d'écoulement.	57
Figure 2.19 : Hauteurs d'écoulement enregistrées lors de la simulation T4 en fonction du temps d'écoulement.	58
Figure 3.1 : (A) Location of the study area in the Bay of Biscay. (B) Detailed bathymetry of the upper part of the Capbreton canyon.	67
Figure 3.2 : Bathymetric surveys of the study area acquired between 1998 and 2018.....	69
Figure 3.3 : (A) Bathymetric survey of the study area acquired in May 2018 during the SEDYMAQ 4 cruise. (B) Relative relief to mean thalweg longitudinal profile. (C) Morphological interpretation of the Capbreton canyon upper part. Blue area corresponds to a specific area of consolidated sediments and authigenic carbonates used for statistics on repeat survey observations to validate the depth uncertainty.	71
Figure 3.4 : (A) Bathymetric survey of the study area acquired in August 1998 during the ITSAS 1 cruise including 3 cross sections. (B) Bathymetric survey of the study area acquired in May 2018 during the SEDYMAQ 4 cruise including the same 3 cross sections. (C) Bathymetric differential (May 2018 (B) minus August 1998 (A) showing the deepening of the axial channel and the construction of recent terraces.....	73
Figure 3.5 : Evolution of knickpoints in a distal meander of the upper part of the Capbreton canyon (see location on Figure 3.1). Left illustrations (B, D, F, H): representations of the bathymetric differentials between 2013/2012 (B), 2015/2013 (D), 2016/2015 (F) and 2018/2016 (H). Blue arrows represent the upstream migration of knickpoints (m). Right illustrations (A, C, E, G, I): relative relief to mean thalweg longitudinal profile in 2012 (A), 2013 (C), 2015 (E), 2016 (G) and 2018 (I).	77
Figure 3.6 : Evolution of the mean thalweg longitudinal profile from 1998 to 2018 (see location on Figure 3.1). The equilibrium profile was established after observation by a simple mean of longitudinal profiles extracted from DEMs between 2010 to 2018 and from 4 to 9.5 km downstream the head. Upstream, the equilibrium profile is proposed from a simple depth(z)-distance(d) relation power law corresponding to $z \approx -4.82d^{1.55}$	77
Figure 3.7 : Thalweg evolution and construction of low terrace 4 (LT4) in the upper part of the Capbreton canyon from 1998 to 2018 (see location of the cross-section on Figure 3.1).....	78

Figure 3.8 : Representation of sediment volumes (including error bars) which transit through the upper Capbreton Canyon and its head over 20 years (from 1998 to 2018).....	79
Figure 3.9 : From left to right: photography, Xray imagery, interpreted synthetic log, granulometry and smear slides of core KS05 (see location on Figure 3.1 and Figure 3.7). White dots on granulometry map correspond to $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$	81
Figure 3.10 : 2010 longitudinal profiles of the thalweg and low terraces 3, 4, 5, 6 and 7 (see location on Figure 3.6) suggesting the homogenous deposition of sediment in the Capbreton before 2010, and followed by its reshaping by the retrogressive erosion and upstream migration of knickpoints.	84
Figure 3.11 : Conceptual model describing the formation of the low terrace.....	85
Figure 3.12 : Representation of the two distinct modes which can be observed in the very upper part: (A) times of flat thalweg where the sedimentary stock is above the local equilibrium profile and (B) times of channel incision associated to lateral low terraces construction where the canyon is reaching its a transient and local equilibrium profile through the upstream migration of knickpoints.	88
Figure 4.1 : (A) Location of the study area in the Bay of Biscay; (B, C, D) Meander M3 evolution between 2013 and 2016 CE; (B) Elevation change between 2013 and 2016 suggesting erosion and deposition. (C) Elevation relative to mean thalweg longitudinal profile. (D) Longitudinal profile of knickpoint K1 (grey; see C for location); black line shows along-profile slope magnitude; blue area highlights plunge pools.	96
Figure 4.2 : Evolution of meander M1 and M2 (location in Figure 4.1A) through years 2012, 2013, 2015, 2016 and 2018 CE, highlighting knickpoint K2; see Figure 4.1B – D for explanation.	97
Figure 4.3 : Knickpoint initiation on a bar deposit in a meander bend based on cases of meanders M2 (A – E) and M3 (F,G). (A, B) In meander M2, bar expansion leads to the clogging of the channel, shallowing the upstream meander limb. (C, D) Backstepping erosion of the bar and knickpoint upstream migration in form of three chute channels. (E) Erosion on the bar and knickpoint migration continues along the canyon thalweg. (F, G) Meander M3 presents a shallow upstream meander limb and the occurrence of knickpoints and chute channels.	99
Figure 4.4 : Schematic longitudinal sketch of flow conditions and temporal evolution of a knickpoint and associated plunge pool between T1 and T2. Knickpoint upstream migration occurs by erosion of the headwall. Erosion at the base of the headwall sustains the knickpoint slope whilst moving sediment further down dip, where sedimentation forms a new bar. Vert. exagg – vertical exaggeration.....	101
Figure 5.1 : (A) Location of the study area in the Bay of Biscay. (B) Location of cores and ADCP moorings. Green lines correspond to the location of cross section in Figure 5.2.....	108
Figure 5.2 : Cross-sections at the core’s location. See location on Figure 5.1.	111

Figure 5.3 : Atmospheric pressure and wave height recorded at buoy of Biscay (location in Figure 5.1) facing velocity from ADCPs' measurements. Velocities have been filtered from the tide and are express in absolute value. Velocity value have been smooth by the digital processing and correspond here to an averaged value. Storm events, from S1 to S15 are represented by grey rectangles. 112

Figure 5.4 : Velocity from ADCPs' measurements between the 12th January 2017 and the 21th January 2017 and including the storm event S10 (grey rectangle). Internal semidiurnal tide is evidenced here. Velocity scale is limited to -0.4 and + 0.4 m.s⁻¹ to evidence each flows. Red and positive values correspond to downstream flows; blue and negative values correspond to upstream flows. 115

Figure 5.5 : Meteorological time-series at the Gascogne Buoy and the Adour river water level time-series facing velocity from ADCPs' measurements between the 25th December 2015 and the 14th January 2016 and including the storm event S5 (grey rectangle). A turbiditic flow and oscillations are evidence and match with storm conditions. Velocities have been filtered from the tide. Velocity values have been smooth by the digital processing and correspond here to an averaged value. Velocity scale is limited to -0.4 and + 0.4 m.s⁻¹ to evidence each flows. Red and positive values correspond to downstream flows; blue and negative values correspond to upstream flows. 116

Figure 5.6 : Zoom on the 2 turbiditic flows evidenced in this study. Flow velocities correspond to raw data. Red and positive values correspond to downstream flows; blue and negative values correspond to upstream flows. (A) turbiditic flow recorded during storm event S5 for a duration of 29H (ADCP 3) and a velocity up to 1 m.s⁻¹ (ADCP 3). (B) turbiditic flow recorded during storm event S12 for a duration of 38H (ADCP 3) and a velocity up to 0.6 m.s⁻¹ (ADCP 3). 117

Figure 5.7 : Histogram of the amount of dry sediment collect in the sediment traps. Peaks match with storm events S5 and S12 and thus to the 2 turbiditic flows recorded. High concentration in sediment traps match is storm events. 118

Figure 5.8 : Meteorological time-series at the Gascogne Buoy and the Adour river water level time-series facing velocity from ADCPs' measurements between the 12th January 2017 and the 21th January 2017 and including the storm event S12 (grey rectangle). A turbiditic flow and oscillations are evidence and match with storm conditions. Velocities have been filtered from the tide. Velocity values have been smooth by the digital processing and correspond here to an averaged value. Velocity scale is limited to -0.4 and + 0.4 m.s⁻¹ to evidence each flows. Red and positive values correspond to downstream flows; blue and negative values correspond to upstream flows. 119

Figure 5.9 : Meteorological time-series at the Gascogne Buoy and the Adour river water level time-series facing velocity from ADCPs' measurements between the 12th January 2017 and the 21th January 2017 and including the storm event S10 (grey rectangle). Oscillations are evidence over the entire water column at the 3 moorings and match with storm conditions. The beginning of the oscillation corresponds to a high-pressure gradient. Velocities have been filtered from the tide. Velocity values have been smooth by the digital processing and correspond here to an averaged value. Velocity scale is limited to -0.4 and + 0.4 m.s⁻¹ to evidence each flows. Red

and positive values correspond to downstream flows; blue and negative values correspond to upstream flows. 120

Figure 5.10 : Photographs and granulometry of cores collected in August 2015 (cruise GITAN) and July 2016 (cruise VOLT 2)..... 122

Figure 5.11 : Comparison of the 2 cores sampled at the same location on a terrace 27 m above the thalweg at -1454 m. From left to right: photography and granulometry of the cores GIT-MTB6-1 and VLT2-DY06-01, dry bulk density and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ of cores and GIT-MTB6-1 and VLT2-DY06-01..... 123

Figure 5.12 : (A) Distribution of maximum grain sizes as a function of elevation relative to the thalweg along the Capbreton Canyon. (B) Schematic sketch, in cross-section, of the interaction between the different flow observe in the Capbreton canyon and the sediment deposits..... 124

Figure 5.13 : Synthetic schema describing 4 different situations able to generate flows in a submarine canyon. (A) No storm, formation of turbidity current is observed by slope failure but no specific trigger. (B) Storm conditions, trapped waves are generated, maintaining sediments in suspension. (C) Storm conditions. A turbiditic flow is trigger by the storm (pore pressure excess, increase of the littoral drift, dissipation of the water bulge trough the canyon) and in a second time trapped wave are generated maintain the sediment in suspension. (D) Storm conditions. Turbiditic flow is generated by sediment settling from suspensions driven by oscillatory flows. 127

Figure 6.1 : Échogrammes montrant des ondes internes se propageant le long d'une pycnocline peu profonde (~15 m) dans l'estuaire du Saint-Laurent, au Québec. Elles se brisent à la profondeur où la pycnocline rencontre le fond marin (flèches, Bourgault et al., 2008) 135

Figure 6.2 : (A) Carte des vitesses (T5) et (B) relevée bathymétrique de la partie amont du canyon de Capbreton (2018). Les ravines actives mises en évidence par le *time-lapse* bathymétrique se situent dans des zones de débordements, exceptée celles des Roches du Champs de la Talère. Les pics de vitesse observés au niveau des ravines actives suggèrent que les débordements empruntent ces ravines. 136

Figure 6.3 : Schéma illustrant le transfert séquentiel des particules sédimentaires vers l'aval lors du passage d'un courant gravitaire. Le transport des particules est initié par l'hydrodynamique décrite par les cyclics steps observées dans la tête du canyon de Capbreton par comparaison avec les systèmes de Bute Inlet et Monterey (Paull et al., 2011; Hage et al., 2018). La longueur d'ondes des CSBs augmente vers l'aval. 137

Figure 6.4 : Schéma illustrant le transfert séquentiel des particules sédimentaires vers l'aval, le long du talweg, lors du passage d'un courant gravitaire. La migration des *knickpoints* vers l'amont et l'érosion associée génèrent le transfert des sédiments vers l'aval. L'érosion régressive des *knickpoint* rapproche le talweg du profil d'équilibre local du chenal. 139

Figure 6.5 : Relevé bathymétrique de la mission SARGASS mettant en évidence la présence de *knickpoints* en aval du système à -4050 m. 140

Liste des tables

Table 1.1 : Table récapitulative des études menées dans les chenaux sous-marins utilisant des relevés bathymétriques répétés, d'après Heijnen et al. (2020).....	10
Table 2.1 : Paramètres du dépôt sédimentaire mobilisable renseignés dans le modèle numérique pour simuler un courant de turbidité initié par la tempête Martin (1999), d'après Salles et al. (2008).	29
Table 2.2 : Paramètres de l'écoulement imposés aux limites du modèle numérique pour simuler un courant de turbidité initié par la tempête Martin (1999), d'après Salles et al. (2008).	29
Table 2.3 : Paramètres de l'écoulement renseignés dans le modèle numérique pour simuler un courant de turbidité initié lors d'une tempête, d'après Silva Jacinto (2012).....	31
Table 2.4 : Paramètres du dépôt sédimentaire mobilisable renseignés dans le modèle numérique pour simuler un courant de turbidité initié lors d'une tempête avec un période de retour d'un an, d'après Silva Jacinto (2012).	31
Table 2.5 : Paramètres du dépôt sédimentaire mobilisable renseignés dans le modèle numérique pour simuler un courant de turbidité initié lors d'une tempête avec une période de retour de 10 ans, d'après Silva Jacinto (2012).....	31
Table 2.6 : Estimation des conditions initiales d'écoulement avec $C_D=10^{-2}$ et $D=100 \mu\text{m}$	39
Table 2.7 : Estimation des conditions initiales d'écoulement avec $C_D=5.10^{-3}$ et $D=100 \mu\text{m}$. .	40
Table 2.8 : Estimation des conditions initiales d'écoulement avec $C_D=10^{-2}$ et $D=200 \mu\text{m}$	40
Table 2.9 : Estimation des conditions initiales d'écoulement avec $C_D=5.10^{-3}$ et $D=200 \mu\text{m}$. .	41
Table 2.10 : Table détaillant les paramètres de l'écoulement renseignés dans le modèle numérique pour les 7 simulations entreprises.	43
Table 2.11 : Table récapitulative des résultats obtenus après les simulations T1 à 7.	44
Table 3.1: List of oceanic surveys conducted in the study area between 1998 and 2018.....	70
Table 3.2 Quantification and follow-up of main morphologic changes between 2010 and 2018	75
Table 3.3 : Accurate volume quantification of sediment deposition and erosion in the upper canyon and head canyon floors.	79
Table 5.1 : List of multi-cores collected along the Capbreton canyon in August 2015 (Toucanne, 2015) and July 2016 (Silva Jacinto, 2016)	111
Table 5.2 : Table listing the 15 storm events reported during the studied period.....	113

Abréviations

ADCP(s) : Acoustic Doppler Current Profiler(s)

BoB : Bay of Biscay

CDT : Compressor Discharge Temperature

CSB(s) : Crescent Shaped Bedform(s)

DEM : Digital Elevation Model(s)

EPOC : Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux

IFREMER : Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la MER

MESRI : Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche et de l'Innovation

ROV : Remotely Operated underwater Vehicle

SHOM : Service Hydrographique et Océanographique de la Marine

UMR : Unité Mixte de Recherche

XBT : Expendable Bathythermograph

INTRODUCTION

Les canyons sous-marins, qui entaillent les marges continentales, ont fait l'objet ces dernières décennies, d'intenses travaux de recherche qui ont permis des avancées significatives dans notre compréhension des transferts et processus en jeu dans ces systèmes sous-marins (Khripounoff et al., 2012; Migeon et al., 2006; Hage et al., 2018; Paull et al., 2018). Ces recherches se sont portées particulièrement sur le transfert des sédiments vers les grands fonds marins ainsi que sur les géorisques associés. Les canyons sous-marins sont fréquents sur les marges continentales (Shepard, 1981). En période de bas ou haut niveau marin relatifs, des études menées dans divers environnements (silicoclastiques et carbonatés) ont démontré que les canyons constituent des voies préférentielles de transfert des sédiments, depuis les rivières, les zones littorales, les plateformes, vers les plaines abyssales (Shepard and Dill, 1966 ; Shepard, 1981 ; Durrieu de Madron, 1994 ; Mullenbach and Nittrouer, 2000 ; Puig et al., 2008 ; Maier et al., 2018). Plus récemment, en lien avec leur activité sédimentaire, le rôle des canyons dans le transfert et le stockage des polluants et micropolluants a été mis en avant (Palanques et al., 2008 ; Costa et al., 2011 ; Azaroff et al., 2020). Le transfert de sédiments dans les canyons sous-marins est de nature gravitaire et est particulièrement lié à l'activité turbiditique. Ceci implique que les processus et leurs conséquences morphologiques dans les canyons sous-marins dépendent largement de facteurs externes et de déclenchements tels que les glissements de terrain, le débit des fleuves, les variations saisonnières (précipitations, inondations) et les tempêtes. Les figures sédimentaires (i.e. *knickpoints* et CSBs) constituent des signatures morphologiques sur le fond des chenaux des écoulements gravitaires. Des questions essentielles se posent sur les échelles de temps au cours desquelles ces figures sédimentaires se forment et sur leur influence globale sur le transport et le dépôt de sédiments. Les canyons sous-marins sont aussi des milieux caractérisés par des processus intrinsèques, voire constitutifs, qui modulent l'expression locale des forçages (e.g. piégeage d'ondes, trajectoire des courants de turbidité) et par le transport et la propagation des sédiments par des processus morphologiques. L'importance des processus auto-générés et modulant intrinsèquement la réponse aux forçages, soulève des questions importantes dans l'interprétation de l'archive sédimentaire.

Le canyon de Capbreton se caractérise par sa très profonde incision du plateau continental. Bien qu'il soit aujourd'hui déconnecté du fleuve Adour, il s'agit d'un environnement extrêmement dynamique, dont l'activité turbiditique récente et actuelle est reconnue (Gaudin et al., 2006 ; Mulder et al., 2012 ; Brocheray et al., 2014). Mazières et al. (2014) ont démontré que la tête du canyon fonctionne comme une zone de stockage temporaire qui reçoit épisodiquement les sables de la dérive littorale aquitaine avant de les évacuer en alimentant l'aval du canyon. Les plus récents résultats sédimentologiques, courantologiques et morphologiques démontrent que les parties amont et médiane du canyon témoignent d'une activité actuelle dont l'intensité avait jusque-là été sous-estimée (Gillet et al., 2015 ; Silva Jacinto et al., 2016 ; Duros et al., 2017). De plus, des études antérieures ont révélé que la saisonnalité et les conditions météorologiques particulières dans le golfe de Gascogne, telles que la direction et la durée du vent, entraînent des changements dans la colonne d'eau ayant la capacité de générer des courants (Batifoulier et al., 2012 ; Kersalé et al., 2016). Enfin, le canyon de Capbreton a l'avantage d'être un des canyons les plus documentés et de présenter des similitudes, morphologiques et de processus, avec des systèmes également bien étudiés comme celui de Nazaré, de Monterey, la Jolla ou encore du Congo. Cette connaissance nous permettra de comparer nos observations à celles des autres systèmes et de fait, d'alimenter les discussions.

Si les processus d'écoulements turbiditiques au sein du corps du canyon sont compris dans leurs grandes lignes, de nombreuses questions subsistent quant au mode de fonctionnement actuel de ce canyon : Quels processus gravitaires dominant dans le transfert des sédiments de la tête vers le canyon ? Quel est le temps de récurrence des évènements gravitaires capables de remodeler le fond du talweg du canyon ? Quels en sont les facteurs de contrôle ? Quels sont les processus majeurs intrinsèques au canyon ? Comment ces processus répondent aux forçages ? La tête constitue-t-elle l'unique source en sédiments du canyon ou faut-il considérer d'autres sources d'alimentation (apports latéraux) ?

Afin de répondre au mieux à ces questions, les travaux de cette thèse se sont basés sur plusieurs approches complémentaires : (1) de la modélisation numérique, (2) de l'analyse morphobathymétrique, (3) de la courantologie complétée par des analyses d'enregistrements sédimentaires. La modélisation permettra d'évaluer les conditions de genèse des écoulements de turbidité et leur propagation vers l'aval du système. Un suivi pluriannuel a été réalisé au cours des 20 dernières années (1998 à 2018), s'appuyant sur 10 levés bathymétriques multifaisceaux utilisés pour suivre l'évolution morpho-sédimentaire du canyon de Capbreton et de sa tête (sur deux sites distincts à 10-320 m et à 1400 m de profondeur d'eau). Durant deux hivers consécutifs, 6 lignes mouillages, composées d'ADCPs et de pièges à particules, ont été déployés dans le canyon de Capbreton. Ces données sont accompagnées de données météorologiques (bouée Gascogne) afin d'étudier la réponse de la colonne aux facteurs météorologiques. Enfin, deux séries temporelles de carottes d'interfaces ont été prélevées aux abords des mouillages pour observer les dépôts sédimentaires associés à l'hydrodynamique enregistrée localement.

Ce manuscrit est articulé en 6 chapitres. Le chapitre 1 énonce le contexte scientifique de l'étude et comprend l'état des connaissances concernant le canyon de Capbreton et les concepts généraux sur les canyons sous-marins et les processus y ayant cours.

Le chapitre 2 présente les principes et résultats de nos travaux de modélisation. 7 simulations d'écoulements turbiditiques ont été réalisées avec le modèle numérique Nixes-TC où nous analysons et quantifions les conditions d'apport en amont nécessaires pour générer et propager des courants de turbidité à l'intérieur du canyon. Les modélisations nous donnent également un cadre théorique et argumenté en amont des nouvelles interprétations que nous avançons.

Le chapitre 3 (article scientifique publié le 3 février 2020 dans *Marine Geology*), en s'appuyant sur un time lapse bathymétrique, présente une caractérisation des évolutions morphologiques du canyon de Capbreton, ainsi qu'une quantification des volumes sédimentaires impliqués (érodés/déposés) dans la partie amont du canyon (-10 à -320 m). L'analyse des évolutions morphologiques se concentre sur (1) la vitesse de migration des caractéristiques morphologiques telles que le recul des *knickpoints*, (2) la fréquence des flux turbiditiques et (3) sur la formation et remodelage de terrasses sédimentaires.

Le chapitre 4 (article scientifique accepté le 9 septembre 2020 dans *Geology*), basée sur 4 levées bathymétriques dans des méandres à -300 et -1400 m, propose un scénario d'initiation et

d'évolution des *knickpoints*, montrant comment ils établissent une relation autogène avec des processus à court terme au sein du canyon (annuels et décennales).

Le chapitre 5 (article scientifique à soumettre à *Marine Geology*) consiste en une analyse des enregistrements courantologiques réalisés au sein du canyon (ADCP) confrontée aux séries temporelles des paramètres météorologiques et d'état de mer dans le golfe de Gascogne pour la même période (vent, houles, pression atmosphérique, hauteur d'eau de l'Adour, ...). La dynamique de la colonne d'eau dans le canyon (de 0 à 300 m au-dessous du fond du talweg) y est décrite, analysée et mise en relation avec ces facteurs de contrôle. Les enregistrements sédimentaires (pièges à sédiments et carottes d'interfaces) sont corrélés à l'activité turbiditique locale enregistrée par les ADCP et discutés par rapport aux processus érosifs et/ou de dépôt observés et décrits dans les chapitres précédents.

Le chapitre 6 synthétise et discute les principaux résultats issus de cette thèse. De nouvelles perspectives de recherche à l'échelle du canyon de Capbreton et des canyons en général sont également proposées.

1. SYNTHÈSE BIBLIOGRAPHIE

1.1. État des connaissances sur les canyons sous-marins

1.1.1. Morphologie générale et formation des canyons sous-marins

Les canyons sous-marins sont fréquents sur les marges continentales (Shepard, 1981). En période de bas ou haut niveau marin relatifs, des études menées dans divers environnements (silicoclastiques et carbonatés) ont démontré que les canyons constituent des voies préférentielles dans le transfert des sédiments, depuis les rivières, les zones littorales, les plateformes, vers les plaines abyssales (Shepard and Dill, 1966 ; Shepard, 1981 ; Durrieu de Madron, 1994 ; Mullenbach and Nittrouer, 2000 ; Puig et al., 2008 ; Maier et al., 2018). Plus récemment, en lien avec leur activités sédimentaires, le rôle des canyons dans le transfert et le stockage des polluants et micropolluants a été mis en avant (Palanques et al., 2008 ; Costa et al., 2011 ; Azaroff et al., 2020).

Les canyons sous-marins sont des structures morphologiques complexes caractérisées par une incision de plusieurs centaines de mètres. Pour les plus grandes structures, la largeur des canyons sous-marins peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres et une longueur de plusieurs centaines de kilomètres (Coste, 2014). Généralement, la pente associée à la tête de canyon est forte sur une courte distance, puis $< 1^\circ$ dans le corps du canyon (Figure 1.1). Trois types de profils bathymétriques longitudinaux ont été décrits par Covault et al. (2011) : (1) les profils de pentes légèrement concaves associés à des marges passives, progradantes, dominées par des apports fluviaux ; (2) les profils de pentes convexes associés à des marges passives soumises à une tectonique active ; et (3) les profils de pentes concaves associés à des marges actives soumises à une forte érosion (Figure 1.2). Le profil de pente général d'un canyon sous-marin tendrait vers un profil d'équilibre, similaire à celui des réseaux fluviaux (Figure 1.1, Gaudin, 2006).

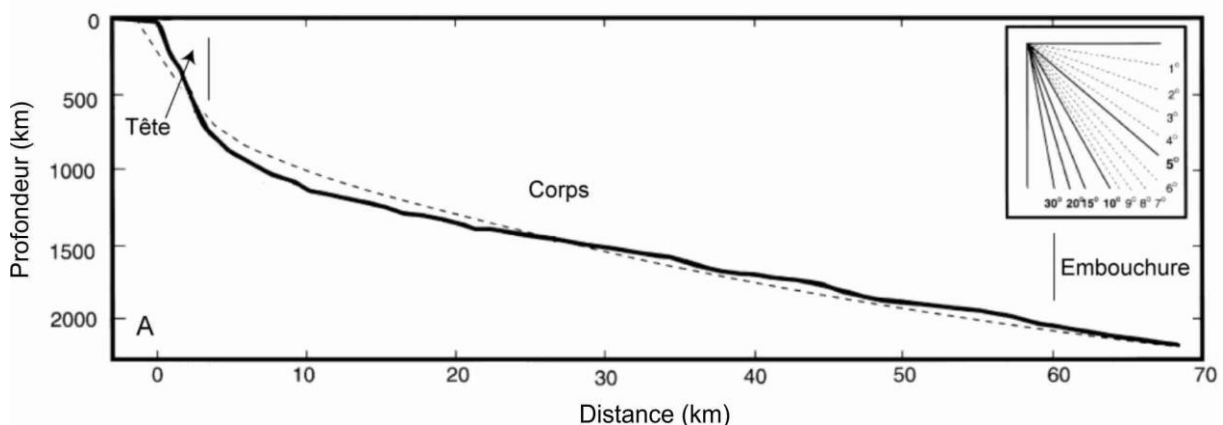


Figure 1.1 : Profil bathymétrique longitudinal « type » d'un canyon montrant un profil (en gras) qui se rapproche du profil d'équilibre (en pointillé), exemple du canyon de Kaikoura (Nouvelle Zélande), modifié d'après Lewis and Barnes (1999) (Gaudin, 2006).

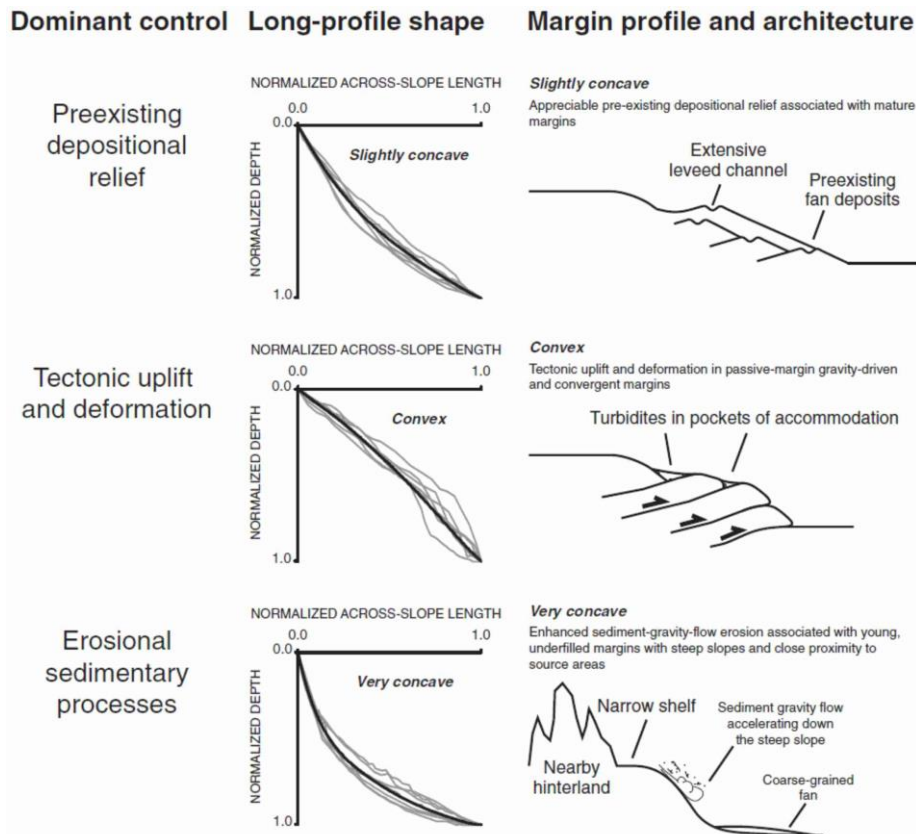


Figure 1.2 : Schéma récapitulatif présentant les 3 principaux types de profils bathymétriques longitudinaux des canyons sous-marins et les facteurs de contrôles associés (Covault et al., 2011).

Le transport sédimentaire, sous la forme de courants gravitaires chargés en sédiments, joue un rôle important dans la formation et l'évolution morphologique des canyons sous-marins. Ces courants, dit courants de turbidité, permettent le transport de sédiments depuis le continent jusqu'aux plaines abyssales. L'incision qui en résulte est formée par érosion et/ou par sédimentation différentielle (Shepard, 1981; Pratson et al., 1994; Baztan et al., 2005; Cremer et al., 2012; Tournadour et al., 2017). L'énergie de ces courants tendant à décroître d'amont en aval, les processus d'érosion laissent progressivement place aux processus de dépôt et au développement d'un complexe chenal-levée. En effet, les débordements successifs des courants de turbidité vont contribuer à la formation de levées. Ces levées, situées sur les bords du chenal axial sont appelées levées confinées et forment des terrasses.

La déstabilisation ultérieure des flancs (Sultan et al., 2007 ; Mulder et al., 2017) peut conduire à la formation de diverses structures sédimentaires telles que les barres de méandre et les terrasses (Babonneau et al., 2002, 2004, 2010 ; Conway et al., 2012). Actuellement (Holocène), dans des conditions de haut niveau marin relatif, l'activité hydro-sédimentaire au sein des canyons sous-marins est considérée comme pouvant être déclenchée par des événements exceptionnels tels que des tempêtes, des crues ou bien des séismes et des glissements de terrain susceptibles de déclencher des courants de gravité.

1.1.2. Instrumentation des canyons sous-marins

L'étude des canyons sous-marins est généralement basée sur des morphologies statiques qui ne permettent pas de distinguer les morphologies héritées (ex. lors du dernier bas niveau glaciaire) des processus hydro-sédimentaires actuels (haut niveau interglaciaire). Des travaux pionniers, basés sur la morphologie fixe à travers des profils sismiques (Hay, 1987) et des carottes de sédiments (Nesteroff and Heezen, 1962), ont permis de bien comprendre les différents types de canyons et leur fonctionnement. Cependant, au cours des 20 dernières années, l'instrumentation de la colonne d'eau dans les canyons (vitesse, type et quantité des particules) et de la morphologie du fond a permis de mesurer la force des courants de turbidité et leur impact sur l'évolution de la morphologie dans des canyons actifs et fortement alimentés en sédiments comme les canyon du Var, du Congo ou de Monterrey (Smith et al., 2005 ; Migeon et al., 2006 ; Smith et al., 2007 ; Babonneau et al., 2010 ; Khripounoff et al., 2012 ; Kelner et al., 2016 ; Azpiroz-Zabala et al., 2017), mais également dans les canyons faiblement voir non-alimentés en sédiments (« *starved canyons* », Normandeau et al., 2014). Ces résultats ont joué un rôle essentiel dans la compréhension de la dynamique du transfert de sédiments dans les canyons.

Les mouillages de courantomètres et de pièges à particules ont permis d'enregistrer en temps réel divers courants tels que les ondes de marées internes et les courants de turbidité (Paull et al., 2002 ; Xu et al., 2002; Khripounoff et al., 2012 ; Mulder et al., 2012 ; Lintern et al., 2016 ; Zhang et al., 2018). Dans certaines études, les données de courantométrie ont été confrontées à différentes variables environnementales telles que la houle, le débit des fleuves ou encore les séismes afin de mettre en évidence, ou non, un lien avec déclenchement des courants de turbidité (Mulder et al., 2012; Babonneau et al., 2013; Azpiroz-Zabala et al., 2017; Gavey et al., 2017; Normandeau et al., 2020). Aucun lien avec des séismes n'a été mis en évidence, cependant des conditions de tempêtes (forte houle et vent) précèdent le déclenchement de courant de turbidité.

L'enregistrement in situ de courants de turbidité montre que la structure de ce type d'écoulements peut différer de celle habituellement décrite en laboratoire. En effet, en laboratoire (Kneller and Buckee, 2000; McCaffrey et al., 2003; Cartigny et al., 2013), les modèles présentent un front d'écoulement instable (la tête), suivi d'une période d'écoulement plus stable (le corps) qui finit par s'atténuer (la queue). La tête est plus lente et plus épaisse que le corps, le corps alimente la tête en fluide chargé de sédiments. Cependant, les courants de turbidité enregistrés dans le canyon du Congo grâce à des ADCPs présentent une cellule frontale et non plus un front. Cette cellule frontale est plus rapide et moins haute que le corps. Le corps n'alimente plus la cellule frontale en fluide chargé de sédiments. La cellule frontale rejette un fluide chargé de sédiments dans le corps d'écoulement. La cellule frontale érode et incorpore du sédiment, devenant ainsi autonome. (Figure 1.3 ; Azpiroz-Zabala et al., 2017).

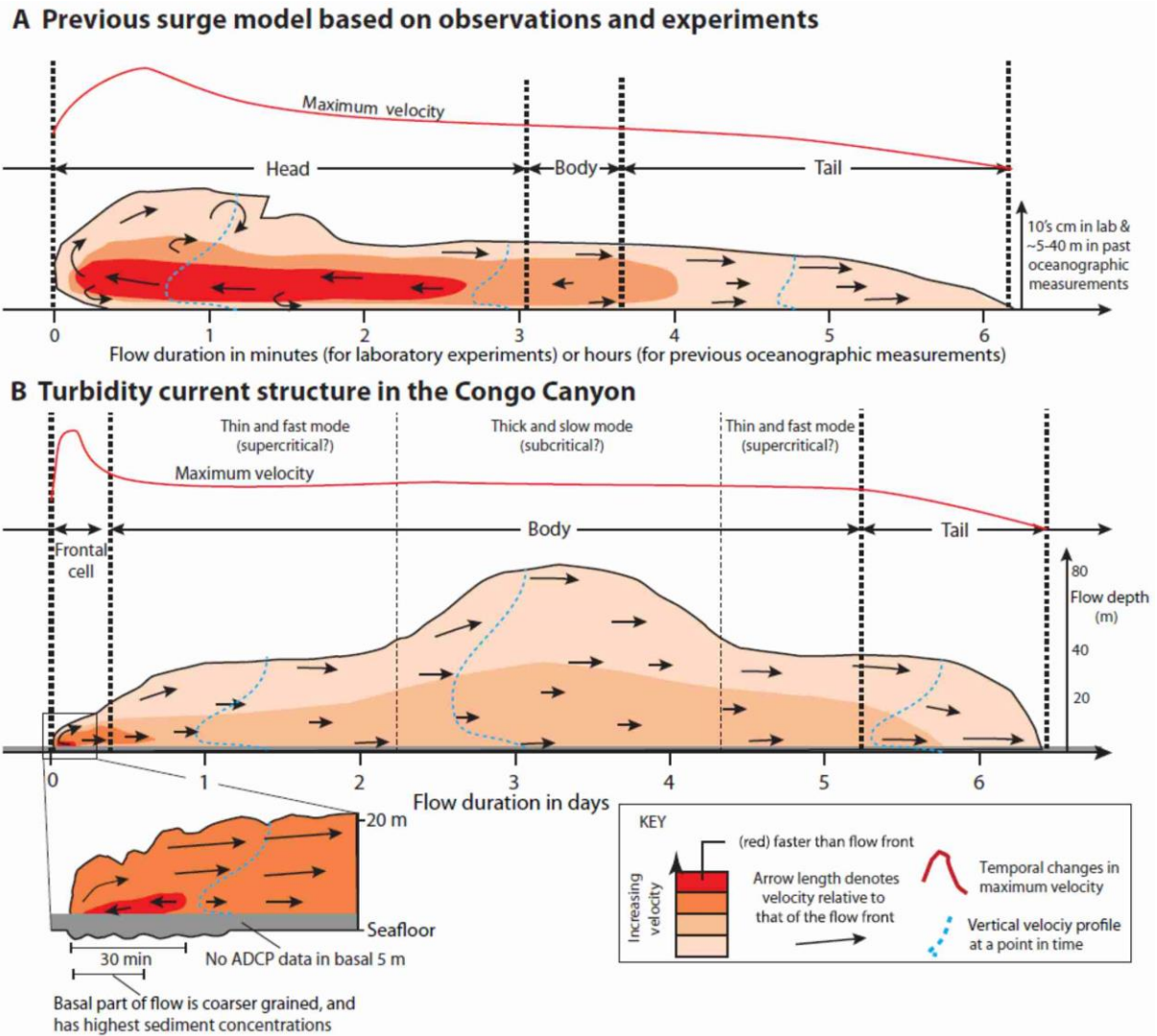


Figure 1.3 : Structure d'un courant de turbidité (A) en laboratoire et (B) dans le canyon du Congo (Azpiroz-Zabala et al., 2017)

Des études basées sur des relevés bathymétriques répétés, recensés sur les 40 dernières années par Heijnen et al. (2020) sont présentées dans le Table 1.1 et ont contribué à combler l'écart entre les caractéristiques morpho-sédimentaires observées et les processus hydro-sédimentaires. Pour la première fois, la migration et l'évolution de structures sédimentaires, et plus particulièrement des bedforms tels que les CSBs (*Crescent Shaped Bedforms*), les *knickpoints* et les *cyclic steps*, ont pu être illustrés. Dans plusieurs cas, l'observation des figures sédimentaires dans les canyons aurait pu être complétée par des vidéos d'observations directes par ROV (Remotely Operated underwater Vehicle). Malheureusement la turbidité présente sur le fond n'en permettait pas la visibilité (Paull et al., 2010; Gillet et al., 2019).

Location	Notes
Fraser Delta, BC, Canada	Channels on a delta slope. Up to 300 m water depth. 8 surveys between 1994 and 2006. Channel is occasionally dredged. Kickpoints (referred to as erosional scarps or schallop shaped depression) are seen. Several other different bedforms are observed.
Bute Inlet, Knight Inlet and Toba Inlet, BC, Canada	Fjords. Submarine channels fed by fjord head deltas. Up to 660 m waterdepth. 2 surveys per fjord between 2005 and 2010 years. Includes this study area. Knickpoint and associated erosion in Bute Inlet is visible in the figures.
Squamish Delta, BC, Canada	Fjord. Recently reset system fed by a fjord head delta. Up to 200 m water depth. Single beam and sidescan surveys from 1974 onwards. 9 multibeam surveys between 2004 and 2009; 93 surveys in 2011, including daily during the summer of 2011. Sub-daily surveys in the summer of 2013. 6 daily surveys in the summer of 2015.
Monterey Canyon, California, west coast USA	Marine. Canyon on continental slope fed by littoral cells. 7 surveys of the upper 4 km of the canyon between 2002 and 2005. 3 more surveys in 2007 using an AUV. 2 surveys cover the system up to 2100m water depth, one in 2002 and a big AUV effort obtained in 2008-2009. 6 more AUV surveys in specific locations between 2015 and 2017. Crescentic shaped bedforms and knickpoints are observed.
Capbreton Canyon, Bay of Biscay, France	Marine. Canyon on continental slope. Up to 3500 m water depth. Focus on the canyon head (up to 100 m water depth). 5 surveys between 1998 and 2013. Crescentic shaped bedforms are abundant.
Lake Geneva, Switzerland/France	Lacustrine. Up to 300 m waterdepth. Surveys in 2000 and 2012. Contains knickpoint and crescentic shaped bedforms.
Malalay Canyon, Mindoro Island, the Philippines	Marine. Canyon in continental shelf. Up to 350 m water depth. 26 surveys between 1997 and 2018, but variable coverage. Canyon-wide surveys at least in 2007, 2008, 2011, and 2018. Crescentic shaped bedforms are common.
Pearl River Mouth Basin, South China Sea	Marine, canyons in upper continental slope. 500-1700 m water depth. One survey in 2004/2005 and one in 2018
Wabush Lake, NL, Canada	Lacustrine, system created by tailings. Up to 100 m water depth. Surveys in 1999, 2004, 2006, and 2008. Knickpoints are common.
Pointe Odden, Gabon	Marine, several smaller channels in a bay fed by a littoral cell. Up to 75 m water depth 6 surveys between 2004 and 2009. Channel incision and a landslide.
Ligurian Margin (incl. Var canyon), Mediterranean, France	Marine. Several channels/canyons on an active margin. Fed by rivers. Single beam surveys from 1960s and 1970s. Multibeam surveys from 1991, 1999, 2006, and 2011. Focus on landslide history. Erosional areas in several channels can be distinguished.
Kaikoura Canyon, New Zealand	Marine. Canyon on a continental slope. Over 2000 m water depth. 2 surveys, one before and one after the 2016 earthquake. Focus on earthquake triggered mass movement.
Stromboli, Southern Messina Strait and Punta Alice, Italy	Marine, canyon on active margin. Up to 400 m water depth. Two surveys between 2005 and 2007. Focus on terrestrial debris flows triggering hyperpycnal flows.
Begwan Solo delta, Java, Indonesia	Pro-delta channels on continental shelf. Up to 30 m water depth. Surveys in 2008 and 2012.
Westerschelde, Netherlands	Estuary. Up to 25 m water depth. Dredging induced failure of the side of the main estuary channel.
Lower St. Lawrence Estuary, Eastern Canada	Inner continental shelf. Sediment starved canyons. Up to 325 m water depth. seven surveys between 2007 and 2017. Upstream-migrating crescentic shaped bedforms.
Eastern Baffin Island, north-eastern Canada	Mapped 31 fjord-head deltas between 2006 and 2014. Repeat bathymetry is available for several of these fjords.

Table 1.1 : Table récapitulative des études menées dans les chenaux sous-marins utilisant des relevés bathymétriques répétés, d'après Heijnen et al. (2020)

1.1.3. Structures sédimentaires présentes sur le fond

Parmi les figures les plus fréquentes décrites sur le fonds des canyons sous-marins, on retrouve notamment les CSBs, les *knickpoints* et les *cyclic steps*, détaillées ci-après. Comme énoncé précédemment, la répétition des levées bathymétriques a permis d'observer et de décrire la migration et l'évolution de ces structures et de détailler les processus hydro-sédimentaires qui y sont associés (Symons et al., 2016). L'initiation de ces structures n'a cependant jamais été observée in situ.

1.1.3.1. Les CSBs

La morphologie du fond des canyons, comme ceux de Monterey (Paull et al., 2011), de Redondo (Tubau et al., 2015), de Capbreton (Mazières et al., 2014) ou des canyons dans l'estuaire du Saint Laurent (Normandeau et al., 2014), est caractérisée par l'apparition de groupes de *bedforms* morphologiquement similaires en taille et en forme (Figure 1.4). Ces structures ont été décrites comme des *bedforms* en croissant ou « crescent shaped beforms » (CSBs) par Smith et al. (2005) et Paull et al. (2011). Les CSBs ont une amplitude métrique à plurimétrique et une longueur d'onde comprise entre quelques dizaines de mètres et une centaine de mètres (Paull et al., 2011 ; Mazières et al., 2014 ; Normandeau et al., 2014 ; Tubau et al., 2015). Contrairement aux *sand waves* générées par les courants de marée, auxquelles elles ont été précédemment apparentées, l'apparition de ces structures est expliqué par des événements ponctuels (ex. courant de turbidité ; Paull et al., 2010).

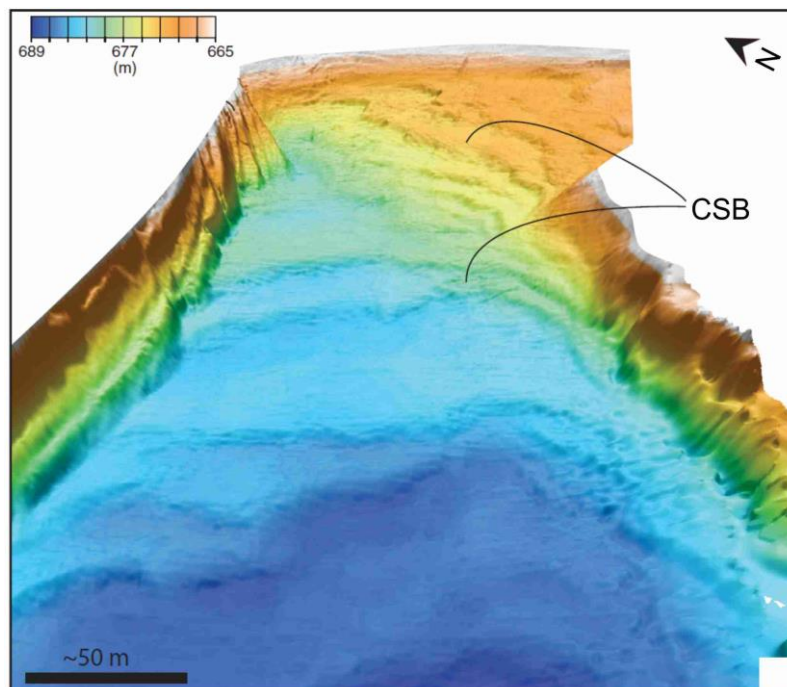


Figure 1.4 : Vue 3D du fond du canyon de Monterey entre 665 et 689 m de profondeur présentant notamment un groupe de CSBs (Paull et al., 2011).

1.1.3.2. Les knickpoints

Les *knickpoints* sont définis comme des marches topographiques abruptes, allant de quelques mètres à plusieurs centaines de mètres (Heijnen et al., 2020), migrant vers l'amont par érosion. Les *knickpoints* sont présents sur les profils bathymétriques longitudinaux des canyons sous-marins (Figure 1.6) et sont aussi fréquemment observés dans les rivières (Gardner, 1983 ; Howard et al., 1994 ; Heijst and Postma, 2001 ; Crosby and Whipple, 2006). Comme le décrivent Paull et al. (2011), les *knickpoints* diffèrent des CSBs en étant plus hauts (4 m dans cette étude) et nettement plus abrupts que les CSBs (Figure 1.5). Contrairement aux CSBs qui sont observées par groupes, les *knickpoints* sont des structures plutôt isolées. Au sein d'un chenal ou d'un canyon, les *knickpoints* peuvent marquer le début d'un nouveau groupe de CSBs situées en aval de celui-ci.

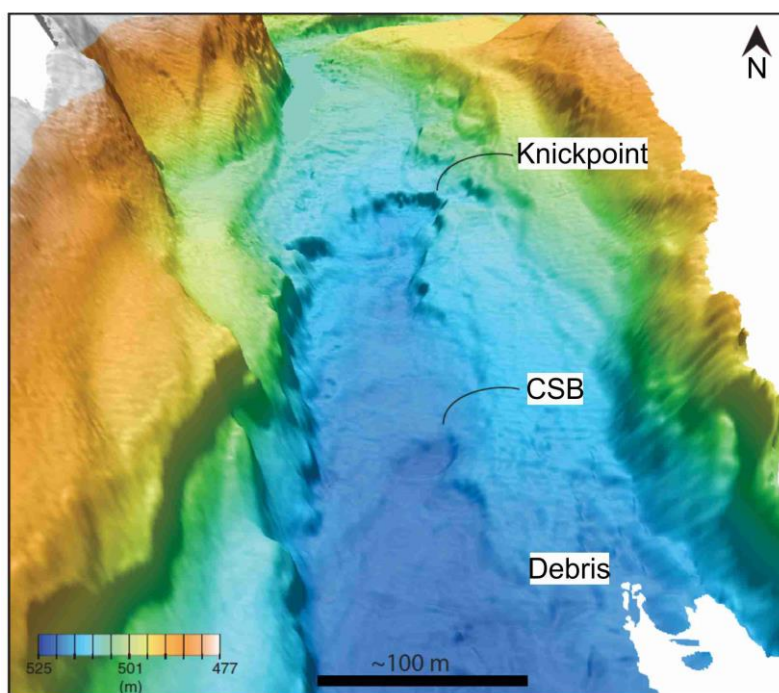


Figure 1.5 : Vue 3D du fond du canyon de Monterey entre 477 et 525 m de profondeur présentant notamment un *knickpoint* et une CSB (Paull et al., 2011).

Les *knickpoints* apparaissent comme les principaux moteurs des changements morphologiques dans chenaux et canyons sous-marins. Ils contrôlent les phases d'incision et de remplissage des chenaux, la formation de terrasses et le développement de dépôts dans les chenaux (Figure 1.7C ; ex. dans le delta du Niger occidental, Heiniö and Davies, 2007 ; en Colombie-Britannique, Gales et al., 2019 ; le lac Wabush, Turmel et al., 2015 ; le canyon Monterey, Paull et al., 2011). Différentes études ont lié l'initiation des *knickpoints* à l'avulsion des chenaux (Figure 1.7A ; Deptuck et al., 2007), à la rupture des méandres ("*bend cut-off*", Figure 1.7B ; Sylvester and Covault, 2016) et à la tectonique (Heiniö and Davies, 2007).

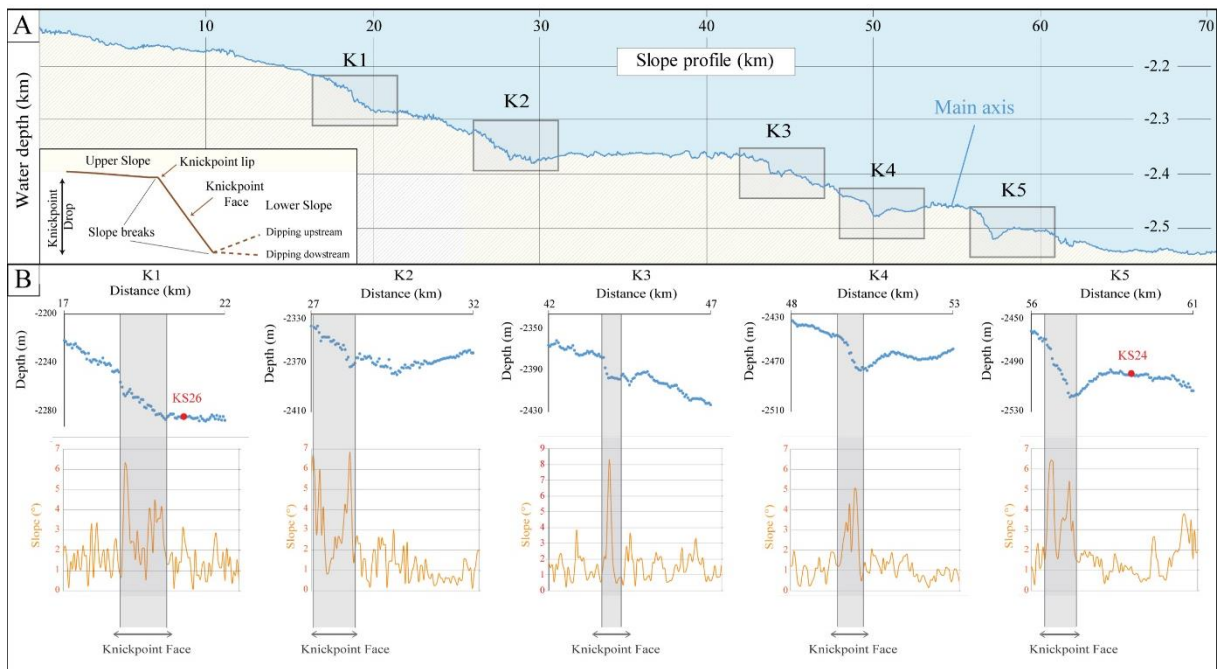


Figure 1.6 : Profil de pente de 5 *knickpoints* identifiés dans Exuma Valley, Bahamas (Le Goff et al., 2020).

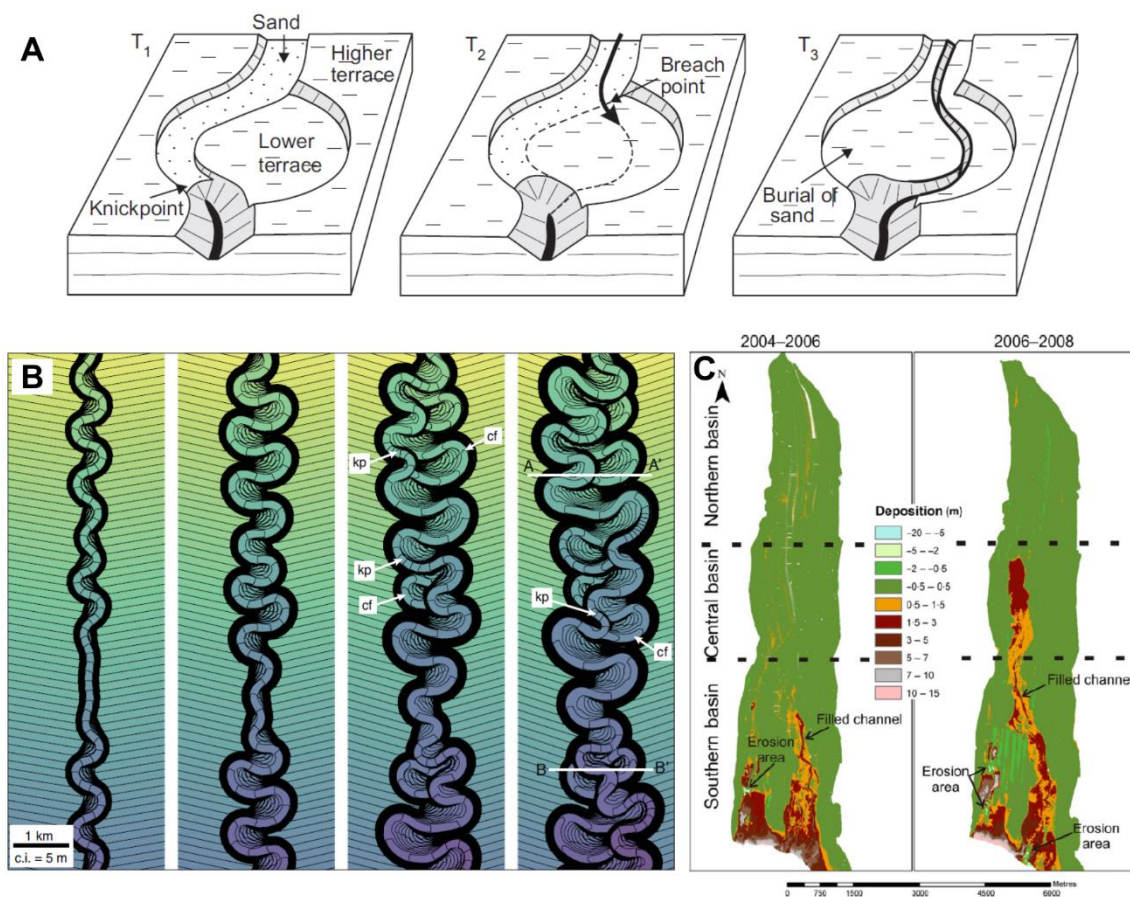


Figure 1.7 : (A) *Knickpoint* impliqué dans l'avulsion de chenaux (Heiniö and Davies, 2007). (B) *Knickpoints* (« kp ») impliqués dans la rupture des méandres (« cf »). (C) Recul des *knickpoints* menant à la formation d'un chenal dans le Wabush Lake (Turmel et al., 2015).

Pourtant, nous en savons encore étonnamment peu sur l'initiation, l'évolution et la dynamique de ces structures sédimentaires. En particulier, il existe des questions clés sur les échelles de temps sur lesquelles les *knickpoints* se forment, sur la manière dont ils maintiennent leur forme dans les substrats non-lithifiés, sur la nature du flux associé, sur leur évolution temporelle et par conséquent sur leur influence globale sur le transport et le dépôt de sédiments dans les canyons sous-marins.

1.1.3.3. Les cyclic steps

Les *cyclic steps* font référence à un concept initié par Parker *et al.* (1996) basé sur la répétition de ressauts hydrauliques au sein d'un courant, avec une alternance entre un régime supercritique (nombre de Froude > 1) et un régime d'écoulement subcritique (nombre de Froude < 1). Les conditions hydrodynamiques sont détaillées par Cartigny *et al.* (2011). Lorsqu'un courant aborde une marche topographique (ex. *bedforms*), l'épaisseur de l'écoulement va être réduite favorisant un régime d'écoulement supercritique. L'écoulement passe alors d'un régime subcritique (versant amont) à un régime supercritique (versant aval). La transition entre ces deux régimes d'écoulement passe par un point critique où le nombre de Froude = 1 conduisant à la formation d'un ressaut hydraulique (Slootman and Cartigny, 2020 ; Figure 1.8). La succession de marches topographiques susceptibles de générer un ressaut hydraulique, telles que les CSBs, forment des *cyclic steps* (Covault *et al.*, 2017; Hage *et al.*, 2018). Les courants de turbidité ont la capacité de former des *cyclic steps*. En termes de morphologie, ces conditions hydrodynamiques conduisent à la formation de figures de courant cycliques asymétriques migrant vers l'amont (Cartigny *et al.*, 2011).

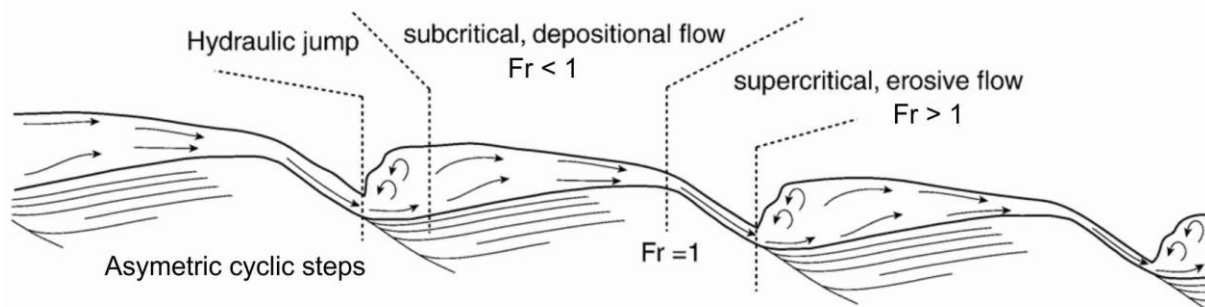


Figure 1.8 : Dessin schématique d'une série de figures de courant asymétriques sous un courant de turbidité. De gauche à droite, le courant de turbidité avec un régime d'écoulement subcritique sur le versant amont s'accélère et atteint le nombre de Froude critique ($Fr=1$) au niveau de la crête, puis poursuit son accélération sur le versant aval. Le ressaut hydraulique est situé dans le creux, au pied du versant aval. Sur les versants amonts, les hauteurs d'écoulement sont élevées et les vitesses faibles, ce qui provoque des dépôts et la formation de stratifications. Sur les versants avals, la profondeur d'écoulement plus faible et les vitesses d'écoulement plus élevées entraînent de l'érosion ou un dépôt limité. Le déséquilibre entre le versant amont et le versant aval déclenche une migration vers l'amont combinée à une possible aggradation (Cartigny *et al.*, 2011).

1.2. Le canyon de Capbreton

1.2.1. Localisation et morphologie

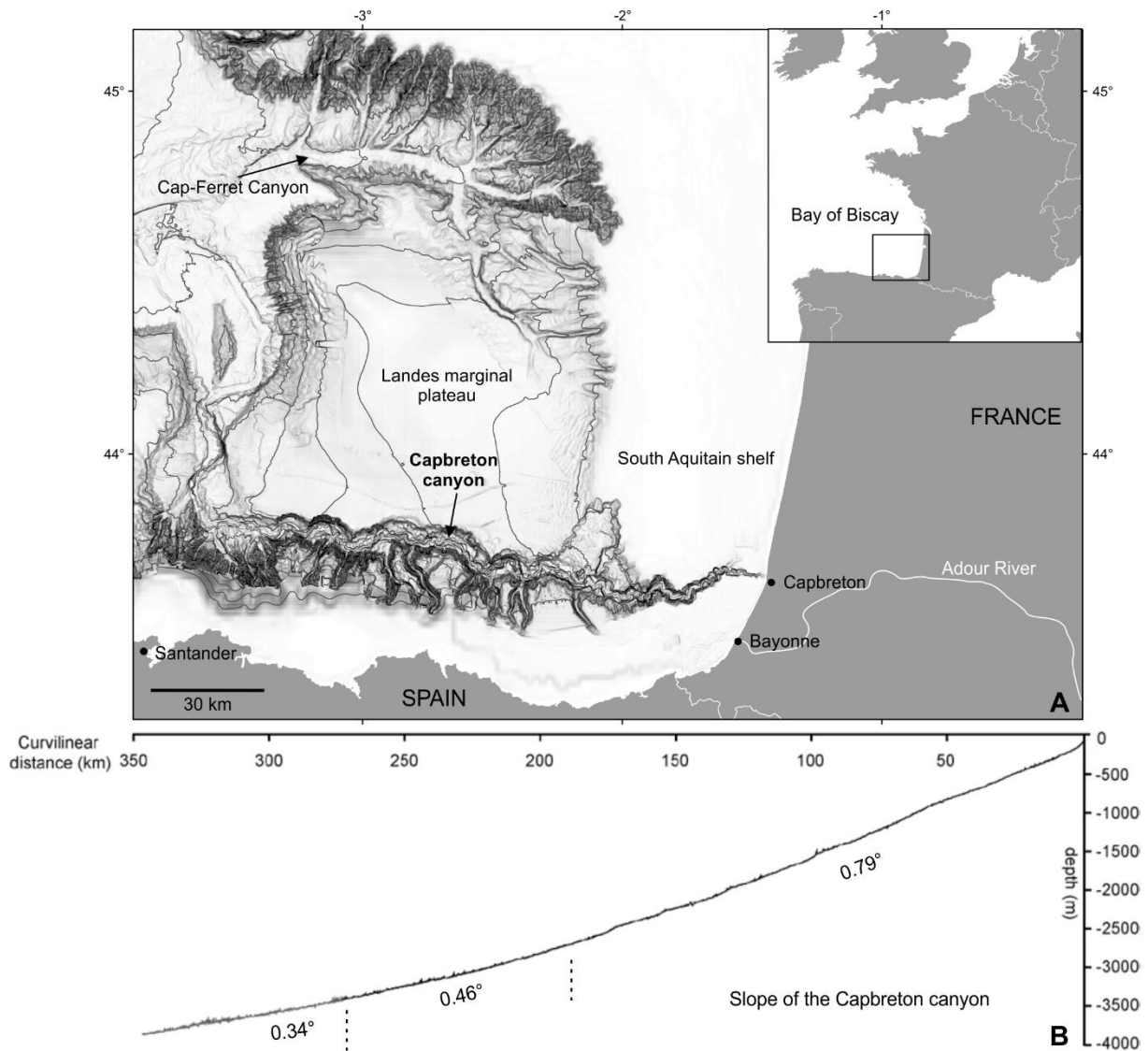


Figure 1.9 : (A) Localisation du canyon de Capbreton, golfe de Gascogne. (B) Profil bathymétrique longitudinal du talweg du canyon de Capbreton, d'après Brocheray (2015).

Le canyon de Capbreton est situé au sud-est du golfe de Gascogne (Figure 1.9). Plusieurs études ont démontré le contrôle prédominant des structures tectoniques profondes sur la localisation et la morphologie globale du canyon de Capbreton (Deregnacourt and Boillot, 1982; Bois et al., 1997; Cirac et al., 2001). La formation du canyon est considérée comme s'étant initiée il y a 50-40 Ma, durant l'Eocène moyen (Ferrer et al., 2008). Au cours de l'orogénèse pyrénéenne, le chevauchement nord pyrénéen est bordé au nord par un étroit sillon subsident, le sillon sous-pyrénéen, qui passe à l'aplomb de Capbreton et se poursuit en mer par le fossé marginal nord-espagnol (relique du début de subduction du golfe de Gascogne sous l'Ibérie). C'est à l'axe de ce long sillon est-ouest que s'initie la mise en place du canyon de Capbreton (Deregnacourt et Boillot, 1982). Cette dépression structurale joue le double rôle de bassin sédimentaire et de conduit sédimentaire canalisant les écoulements gravitaires alimentés par l'érosion des Pyrénées, via le bassin de l'Adour et des gaves, vers la plaine abyssale gascogne (Gillet, 2013).

Les écoulements gravitaires entretiennent un conduit à l'axe de la dépression qui, par sédimentation différentielle, a progressivement abouti au canyon de Capbreton tel qu'il apparaît actuellement (système chenal-levée confiné ; Cremer et al., 2012). Les taux de sédimentation à l'axe du canyon sont moins importants que sur les terrasses.

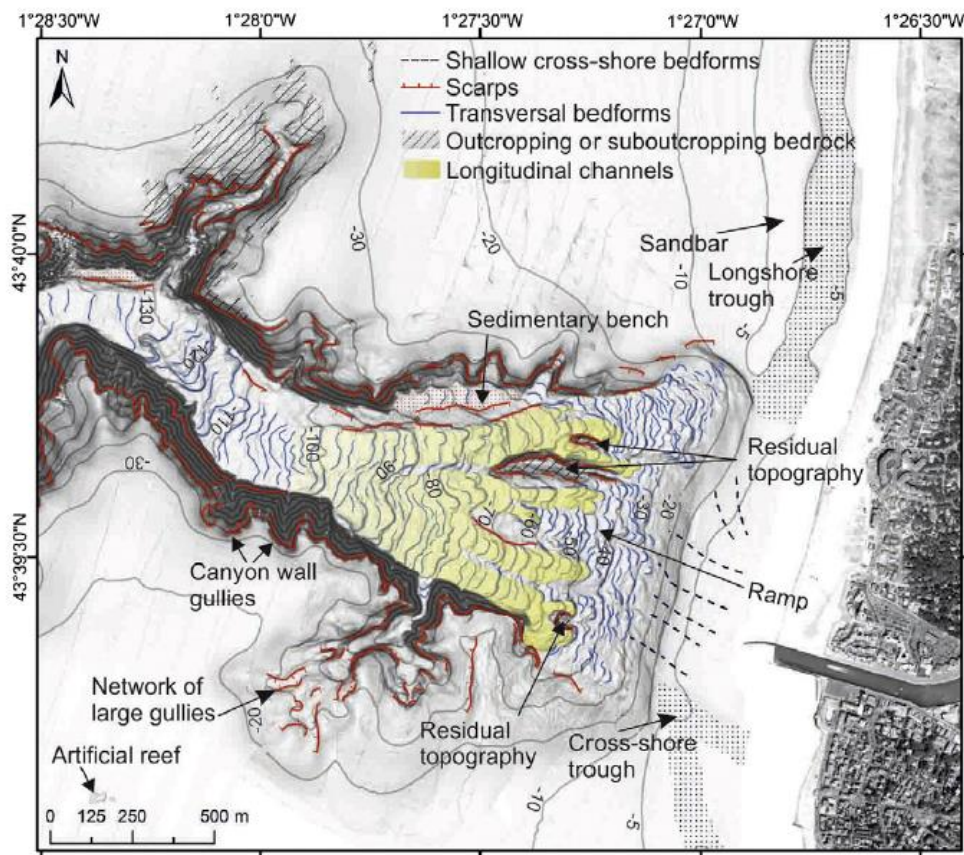


Figure 1.10 : Tête du canyon de Capbreton : interprétation des éléments morphologiques à partir des levés bathymétriques à haute résolution de juin 2012 et août 2009 (Mazières et al., 2014)

La tête du canyon actuelle se situe à seulement 300 m de la côte. Elle forme un amphithéâtre orienté vers le large et s'étend sur 1 km de long. Sa largeur maximale est de 1200 m à 300 m de la côte à une profondeur de 10 m. A 1400 m de la côte et à une profondeur de 120 m, la largeur n'est plus que de 300 m (Figure 1.10). La pente moyenne de la tête du canyon est de $\sim 5^\circ$ et peut atteindre plus de 8° sur les cent premiers mètres. Les flancs de la tête du canyon sont asymétriques : le flanc sud a une pente comprise entre 5 et 10° , tandis que le flanc nord est plus abrupt avec des pentes d'environ 12 à 25° (Froidefond et al., 1983; Gaudin et al., 2006; Mazières et al., 2014). L'analyse des données bathymétriques à haute résolution de 2012 révèle des groupes de figures sédimentaires transversales sublinéaires (désignées encore récemment sous le terme de CSBs), avec des longueurs d'onde de 30 à 50 m et une amplitude de 2 à 8 m (Figure 1.10). La longueur d'onde augmente avec la profondeur (Mazières et al., 2014). Le rôle des CSBs dans le transit sédimentaire n'a pas été abordé.

Le corps du canyon incise le plateau et le talus continental aquitain. Il présente un parcours méandrique de 300 km qui s'étend vers l'est, parallèlement à la côte nord de l'Espagne, avant de se diriger vers le nord jusqu'à la base du talus continental à -3500 m où il rejoint le système du Cap Ferret (Figure 1.9 ; Cremer, 1983; Cirac et al., 2001; Gaudin et al., 2006). Le canyon a

un profil en U puis en V avec des flancs symétriques à l'est de 1°55 et dissymétriques à l'ouest de 1°55 (Figure 1.11 ; Gaudin, 2006). Le talweg suit une pente douce qui diminue depuis la tête du canyon de 0,79° jusqu'à 0,34° (Figure 1.9B ; Brocheray, 2015). Le canyon présente un profil monoclinale unique sur les 200 premiers kilomètres, non présenté dans la classification de Covault et al. (2011). Cependant, le profil de pente du canyon de Capbreton appartiendrait plutôt à une marge passive, progradante, dominée par des apports fluviaux. De nombreuses terrasses bordent le talweg, de 10 à 200 m d'altitude (Figure 1.12 ; Gaudin et al., 2006). Les terrasses observées sont décrites comme des levées confinées (Gaudin et al., 2006; Brocheray et al., 2014).

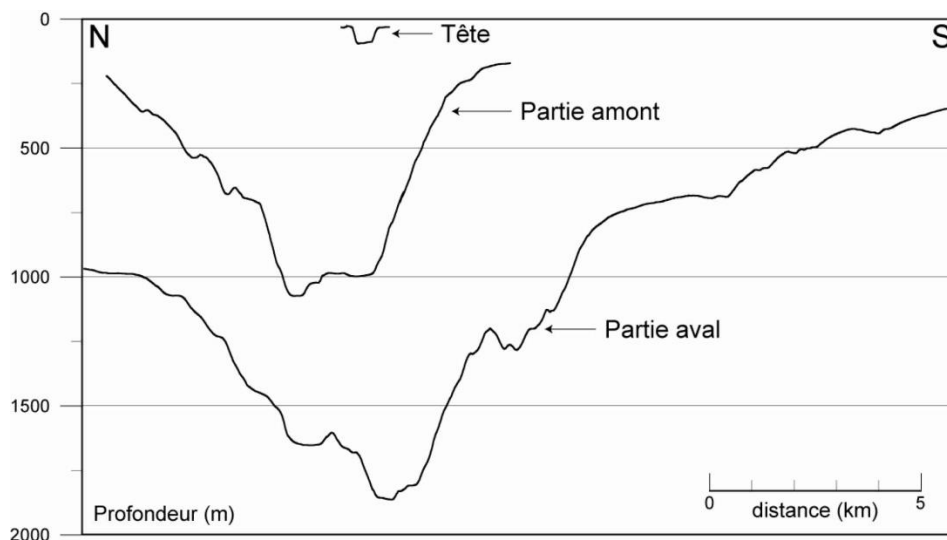


Figure 1.11 : Coupes transversales dans le canyon de Capbreton. Chaque coupe est caractéristique du domaine qu'elle représente. La tête du canyon (-70 m) présente un profil en U symétrique. La partie amont (-800 m) montre un profil en V ou en U, les flancs ont des hauteurs identiques et présentent des replats à différentes hauteurs par rapport au talweg axial. La partie aval (-1600 m) 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 talweg axial, d'après Gaudin (2006).

L'exploration de la partie amont du canyon en ROV (Remotely Operated underwater Vehicle) en juillet 2017 (Gillet and De Casamajor, 2017; Gazzoli, 2018) montre que la partie inférieure de la colonne d'eau (jusqu'à 70 m au-dessus du talweg) est caractérisée par une forte turbidité. Le fond du canyon ainsi que les figures sédimentaires présentes sur le fond n'ont donc pas pu être observées directement en vidéo à ce jour dans cette partie du canyon. Sur les flancs, la pente moyenne est caractérisée par une pente douce, boueuse et bioturbée, mais aussi par des ravines profondes et rugueuses et des cicatrices de glissement nettes, avec des parois verticales. La pente supérieure et les bords du canyon sont caractérisés à la fois par des grès carbonatés cimentés stratifiés biocolonisés et par des champs de blocs de même lithologie. Des stratifications plus complexes associées à des conduits verticaux ont été observées localement. Elles sont interprétées comme des structures carbonatées authigènes liées à un suintement froid (Gillet et al., 2019; Gonzalez, 2020).

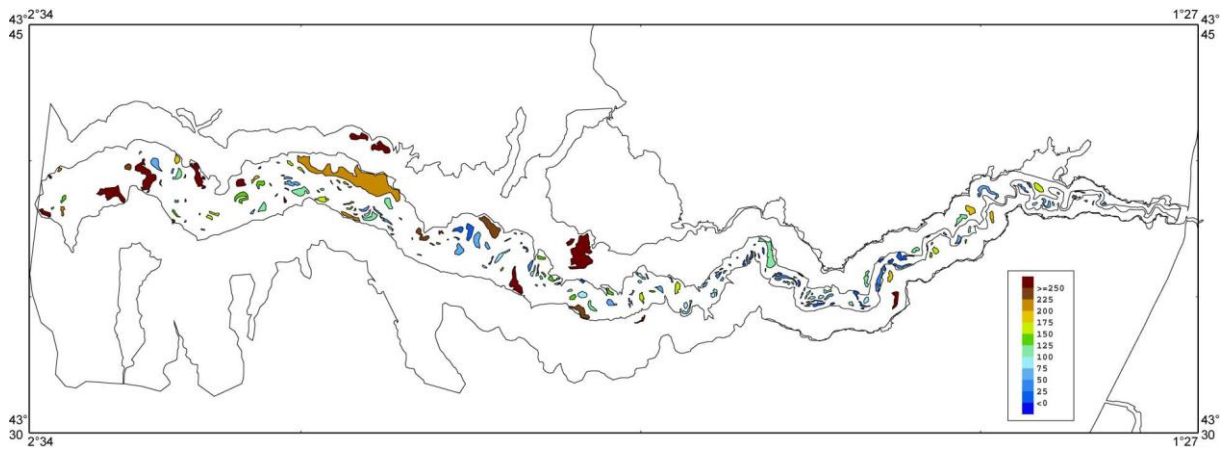


Figure 1.12 : Localisation des terrasses qui bordent le talweg axial. La surface colorée correspond au replat sommital de la terrasse et la couleur indique la hauteur par rapport au fond du talweg axial qui passe au pied des terrasses (Gaudin, 2006).

1.2.2. Apports sédimentaires

La morphologie du canyon de Capbreton a évolué de façon continue, passant de périodes de haut à bas niveau marin. Au sein du golfe de Gascogne, le canyon de Capbreton est le seul à présenter une activité turbiditique pendant les périodes de haut niveau marin (Mulder et al., 2012). De par son activité turbiditique et le stockage sur les terrasses des dépôts de débordement associés (jusqu'à 30 m/1000 ans), le canyon de Capbreton apparaît comme un piège à sédiment tout au long de l'Holocène (Mulder et al., 2012; Brocheray et al., 2014).

Des connexions et déconnexions successives, en particulier au cours du Quaternaire, avec l'Adour et le paléo Adour sont rapportées par Klingebiel and Legigan (1978). Ceci est dû aux divagations du cours de l'Adour à l'arrière du cordon dunaire côtier et/ou sur le plateau interne lors des bas niveaux marins. Historiquement, la tête du canyon (dans sa position actuelle) a été naturellement déconnectée de l'Adour dès 1310 après J.-C. avec une embouchure alors située au niveau de Vieux-Boucau, 15 km plus au nord. En 1578, l'embouchure du fleuve a été artificiellement déplacée à 15 km au sud de la tête du canyon au niveau du port actuel de Bayonne, interrompant toute possibilité de transfert direct de sédiments de l'Adour vers le Canyon (Klingebiel and Legigan, 1978). Les études de télédétection (images satellitaires) révèlent cependant qu'au cours d'une année, le panache turbide de l'Adour est dévié vers le nord et passe à l'aplomb de la partie amont du canyon 20% du temps (Petus et al., 2010). Malgré cette déconnexion, le fleuve Adour continue à apporter indirectement des sédiments fins dans le canyon (Brocheray et al., 2014; Mazières et al., 2014; Azaroff et al., 2019). Le rôle, en termes d'alimentation du canyon, de la proche vasière basque dont les sédiments pourraient être remobilisés reste à ce jour indéterminé.

Cependant, il est admis que la principale source de sédiments actuelle est la dérive littorale aquitaine (dirigée vers le sud) qui transporte de grands volumes de sédiments vers la tête du canyon (Gaudin et al., 2006). Elle est particulièrement active pendant les périodes d'érosion côtière intense correspondant à des états de mer de haute énergie (Mazières et al., 2014). La tête du canyon de Capbreton agit comme un tampon sédimentaire, qui piège temporairement les sables fins ainsi qu'une portion à ce jour non quantifiée de sédiments fins, avant de se déverser dans le corps du canyon (Mazières et al., 2014). La moyenne annuelle des sédiments transportés

le long de la côte aquitaine a été estimée entre 38 000 m³ et 657 000 m³ (Idier et al., 2013). Ce chiffre diminue, passant d'environ 40 000 m³.an⁻¹ juste au nord du canyon à seulement 1 000 m³.an⁻¹ au sud (Abadie et al., 2006). Ces processus naturels sont perturbés par un système de contournement artificiel (by-pass) installé au niveau des plages de Capbreton. Ce dispositif a été mis en place pour réduire l'érosion côtière accentuée par la digue du port de Capbreton (CASAGEC Ingénierie, 2016). Entre 2008 et 2016, jusqu'à 100 000 m³.an⁻¹ de sable ont été pompés de la plage de Notre-Dame (au nord de la tête du canyon) vers les plages (Estacade, Centrale, Prévent et Savane) au sud de la tête du canyon. Depuis 2016, les volumes pompés peuvent atteindre jusqu'à 200 000 m³.an⁻¹.

Des courants de marée de 10 cm.s⁻¹ sont observés sur le plateau (jusqu'à 100 m de profondeur). Ces courants sont négligeables pour le transport de sédiments dans le canyon de Capbreton. En revanche, des ondes internes sont générées à la fréquence de la marée jusqu'à 20-30 cm.s⁻¹ (Mulder et al., 2012) avec un potentiel de remise en suspension des sédiments fins dans le canyon.

Pendant l'automne et l'hiver, l'anticyclone des Açores se déplace vers le sud et la circulation des masses d'eau associée aux vents d'Ouest-Sud-Ouest se dirige vers le nord et peut induire un downwelling. Ce courant s'écoule vers le nord le long de la zone de rupture du talus continental supérieur au large de l'ouest du Portugal, du nord-ouest et du nord de l'Espagne, et du sud-ouest de la France et est appelé courant de Navidad. Pendant les années où l'indice NAO (North Atlantic Oscillation) est élevé, le courant de Navidad entre dans le golfe de Gascogne (Garcia-Soto et al., 2002) avec une largeur de 25 à 40 km et une profondeur d'environ 200 m. La vitesse de ce courant peut atteindre 20 à 30 cm.s⁻¹ (Frouin et al., 1990) et est susceptible d'apporter des sédiments fins à proximité du canyon de Capbreton.

Des épisodes de courants océaniques "côtiers" remontant vers le nord, appelés *poleward-jets* (Batifoulier et al., 2012; Kersalé et al., 2016), ont été mesurés à -50 m sur le plateau aquitain interne. Ces *poleward-jets* sont initiés par des épisodes de vents d'ouest, sur plusieurs jours consécutifs, dans la zone sud-est du golfe de Gascogne et atteignent jusqu'à 55 cm.s⁻¹. Pour les événements les plus forts, les vitesses de courant enregistrées à -54 m ont augmenté de 8 à 55 cm.s⁻¹ au nord du canyon de Capbreton (44°N ; Kersalé et al., 2016), et de 12 cm.s⁻¹ au fond à 32 cm.s⁻¹ près de la surface, au large du golfe d'Arcachon (Batifoulier et al., 2012). Ces courants sont connus pour transporter des blooms de *Dinophysis* spp. (phytoplancton) du sud du plateau aquitain jusqu'au bassin d'Arcachon (Batifoulier et al., 2012). Les courants auraient alors la capacité de transporter des sédiments fins et de charrier des sédiments plus grossiers (i.e. sables de la dérive littorale) présents sur le plateau basque jusqu'aux environs du canyon de Capbreton. Les *poleward-jets* peuvent également être impliqués dans le transport de sédiments fins du plateau interne, remis en suspension par la marée ou les ondes internes, vers le canyon.

1.2.3. Activité hydro-sédimentaire actuelle

Le canyon de Capbreton est actuellement actif. Sur les derniers 2000 ans et à -1600 m (à 150 km de la tête du canyon), des terrasses enregistrent une fréquence de dépôts turbiditiques de 1,7 et 1,2 turbidites/an à respectivement 75 et 125 m au-dessus du talweg (Brocheray et al., 2014). Plus en amont et à -647 m (à 37 km de la tête du canyon), la fréquence des dépôts est d'environ

1 turbidite tous les 10 ans (Mulder et al., 2001). Cette fréquence réduite a été interprétée comme une mauvaise préservation des dépôts en raison de taux d'érosion plus élevés (Brocheray et al., 2014). Des prélèvements sédimentaires réalisés sur une terrasse aggradante, à -431 m, indique que les divagations de l'Adour et de son embouchure au cours des derniers 2000 ans n'ont pas eu un effet important sur la réponse du signal sédimentologique (Mary et al., 2015).

La dynamique de dépôt engendrée par les courants turbiditiques et les glissements de masse sont les processus dominants sur les terrasses les plus basses, alors que les couches néphéloïdes et la sédimentation hémipélagique sont dominantes sur les terrasses les plus hautes (Gaudin et al., 2006; Brocheray et al., 2014). L'absence de particules plus grossières que les silts à 225 m au-dessus du talweg, indique que le débordement des sables ne dépasse pas cette hauteur (Gaudin et al., 2006; Brocheray et al., 2014; Mary et al., 2015). Les écoulements gravitaires (sous forme de courants de turbidité ou de grain flow), ne semblent pas être assez énergétiques pour transporter la fraction grossière jusqu'au système du Cap Ferret (Cremer, 1983). Cette fraction se dépose dans la partie supérieure du canyon. Cependant, Brocheray (2015) observe des sables fins sur une terrasse à -3648 m datés de l'Holocène.

La sédimentation au sein du canyon de Capbreton est caractérisée par trois principaux types de faciès sédimentaires : les dépôts grossiers massifs, les séquences de dépôts gravitaires granoclassées et les dépôts fins (Gaudin et al., 2006). Les dépôts massifs sont exclusivement retrouvés dans les carottes prélevées dans le talweg axial de la partie amont du canyon (à moins de 12 km de la tête ; Gaudin, 2006). Ce faciès est constitué de sédiments très grossiers allant des sables moyens aux galets.

1.2.3.1. Données sédimentaires et activité turbiditique récente (<100 ans) au LGM

En mai 2000, 3 carottes d'interfaces (carottes OBK, Sed1R, Sed1E) ont été prélevées à respectivement à -647, -755 et -771 m de profondeur et 10, 20 et 40 m au-dessus du talweg (Figure 1.13 ; Mulder et al., 2001; Gaudin et al., 2006; Salles et al., 2008). Ces 3 carottes présentent chacune 3 séquences turbiditiques (S1, S2 et S3 ; Figure 1.14). En combinant l'analyse géochimique et sédimentologique (Figure 1.15), il est possible de corréliser ces séquences d'une carotte à l'autre. La séquence la plus récente (S1) a été datée (datation isotopique du $^{234}\text{Th}_{\text{exc}}$ et $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$) entre le 5 décembre 1999 et le 14 janvier 2000 (Mulder et al., 2001). Quant à S2, elle se serait déposée juste avant la période estimée du 18 novembre 1999 au 8 décembre 1999. Le courant turbiditique à l'origine des dépôts S1 aurait été déclenché par la violente tempête Martin du 27 décembre 1999. La modélisation de cet écoulement (Salles et al., 2008) estime un courant entre 1 et 4 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ et une hauteur d'écoulement de 35 m à son initiation dans la tête jusqu'à 200 m à 10 km de celle-ci. Ceci induit donc une incorporation de matériel érodé dans le corps du canyon. À noter que la hauteur d'écoulement varie également en fonction de la largeur du talweg ; quand la largeur augmente le courant s'étale et perd en énergie et inversement (Salles et al., 2008).

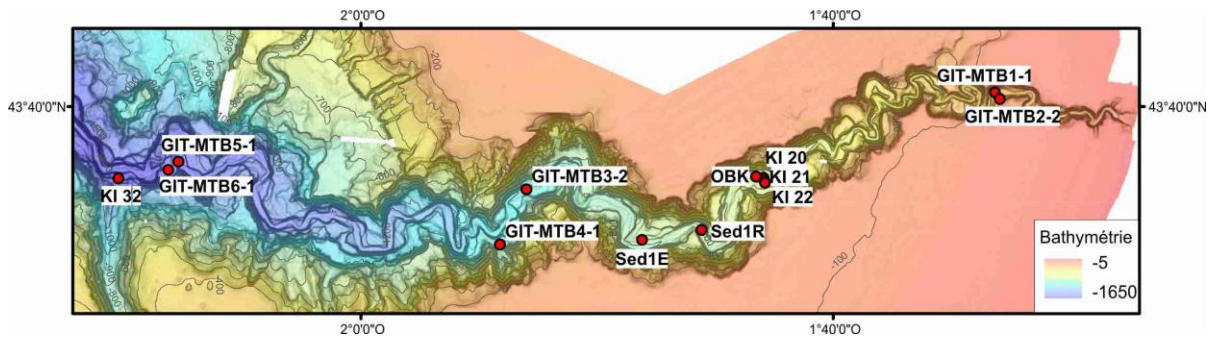


Figure 1.13 : Position des prélèvements sédimentaires utilisés dans les études de Mulder et al. (2001), Gaudin et al. (2006), Salles et al. (2008), Mulder et al. (2012) et Duros et al. (2017).

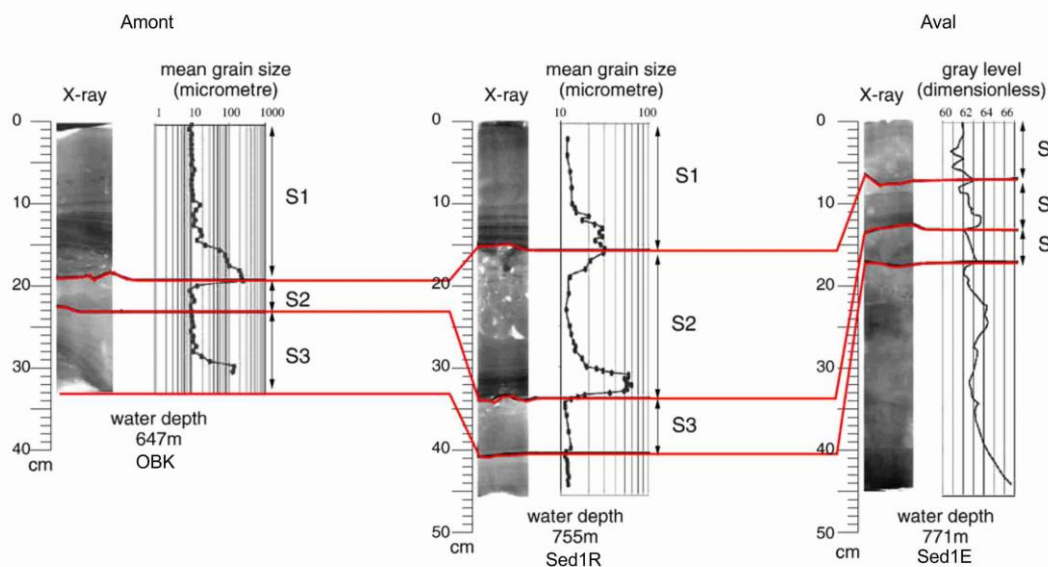


Figure 1.14 : Sédimentologie et stratigraphie des 3 carottes prélevées en mai 2000 à -647, -755 et -771 m (carottes OBK, Sed1R, Sed1E). Pour chaque carotte, une image radiographique et la moyenne de la taille des grains sont présentées. S1 correspond au dépôt de courant de turbidité de 1999, modifié de Gaudin et al. (2006) et Salles et al. (2008).

En 2007, 10 carottes d'interfaces ont été prélevées dans le canyon de Capbreton : 6 à -640 m et 4 à -1500 m (Mulder et al., 2012). Parmi ces 10 carottes, 4 présentent des séquences turbiditiques : KI 20, KI 21 et KI 22 à -640 m et KI 32 à -1500 m (Figure 1.13). KI 20 (113 cm ; Figure 1.16) et KI 22 (71 cm) présentent chacune une superposition d'au moins 3 séquences granoclassées, depuis les sables très fins/silt jusqu'aux argiles, interprétées comme des turbidites. Les turbidites sont séparées par des argiles bioturbées interprétées comme des hémipélagites. KI 21 (94 cm ; Figure 1.16) présente une superposition d'au moins 5 séquences granoclassées, depuis les sables très fins/silt jusqu'aux argiles, interprétées comme des turbidites. Les turbidites sont séparées par des couches centimétriques argilo-silteuses non consolidées. KI 32 (99 cm ; Figure 1.16) présente une superposition de plus de 32 séquences granoclassées (millimétriques à centimétriques), depuis les silts (rarement des sables très fins) jusqu'aux argiles, interprétées comme des turbidites. Les turbidites sont séparées par des argiles bioturbées interprétées comme des hémipélagites. L'analyse géochimique ($^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$) réalisée sur la carotte KI 32 démontre que au moins 3 séquences turbiditiques datent de moins de 100 ans et confirme, encore une fois, la fréquence importante des dépôts turbiditiques.

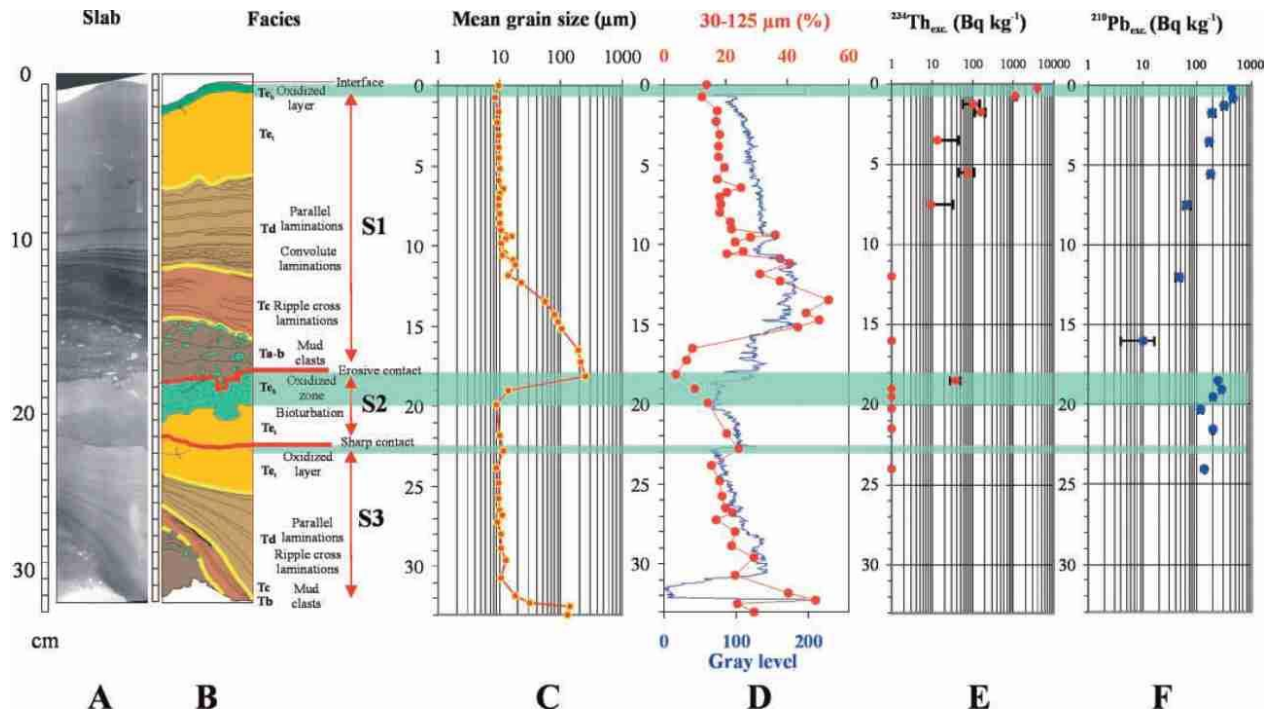


Figure 1.15 : Analyse sédimentologique de la carotte prélevée en mai 2000 à -647 m (carotte OBK). (A) Image RX. (B) Image traitée et interprétation des faciès. (C) Courbe granulométrique. (D) Niveau de gris (courbe bleue pleine) et courbe granulométrique de la fraction 30-125 µm (courbe à points rouges). (E) Activité du $^{234}\text{Th}_{\text{exc}}$. (F) Activité du $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$ (Mulder et al., 2001).

En aout 2015, 6 prélèvements sédimentaires (campagne GITAN, Toucane (2015) ; stations Gitan 1 à 6) ont été réalisés dont 3 dans l'axe du canyon et 3 sur des terrasses (Figure 1.13). L'étude de ces prélèvements (Duros et al., 2017) révèle que toutes les carottes prélevées le long de l'axe du canyon (stations Gitan 1, 301 m ; Gitan 3, 983 m ; Gitan 5, 1478 m) présentent au moins une séquence turbiditique (Figure 1.17). Les terrasses correspondant aux stations Gitan 2 (251 m) et Gitan 4 (894 m), situées à 50 m et 156 m au-dessus de l'axe du canyon présentent des argiles silteuses homogènes. Les vitesses de sédimentation maximale, calculées à partir du profil $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, sont respectivement de 15 cm.an $^{-1}$ et 0,82 cm.an $^{-1}$. Ces valeurs sont élevées par rapport à la sédimentation hémipélagique à l'extérieur du canyon de Capbreton (0,05-0,2 cm.an $^{-1}$ sur le plateau marginal landais ; Schmidt et al., 2009). Le fort taux de sédimentation observé à la station Gitan 2 pourrait s'expliquer par un flux de sédiments extrêmement élevé résultant d'apports continus de particules de sédiments organiques et inorganiques. La terrasse la plus profonde (1454 m), Gitan 6, située à seulement 24 m au-dessus de l'axe du canyon, montre des successions de douze unités sédimentaires (classées des sables très fins aux silts) interprétées comme des turbidites. La vitesse de sédimentation maximale obtenue est de 1,8 cm.an $^{-1}$, ce qui correspond à une fréquence d'une turbidite tous les 3 ans (sur 30 ans). Selon la datation au $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, l'unité sédimentaire S4 enregistrée à -1454 m pourrait correspondre à la turbidite de 1999 déclenchée par la tempête Martin enregistrée à -647, -755 et -771 m, soit 55 km en amont.

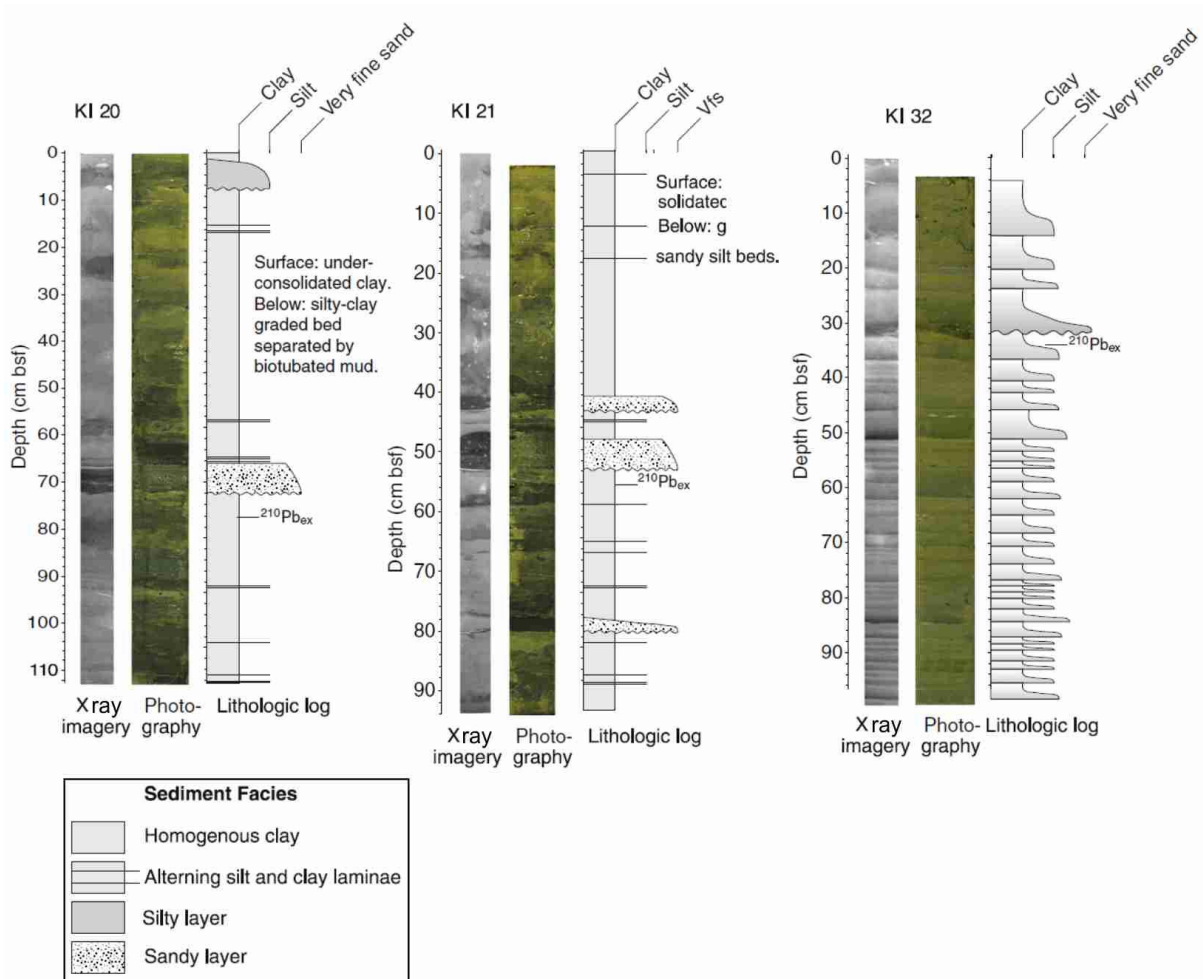


Figure 1.16 : Analyse sédimentologique de la carotte prélevée en 2007 à -640 et -1500 m (carottes KI 20, KI 21 et KI 32) : images RX, photographies et logs lithologiques, d'après Mulder et al. (2012).

Une étude des assemblages de foraminifères a également été menée le long des 6 sites étudiés (Duros et al., 2017). Selon les schémas sédimentaires décrits dans les carottes, la faune peut répondre de différentes façons (Figure 1.18). Les espèces pionnières sont dominantes dans les carottes prélevées dans la partie moyenne et aval du talweg et sur la terrasse la plus basse (Gitan 3, Gitan 5 et Gitan 6). Le maintien d'espèces colonisatrices, aux stations Gitan 5 et 6, serait dû à la fréquence répétée des perturbations sédimentaires enregistrées. Une densité extrêmement élevée de colonisateur secondaire est observée sur la terrasse à la station Gitan 2 et indique un sédiment fortement nourri mais des conditions instables liées au fort taux d'accumulation de sédiments sur cette terrasse. La faune de foraminifère de Gitan 1 semble représenter un stade avancé de la colonisation de l'écosystème après le dépôt d'une turbidite. L'absence d'espèces pionnières est seulement observée sur la terrasse la plus haute (station Gitan 4). Selon les caractéristiques sédimentaires, cette terrasse semble plus calme en termes de conditions hydro-sédimentaires que tous les autres sites (taux de sédimentation de 15 cm.an^{-1}). Ces conditions stables semblent être propices au développement d'une communauté de foraminifères dense et diversifiée. La forte activité turbiditique du canyon est une nouvelle fois mise en évidence par l'analyse des foraminifères benthiques prélevés à -650 m (talweg) en 2001, juste après un dépôt turbiditique, puis en 2005 (Bolliet et al., 2014). Six ans après le dépôt de la turbidite, la faune de foraminifères benthiques est encore à un stade précoce de recolonisation, ce qui suggère une instabilité récurrente des sédiments dans l'axe du canyon.

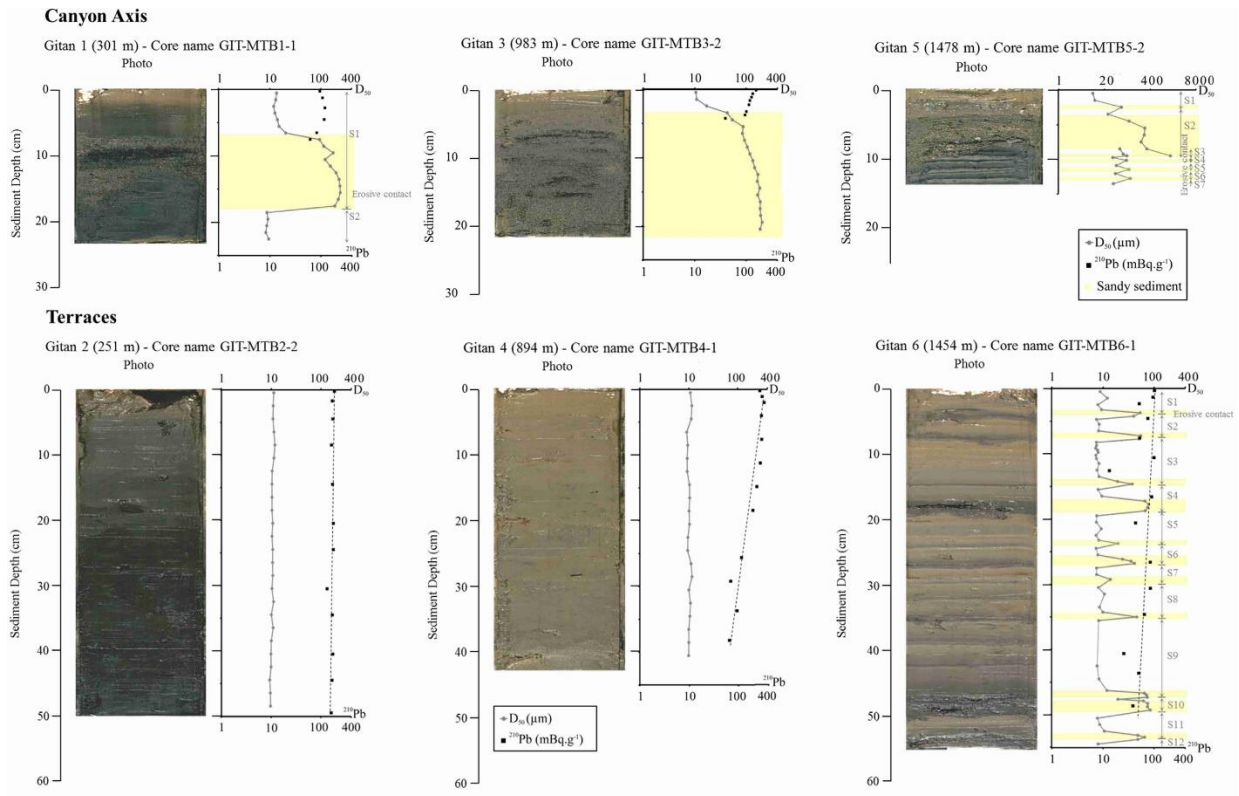


Figure 1.17 : Analyse sédimentologique des carottes prélevées en août 2015 pendant la mission GITAN. Photographies, granulométrie D_{50} et profils d'activité de $^{210}\text{Pb}_{\text{exc}}$. Les lignes en pointillés montrent la régression utilisée pour estimer le taux de sédimentation, d'après Duros et al. (2017).

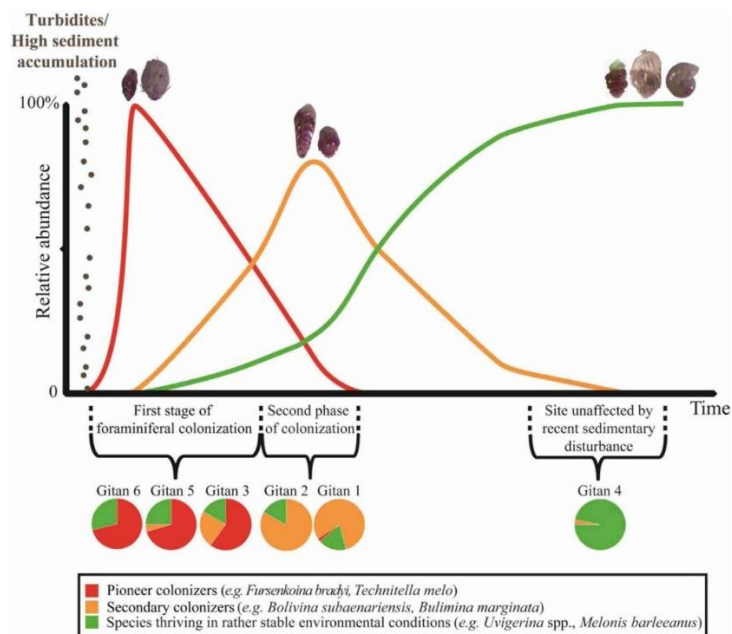


Figure 1.18 : Schéma récapitulatif qui documente les différentes réponses des foraminifères observées le long des 6 sites étudiés échantillonnés en août 2015. Les stations Gitan 1 (301 m), Gitan 3 (983 m) et Gitan 5 (1478 m) sont situés le long de l'axe du canyon de Capbreton et les stations Gitan 2 (251 m), Gitan 4 (894 m) et Gitan 6 (1454 m) sur des terrasses à respectivement 50 m, 156 m et 24 m au-dessus de l'axe du canyon (Duros et al., 2017)

1.2.3.2. Mesures de courants

Pour la première fois, en 2002, des données de courants ont été enregistrées dans le canyon de Capbreton à -672 m et 2 m au-dessus du fond du canyon (Gaudin, 2006). Des mesures de direction et de vitesse de courant ont été enregistrées toutes les dix minutes pendant trois mois et demi (de mi-août à fin novembre 2002). Puis, deux courantomètres ont été posés à -500 et -1500 m durant 7 mois, de mai à décembre 2007, prenant une mesure à 11,4 m au-dessus du fond (toutes les 450 s), dans le talweg (Mulder et al., 2012). La vitesse maximale enregistrée est de 30 cm.s^{-1} . L'étude des données issues des courantomètres montre que le transport de sédiments serait effectué par deux types de courants (Figure 1.19) : (1) les ondes de marées interne semi-diurnes qui génèrent un mouvement vers l'amont ou l'aval, chargé de particules, le long de l'axe du canyon (vitesse moyenne $\sim 0,2 \text{ m.s}^{-1}$), et (2) un courant de turbidité de faible énergie (vitesse moyenne $\sim 0,2-0,3 \text{ m.s}^{-1}$). Ce courant de turbidité a été observé à la suite d'une tempête (hauteur de vagues jusqu'à 5,5 m). Aucun séisme n'a été enregistré à ce moment-là. Néanmoins, ce courant n'a été observé que 1,5 jour après le début de la tempête. Ce décalage serait dû (1) au délai de réponse des phénomènes naturels tels que l'intensification de la dérive littorale, puis au transfert des sédiments depuis la tête de canyon vers l'aval ; et/ou (2) au remaniement de sédiments déjà présents sur le plateau et dans le canyon conduisant à la densification de la couche néphéloïde (Mulder et al., 2012). Des rafales de vents (60 km.h^{-1} à Biscarosse durant 13 jours consécutifs) semblent avoir perturbé la cyclicité du signal de marée et généré des courants, vers l'amont et vers l'aval du canyon, de quelques dizaines d'heures (25 cm.s^{-1} ; Gaudin et al., 2006).

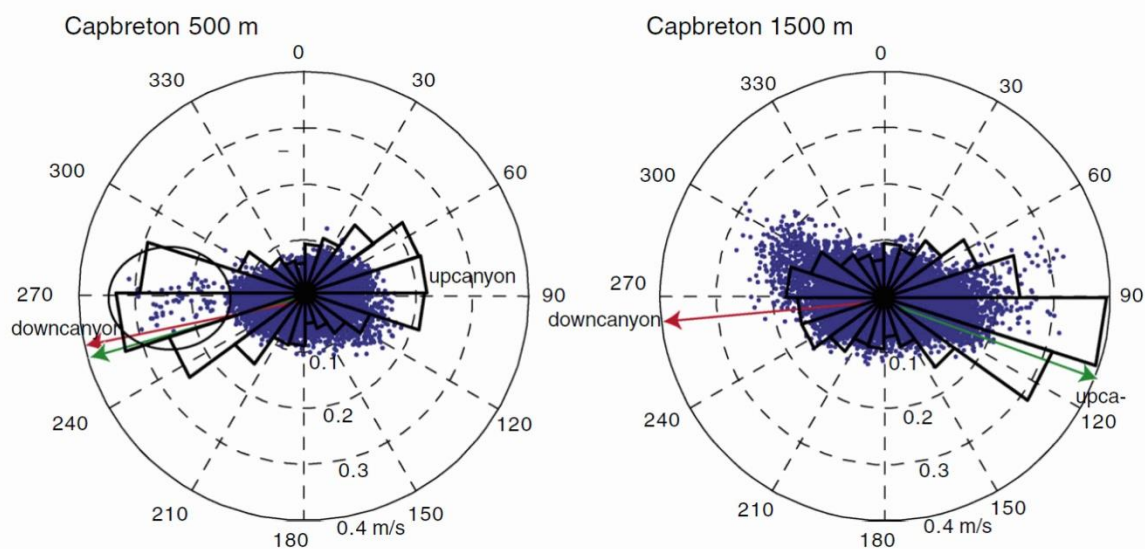


Figure 1.19 : Diagramme vitesse/direction des courants mesurés dans le canyon de Capbreton entre mai et décembre 2007 à -500 m et -1500 m. L'orientation des courants est représentée par des secteurs de 18°. La flèche verte représente la vitesse résiduelle du courant eulérien. L'axe du talweg (à l'emplacement du courantomètre) est représenté par une flèche rouge. Les valeurs encadrées représentent les données relatives à l'événement exceptionnel enregistré au cours du mois de décembre 2007, d'après Mulder et al., 2012.

Ces données permettent de mettre en évidence les turbidites générées lors de la tempête Martin (Mulder et al., 2001; Salles et al., 2008; Mulder et al., 2012; Duros et al., 2017) ainsi que celles enregistrées ultérieurement (Duros et al., 2017). Celles-ci ont démontré que le transfert de sédiments dans le canyon de Capbreton est toujours actif de nos jours. Ceci est confirmé par l'analyse des foraminifères benthiques. Cette forte activité turbiditique ne dépendrait pas seulement de l'occurrence de séismes ou bien de glissements de masse (Gaudin et al., 2006). Le suivi bathymétrique réalisé dans la tête de canyon (Mazières et al., 2014) ainsi que l'enregistrement de l'activité de la colonne d'eau (Mulder et al., 2012) suggèrent que le transfert épisodique des sédiments de l'amont vers l'aval serait surtout déclenché lors des tempêtes. Cependant, les données disponibles ne permettent pas de décrire précisément le comportement du canyon face à des conditions de tempêtes. De plus, la dynamique sédimentaire interne du canyon, sur le fond du talweg, n'a pas encore été étudiée et pourrait, au même titre que les tempêtes, jouer un rôle dans le transfert des sédiments.

2. MODELISATION NUMERIQUE DES COURANTS TURBIDITIQUES DANS LE CANYON DE CAPBRETON

Les travaux antérieurs ont mis en évidence l'activité turbiditique actuelle du canyon de Capbreton avec une moyenne d'1 turbidite/an sur les derniers 2000 ans (Brocheray et al., 2014). Récemment, les données de terrain (relevés bathymétriques, carottes sédimentaires, données de courantométries ; Mulder et al., 2001 ; Salles et al., 2008 ; Mulder et al., 2012 ; Mazières et al., 2014) suggèrent que ces fréquentes turbidites pourraient être déclenchées par des événements météorologiques (tempêtes) dans le sud-est du golfe de Gascogne plutôt que des aléas sismiques ou gravitaires (glissements). Ce premier chapitre présente des travaux de modélisation numérique des écoulements de turbidité dans le canyon de Capbreton en conditions de tempêtes. Le but de ces travaux de modélisation est ici d'évaluer et d'étudier, en se basant sur nos connaissances actuelles, la capacité des sables mis en suspension à être transporter depuis la tête vers l'aval du canyon lors d'un événement turbiditique. Dans cette étude, l'évaluation des conditions de genèse des courants de turbidité et leur capacité à se propager le long du canyon est faite sur la base de données sédimentaires issues des derniers travaux dans la tête du canyon (Gaudin et al., 2006 ; Mazières et al., 2014). Ces simulations permettront d'évaluer comment des courants que l'on suppose en surface libre engendrés par le vent, la houle ou la dérive littorale, dans une zone peu profonde et très majoritairement sableuse (diamètre moyen des particules 200 μm) pourraient générer des courants de turbidité. La contribution des particules fines, présentes en plus faible quantité dans la tête (Mazières et al., 2014), est aussi évaluée. De fait, les hypothèses de génération et de forçage seront discutées, et plus précisément les conditions de génération en amont du canyon et la capacité éventuelle des courants générés de se propager ou de s'estomper le long du canyon.

Les simulations numériques sont réalisées avec le modèle numérique Nixes-TC (Numerical Inferrement of the compleX Entrainment of Sediments, Turbidity Currents) développé à Ifremer (Silva Jacinto and Burel, 2002 ; Silva Jacinto, 2012 ; Payo Payo, 2016). Les équations mathématiques sous-jacentes, ainsi que la construction numérique sont présentées et détaillées dans la thèse de Marta Payo Payo (2016). Les équations associées aux 3 variables principales (énoncés ci-après) seront rappelées ainsi que l'obtention et l'estimation des conditions initiales et aux limites.

2.1. Précédents travaux de simulations numériques de courants de turbidité dans le canyon de Capbreton

La modélisation des courants de turbidité dans le canyon de Capbreton a déjà fait l'objet de deux études distinctes avec cependant des approches assez différentes (Salles et al., 2008; Silva Jacinto, 2012). L'objectif des travaux de modélisation de Salles et al. (2008) était d'estimer et de reconstruire l'écoulement à l'origine des turbidites déposées dans le canyon et suite à la tempête Martin en 1999 (Mulder et al., 2001). Le modèle mis en œuvre fonctionne sur la base d'automate cellulaire (Salles et al., 2007). Le domaine de calcul débute à une profondeur dans le canyon de -250 m (à 7 km de la côte) et s'étend sur 75 km le long du canyon jusqu'à -2000 m. Dans ce modèle, l'ensemble du canyon a été tapissé d'un dépôt préalable (2 m de sédiments mobilisables). La quantité et la qualité du dépôt préalable a été estimé grâce aux prélèvements sédimentaires réalisés entre 2001 et 2003 (missions ITSAS 2 en 2001, PROSECAN en 2003 et SEDICAR en 2003) et sont présentées dans la Table 2.1. La porosité des sédiments disponibles est fixée à 0.3. Elle reproduit une forte compaction des sédiments à l'interface eau-sédiments. La vitesse, la concentration et la hauteur de l'écoulement en entrée du modèle ont été estimées

de sorte que, à l'issue de la simulation, les dépôts obtenus correspondent aux turbidites observées dans les carottes sédimentaires (Table 2.2). La vitesse de l'écoulement initiée lors de l'évènement de 1999 a alors été estimée entre 1 et 4 m.s⁻¹. On obtient une hauteur d'écoulement de 35 m à son initiation. Dans les 10 premiers kilomètres du canyon, la hauteur de l'écoulement peut atteindre 200 m, induisant alors une incorporation de matériel érodé au sein du canyon. Les zones préférentielles de dépôt se trouvent au sommet des terrasses, dans les méandres abandonnés et à l'embouchure des chenaux tributaires. L'érosion est localisée dans le talweg et sur les flancs du canyon (Figure 2.1).

Caractéristiques	Valeurs
Épaisseur des sédiments mobilisables	2 m
Concentration volumique des argiles	45 %
Concentration volumique des silts	30 %
Concentration volumique des sables	25 %
Coefficient de frottement	2.10 ⁻²
Porosité	0.3

Table 2.1 : Paramètres du dépôt sédimentaire mobilisable renseignés dans le modèle numérique pour simuler un courant de turbidité initié par la tempête Martin (1999), d'après Salles et al. (2008).

Caractéristiques	Valeurs
Hauteur de l'écoulement	35 m
Vitesse de l'écoulement	2 m.s ⁻¹
Durée d'injection	90 min
Argiles	D = 5 µm ; ρ = 2650 kg.m ⁻³
Silts	D = 60 µm ; ρ = 2650 kg.m ⁻³
Sables	D = 135 µm ; ρ = 2650 kg.m ⁻³
Concentration volumique des sédiments	9.5 %
Concentration volumique des argiles	70 %
Concentration volumique des silts	25 %
Concentration volumique des sables	5 %

Table 2.2 : Paramètres de l'écoulement imposés aux limites du modèle numérique pour simuler un courant de turbidité initié par la tempête Martin (1999), d'après Salles et al. (2008).

Dans le cas de ces travaux précurseurs, les conditions initiales et conditions aux limites renseignées dans le modèle numérique correspondent à un état particulier du système à un instant donné dans le but de reproduire un dépôt observé en 2001 (turbidites). La capacité de propagation des écoulements turbiditiques le long du canyon de Capbreton n'est alors pas étudiée. Les conditions de genèse de l'écoulement dans la tête de canyon n'y sont ni prises en compte ni abordées.

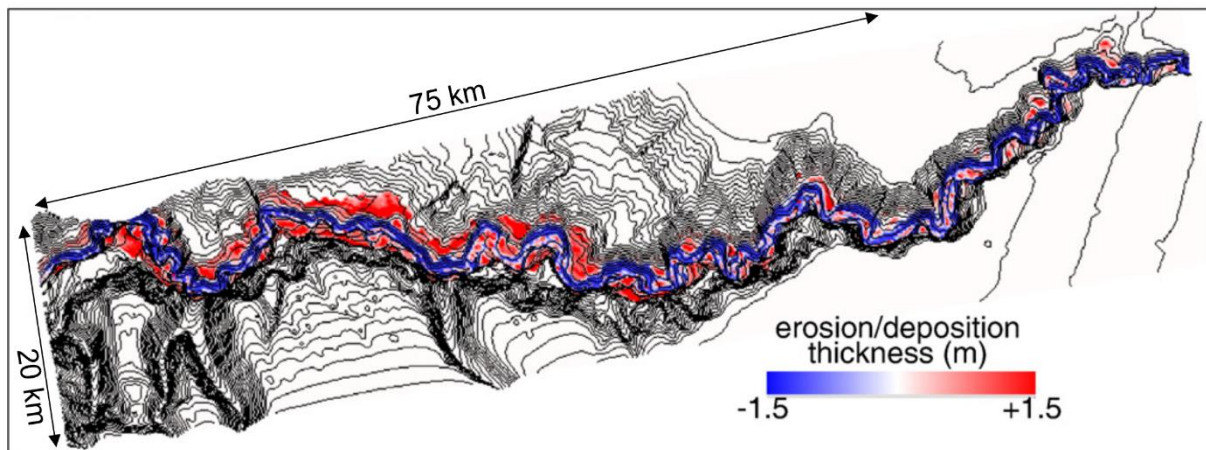


Figure 2.1 : Carte montrant les zones d'érosion et de dépôt du canyon liées à la propagation du courant de turbidité simulant l'événement de 1999 dans le canyon de Capbreton. Les variations d'épaisseur sont en mètres, les isobathes sont à 40 m d'intervalle, d'après Salles et al. (2008).

En 2012, dans le cadre d'un projet avec la société RTE (réseau de transport d'électricité), Ifremer a modélisé les écoulements turbiditiques dans le canyon de Capbreton sur la base d'un modèle mathématique (éléments finis ; Silva Jacinto, 2012). Le domaine de calcul inclut la tête de canyon et s'étend sur les 180 premiers kilomètres. Des simulations ont été réalisées pour simuler les courants induits par la sismicité locale, d'une part, et par les événements de tempête, d'autre part. Dans le cas d'un courant de turbidité initié par une tempête, les conditions initiales et les conditions aux limites de l'écoulement ont été estimées sur la base des données sédimentaires observées dans la tête de canyon (Gaudin et al., 2006 ; Table 2.3). Les figures sédimentaires dans la tête de canyon identifiées sont des dunes et sont composées de sables de diamètre 100 μm . D'après Simons and Richardson (1966), les valeurs de puissances d'écoulement associées sont comprises entre 0.08 et 0.4 $\text{Lbf}\cdot\text{ft}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ (livre-force par pied par seconde) soit 0.12 et 0.6 $\text{Pa}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. L'ensemble du canyon a été tapissé d'un dépôt préalable (sédiments mobilisables) de sédiments fins, cohésifs, afin de simuler les dépôts hémipélagiques entre deux événements gravitaires déclenchés par des tempêtes. Ce dépôt préalable a été choisi sur la base d'une décantation hémipélagique annuelle de 1 $\text{mm}\cdot\text{an}^{-1}$ (considérant une période de retour des écoulements de 1 an ; Table 2.4). L'écoulement modélisé atteint une vitesse maximale de 0.5 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. Les dépôts grossiers sont observés uniquement dans la partie amont du canyon (14 premiers kilomètres). Une seconde simulation a été réalisée avec un dépôt préalable de 10 mm (période de retour de 10 ans ; Table 2.5) et donc une plus grande quantité de sédiments disponible. L'écoulement modélisé présente des vitesses comprises entre 0.8 et 1 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ tout le long du canyon et une hauteur d'écoulement de 100 à 150 m. La distance parcourue par l'écoulement va au-delà du domaine de calcul pour les deux cas.

Caractéristiques	Valeurs
Hauteur de l'écoulement	2.21 m
Vitesse de l'écoulement	0.43 m.s ⁻¹
Durée d'injection	18 h
Argiles	/
Silts	/
Sables	D = 100 µm ; ρ = 2650 kg.m ⁻³
Concentration volumique des sédiments	0.1 %
Concentration volumique des argiles	0 %
Concentration volumique des silts	0 %
Concentration volumique des sables	100 %

Table 2.3 : Paramètres de l'écoulement renseignés dans le modèle numérique pour simuler un courant de turbidité initié lors d'une tempête, d'après Silva Jacinto (2012).

Caractéristiques	Valeurs
Epaisseur des sédiments mobilisables	1 mm
Concentration volumique des argiles	0 %
Concentration volumique des silts	100 %
Concentration volumique des sables	0 %
Coefficient de frottement	5.10 ⁻³
Porosité	0.7

Table 2.4 : Paramètres du dépôt sédimentaire mobilisable renseignés dans le modèle numérique pour simuler un courant de turbidité initié lors d'une tempête avec un période de retour d'un an, d'après Silva Jacinto (2012).

Caractéristiques	Valeurs
Epaisseur des sédiments mobilisables	10 mm
Concentration volumique des argiles	0 %
Concentration volumique des silts	100 %
Concentration volumique des sables	0 %
Coefficient de frottement	5.10 ⁻³
Porosité	0.7

Table 2.5 : Paramètres du dépôt sédimentaire mobilisable renseignés dans le modèle numérique pour simuler un courant de turbidité initié lors d'une tempête avec une période de retour de 10 ans, d'après Silva Jacinto (2012).

Les dépôts obtenus pour les deux différentes simulations sont d'ordre centimétrique, voire décimétrique par endroits. Ces valeurs sont cohérentes avec les observations des dépôts turbiditiques par Mulder et al. (2001). La répartition des dépôts résultant de l'effet d'une tempête de période de retour de 10 ans est notablement différente de ceux pour une période de retour d'un an (Figure 2.2, Figure 2.3) où les dépôts sableux sont limités à la partie très en amont du canyon. L'évènement à une tendance plutôt érosive, tout le dépôt a été remobilisé sur l'ensemble du canyon. Pour une période de retour de 10 ans, les sédiments fins sont globalement remobilisés puis transportés le long du canyon pour former des dépôts importants au niveau des terrasses et en bordure de talweg. Cependant, dans la partie intermédiaire et la partie avale du canyon, il n'y a pas de dépôts dans le talweg.

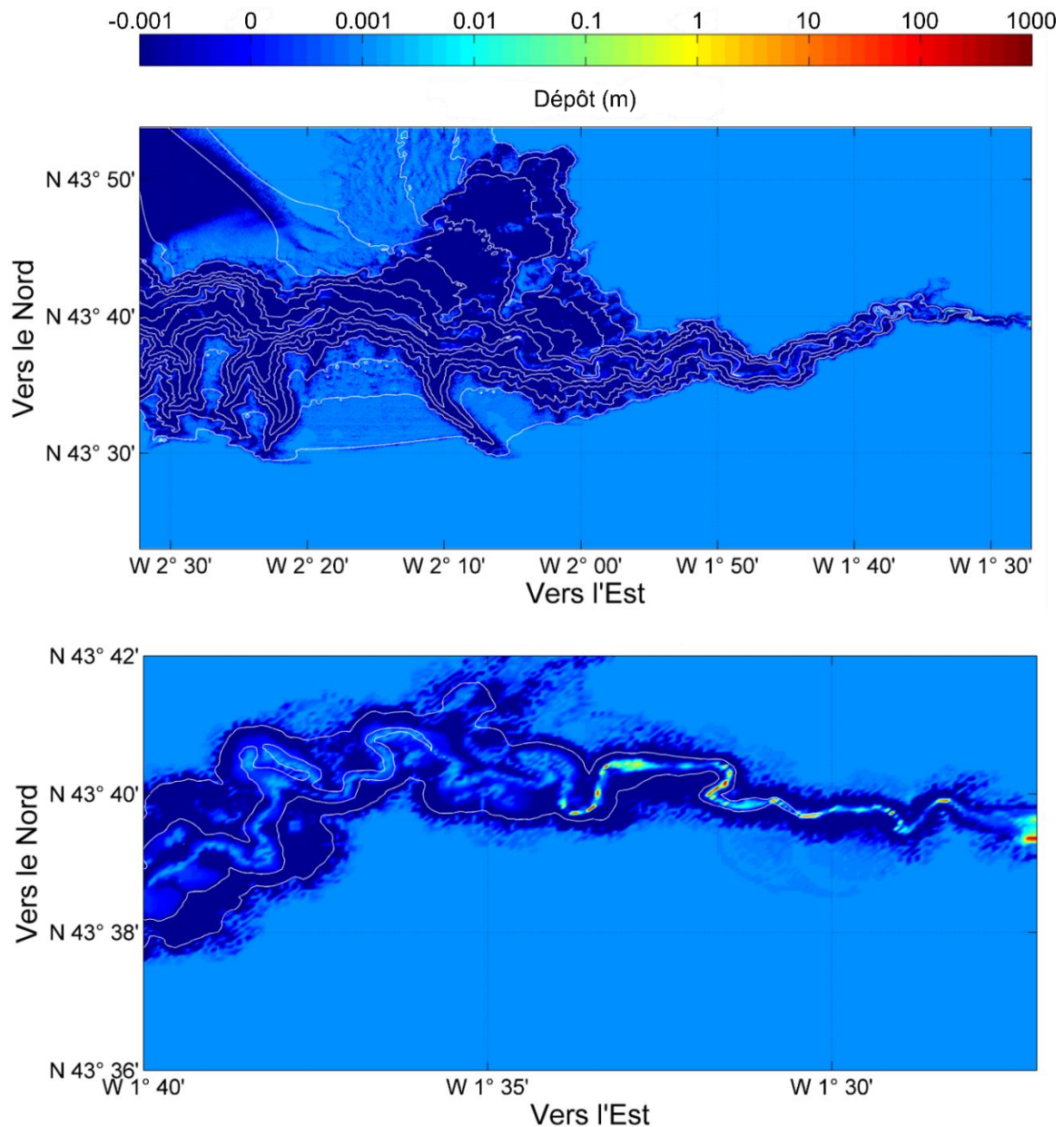


Figure 2.2 : Dépôts totaux dans le cas d'une simulation de tempête avec une période de retour d'un an. Les flancs sont érodés et dépourvus de sédiments sur l'ensemble du canyon. Un volume de 0,001 km³ de sédiments fins est remobilisé et évacué du système (Silva Jacinto, 2012).

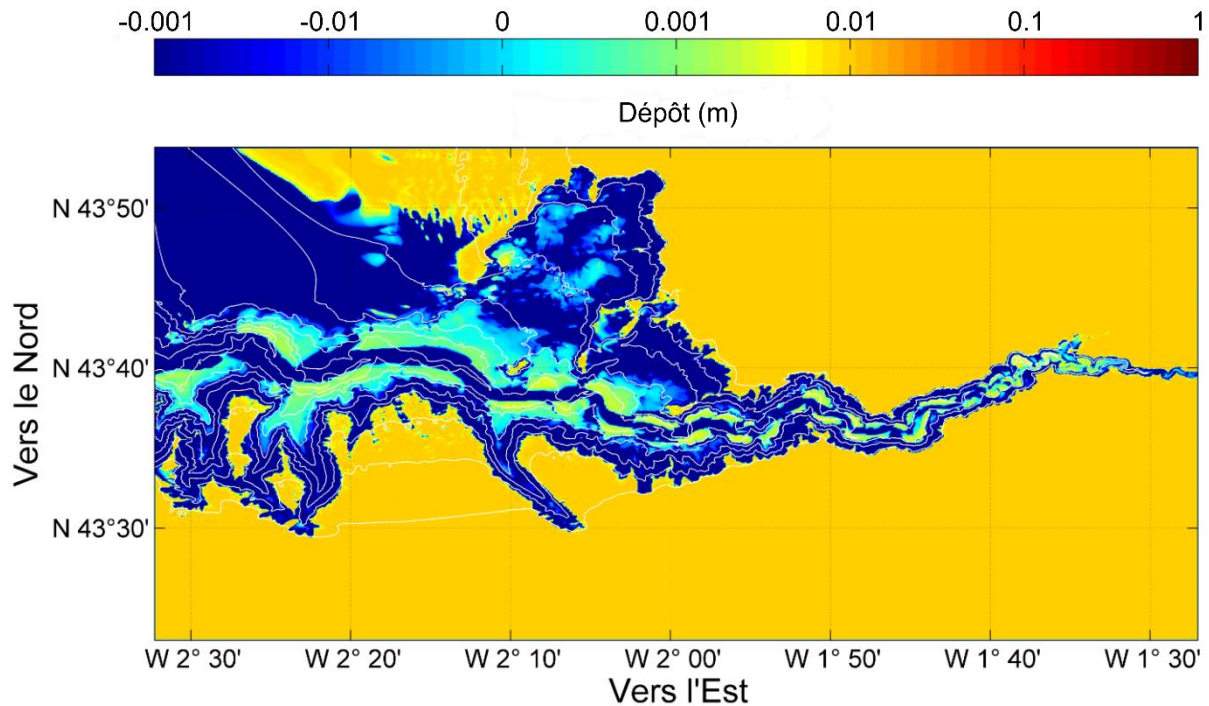


Figure 2.3 : Dépôts totaux dans le cas d'une simulation de tempête avec une période de retour de 10 ans. La quantité de sédiment disponible génère des dépôts plus conséquents en bordure de méandres et sur les terrasses. Le talweg ne stock pas de sédiments à part la zone amont où des dépôts centimétriques à décimétriques peuvent être observés (Silva Jacinto, 2012).

Ces premiers résultats répondent essentiellement à des problématiques d'ingénierie (pose de câble sous-marin). Dans le cadre de cette thèse, ces travaux préliminaires sont complétés par de nouvelles simulations afin de répondre à des problématiques larges, traitant notamment des processus de génération en amont et l'influence de la fraction silteuse sur la répartition des dépôts. Les simulations ont été effectuées avec les mêmes outils (modèle numérique, méthodologie d'estimation des conditions initiales et conditions aux limites). Cependant, les estimations des conditions initiales et aux limites ont été revues et actualisées. En effet, Mazières et al. (2014) décrivent des CSBs qui semblent migrer vers l'amont et s'apparentant alors à des antidunes. Dans ce cas, la puissance de l'écoulement (Simons and Richardson, 1966) basée sur les dunes décrites par Gaudin et al. (2006) aurait été sous-estimées. La granulométrie des sédiments injectés et disponibles utilisé dans ces premières modélisations est également discutable. Les sables prélevés dans la tête de canyon (Mazières et al., 2014) sont plus proche des 200 μm que des 100 μm .

2.2. Le modèle Nixes-TC

Le modèle Nixes-TC est un modèle mathématique basé sur la technique des éléments finis. Il s'agit d'un modèle 2DH (2 dimensions horizontales, intégré sur la verticale) capable de modéliser la propagation, la transformation et la déposition des courants de turbidité sur des surfaces (bathymétries) 3D. Le modèle Nixes-TC est inspiré du modèle 2DH de Parker et al. (1986). Le modèle de Parker et al. (1986) décrit le développement spatial d'un courant de densité (circulant dans un fluide ambiant profond). Les courants de turbidité y sont considérés

comme des courants de densité dont la concentration sédimentaire est traitée comme un scalaire passif incapable de modifier les courants ou d'acquiescer un comportement propre (e.g. décantation).

Un modèle 2DH, intégré sur la verticale, est un modèle simplifié par rapport à un modèle 3D. Néanmoins, cette physique simplifiée confère au modèle une robustesse plus importante en réduisant le nombre de paramètres et les incertitudes. L'un des avantages du modèle 2DH est qu'il prend en compte le front de l'écoulement (l'onde de choc), ce que ne font pas les modèles 3D courants, et est applicable à des échelles régionales.

Afin de reproduire le comportement diphasique des suspensions sédimentaires, le modèle Nixes-TC a été développé afin d'assimiler les phénomènes en jeu au cours de l'écoulement tels que : l'entraînement d'eau au sommet du courant, la chute des particules, l'état rhéologique des suspensions, ainsi que l'érosion et le dépôt des sédiments et l'évolution bathymétrique en résultant (dépôt vs érosion). La prise en compte de ces processus est faite dans une approche non-linéaire : les paramètres sont déterminés par les conditions de l'écoulement, à chaque itération et à chaque maille. Ainsi, l'entraînement turbulent et l'incorporation de l'eau ambiante dépendent du contraste de densité et est paramétré par le nombre de Richardson. La décantation de la suspension dépend de la taille des particules et de la concentration totale en suspension. Le frottement, basé sur une formulation quadratique de la fermeture turbulente, demeure non-linéaire et un changement local du coefficient de frottement, modulé par la rhéologie des suspensions, permettant une modélisation de l'écoulement à tout nombre de Reynolds et à toute concentration (écoulement laminaire à turbulent). Le modèle Nixes-TC est basé sur la caractérisation de 3 variables principales : (1) la hauteur (l'épaisseur) de l'écoulement, (2) la concentration en sédiment de l'écoulement (le "sédiment" pouvant être décrit par différentes classes granulométriques) et pour finir (3) la quantité de mouvement. Ce modèle prend également en compte les pressions non-hydrostatique dû à la courbure du terrain 3D et inclus la force de Coriolis.

La résolution des équations mathématiques se fait selon un schéma numérique explicite pour la partie conservative associée à l'advection ; puis un schéma numérique implicite non-spatialisé est appliqué à la partie non conservative (i.e. termes sources et puits). Le rapport entre les termes « sources » et les termes « puits » est une approche non-linéaire non-explicite résolue selon des solutions convergeant vers les solutions à l'équilibre. Ces équations s'écrivent :

(1) L'épaisseur de l'écoulement :

$$\underbrace{\frac{\partial h}{\partial t}}_{\text{variation de la hauteur}} + \underbrace{\frac{\partial Uh}{\partial x}}_{\text{advection de la hauteur}} = \underbrace{e_w U}_{\text{entraînement}} - \underbrace{\bar{w}_s}_{\text{décantation}}$$

Où $\partial h/\partial t$ correspond à la variation de la hauteur dans le temps. $\partial Uh/\partial x$ est le terme advectif de la hauteur. e_w est un paramètre empirique lié au nombre de Richardson selon la formule proposée par (Parker et al., 1987). Le nombre de Richardson paramètre la relation entre le

contraste de densité entre la suspension et l'eau environnante, et les cisaillements des courant à leur interface. Et enfin, $\overline{w_s}$ correspond à la vitesse de chute moyenne dans la suspension.

(2) La concentration de l'écoulement :

$$\underbrace{\frac{\partial Ch}{\partial t}}_{\text{variation de la concentration}} + \underbrace{\frac{\partial UCh}{\partial x}}_{\text{advection de la concentration}} = \underbrace{E}_{\text{érosion}} - \underbrace{D}_{\text{déposition}}$$

Où $\partial Ch/\partial t$ correspond à la variation de la quantité locale de sédiment en suspension dans le temps et $\partial UCh/\partial x$ prend en compte son advection par les courants. Le flux d'érosion (E) est calculé selon la formulation proposée par Garcia and Parker (1993, 1991). Il s'agit d'une équation basée sur l'échelle des vitesses turbulentes associées au frottement exercé sur le fond, la taille des particules, leur vitesse de chute et la porosité du dépôt. Il s'agit d'une formulation robuste applicable à tous sédiments et choisi en absence de toute formulation ou quantification de l'érosion pour les sédiments fins du canyon de Capbreton. D (= $w_s \times C$) correspond à la déposition et prend son importance à l'interface sédiment en suspension/dépôt.

(3) La quantité de mouvement :

$$\frac{\partial Uh}{\partial t} + \frac{\partial hUV}{\partial x} + \frac{\partial hU^2}{\partial x} = - \frac{\partial \frac{1}{2}RCh^2}{\partial x} - gRChs_x - C_d U^2 - fVh$$

et

$$\underbrace{\frac{\partial Vh}{\partial t}}_{\text{variation}} + \underbrace{\frac{\partial hUV}{\partial y} + \frac{\partial hV^2}{\partial y}}_{\text{advection}} = - \underbrace{\frac{\partial \frac{1}{2}RCh^2}{\partial y}}_{\text{gradient de pression}} - \underbrace{gRChs_x}_{\text{effet de pente}} - \underbrace{C_d V^2}_{\text{frottement}} + \underbrace{fUh}_{\text{Coriolis}}$$

Le gradient horizontal de pression ($\frac{1}{2}RCh^2/\partial_{\text{direction}}$), lié aux variations de concentration et d'épaisseur au sein du courant. Ce terme devient important quand les variations horizontales le sont, notamment en bordure de l'écoulement, dont le front. La poussée par la pesanteur en fonction de la pente dépend de la quantité de sédiments en suspensions ($gRChs_x$), avec g la gravité, $R = (\rho_{\text{sédiment}} - \rho_{\text{eau}}) / \rho_{\text{eau}}$ et s_x la pente locale. Le frottement turbulent sur le fond est un frottement quadratique ($C_d U^2$). La contrainte de frottement corrèle avec la vitesse sur le fond.

Néanmoins ici C_d n'est pas constante, elle est modulée et modélisée pour tout Re et toute concentration. Et enfin, fVh exprime la force de Coriolis.

2.3. Conditions aux limites et conditions initiales

La bathymétrie de référence est un relevé bathymétrique de 2007 (résolution de 40 m ; Cirac, 2001, 2002, 2003, 2004, 2006; Cirac et Gillet, 2007) fourni par Ifremer couvrant les 180 premiers kilomètres du canyon. Pour procéder aux calculs et à la modélisation de l'écoulement, une matrice de 1054 points par 684 points a été créée avec une maille de 80 m.

Les limites du domaine de calcul sont imposées comme une frontière ouverte (i.e. transparente). Les écoulements peuvent sortir du domaine. Par contre, dans la zone de génération, en amont du canyon, les flux entrants et ainsi les conditions de vitesse d'écoulement, de hauteur d'écoulement et de concentration en sédiments en suspension sont imposées. Pour estimer les conditions d'entrée d'écoulement, nous nous basons sur les figures sédimentaires observées dans la tête de canyon et la qualité du sédiment les constituant. Les travaux de Mazières et al. (2014) montrent que la tête de canyon présente des CSBs et qui, ici, seront apparentées à des antidunes. Ces antidunes présentent, dans la partie basse de la tête, une dominance de sables fins à 200 μm . Ces sables fins peuvent être combinés à une fraction argilo-silteuse.

2.3.1. Estimation de la vitesse de l'écoulement à l'entrée du canyon

En fonction des structures sédimentaires répertoriées et de la taille des grains, on peut alors estimer la puissance d'écoulement susceptible de reproduire ces structures (Figure 2.4 ; Simons and Richardson, 1966). Pour des sédiments de taille 200 μm , la formation d'antidunes est associée à des valeurs de puissances d'écoulement comprises entre 0.4 et 2 $\text{Lbf}\cdot\text{ft}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ soit 0.6 et 2.98 $\text{Pa}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ (conversion en $\text{Pa}\cdot\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ dans les calculs). La puissance d'écoulement, étant le produit de la contrainte de cisaillement sur le fond et de la vitesse, peut être déduite directement de la valeur de la vitesse, et vice versa, en supposant un frottement quadratique (i.e. proportionnel au carré des vitesses). Le coefficient de frottement (C_D) demeure cependant inconnu à ce stade.

$$P_w = \tau \cdot U = \underbrace{\rho \cdot C_D \cdot U^2}_{\text{cisaillement}} \cdot \underbrace{U}_{\text{vitesse}} = \rho \cdot C_D \cdot U^3$$

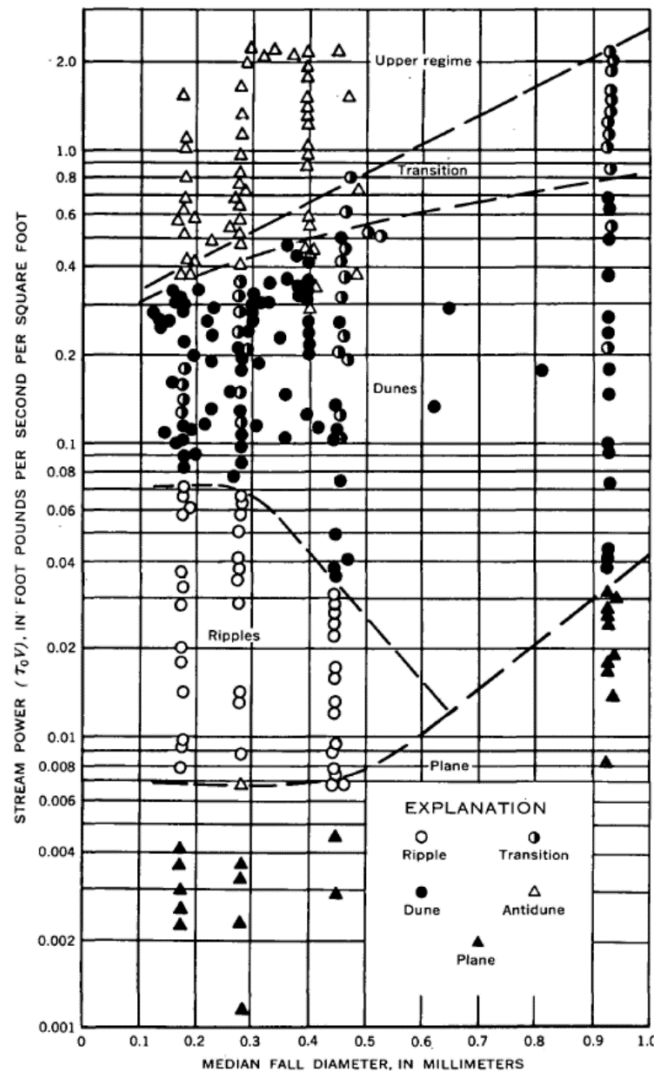


Figure 2.4 : Relation entre la forme de la rugosité du fond et la puissance de l'écoulement et le diamètre de chute médian des particules (Simons and Richardson, 1966).

2.3.2. Estimation de la hauteur et de la concentration de l'écoulement : transport des sédiments en suspension

Les courants transportent les sédiments par charriage près du fond ou bien en suspension. Considérant la taille des grains mobilisés par les courants de turbidité dans le canyon de Capbreton ($< 200 \mu\text{m}$), le mode de transport en suspension est dominant. La zone où sont imposées et quantifiées les conditions aux limites du modèle est supposée comme une zone de continuité de flux et de quantité de sédiments en suspension dans la transition entre un écoulement forcé en surface (courant barotrope à surface libre) et un écoulement gravitaire près du fond (courant de turbidité). Pour ce faire, nous supposons que la contrainte de frottement (quadratique) sur le fond, et la vitesse associée, sont les mêmes dans le régime en surface libre et le régime gravitaire. Ceci est cohérent avec la génération et le maintien des figures sédimentaires observées sur le fond. La suspension sédimentaire étant la même au point de changement de régime, ainsi que l'échelle verticale de distribution de cette même suspension (hauteur de l'écoulement), nous recherchons les variables qui permettent cette continuité

physique. L'hypothèse est faite que les vitesses en tête de canyon sont régies par une physique de courant de turbidité.

Cette approche permet ainsi d'estimer la hauteur de l'écoulement (h) et la concentration de sédiments en suspension (C). Sur la base de l'équation de la vitesse d'un courant de turbidité pour un angle donné (α), la quantité totale de sédiment en suspension ($C.h$) peut être estimée par :

$$C \cdot h = \frac{C_D \cdot U^2}{R \cdot g \cdot \sin \alpha}$$

Le profil vertical de la concentration des sédiments en suspension est déduit du régime en surface libre par application du profil de Rouse.

$$\frac{C(z)}{C_0} = \left[\frac{z(h - z_0)}{z_0(h - z)} \right]^{\left(\frac{-w_s}{k \cdot U_t} \right)}$$

Où $C(z)$ représente la concentration volumique des sédiments en fonction de la distance (z) du fond, C_0 est la concentration au fond, dans la couche charriée ($C_0 = 0,03$), w_s est la vitesse de chute des sédiments, k la constante universelle de Von Karman (0,4) et U_t la vitesse turbulente au fond ou vitesse de frottement. Le paramètre z_0 représente la longueur de rugosité du fond.

L'application du profil de Rouse dépend de deux inconnues : l'épaisseur intégrale de la suspension (h) et la longueur de rugosité sur le fond. Pour les déterminer nous devons faire appel à la continuité des deux régimes d'écoulement (surface libre et gravitaire). Premièrement, l'intégration du profil de Rouse doit évaluer la quantité de sédiments (Ch) pouvant être transportée en aval par le courant de turbidité :

$$\int_0^h C(z) dz = C \cdot h$$

Deuxièmement, l'écoulement en surface libre en amont, et générant la suspension, doit assurer la continuité du frottement sur le fond, de la quantité et de la distribution verticale des sédiments en suspension.

$$\frac{1}{C_D} = \frac{U}{U_t} = \frac{\ln\left(\frac{h}{e \cdot z_0}\right)}{k}$$

soit :

$$h \cdot z_0 = e^{\left(1 + \frac{k}{C_D}\right)}$$

2.3.3. Valeurs obtenues

La puissance d'écoulement étant définie par le produit entre la contrainte de frottement et la vitesse du courant, la vitesse (U) est directement reliée à la puissance de l'écoulement (P_w). Le flux de matière en suspension ($C.h.U$) est directement lié à la puissance d'écoulement et à sa valeur maximale associée à la formation d'antidunes tel que :

$$C . h . U = \frac{P_w}{\rho . R . g . \sin \alpha}$$

Cela s'exprime dans les estimations. Les estimations obtenues sont basées sur une valeur de pente dans la tête de canyon de 3.3° (Gaudin et al., 2006) et sur deux valeurs différentes de C_D 10^{-2} et 5.10^{-3} pour des puissances d'écoulement comprises entre 0.4 et 2 ($\text{Lbf.ft}^{-1}.\text{s}^{-1}$). Afin d'illustrer l'impact de la granulométrie sur les variables, deux tailles de grain, 100 et 200 μm , ont été testées. 100 μm étant une valeur moyenne des sédiments observés dans le canyon. Les valeurs de vitesses (U), de hauteur d'écoulement (h) et de concentration d'écoulement (C) sont détaillées dans les tables ci-dessous (Table 2.6, Table 2.7, Table 2.8, Table 2.9).

Comme énoncé ci-dessus, le flux augmente quand la puissance d'écoulement augmente. En revanche, la contrainte de frottement et la taille des grains ont respectivement très peu et aucune d'influence sur le flux. A puissance d'écoulement équivalente, seule la contrainte peut faire varier la vitesse (U). La taille des grains n'a pas d'influence sur la vitesse de l'écoulement (U) (Figure 2.5). En revanche, la taille de grain modifie la vitesse de chute (w_s), elle influence alors grandement la hauteur de l'écoulement (h) (Figure 2.6) et donc sa concentration (C) (Figure 2.7).

Pw	U (m.s⁻¹)	H (m)	C (kg.m⁻³)	Flux (kg.s⁻¹.m⁻¹)
0.4	0.8358	0.7426	26.96	16.73
0.5	0.9003	0.8031	29.14	21.07
0.6	0.9567	0.859	30.57	25.12
0.7	1.0071	0.9112	31.96	29.33
0.8	1.053	0.9605	33.30	33.67
0.9	1.0951	1.0073	34.33	37.87
1	1.1343	1.0521	35.09	41.88
1.1	1.1709	1.095	36.09	46.27
1.2	1.2054	1.1365	36.83	50.46
1.3	1.238	1.1765	37.57	54.72
1.4	1.2689	1.2154	38.08	58.72
1.5	1.2984	1.2531	38.80	63.13
1.6	1.3267	1.2897	39.31	67.26
1.7	1.3538	1.3255	39.82	71.45
1.8	1.3798	1.3604	40.33	75.70
1.9	1.4049	1.3945	40.65	79.63
2	1.4291	1.428	41.15	83.97
Ecart min/max	41.52%	48.00%	34.48%	80.07%

Table 2.6 : Estimation des conditions initiales d'écoulement avec $C_D=10^{-2}$ et $D=100 \mu\text{m}$.

Pw	U (m.s⁻¹)	H (m)	C (kg.m⁻³)	Flux (kg.s⁻¹.m⁻¹)
0.4	1.053	0.9992	15.87	16.70
0.5	1.1343	1.0423	17.71	20.94
0.6	1.2054	1.0842	19.18	25.07
0.7	1.2689	1.1247	20.57	29.36
0.8	1.3267	1.1637	21.67	33.46
0.9	1.3788	1.2014	22.72	37.64
1	1.4291	1.2379	23.73	41.99
1.1	1.4752	1.2731	24.51	46.03
1.2	1.5187	1.3074	25.46	50.54
1.3	1.5597	1.3407	26.18	54.75
1.4	1.5987	1.373	26.70	58.61
1.5	1.6359	1.4045	27.40	62.95
1.6	1.6715	1.4353	28.08	67.36
1.7	1.7056	1.4655	28.56	71.40
1.8	1.7384	1.4948	29.05	75.48
1.9	1.77	1.5238	29.52	79.61
2	1.8006	1.552	29.99	83.80
Ecart min/max	41.52%	35.62%	47.07%	80.07%

Table 2.7 : Estimation des conditions initiales d'écoulement avec $C_D=5.10^{-3}$ et $D=100 \mu\text{m}$.

Pw	U (m.s⁻¹)	H (m)	C (kg.m⁻³)	Flux (g.s⁻¹.m⁻¹)
0.4	0.8358	4.6526	4.30	16.73
0.5	0.9003	4.6528	5.03	21.07
0.6	0.9567	4.6624	5.63	25.12
0.7	1.0071	4.6786	6.22	29.33
0.8	1.053	4.6995	6.80	33.67
0.9	1.0951	4.724	7.32	37.87
1	1.1343	4.7507	7.77	41.88
1.1	1.1709	4.7801	8.27	46.27
1.2	1.2054	4.8101	8.70	50.46
1.3	1.238	4.8418	9.13	54.72
1.4	1.2689	4.8739	9.50	58.72
1.5	1.2984	4.9065	9.91	63.13
1.6	1.3267	4.9392	10.26	67.26
1.7	1.3538	4.9726	10.61	71.45
1.8	1.3798	5.006	10.96	75.70
1.9	1.4049	5.0394	11.25	79.63
2	1.4291	5.0728	11.58	83.97
Ecart min/max	41.52%	8.28%	62.85%	80.07%

Table 2.8 : Estimation des conditions initiales d'écoulement avec $C_D=10^{-2}$ et $D=200 \mu\text{m}$.

Pw	U (m.s ⁻¹)	H (m)	C (kg.m ⁻³)	Flux (kg.s ⁻¹ .m ⁻¹)
0.4	1.053	15.7059	1.01	16.70
0.5	1.1343	14.7022	1.26	20.94
0.6	1.2054	13.9365	1.49	25.07
0.7	1.2689	13.3374	1.73	29.36
0.8	1.3267	12.8573	1.96	33.46
0.9	1.3788	12.4652	2.19	37.64
1	1.4291	12.1401	2.42	41.99
1.1	1.4752	11.866	2.63	46.03
1.2	1.5187	11.6334	2.86	50.54
1.3	1.5597	11.4342	3.07	54.75
1.4	1.5987	11.2622	3.26	58.61
1.5	1.6359	11.1113	3.46	62.95
1.6	1.6715	10.9805	3.67	67.36
1.7	1.7056	10.8646	3.85	71.40
1.8	1.7384	10.7619	4.03	75.48
1.9	1.77	10.6709	4.22	79.61
2	1.8006	10.5899	4.39	83.80
Ecart min/max	41.52%	-48.31%	77.02%	80.07%

Table 2.9 : Estimation des conditions initiales d'écoulement avec $C_D=5.10^{-3}$ et $D=200 \mu\text{m}$.

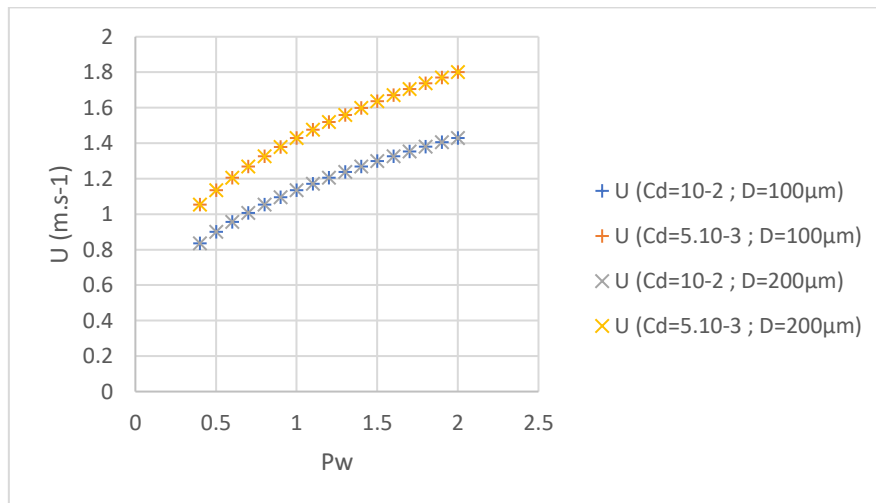


Figure 2.5 : Représentation de la vitesse de l'écoulement en fonction de la puissance de l'écoulement pour une contrainte de frottement variable et une taille de grain variable. À puissance d'écoulement équivalente, seule la contrainte peut faire varier la vitesse de l'écoulement. La taille des grains n'a pas d'influence sur la vitesse de l'écoulement.

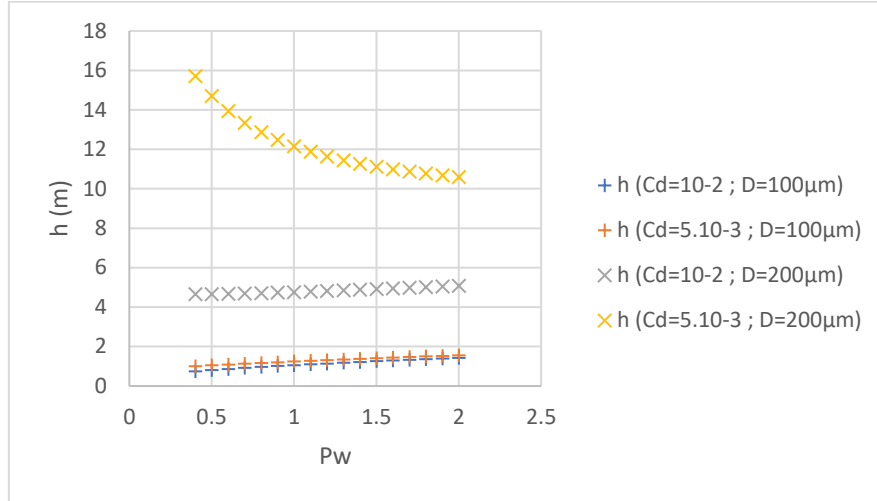


Figure 2.6 : Représentation de la hauteur de l'écoulement en fonction de la puissance de l'écoulement pour différents coefficients de frottement et tailles de grain. La taille de grain modifie la vitesse de chute et influence la hauteur de l'écoulement.

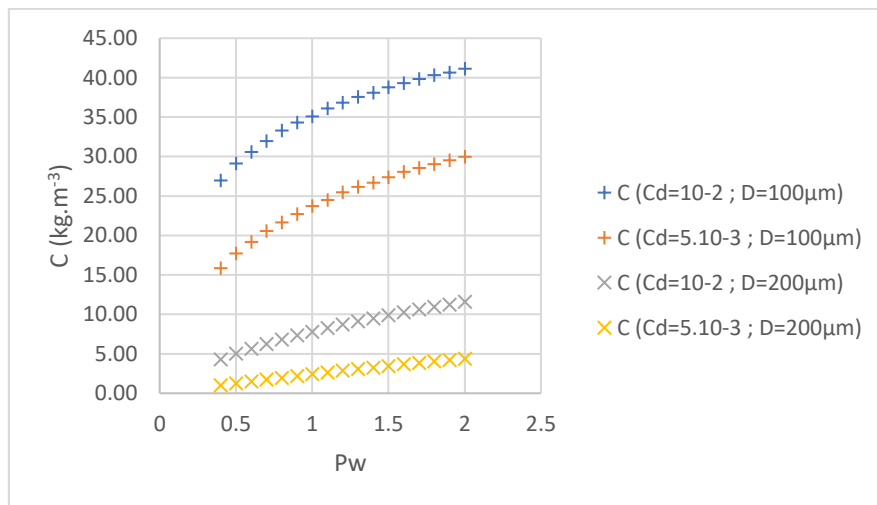


Figure 2.7 : Représentation de la concentration de l'écoulement en fonction de la puissance de l'écoulement pour une contrainte de frottement variable et une taille de grain variable. La taille de grain modifie la vitesse de chute et influence la hauteur de l'écoulement et donc la concentration de l'écoulement.

Pour une taille de grain de 200 μm , les hauteurs d'écoulement obtenues, de 10.5 à 16 m, semblent disproportionnées pour des profondeurs allant de 10 à 30 m dans la tête de canyon. Un coefficient de frottement (C_D) de 5.10^{-3} sous-estime probablement les conditions réelles. Une contrainte estimée à 10^{-2} apparaît plus cohérente avec une hauteur d'écoulement comprise entre 4.5 et 5 m à l'entrée du canyon. Pour des puissances d'écoulement comprises entre 0.4 et 2, la valeur du flux varie entre 16.72 et 84.93 $\text{kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$ et est alors multipliée par 5 entre les valeurs de puissance d'écoulement minimale et maximale.

7 simulations modélisant les apports de tempêtes d'une durée de 18 h ont été choisies correspondant à 7 ensembles de conditions initiales telles que décrit dans la Table 2.10. Premièrement des apports sableux (200 μm) de différentes puissances (0.4, 1.2 et 2 Pa.m.s^{-1}) sont comparées (tests T1 à T3). Ensuite, nous analysons l'effet et la contribution des particules fines (40 μm). Une comparaison à puissance constante (1.2 Pa.m.s^{-1}) est faite entre des apports sableux (T2) et des apports mixtes contenant des particules fines à des taux de 10 % (T4) et de 50 % (T5). La simulation T4 est représentative de la quantité de particules fines observée en tête de canyon. Dans la simulation T5 nous regardons la sensibilité à l'apport des particules fines, supposant que pendant les périodes de tempête il est probable que les apports soient plus riches en particules fines, facilement remobilisables et transportables. Nous considérons, dans ce cas, que les 10 % de fines observés en tête de canyon correspondraient à une valeur résiduelle, pouvant sous-estimer des apports potentiels. Finalement, nous analysons l'effet de la récurrence des événements, ou de leur durée. Les simulations T6 et T7 modélisent deux tempêtes consécutives de 18h espacées également de 18 h dans le but d'étudier la capacité des dépôts sableux à s'étendre et se propager vers l'aval avec des apports complémentaires (durée) et la reprise des dépôts préalables (récurrence). Dans la simulation T6, les apports sont sableux (comme pour T2). La simulation T7 reproduit les apports de T4 (10% de fines). Dans les deux simulations les apports ont la puissance intermédiaire (1.2 Pa.m.s^{-1}) retenue pour T4 et T5.

Simulation	Pw (Pa.m.s^{-1})	U (m.s^{-1})	H (m)	C (kg.m^{-3})	Flux ($\text{kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$)	200 μm	40 μm	Dépôt turbiditique antérieur
T1	0.4	0.8358	4.6526	4.30	16.72	100.00%	0.00%	/
T2	1.2	1.2054	4.8101	8.70	50.44	100.00%	0.00%	/
T3	2	1.4291	5.0728	11.58	83.94	100.00%	0.00%	/
T4	1.2	1.2054	4.8101	8.70	50.44	90.00%	10.00%	/
T5	1.2	1.2054	4.8101	8.70	50.44	50.00%	50.00%	/
T6	1.2	1.2054	4.8101	8.70	50.44	90.00%	10.00%	T2
T7	1.2	1.2054	4.8101	8.70	50.44	90.00%	10.00%	T4

Table 2.10 : Table détaillant les paramètres de l'écoulement renseignés dans le modèle numérique pour les 7 simulations entreprises.

2.4. Modélisation des écoulements turbiditiques

2.4.1. Effet de l'intensité et de la puissance des apports sableux en tête de canyon

La simulation T1 génère un écoulement avec un flux équivalent à 16.72 $\text{kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$, soit ici 0.43×10^6 t de sables injectées après 18h d'apports. L'écoulement modélisé ne s'étend pas à plus de 10 km à l'aval de la tête de canyon. La vitesse moyenne d'écoulement est de 0.77 m.s^{-1} ; la hauteur moyenne de l'écoulement est de 5.5 m et la hauteur maximale d'écoulement est de 39 m (Table 2.11). Les résultats de simulation sont décrits par scénario et présentés sous forme de cartes. Ont été retenus comme résultats principaux : les dépôts, les vitesses maximales et les hauteurs maximales d'écoulements. La simulation T2 génère un écoulement avec un flux équivalent à 50.44 $\text{kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$, soit 1.3×10^6 t de sables injectées. L'écoulement ne parcourt pas

plus de 12 km à l'aval de la tête. La vitesse moyenne d'écoulement est de 0.85 m.s^{-1} , la hauteur moyenne de l'écoulement est de 7.9 m et la hauteur maximale d'écoulement est de 52.9 m (Table 2.11). La simulation T3 génère un écoulement avec un flux équivalent à $83.94 \text{ kg.s}^{-1}.\text{m}^{-1}$, soit $2.2 \times 10^6 \text{ t}$ de sables injectés. L'écoulement atteint 14 km à l'ouest de la tête. La vitesse moyenne d'écoulement est de 0.92 m.s^{-1} , la hauteur moyenne de l'écoulement est de 9.9 m et la hauteur maximale d'écoulement est de 65.3 m (Table 2.11).

Pour les simulations T1, T2 et T3, la vitesse de l'écoulement n'est pas constante (Figure 2.8). Dans le détail, on remarque que le courant est capable de regagner en vitesse ponctuellement, comme c'est le cas dans les méandres, plus particulièrement dans les méandres les plus serrés. Également, les hauteurs maximales d'écoulement sont clairement observées dans les méandres et plus particulièrement dans les méandres les plus serrés (Figure 2.9). Des dépôts d'ordre métriques à pluri-métriques sont observés dans les méandres, et dans la tête de canyon (sous forme de barre) dans les simulations T1 et T2 (Figure 2.10A, B). Dans la simulation T3, les dépôts observés dans la tête de canyon ne sont plus d'ordre métrique mais millimétrique (Figure 2.10C). Des dépôts millimétriques, centimétriques parfois, et discontinus se déposent dans les sections droites (Figure 2.10A). Des débordements sont observés au-dessus des flancs, avec des vitesses d'écoulement comprises entre 0.25 et 0.75 m.s^{-1} (Figure 2.8). Les dépôts associés aux débordements sont d'ordre millimétrique à pluri-centimétrique (Figure 2.10). Les vitesses et les hauteurs de dépôts associées aux débordements augmentent avec la puissance d'écoulement (Figure 2.8, Figure 2.9, Figure 2.10).

	Durée de l'écoulement, (h)	Distance d'écoulement, vers l'ouest (km)	Distance dépôt des sables, vers l'ouest (km)	Vitesse moyenne (m.s^{-1})	Hauteur moyenne (m)	Hauteur max (m)
T1	24	10	10	0.77	5.5	38.7
T2	25	12	12	0.85	7.9	52.9
T3	34	15	15	0.92	9.9	65.3
T4	248	54	13	0.24	71.5	330
T5	158	>85	12	0.22	93.1	479
T6	-	75	18	-	-	-
T7	-	>85	15	-	-	-

Table 2.11 : Table récapitulative des résultats obtenus après les simulations T1 à 7.

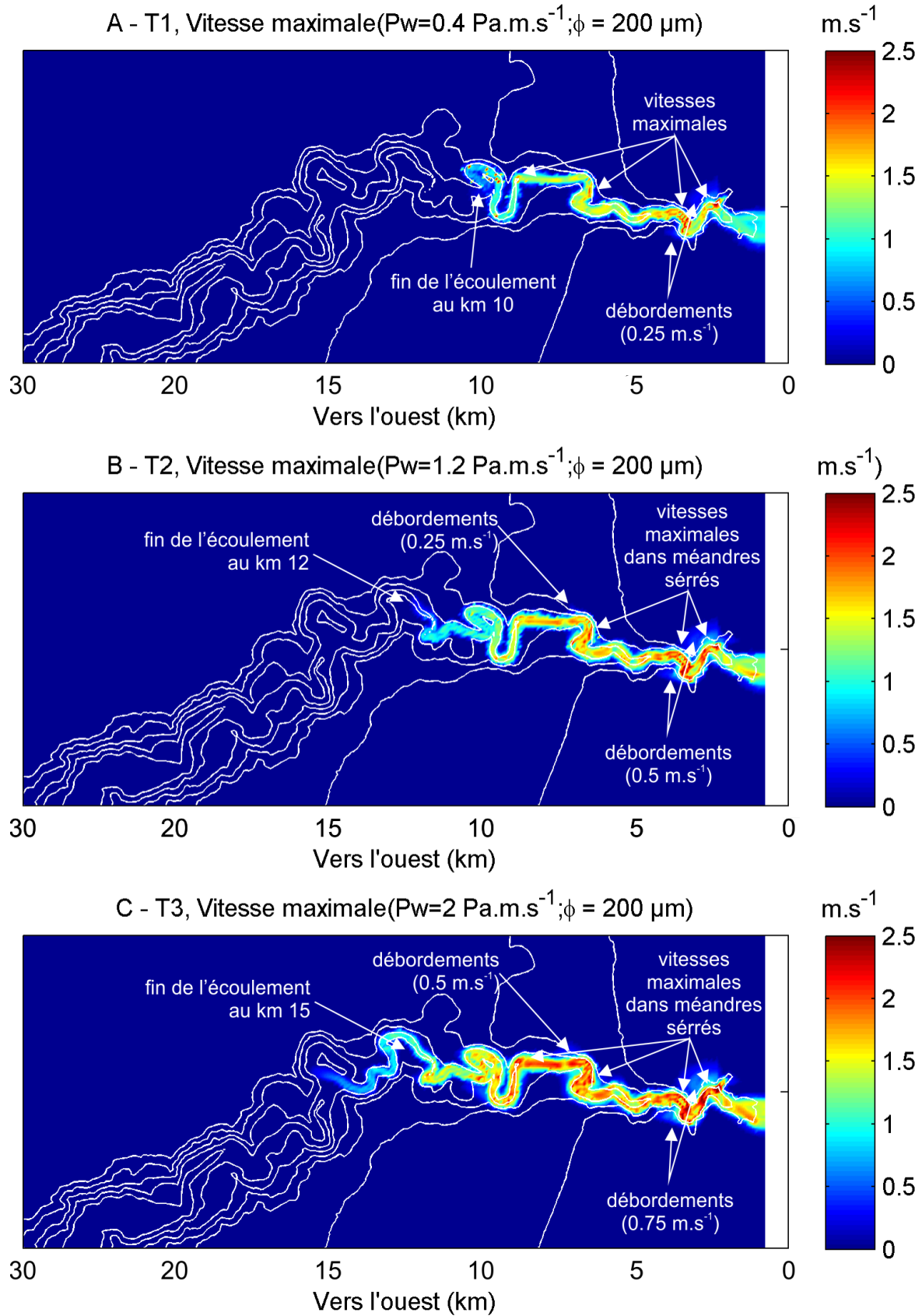


Figure 2.8 : Localisation des vitesses maximales après les simulations (A) T1, (B) T2 et (C) T3.

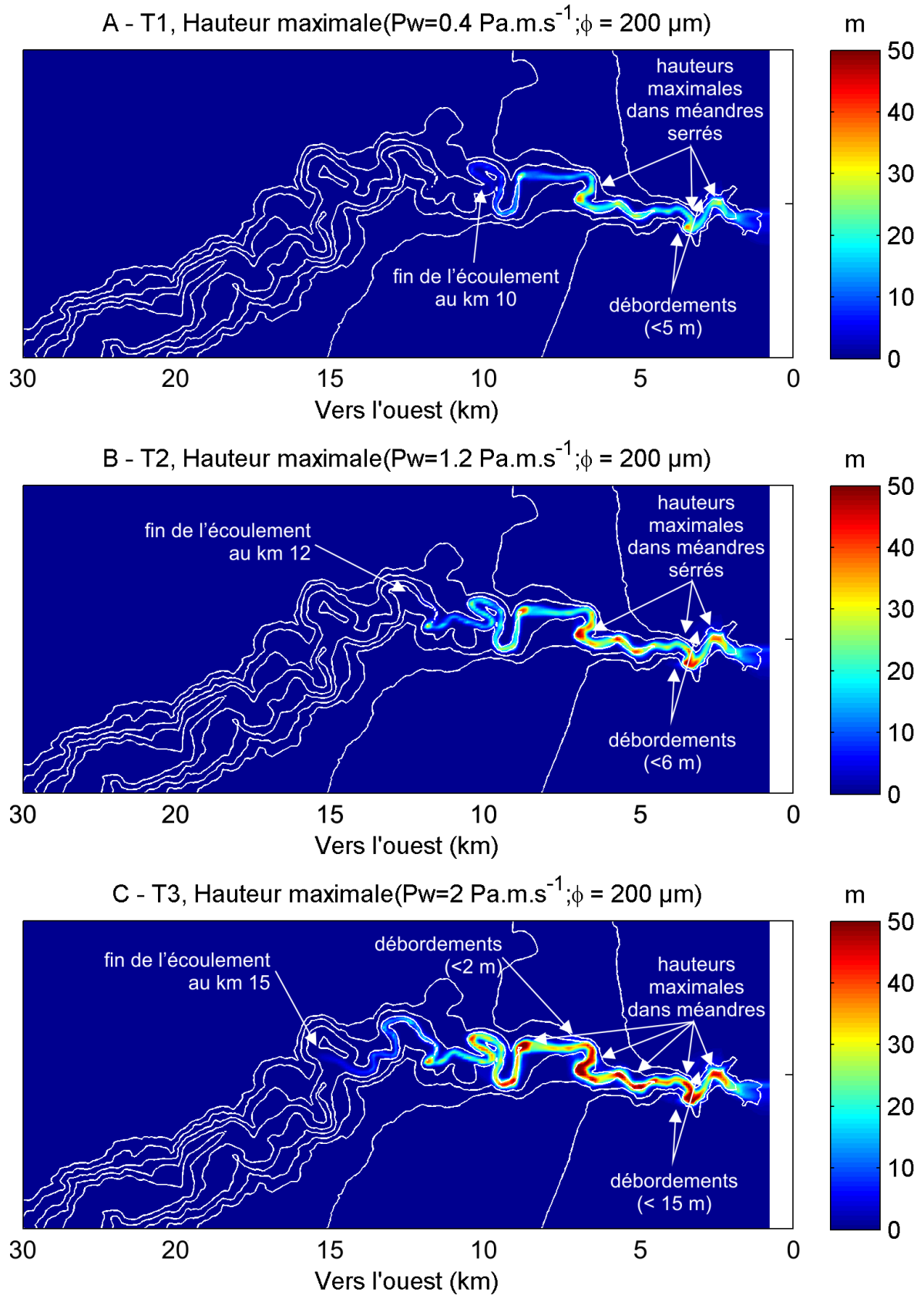


Figure 2.9 : Localisation des hauteurs d'écoulement maximales après les simulations (A) T1, (B) T2 et (C) T3.

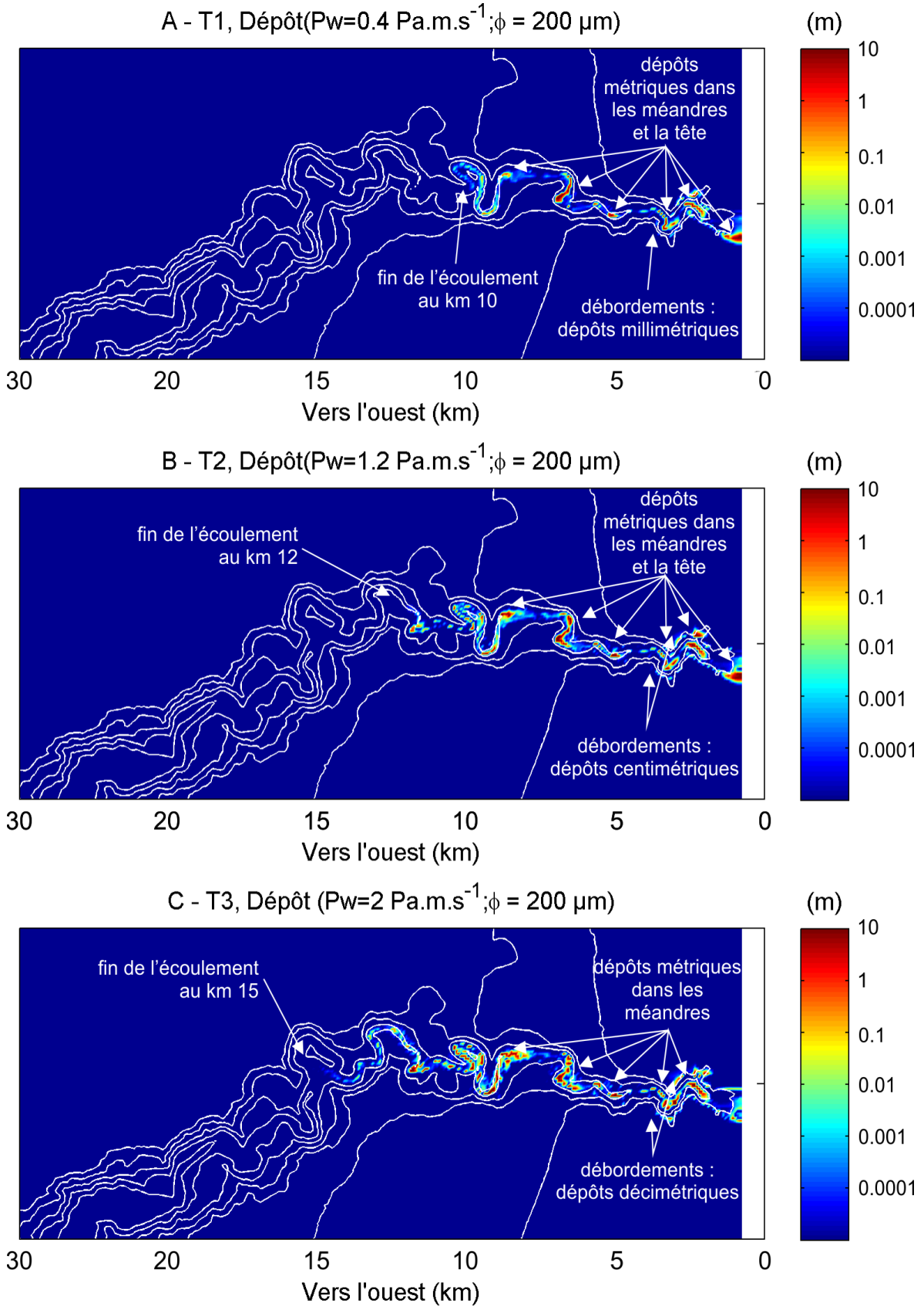


Figure 2.10 : Localisation des dépôts après les simulations (A) T1, (B) T2 et (C) T3.

2.4.2. Effet de la fraction silteuse dans l'écoulement

La simulation T4, d'apports semblables à la simulation T2 mais comportant 10 % de fraction fine (soit 0.13×10^6 t de silts et 1.17×10^6 t de sables), génère un écoulement qui s'étend jusqu'à 54 km à l'aval de la tête de canyon. Les dépôts grossiers ($200 \mu\text{m}$) sont limités aux 13 premiers km à l'aval de la tête (Figure 2.12A, Figure 2.13). La vitesse moyenne d'écoulement est de $0.24 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, la hauteur moyenne d'écoulement est de 71.5 m et la hauteur maximale d'écoulement est de 330 m (Table 2.11). La simulation T5, comportant 50 % de fraction fine (soit 0.65×10^6 t de silts et 0.65×10^6 t de sables), génère un écoulement au-delà du domaine spatial de calcul (distance à la tête supérieure à 85 km). Les dépôts vont au-delà du domaine de calcul (Figure 2.12B), cependant les dépôts observés en limite aval du domaine de calcul (km 85) sont inférieurs à 1 mm. Les dépôts grossiers sont limités à 12 km à l'aval de la tête (Figure 2.12B, Figure 2.14). La vitesse moyenne d'écoulement est de $0.22 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, la hauteur moyenne de l'écoulement est de 93.1 m et la hauteur maximale d'écoulement est de 479 m (Table 2.11).

Les vitesses les plus importantes sont atteintes entre la tête et le dépôt de la fraction grossière (Figure 2.11), ce qui correspond à la partie chargée de l'écoulement. Après le dépôt des sables, l'écoulement est plus dilué, avec des sédiments plus fins. La carte des vitesses maximales montre des débordements le long du canyon, au-dessus des flancs, avec des vitesses d'écoulement atteignant $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Figure 2.11). Une partie de ces débordements redescendent ensuite dans le canyon le long des flancs. Les débordements sont plus importants au-dessus du flanc nord en raison de la force de Coriolis. En amont, les dépôts dus aux débordements sont millimétriques à pluri-décimétriques pour T4 et millimétriques à pluri-décimétriques pour T5 (Figure 2.13, Figure 2.14). En aval, les débordements, au-dessus des flancs, ne semblent pas générer de dépôts (Figure 2.12). Pour la simulation T5, l'augmentation de la hauteur de l'écoulement entraîne des débordements plus conséquents mais présentent des vitesses d'écoulement plus lentes (0.25 vs. $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$). Dans ces simulations, les dépôts enregistrés sur les terrasses décrites par Gaudin (2006) (Figure 1.12), sont centimétriques pour T4 (Figure 2.12A) et pluri-centimétriques pour T5 (Figure 2.12).

2.4.3. Effet de la récurrence des tempêtes

La simulation T6, modélisant deux tempêtes consécutives avec un apport uniquement sableux (T2) génère des écoulements 75 km à l'aval de la tête de canyon. Après la deuxième tempête, les dépôts grossiers ($200 \mu\text{m}$) s'étendent jusqu'à 18 km à l'ouest de la tête (Figure 2.15). La simulation T7, modélisant deux tempêtes consécutives avec un apport en silts et en sables (10% et 90%, T4) génère des écoulements au-delà du domaine spatial de calcul (85 km). Après la deuxième tempête, les dépôts grossiers ($200 \mu\text{m}$) s'étendent jusqu'à 15 km à l'ouest de la tête (Figure 2.16). Lors de la deuxième tempête, les dépôts sableux déposés par la première tempête (à 18h) sont érodés et transportés plus aval : 3 km (vers l'ouest) pour T6 et 2 km pour T7.

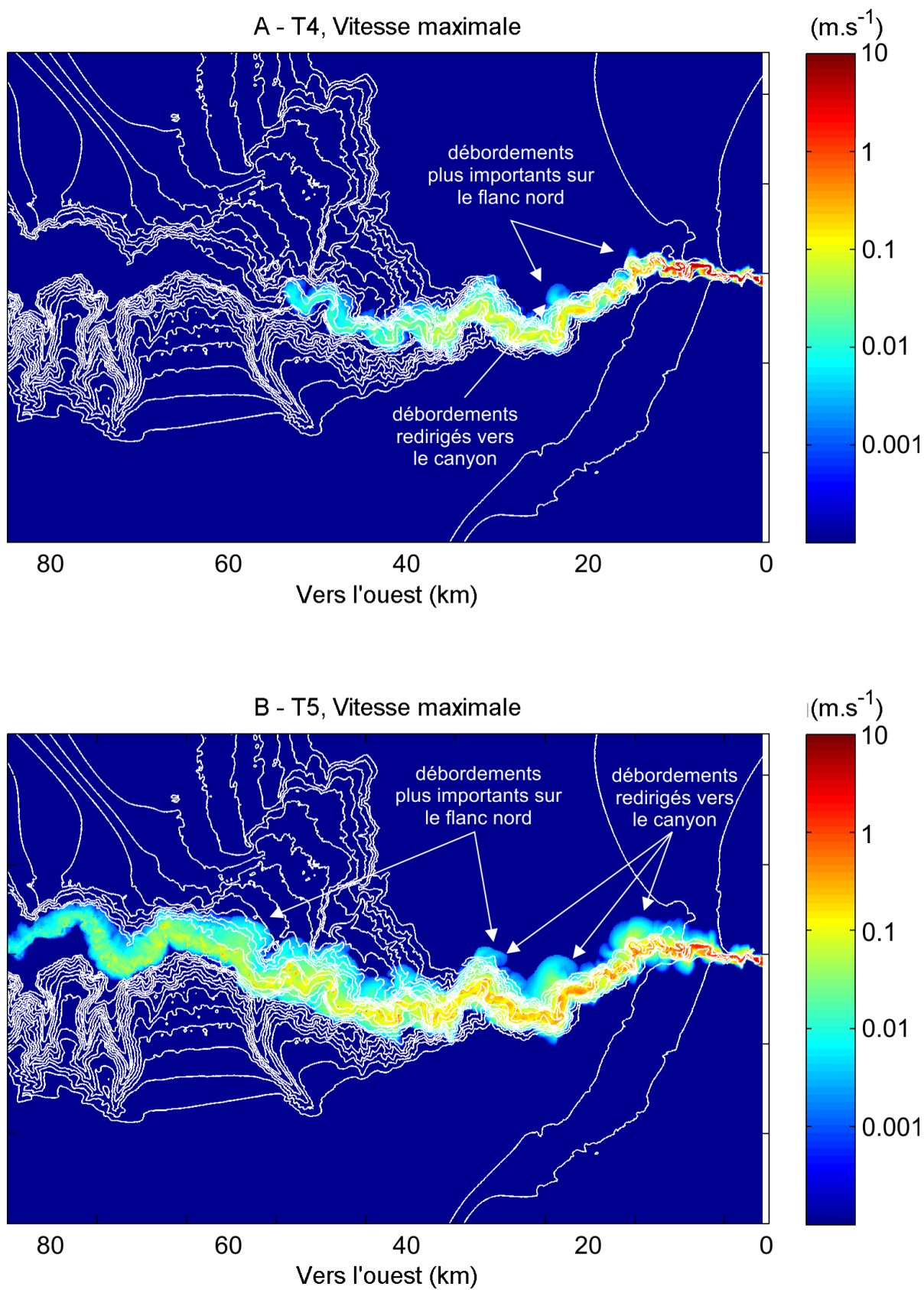


Figure 2.11 : Localisation des vitesses maximales après les simulations (A) T4 et (B) T5.

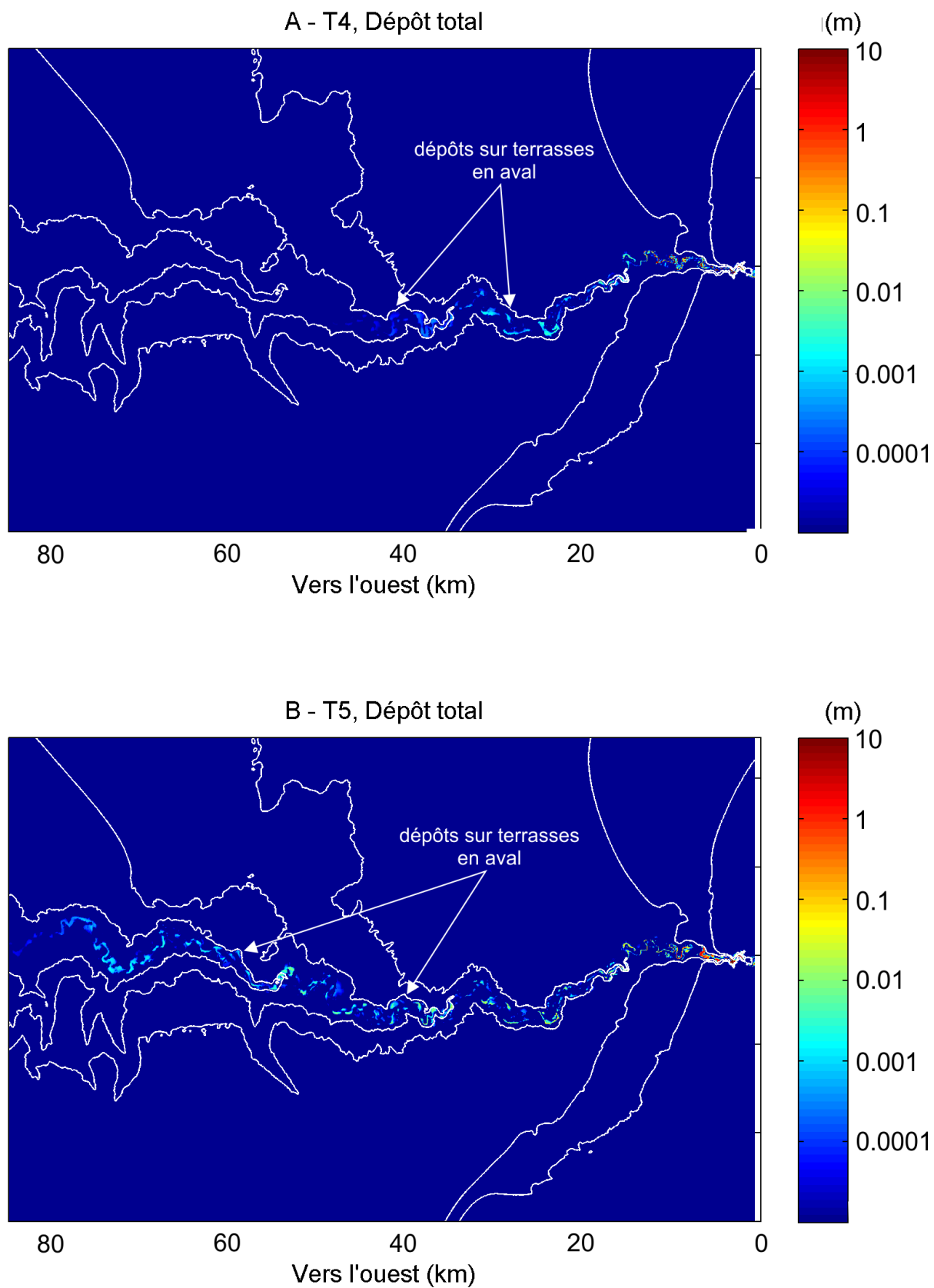


Figure 2.12 : Localisation des dépôts après les simulations (A) T4 et (B) T5.

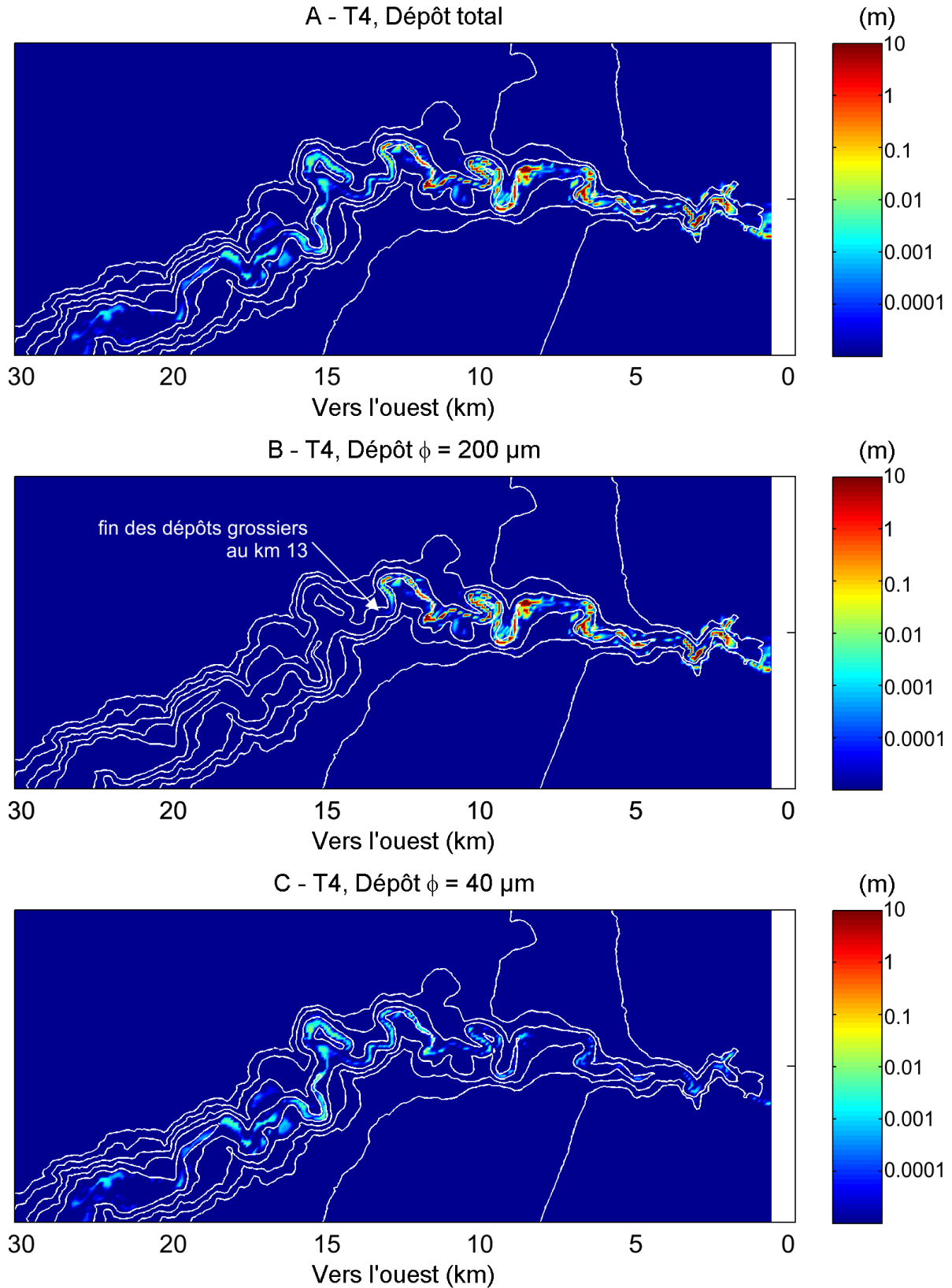


Figure 2.13 : Localisation des dépôts de la simulation T4 dans la partie amont avec (A) les dépôts totaux, (B) les dépôts des sédiments uniquement grossiers ($200 \mu\text{m}$) et (C) les dépôts des sédiments uniquement fins ($40 \mu\text{m}$).

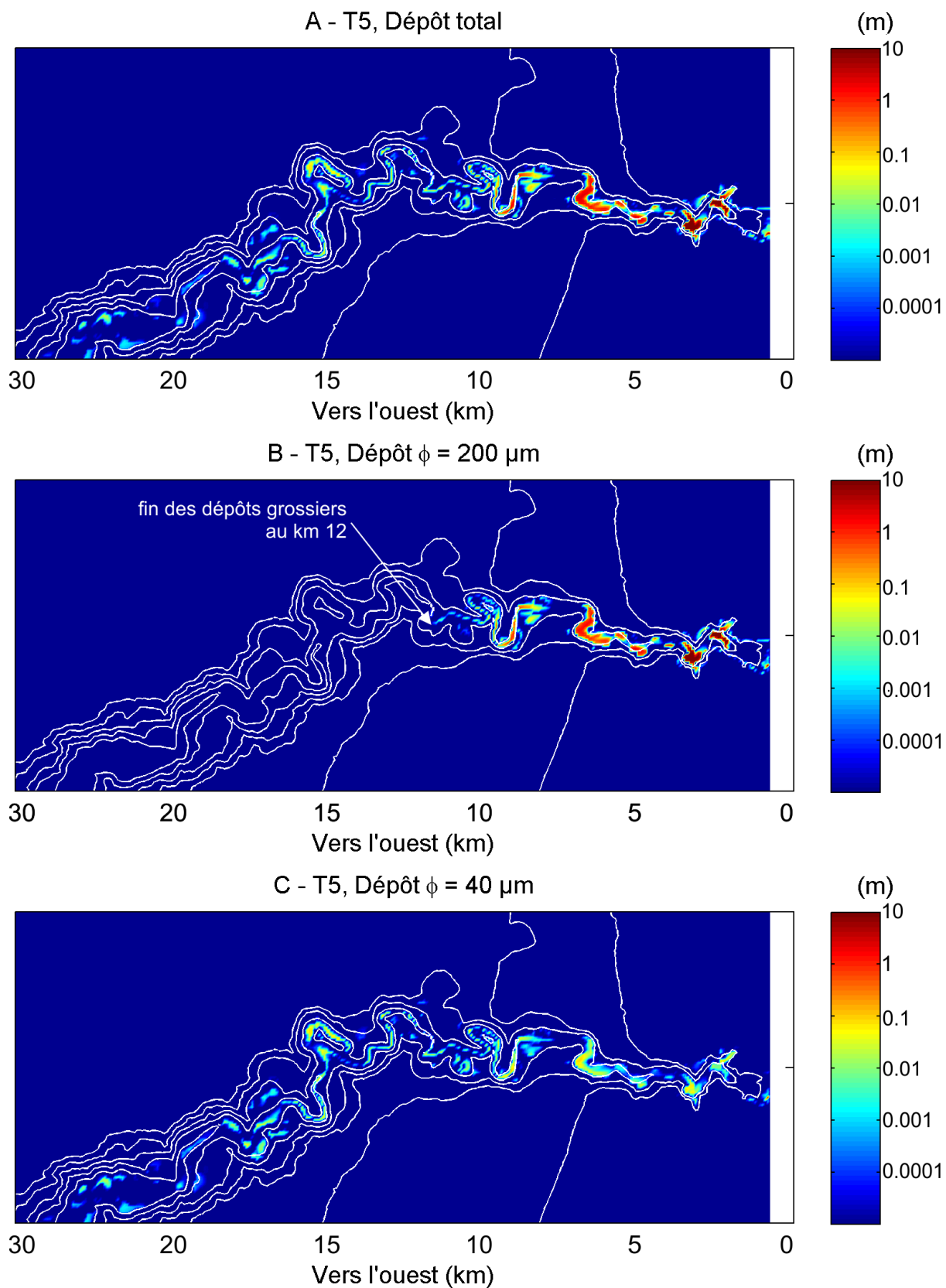


Figure 2.14 : Localisation des dépôts de la simulation T5 dans la partie amont avec (A) les dépôts totaux, (B) les dépôts des sédiments uniquement grossiers ($200 \mu\text{m}$) et (C) les dépôts des sédiments uniquement fins ($40 \mu\text{m}$).

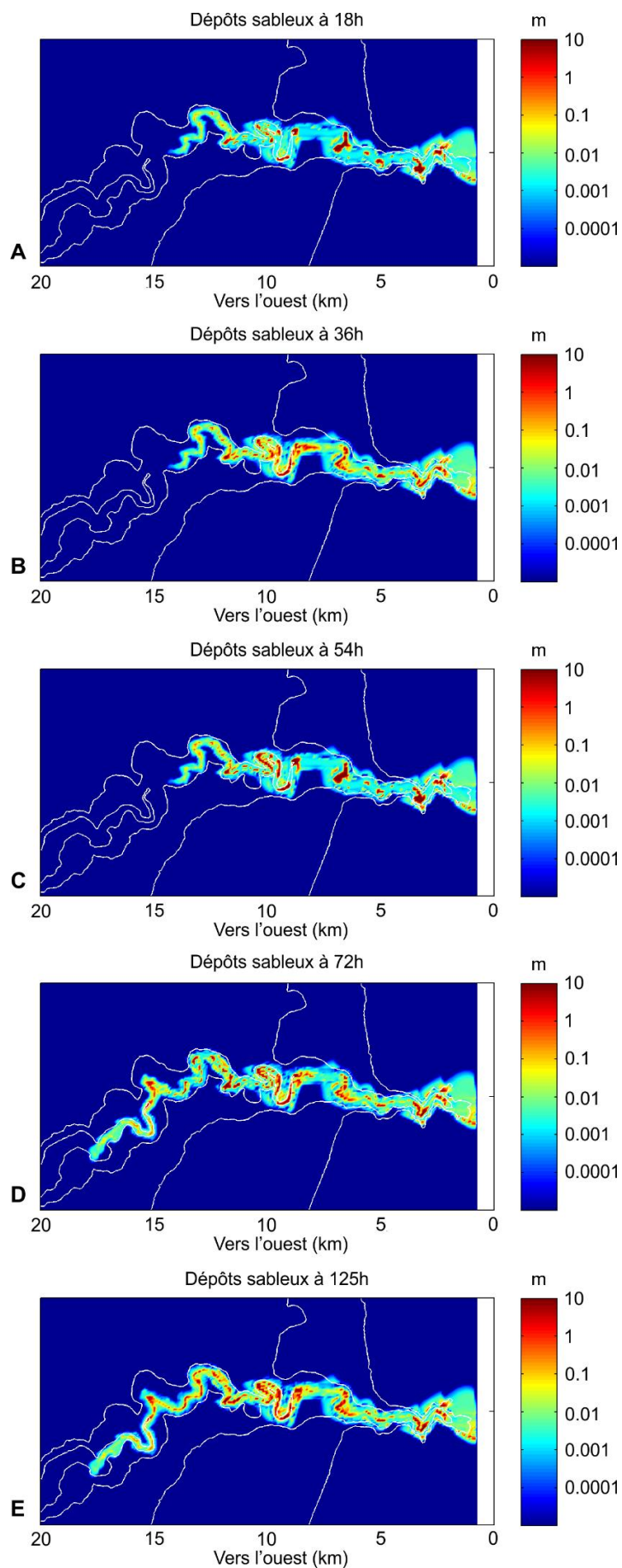


Figure 2.15 : Hauteurs des dépôts sableux enregistrées lors de la simulation T6 en fonction du temps d'écoulement.

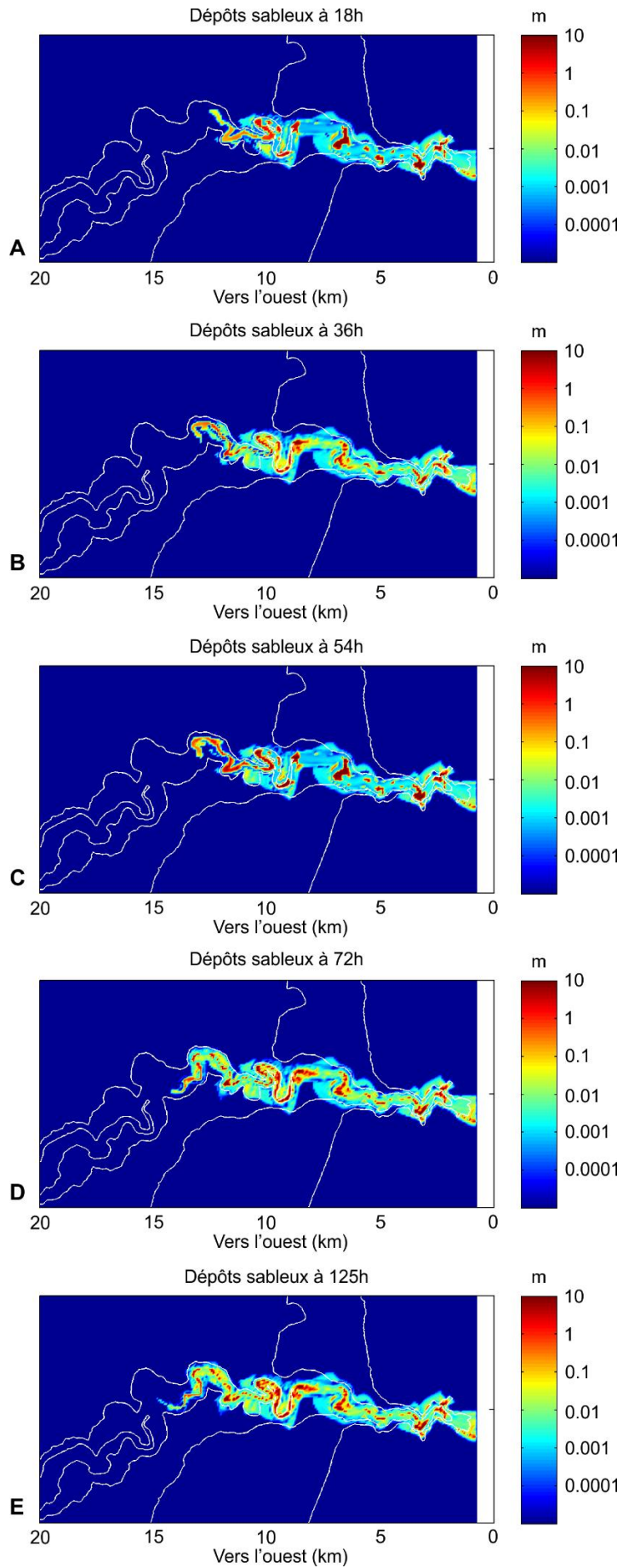


Figure 2.16 : Hauteurs des dépôts sableux enregistrées lors de la simulation T7 en fonction du temps d'écoulement.

2.4.4. Évolution de la vitesse et de la hauteur de l'écoulement et l'influence de la fraction silteuse

Les conditions aux limites renseignées (concentration en sédiments en suspension, hauteur et vitesse de l'écoulement en entrée) dans ces simulations s'appuient sur des observations in situ dans la tête de canyon. Les résultats obtenus montrent des courants réalistes, que ce soit les vitesses modélisées ou bien les hauteurs d'écoulement obtenues. Elles sont comparables à celles enregistrées dans des systèmes proches morphologiquement comme le système du Var (hauteur maximale enregistrée : 150 m ; Khripounoff et al., 2012), de Monterey (vitesse maximale enregistrée : 7.2 m.s^{-1} ; Paull et al., 2018) ou du Congo (vitesse maximale enregistrée de 2.6 m.s^{-1} et hauteur maximale d'écoulement enregistrée de 69 m ; Azpiroz-Zabala et al., 2017). Néanmoins, in situ, ces courantomètres sont préférentiellement installés dans les sections droites et non dans les méandres, où nous enregistrons les plus fortes valeurs de vitesse.

Les vitesses maximales sont observées en amont du dépôt de la fraction grossière (T4 et T5 ; Figure 2.11). La densité de l'écoulement est ensuite réduite, tout comme la vitesse de l'écoulement. Une perte d'énergie est également entraînée par le passage successif des méandres et les débordements (au-dessus des flancs et des terrasses). Cependant, les méandres peuvent localement concentrer l'écoulement et entraîner une augmentation de sa vitesse. Les courants générés par le drainage des débordements le long des flancs ont également la capacité de réactiver localement le courant présent sur le fond en y apportant de l'énergie et une charge sédimentaire. Les pentes des flancs peuvent atteindre 40° et générer des écoulements rapides et expliquer, très localement, la vitesse maximale de 33.5 m.s^{-1} enregistrée au niveau des flancs, lors de la simulation T5.

Les hauteurs d'écoulement les plus élevées sont enregistrées dans les méandres (Figure 2.9 ; Figure 2.17). L'inertie de l'écoulement lui permet de s'étaler et de remonter sur le flanc externe du méandre. La tête de l'écoulement génère une onde de choc et, dans certains cas, celle-ci vient directement percuter les flancs du méandre et s'étale sur la hauteur des flancs. L'intégration d'une fraction fine dans l'écoulement génère des hauteurs maximales d'écoulement après le dépôt de la fraction grossière (Figure 2.17). Quand l'écoulement devient majoritairement silteux, la vitesse de chute des silts étant inférieure à celle des sables, la hauteur de l'écoulement augmente du fait de l'entraînement d'eau ambiante. Les simulations T2, T4 et T5 montrent que plus la fraction fine est importante plus la hauteur de l'écoulement augmente (Table 2.11). De fait, les débordements seront aussi plus importants. Les écoulements liés aux débordements le long des flancs seront plus fréquents, tout comme la réactivation de l'écoulement, accentuant la discontinuité des vitesses enregistrées.

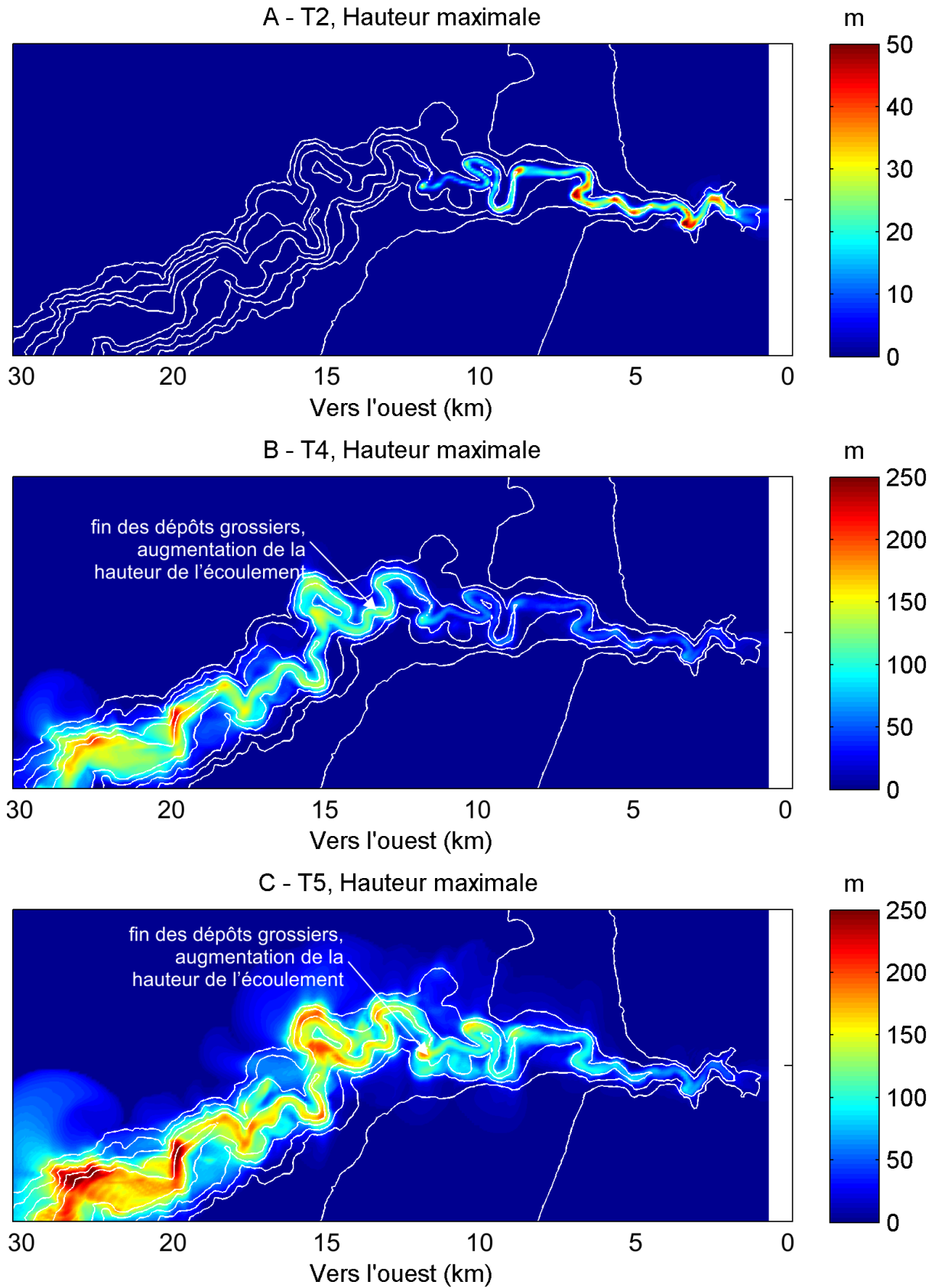


Figure 2.17 : Localisation des hauteurs d'écoulement maximales dans la partie amont du canyon après les simulations (A) T2, (B) T4 et (C) T5.

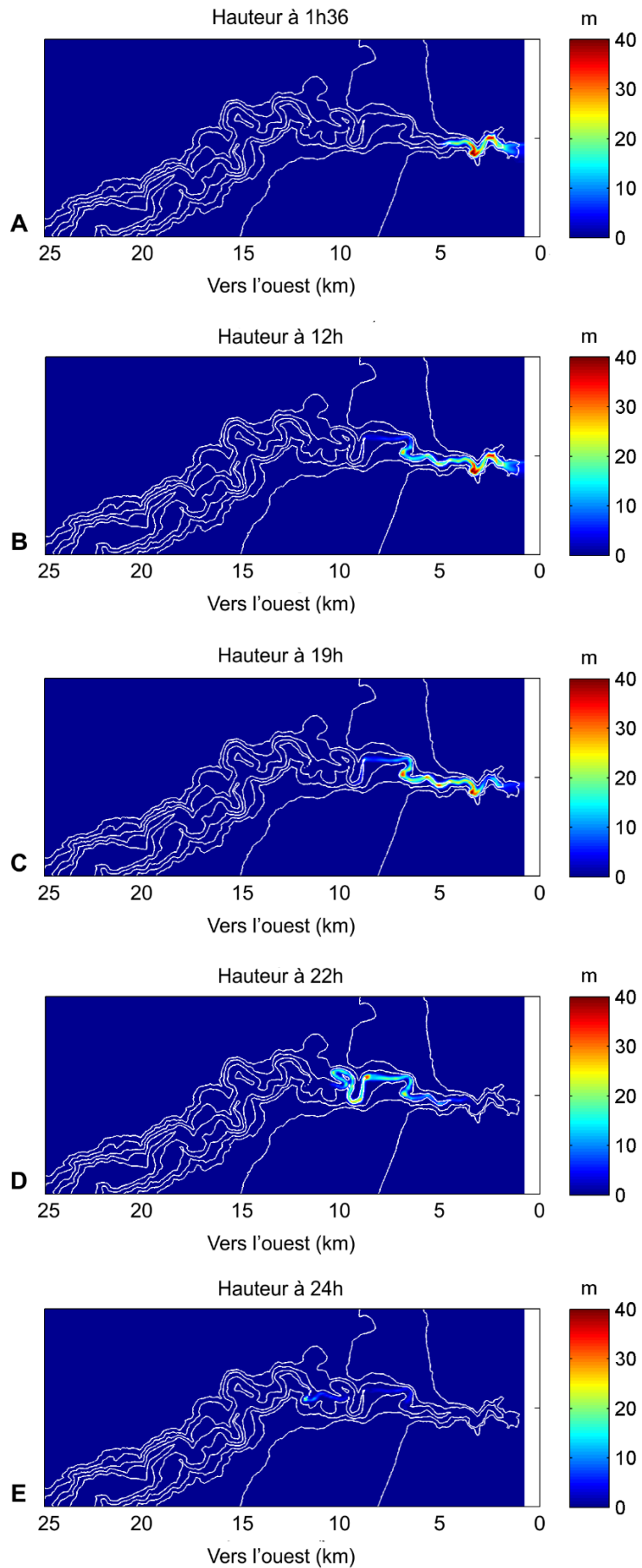


Figure 2.18 : Hauteurs d'écoulement enregistrées lors de la simulation T2 en fonction du temps d'écoulement.

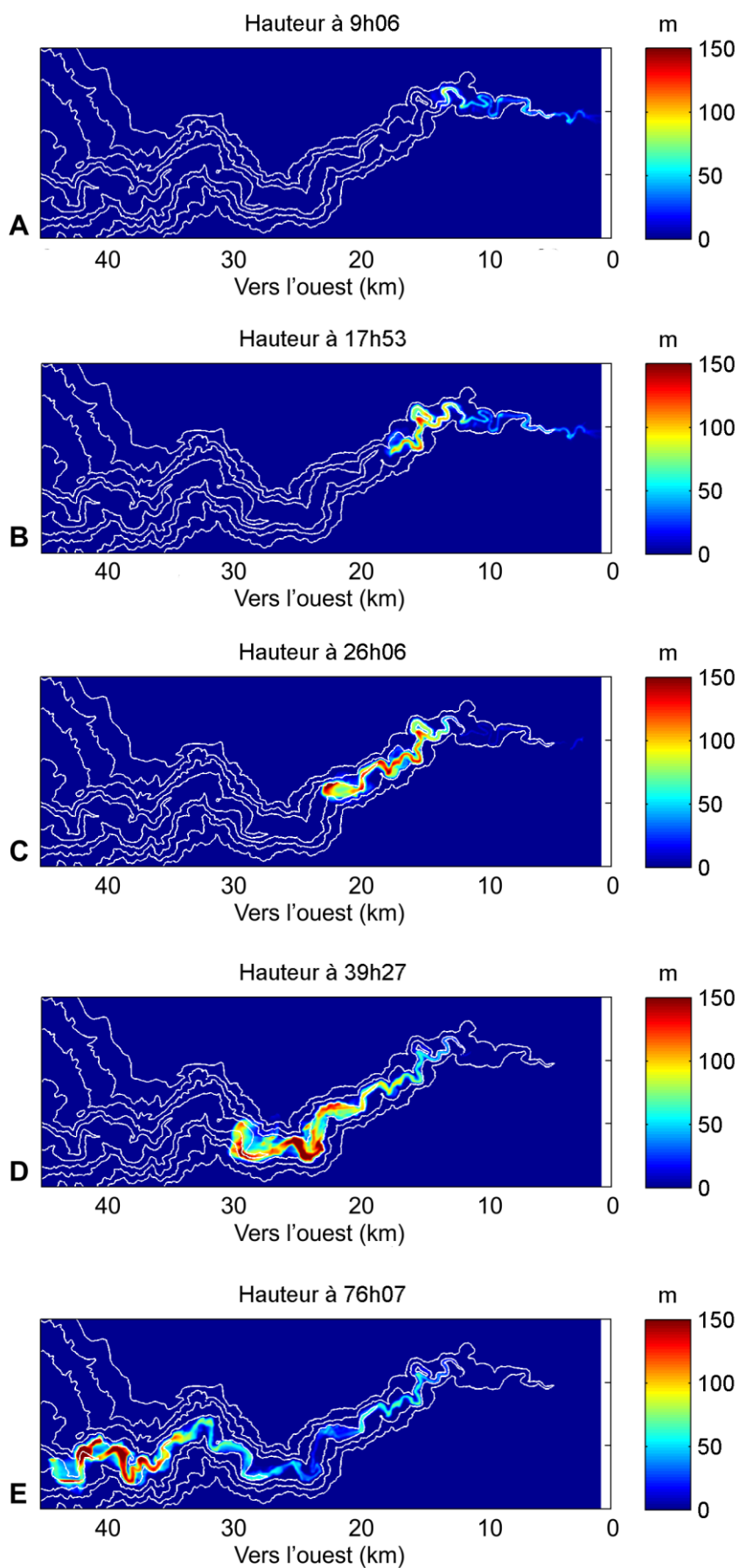


Figure 2.19 : Hauteurs d'écoulement enregistrées lors de la simulation T4 en fonction du temps d'écoulement.

Dans la partie amont du canyon, pour les simulations T2 et T4, la hauteur moyenne de l'écoulement (7.9 et 71.5 m) est maintenue pendant la tempête (Figure 2.18A, B, Figure 2.19A, B). Passé 18h, l'alimentation du canyon est stoppée (Figure 2.18C, Figure 2.19C) et la hauteur de l'écoulement n'est pas entretenue. Dans le cas de la simulation T2, alimentée uniquement en sables, la hauteur de l'écoulement diminue progressivement, d'amont en aval jusqu'à son arrêt complet 6h après la fin de la tempête (Figure 2.18D, E). Lors de la simulation T4 (10 % de silts) et passées 18h, la hauteur de l'écoulement n'est pas entretenue dans la partie amont, cependant, l'écoulement est entretenu et se poursuit dans la partie aval du canyon (Figure 2.19D, E). L'écoulement se termine 230h (9.6 jours) après l'arrêt de la tempête. Malgré l'absence de matériel érodable sur le fond, la fraction silteuse entretient la turbulence et donc la hauteur de l'écoulement.

La comparaison des simulations T1, T2, et T3 montre qu'une puissance d'écoulement 2 Pa.m.s^{-1} limite les dépôts sédimentaires à quelques millimètres dans la tête de canyon (Figure 2.10). Ceci est aussi observé lors des simulations 4 et 5 lorsque l'écoulement comporte une fraction fine (Figure 2.13, Figure 2.14). Les simulations T1 à T5 mettent en évidence que les sables (200 μm) ne sont pas déposés au-delà de 14 km à l'aval de la tête de canyon. Les simulations T2 et T4 démontrent qu'une fraction fine à 10 % permet de déposer les sables 1 km plus en aval qu'un écoulement uniquement sableux. La simulation T5, avec 50 % de fraction fine ne permet pas de déposer des sables au-delà du km 11. Cependant, ceci peut être expliqué par le fait que la quantité de sables injectée dans la simulation T5 est deux fois moins importante (50 % soit $0.65 \times 10^6 \text{ t}$) que celle dans la simulation T2 (100 % soit $1.3 \times 10^6 \text{ t}$).

2.4.5. Remobilisation des dépôts sableux

Les simulations T2, T4 et T5 démontrent qu'un seul écoulement (dans les conditions aux limites définies) ne dépose pas de sables au-delà du 14 km (Figure 2.10B, Figure 2.13, Figure 2.14). Les simulations T6 et T7 montrent que la récurrence des tempêtes, et donc des écoulements de turbidité, permet d'éroder et de transporter les sables précédemment déposés plus en aval du système. Le transport des sables le long du canyon s'effectuerait donc par étape, sur un temps long impliquant de nombreux écoulements turbiditiques successifs, déplaçant chacun des "paquets" de sable sur seulement quelques kilomètres et jusqu'à une quinzaine de kilomètres à chaque fois. Nous appellerons ce processus un transport séquentiel. La comparaison entre les simulations T2 et T6 (écoulement uniquement sableux) souligne que, à des volumes quasi-équivalents, la durée d'un événement (18 h vs. $2 \times 18\text{h}$ avec une interruption de 18h) peut influencer la propagation des dépôts sableux vers l'aval du système (12 vs. 18 km). La comparaison entre les simulations T6 et T7 montre que la présence d'une fraction silteuse remobilisable et injectée directement dans l'écoulement n'augmente pas la capacité d'érosion et de transport des sables (remobilisables et injectés) comme observé lors de la comparaison entre T2 et T4. Au contraire, l'apport d'une fraction silteuse réduit la quantité de sables injectés, augmente la hauteur d'écoulement et les débordements. Les vitesses d'écoulement sont réduites dans la partie amont. Les simulations T6 et T7 suggèrent que le transport des sables, depuis la tête du canyon jusqu'à l'embouchure, est lié à la récurrence des écoulements gravitaires dans le système et possiblement à la récurrence des tempêtes au-dessus du système de Capbreton.

**3. UPSTREAM MIGRATING KNICKPOINTS
AND RELATED SEDIMENTARY PROCESSES
IN A SUBMARINE CANYON FROM A RARE
20-YEAR MORPHOBATHYMETRIC TIME-
LAPSE (CAPBRETON SUBMARINE CANYON,
BAY OF BISCAY, FRANCE)**

Ce chapitre porte sur l'évolution morphobathymétrique du canyon de Capbreton entre 1998 et 2018. Cette étude, présentée sous la forme d'un article scientifique publié, s'appuie sur 8 levés bathymétriques réalisés sur la partie amont du canyon entre 10 et 320 m de profondeur, jusqu'à 10 km en aval de la tête, et sur une carotte sédimentaire prélevée sur une terrasse à 200 m de profondeur. Cette étude morphobathymétrique vient compléter (à l'aval) et actualiser (dans la tête) les travaux de thèse d'Alaïs Mazières. L'objectif de ce chapitre est, dans un premier temps, de décrire les structures sédimentaires présentes sur le fond du canyon, suivre et décrire leur évolution à une échelle de temps bi-décennale. Pour faire suite au chapitre 2 et aux travaux de modélisation numérique entrepris dans cette thèse, les transferts sédimentaires dans la partie amont y sont décrit et quantifiés. La récurrence des événements turbiditiques dans la partie amont du canyon y est abordée et discutée.

Référence de l'article publié le 3 février 2020 dans *Marine Geology*

Guiastrennec-Faugas, L., Gillet, H., Jacinto, R.S., Dennielou, B., Hanquiez, V., Schmidt, S., Simplet, L., Rousset, A., 2020. Upstream migrating knickpoints and related sedimentary processes in a submarine canyon from a rare 20-year morphobathymetric time-lapse (Capbreton submarine canyon, Bay of Biscay, France). *Mar. Geol.* 106143. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106143>

Résumé en français

Le canyon sous-marin de Capbreton est l'élément morphologique le plus remarquable du sud-est du golfe de Gascogne. Ce canyon forme une profonde incision à travers le plateau et le talus continental, et présente des structures remarquables liées à son activité hydro-sédimentaire actuelle. Sa tête est déconnectée du fleuve Adour depuis 1310 après J.-C. mais reste suffisamment proche de la côte pour être alimentée en sédiments par la dérive littorale. Les processus gravitaires dans le corps du canyon sont abondamment décrits et documentés. Cependant, de nombreuses questions subsistent concernant le détail des processus affectant la tête, le corps et le débouché distal (éventail profond) du canyon de Capbreton. Ce travail vient apporter des réponses concernant (1) l'évolution temporelle du transfert de sédiments entre la tête et les profondeurs du canyon, et (2) l'interaction entre les processus d'écoulements gravitaires et la morphologie du fond du canyon, incluant les processus de formation des seconds et de leur rétroaction sur les premiers.

Cette étude est basée sur l'analyse et la comparaison de huit relevés bathymétriques multifaisceaux acquis dans la partie supérieure du canyon de Capbreton, entre 1998 et 2018, à des profondeurs allant de 10 à 320 m. Cette rare série temporelle, dite *time-lapse*, illustre l'évolution morphologique de cette zone remarquablement dynamique au cours des 20 dernières années. Notre travail révèle qu'une grande partie des changements se concentrent sur le fond du corps du canyon et de sa tête. Après une singulière période caractérisée par un talweg à fond plat, le canyon est affecté par une incision associée à des terrasses latérales basses aboutissant à un talweg axial étroit. Le creusement de ce talweg étroit est induit par une érosion régressive

liée à la présence de *knickpoints* migrant vers l'amont, tandis que des terrasses résiduelles de faible altitude se forment lorsque le canyon atteint un profil d'équilibre local.

Le talweg à fond plat, uniquement observé en 1998, est interprété comme le résultat d'un remplissage partiel du talweg suite à une vidange sédimentaire de la tête de canyon et un important transfert sédimentaire vers la partie proximale du corps du canyon. Un talweg à fond plat n'a depuis pas été observé dans notre série temporelle (depuis 2010), ce qui suggère un possible mode de fonctionnement plus calme du canyon, sur cette période. Nous proposons également la première quantification de volumes de déplacement des sédiments sur le fond du canyon. Nos résultats soulignent l'alternance entre des périodes de remplissage et d'érosion à l'axe du canyon, et un dépôt continu et inattendu de sédiments dans la tête du canyon au cours des 20 dernières années.

Mots clefs : canyon sous-marin ; relevés bathymétriques répétés ; morphobathymétrie ; *knickpoints*

Abstract

The Capbreton submarine canyon is a striking feature of the south-east of the Bay of Biscay. This canyon forms a deep incision through the continental shelf and slope, and displays remarkable structures linked to its present-day hydrosedimentary activity. Its head has been disconnected from the Adour River since 1310 AD, but remains close enough to the coast to be supplied with sediment by longshore drift. Gravity processes in the canyon body are abundantly described and documented, but activity in the head and the fan of the canyon is poorly constrained. Furthermore, many questions remain regarding the details of processes affecting the head, the body and the fan of the Capbreton canyon. In this work, we address the paucity of documentation concerning (1) the temporal evolution of sediment transfer between the head and the deep reaches of the canyon, and (2) the interaction between gravity processes and the morphology of the canyon floor, including both shaping and feedback mechanisms.

This study is based on the analysis and comparison of eight multibeam bathymetric surveys acquired in the upper part of the Capbreton canyon between 1998 and 2018, in depths ranging 10-320 m below sea level. This rare time series exposes the morphological evolution of this outstanding dynamic area over the last 20 years. Our work shows that much of the changes are located in the canyon floor and head. Following a period characterised by a unique flat floor thalweg, the canyon was affected by an incision with low lateral terraces which resulted in a narrow axial thalweg. The deepening of the narrow thalweg was induced by retrogressive erosion according to the presence of upstream-migrating knickpoints, while low elevation residual terraces formed as the canyon reached a local equilibrium profile.

The flat thalweg observed in 1998 is likely a result of a partial filling of the canyon thalweg by a substantial emptying of the canyon head and significant mass transfer to the proximal part of the canyon. A flat floor thalweg was not observed again in the remaining of our time series (since 2010), suggesting a possible quieter working mode of the canyon. We also propose the first accurate volume quantification of sediment displacement on the canyon floor. Our findings underline the alternation of filling and erosive periods in the canyon axis and an unexpected continuous sediment deposition in the canyon head during the last 20 years.

Keywords: submarine canyon; bathymetric time-lapse; morphobathymetry; knickpoints

3.1. Introduction

Submarine canyons are ubiquitous on continental margins (e.g. Shepard, 1981). Studies in various environments (both silicoclastic and carbonate) have demonstrated that they are preferential pathways of terrigenous sediment from rivers and littoral zones to the deep sea during both lowstands and highstands (Shepard and Dill, 1966; Shepard, 1981; Durrieu de Madron, 1994; Mullenbach and Nittrouer, 2000; Puig et al., 2008; Maier et al., 2018). Submarine canyons are complex morphologic elements dominated by erosional processes. Their formation includes erosion by particle-laden gravity currents (Pratson et al., 1994; Shepard, 1981) and subsequent destabilization of flanks (Sultan et al., 2007; Mulder et al., 2017) and is modulated by generated depositional environments such as meander bars and terraces (Babonneau et al., 2002, 2004, 2010; Conway et al., 2012). However, studies are commonly based on static morphologies that do not allow to distinguish inherited morphologies (for instance, during the last glacial lowstand) from present (interglacial high-stand) hydro-sedimentary processes. Pioneering works, based on fixed morphology through seismic profiles (Hay, 1987) and sediment cores (Nesteroff and Heezen, 1962), allow the good understanding of different canyon types and their functioning. Over the last 20 years, current meter and sediment trap moorings (Paull et al., 2002; Xu et al., 2002; Khripounoff et al., 2003; Lintern et al., 2016; Zhang et al., 2018), repeated bathymetric surveys (Smith et al., 2005, 2007; Xu et al., 2008; Clarke et al., 2014; Lintern et al., 2016; Hage et al., 2018; Yin et al., 2019) and direct observation by ROV (Paull et al., 2005, 2010; Gillet et al., 2019) have contributed to filling the gap between observed morpho-sedimentary features and hydro-sedimentary processes. The monitoring of currents and of seabed morphology of both active canyons that are significantly supplied by sediment during the present high-stand (e.g. Var (Migeon et al., 2006; Khripounoff et al., 2012; Kelner et al., 2016), Congo (Babonneau et al., 2010; Azpiroz-Zabala et al., 2017), Monterey (Smith et al., 2005, 2007)) and sediment starved canyons (Normandeau et al., 2014) has played an integral part in our better understanding of sediment transfer dynamics in canyon settings.

The Capbreton canyon, is an excellent illustration of a system driven by powerful hydrosedimentary processes, in particular storm-induced head-to-middle canyon transport (Mulder et al., 2001), and high sediment supply and accumulation rates throughout the Holocene and during the present time (Salles et al., 2008; Mulder et al., 2012; Brocheray et al., 2014). Our work builds-on a previous study by Mazières et al. (2014) which focused on the head of the Capbreton canyon (5-130 m water depth, between 2001 and 2013) in an effort to document both the dynamics and the hazards related to the close coastal setting of this canyon. The aim of this study is to decipher the sediment transfer from the canyon head to the upper course and characterise the morphological response of these different parts to gravity processes. To address these issues, we analyse the evolution of morphological features (such as bedforms and terraces) and compute the volumes of sediment displaced in the process. Our results concerning the morphological evolution of the canyon led us to discuss the sequence of events involved in reaching a local and transient equilibrium profile. Our approach is based on an annual to pluri-annual investigation over the last 20 years (1998 to 2018), relying on 8 multibeam bathymetric surveys which were used to follow the morpho-sedimentary evolution of the upper Capbreton canyon and its head (10-320 m water depth). This rare time-series has enabled us to focus on (1) the migration velocity of morphologic features such as the

backstepping of knickpoints, (2) on the energy and frequency of turbiditic flows and (3) on the construction of sedimentary terraces.

3.2. *Regional setting*

3.2.1. Morphological and geological setting

The Capbreton canyon is located to the southeast of the Bay of Biscay (SW France, Figure 3.1). It was formed 50-40 My ago, during the Middle Eocene (Ferrer et al., 2008), in a subsiding zone with structural weaknesses generated by the convergence of the Iberian and European plates (Deregnaucourt and Boillot, 1982). Several studies have demonstrated the predominant impact of deep-rooted tectonic structures on the localization and overall morphology of the Capbreton Canyon (Deregnaucourt and Boillot, 1982; Bois et al., 1997; Cirac et al., 2001). Until the Middle Miocene, depositional processes prevailed on the valley floor (sedimentation of overbank, levee and mass flow deposits), leading to a progressive infill and smoothing of the canyon morphology. Since then, canyon erosion and deepening have dominated (Ferrer et al., 2008).

The canyon head is located only 300 m off the coastline and forms a deep and wide amphitheater facing the sea (Froidefond, 1982; Gaudin et al., 2006) (Figure 3.1). The canyon deeply incises the Aquitaine continental shelf and slope and shows a 300-kilometer-long meandering course that runs eastwards, parallel to the north coast of Spain, before heading northwards to the base of the continental slope at 3500 m water depth where it merges with the Cap-Ferret-Capbreton deep-sea fan system (Cremer, 1983; Cirac et al., 2001; Gaudin et al., 2006). It can be categorized as a Type 1 canyon (river-associated, shelf-incising canyon), according to the classification proposed by Harris and Whiteway (2011).

3.2.2. Sediment supply

Successive connections and disconnections, especially during the Quaternary, with the Adour and paleo Adour River have been reported by Klingebiel and Legigan, (1978). The canyon head was naturally disconnected from the Adour River in 1310 AD, and in 1578 the river mouth was artificially relocated 15 km to the south of the canyon head, interrupting direct sediment transfer from the river (Klingebiel and Legigan, 1978). Despite this disconnection, the Adour River continues to indirectly deliver sediment into the canyon (Brocheray et al., 2014; Mazières et al., 2014). Remote sensing satellite images reveal that over the course of a year, the Adour plume reaches the canyon head 20% of the time. The flux from the Adour River represents $0.25 \times 10^6 \text{ t}\cdot\text{year}^{-1}$ of suspended sediment which is deflected to the north under the influence of easterly winds (Petus, 2009).

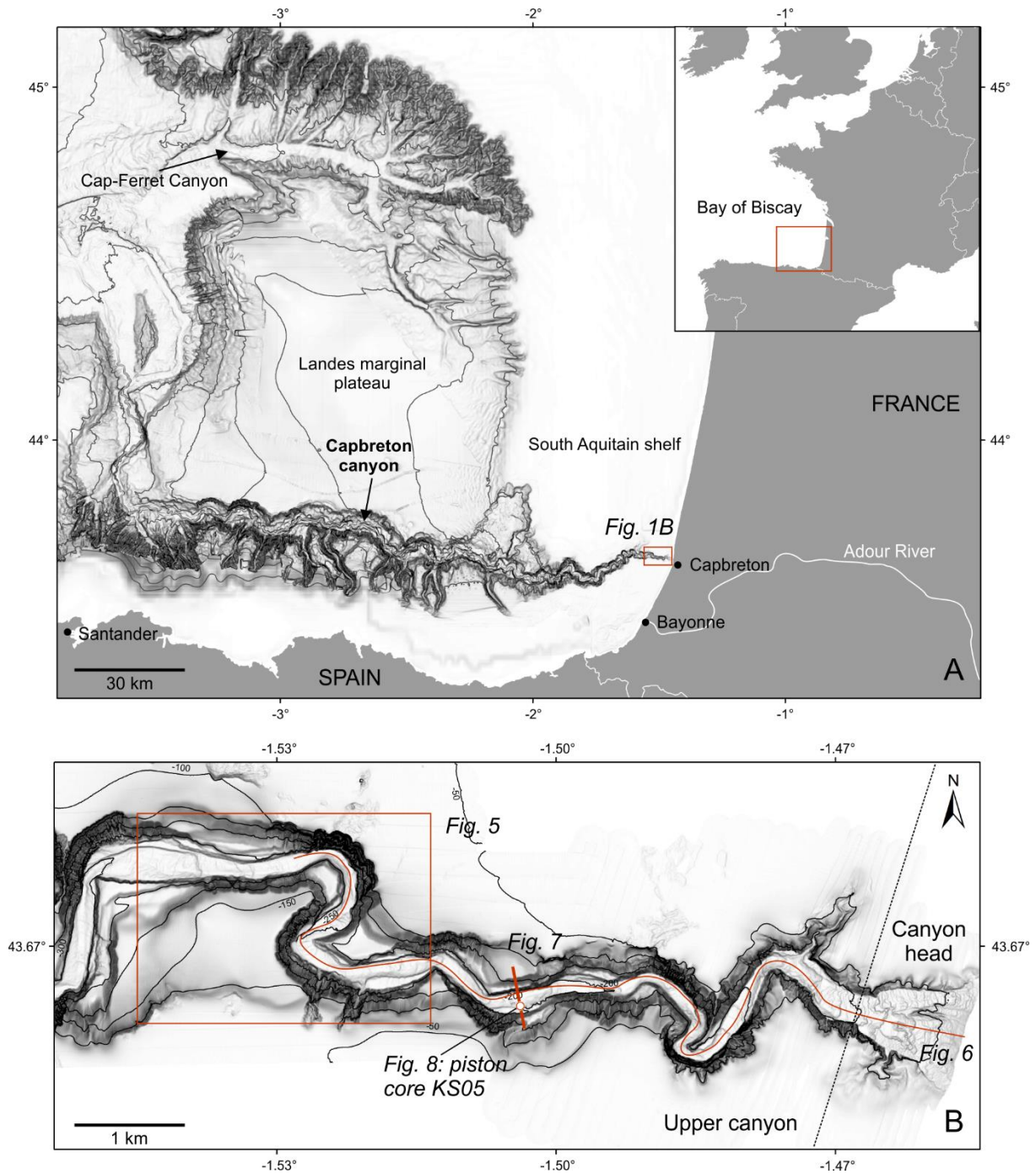


Figure 3.1 : (A) Location of the study area in the Bay of Biscay. (B) Detailed bathymetry of the upper part of the Capbreton canyon.

However, the present main sediment source is the southward longshore drift that transports large volumes of sediment toward the canyon head during periods of intense coastal erosion under high-energy wave conditions (Mazières et al., 2014). The head of the Capbreton Canyon acts as a sediment buffer, which temporarily traps fine sands (and some mud) before discharging towards the body of the canyon (Mazières et al., 2014). The annual average of sediment transported along the Aquitaine coast ranges between 38,000 m³ and 657,000 m³ (Idier et al., 2013). This figure declines dramatically from approximately 40,000 m³.year⁻¹ just north of the canyon to only 1000 m³.year⁻¹ to the south (Abadie et al., 2006). These natural processes are disturbed by an artificial by-pass system. Since 2008, up to 100 000 m³ of sand per year from 2008 to 2016, and up to 200 000 m³ per year since 2016 is pumped from the Notre-Dame

Beach (north of the canyon head) onto beaches (Estacade, Centrale, Prévent and Savane) south of the canyon head to reduce costal erosion which is accentuated by the Capbreton port breakwater (CASAGEC Ingénierie, 2016).

Poleward jet currents of up to 55 cm.s^{-1} have been measured along the Aquitaine shelf, at a depth of about 50 m (innershelf), after a few days of westerlies in the south-eastern area of the Bay of Biscay (downwelling circulation induced along the Spanish coast). For the strongest events, current velocities recorded at 54 m water depth increased from 8 to 55 cm.s^{-1} north of the Capbreton canyon (44°N) (Kersalé et al., 2016), and from 12 cm.s^{-1} at the bottom to 32 cm.s^{-1} near the surface offshore the Arcachon Bay (Batifoulier et al., 2012). These currents are known to transport harmful *Dinophysis* spp. blooms from the south of the Aquitaine shelf to the Arcachon Bay (Batifoulier et al., 2012), and therefore may also carry fine sediment from the inner shelf to the vicinity of the Capbreton Canyon. In addition, poleward jets may be involved in the transport of fine sediment from the inner shelf to the canyon after resuspension by the tide or internal waves.

3.2.3. Present hydro-sedimentary activities

The Capbreton Canyon is currently active. Sediment transport is triggered by two types of currents according to Mulder et al. (2012): (1) internal tides generating a particle-laden upstream or deep downstream motion of wave masses along the canyon axis, and (2) low to high energy turbidity currents (mean velocity = $0.2\text{--}0.3$ and $1\text{--}3 \text{ m.s}^{-1}$, resp.), which transfer fine to coarse particles towards the deep sea. Turbidites generated during violent storm Martin which occurred on December 27th 1999 demonstrated that sediment transfer in the Capbreton canyon is still efficient despite the recent disconnection of the Adour River from the canyon head (Mulder et al., 2001). Interestingly, an aggradational terrace at 431 m water depth indicates that migrations of the Adour River over the last 2 ka did not have a strong effect on the response of the sedimentological signal (Mary et al., 2015).

Sedimentary records evidence that coarse deposits are restricted to the thalweg. The absence of particles coarser than silt above 225 m from the thalweg, indicates that sand spill-over did not exceed this height (Gaudin et al., 2006; Brocheray et al., 2014; Mary et al., 2015). At 1600 m water depth and about 150 km from the canyon head, the frequency of turbiditic deposits is 1,7 and 1,2 turbidites/year at respective altitudes above the thalweg of 75 and 125 m (Brocheray et al., 2014). Upstream, at 647 m water depth and 37 km from the canyon head, reduced frequencies of about 1 turbidite every 10 years (Mulder et al., 2001) were interpreted as poor preservation of deposits due to higher erosion rates (Brocheray et al., 2014).

However, gravity flows in the form of turbidity currents or grain flow, do not appear to be energetic enough to transport the coarse fraction down to the Cap Ferret deep-sea fan (Cremer, 1983). This fraction settles in the upper part of the canyon, which implies that the canyon is currently being filled. The Capbreton canyon morphology has evolved continuously from highstand to lowstand periods, with reduced erosive energy reported during highstands (Gaudin et al., 2006). Under high sea-level conditions, the hydro-sedimentary activity inside a submarine canyon can be triggered by exceptional events such as storms or earthquakes which

are prone to initiate gravity flows, while punctual sediment failure can occur outside of these exceptional events (Khripounoff et al., 2012).

3.3. *Materials and methods*

This work is based on the analysis and comparison of 8 multibeam bathymetric surveys acquired in spring or summer from 1998 to 2018 (Figure 3.2, Table 3.1). These surveys repeatedly covered the upper area of the canyon from 10 to 320 m water depth. Real Time Kinematic (RTK) GPS was used for the positioning with a horizontal resolution of 0.01 m and a vertical resolution of 0.02 m. Spatial resolution ranges from 0.5 to 5 m, depending on the multibeam echo sounder. The technical staff of RV operators (SHOM or Ifremer/Genavir) used temperature or both temperature and salinity data (from XBT or CDT probes) combined with statistical databases (i.e. WOA09, WOA13 or ISAS; Antonov et al., 2010; Locarnini et al., 2010; Boyer et al., 2013; Kolodziejczyk et al., 2017) to compute sound velocity profile in water column and make real-time correction of the bathymetry. Vertical precision is comprised between 0.2% to 0.4% (depending on the multibeam echo sounder; Table 3.1) of the water depth with possible biases from 0.02 m to 1.28 m. The bathymetric data were collected and

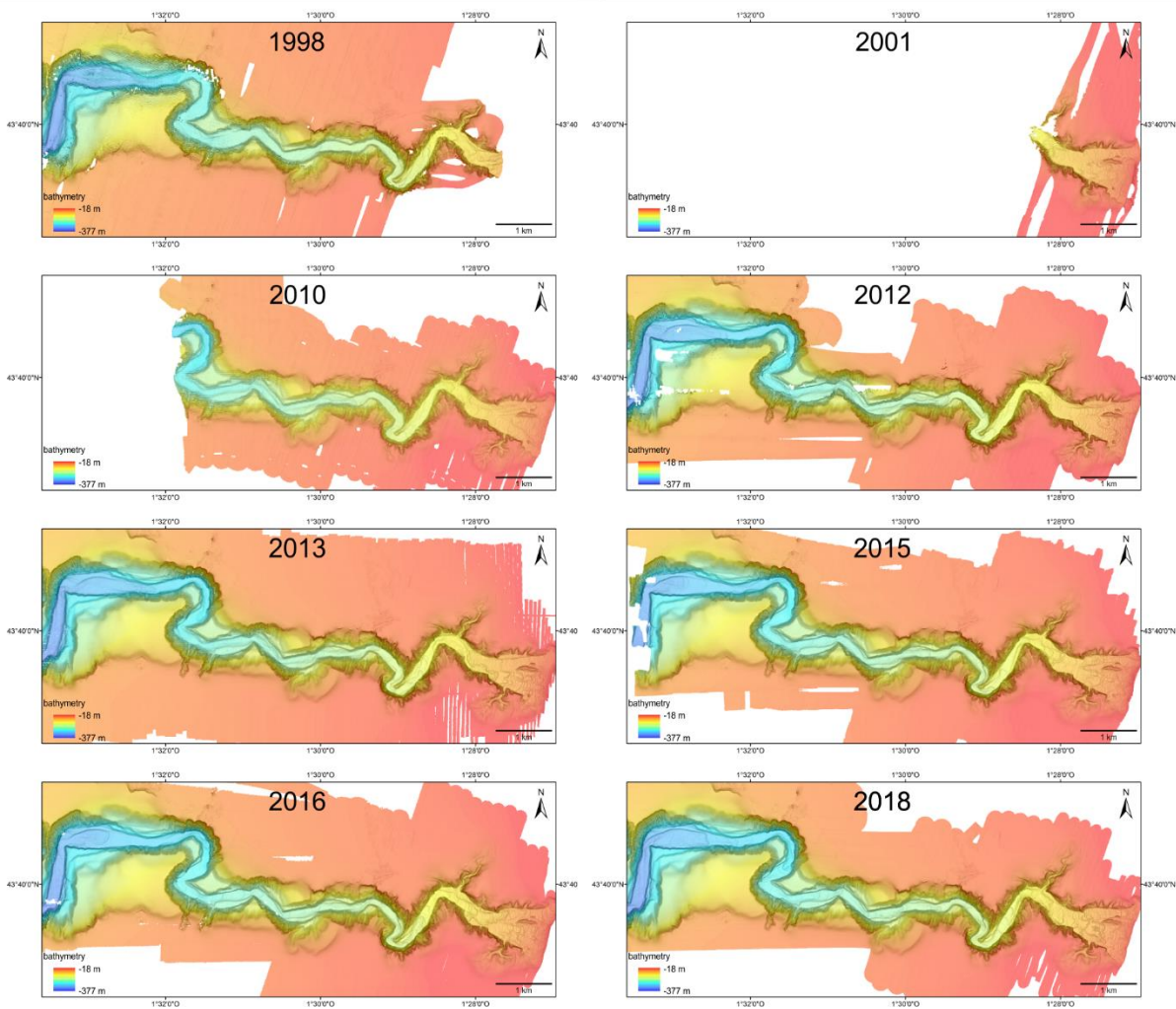


Figure 3.2 : Bathymetric surveys of the study area acquired between 1998 and 2018.

postprocessed using the Ifremer's CARAIBES™ software, including manual editing and automated filters, which allowed for the creation of a final digital elevation model (DEM). Due to the lack of buoys in the part of the Bay of Biscay studied here, tide corrections were made using a tide prediction algorithm from the SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). All the DEM were reproduced on a common grid with a horizontal resolution of 5 meters in order to enable comparative calculations. Bathymetric differential and volume quantification were performed with a routine developed on ArcGIS for Desktop software (Esri). Using a nearby seabed surface that geologically is extremely unlikely to have changed (exposed consolidated sediment including authigenic carbonate; Gillet et al., 2019), statistics of repeat survey observations (specifically 206 224 data point couples spaced no more than 1 m apart of non-gridded raw data) over an area about 0.07 km² in depths of 35 to 60 m (Roches Duprat, located on Figure 3.3C), indicate an inter survey (2012-2018) bias of just 4 cm with variability of +/-17cm. This realization validates the estimated 0.2-0.4% depth uncertainty used to constrain confidence in the inter survey volume estimates used herein.

Year	Month	Name	Multibeam echo sounder
1998	August	Itsas 1	EM1000
2001	May	Itsas V	EM1000
2010	May	Sedymaq 2	EM1000
2012	June	Sedymaq 3	EM2040
2013	September	Protevs-Dunes	EM1002/EM2040
2015	August	Volt2015	EM2040
2016	March	volt2016	EM2040
2018	May	Sedymaq 4	EM2040

Table 3.1: List of oceanic surveys conducted in the study area between 1998 and 2018.

To better visualize morphological features, the regional bathymetric trends along the canyon floor were subtracted from DEMs. For this purpose, an along canyon floor polynomial surface excluding surrounding shelf and canyon lateral slopes was computed. Resulting compensated DEMs were kept at the best to calculate relative slope and to emphasize morphological fluctuations (Figure 3.3A,B).

A 2.1 m-long piston core, KS05, was retrieved during the PROTEVS-DUNES cruise in 2013 (Mathias, 2013) on a terrace with considerable seabed changes during the last 10 years observed in the study area (see localization on Figure 3.1). The study of the core included grain size, X-ray and radionuclide analyses. In order to provide a chronological framework, ²¹⁰Pb, ²²⁶Ra and ²³²Th activities were measured on selected 1-cm layers of sediment (avoiding sandy horizons) by non-destructive gamma spectrometry using a low-background, high-efficiency, well-type detector (Schmidt et al., 2014). Excess ²¹⁰Pb was calculated by subtracting the activity supported by its parent isotope (²²⁶Ra) from the total ²¹⁰Pb activity in the sediment. The long-lived ²³²Th is usually associated with the detrital fraction. Therefore, ²³²Th activity changes can be an indication of different lithological sources or proportions, and is used here to highlight potential ²¹⁰Pb_{xs} dilution by sand.

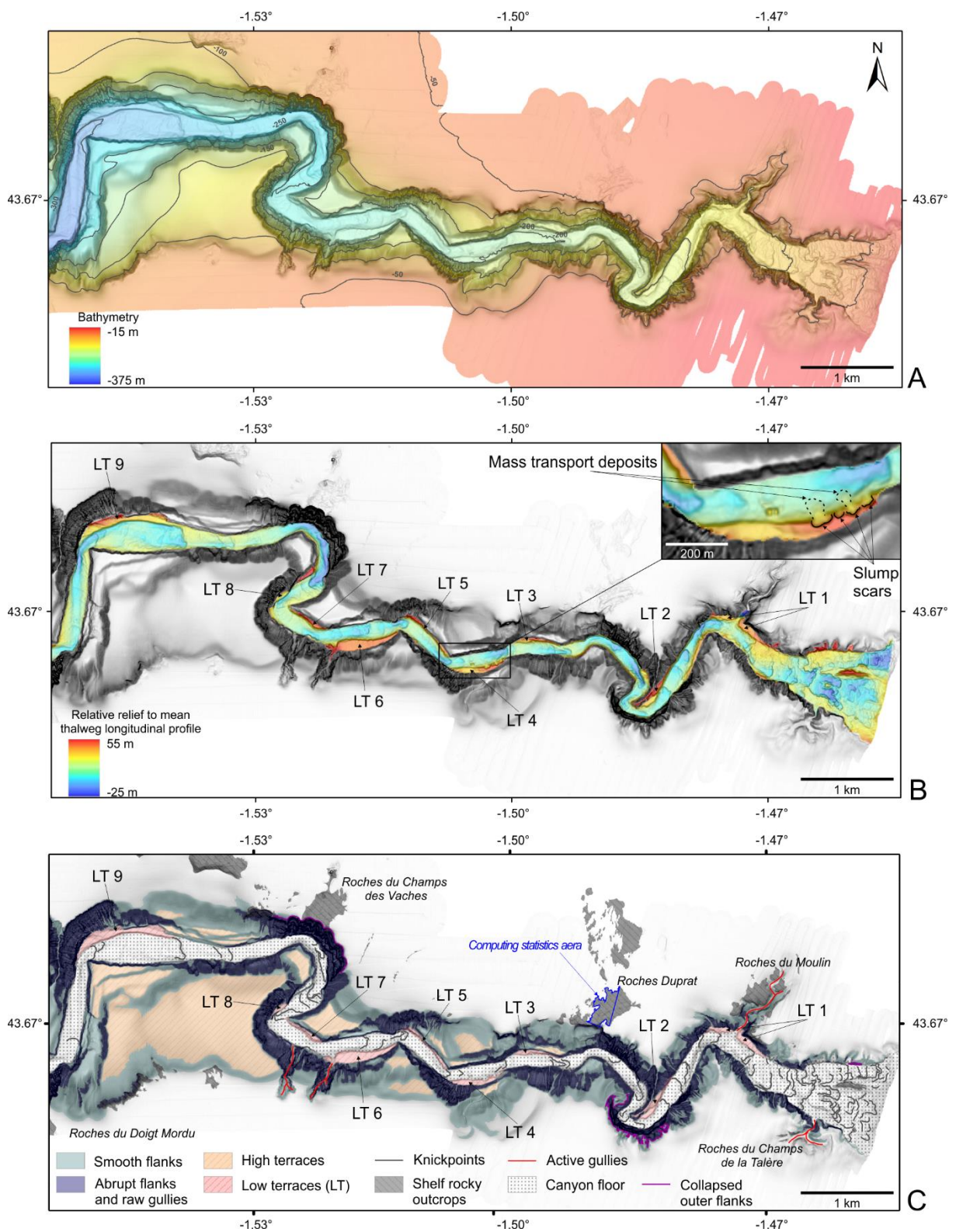


Figure 3.3 : (A) Bathymetric survey of the study area acquired in May 2018 during the SEDYMAQ 4 cruise. (B) Relative relief to mean thalweg longitudinal profile. (C) Morphological interpretation of the Capbreton canyon upper part. Blue area corresponds to a specific area of consolidated sediments and authigenic carbonates used for statistics on repeat survey observations to validate the depth uncertainty.

3.4. Results

3.4.1. Overall morphology

The slope of the inner shelf surrounding the canyon head does not exceed 0.5° . On each side of the canyon, and in a seaward direction, lies the following series of rocky shelf outcrops (Figure 3.3C): roches du champs de la Talère (south side, 30 m water depth), roches du Moulin (north side, 40 water depth), roches Duprat (north side, 40 water depth), roches du Champ des Vaches (north side, 60 to 70 m water depth) and roches du Doigt Mordu (south side, 70 m water depth). The only rock sample recovered in the area by a gravity rock corer on the roches Duprat outcrop, was constituted of carbonate-cemented sandstone. According to microfossils analysis (foraminifera and dinocysts), this sample is dated to the Miocene (Londeix, person. comm.).

In this study, both the upper part and the head of the canyon were considered separately. The narrowing between the amphitheater morphology and the channel morphology marks the limit between these two units (Figure 3.1B). Based on the new 2018 DEM, the head is 1 km long with an amphitheater shape narrowing seaward from a maximum of 1200 m wide at 300 m from the coast at 10 m water depth, to 300 m wide at 1400 m from the coast at 120 m water depth. The average slope of the canyon head is 4.48° and can reach 10° along the first hundred meters. The flanks of the head of the canyon are asymmetric: the southern flank has a slope ranging between 5 and 10° with the shelf break reaching 50° , whereas the northern flank is steeper with slopes of about 12 to 25° but a softer shelf break of about 30° . This overall morphology is similar to that observed on the new DEMs acquired in 2015 and 2016, and to those described in previous studies (Froidefond et al., 1983; Gaudin et al., 2006; Mazières et al., 2014). The sea floor morphology is characterized by the occurrence of groups of bedforms that are morphologically similar in size and shape. These structures were described as Crescent-Shaped Bedforms (CSBs) by Smith et al. (2005) and Paull et al. (2011). The CSBs' wavelengths increase with depth and range from 30 to 50 m with an amplitude of 2 to 8 m.

The upper canyon has a U-shaped cross-section (Figure 3.4A, B) and a width ranging from 75 to 400 m. Several types of morphology of the canyon flanks are distinguished (1) gentle slope (10 to 20°) with smoothed gullies, (2) steep roughly gullied flanks in outer meander flanks (20 to 40°), (3) steep flanks (20 to 40°) with gullies of up to 100 m-wide extending into and incising the surrounding shelf, and (4) meanders with large bend radius and collapsed outer flanks (up to 40°) (Figure 3.3C).

A sinuous channel incises the upper canyon overhung by terraces. Two categories of terraces are distinguished: (1) elongated low elevation terraces which occur 10 to 15 m above the canyon floor in narrow channel bends, and (2) round high elevation terraces found 45 to 100 m above the canyon floor in open channel bends (Figure 3.3C).

Based on the bathymetric survey acquired in May 2018 (Figure 3.3A), the canyon floor is characterized by an average slope of 1° along its first eight kilometres. It shows several isolated scarps (steps), hanging at a height of up to 7 m, hereafter referred to as knickpoints.

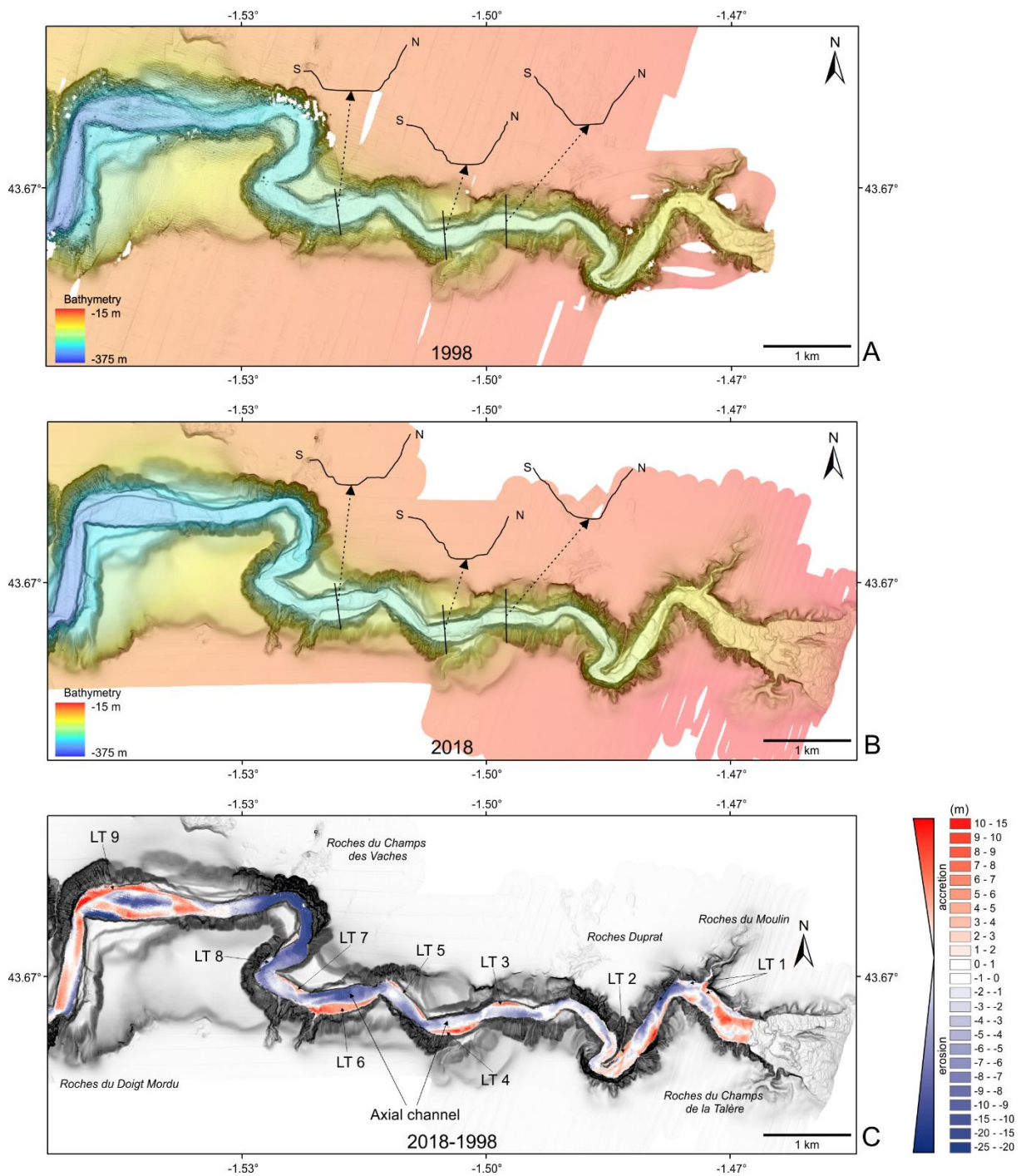


Figure 3.4 : (A) Bathymetric survey of the study area acquired in August 1998 during the ITSAS 1 cruise including 3 cross sections. (B) Bathymetric survey of the study area acquired in May 2018 during the SEDYMAQ 4 cruise including the same 3 cross sections. (C) Bathymetric differential (May 2018 (B) minus August 1998 (A) showing the deepening of the axial channel and the construction of recent terraces.

3.4.2. Time-lapse multibeam dataset analysis

3.4.2.1. Upper canyon floor evolution between 1998 and 2018

Between August 1998 and May 2018, the differential bathymetry (Figure 3.4C) highlights the development of a 25 m-deep incision in the canyon floor, and the accumulation of up to 15 m of sediment forming low elevation elongated terraces (LT). A flattened floor is observed in 1998 (Figure 3.4A) and is succeeded by the presence of an incised axial channel bordered by

numerous low lateral terraces from 2010 to 2018 (Figure 3.3C; Figure 3.4B; see animation 1 on *Marine Geology* website). The last survey of our time series (May 2018) revealed the presence of nine such low elongated lateral terraces (referred to as LT 1 (coastward) to LT 9 (deepward) in the uppermost part of the canyon, (Figure 3.3C). These terraces were absent in the 1998 morphology (Figure 3.4A) where the canyon floor was much flatter. The formation of these striking features thus began during the 12 year-long hiatus in our dataset between 1998 and 2010, and continued at least until our last survey in May 2018. In addition, new knickpoints appeared in the canyon. From 2010 to 2018, we observed the formation of several features, which evolved and migrated over time. They are dominated by two types of erosion: (1) erosion along the channel floor probably linked to the back stepping of knickpoints, and (2) lateral erosion affecting the low terraces.

Minor evolutions are observed outside the canyon floor (Figure 3.2; see animation 1 on *Marine Geology* website). Four active dendritic gully networks incising the shelf are observed between 1998 and 2018. Two active gullies, to the east of the Roches du Doigt Mordu rocky outcrop, incise the canyon's southern flank. The eastern gully experienced a 205 m retreat on the shelf between 1998 and 2013, while the western one experienced a 485 m retreat between 1998 and 2015. The biggest gully network, previously described by Mazières et al. (2014), located in the vicinity of the Roches du Champ de la Talère, incises the southern flanks of the canyon head. It experienced a 1015 m retreat between 2001 (no data available for 1998) and 2015, but was quiescent between 2012 and 2013. A second network of steep gullies that incise the northern flank of the canyon (head through the Roches du Moulin rock field), was already present in 1998, but experienced a 245 m backstepping between 2013 and 2018. In addition, this gully network cut across the low elevation terrace LT1, and its activity is highlighted by the migration of bedforms down the network between 2015 and 2018 (see animation 1 on *Marine Geology* website). Only the Roches du Moulin gullies network experienced retreat erosion between 2016 and 2018 (Figure 3.3C).

The morphological evolutions in the upper canyon over the last 20 years especially affected the floor of the canyon and the canyon head. The canyon flanks appear rather stable during the investigated period, for this reason, all results described hereafter focus on the canyon floor.

3.4.2.2. *Knickpoints*

Up to 80 knickpoints cover the upper canyon floor (Figure 3.3C). Here, we only describe knickpoints with a minimal height of 1 m and a minimal slope of 5° , in accordance with our bathymetric resolution and to allow the monitoring of knickpoints on the different DEMs through the years. Knickpoints are present all along the studied area with higher occurrence upstream channel bends. Knickpoints height range up to 7 m and slope up to 25° . They are either isolated or coalescent (up to 6 amalgamated knickpoints). Some are characterized by the presence of downstream plunge pools. In the canyon head, knickpoints are also present among CSBs. As described by Paull et al. (2011), knickpoints differ from CSBs by being higher or distinctly narrower than the CSB scarps immediately upstream. The knickpoint scarp marks the beginning of the next group of CSBs further down canyon.

The surveys are close enough in time to allow us to monitor the temporal evolution and migration of several significant knickpoints, especially during the 2010-2018 period. The

overall evolution of the channel floor morphology is characterized by the upstream migration of knickpoints. The migration velocity ranges between 12 and 1188 m.year⁻¹ and the annual average varies significantly from 91 m.year⁻¹ (between 2010/2012) to 606 m.year⁻¹ (between 2013/2015) (Table 3.2). The knickpoints identification, and thus migration, is easily followed thanks to the occurrence of typical erosion areas along the axial channel which are restricted downstream by the previous position of a given knickpoint and limited upstream by the current position of the same knickpoint (Figure 3.5B, D, F, H). These typical erosion areas have no discontinuities (such as little deposit areas inside these erosion areas) and are clearly limited by the two positions in time of a same knickpoints. The position of knickpoints and the position of erosion of deposit areas (bathymetric difference maps) are independently determined, and their superimposition perfectly match. Velocities are 1.45 times higher around bends than in straight sections: the average knickpoints migration in bends is about 354 m.year⁻¹ whereas it is about 244 m.year⁻¹ in straight sections. In the canyon head, the morphological changes between two successive surveys are too important to draw interpretation on the yearly evolution of knickpoints and CSBs.

	LT4 aggradation (m)	LT4 aggradation (m.year ⁻¹)	LT4 lateral erosion (m.year ⁻¹)	Knickpoints average upstream migration (m.year ⁻¹)
2012–2010	0.61 ± 1	0.29	-2.70	91
2013–2012	-0.03 ± 0.40	-0.03	-16.25	320
2015–2013	0.78 ± 0.40	0.40	-13.76	606
2016–2015	0.22 ± 0.40	0.36	-12.59	538
2018–2016	0.70 ± 0.40	0.32	-1.32	110

Table 3.2 Quantification and follow-up of main morphologic changes between 2010 and 2018

Knickpoints upstream migration is characterized by the concomitant migration of areas with erosion (downstream knickpoint) and areas with deposition (upstream knickpoint) (Figure 3.5). This outlines that morphological changes in the channel are dominated by longitudinal retrogressive erosion.

The longitudinal channel profile shows evolutions in the form of knickpoints migrations but also of fluctuations of overall carving and infilling (Figure 3.6). The amplitude of fluctuations ranges between -5 m and +20 m relative to the precedent longitudinal profile. Between 2010 and 2018 and after the passage of knickpoints, the longitudinal profiles between the 4 km and 9.5 km section hold the same position, with a relatively smooth and regular ~1° slope. It remains stable over that time period compare to general evolution of the surrounding canyon floor. This suggests that the thalweg has reached a local and transient steady state during this period as a result of a major knickpoint upward migration (Figure 3.6). On the other hand, on the same section, the 1998 profile (blue line on Figure 3.6) appears significantly far from this 2010-2018 steady state, as it presents a 20 m offset relative to the steady state (Figure 3.6). On this section, the longitudinal profile of the upper canyon reaches a steady state just downstream the knickpoints.

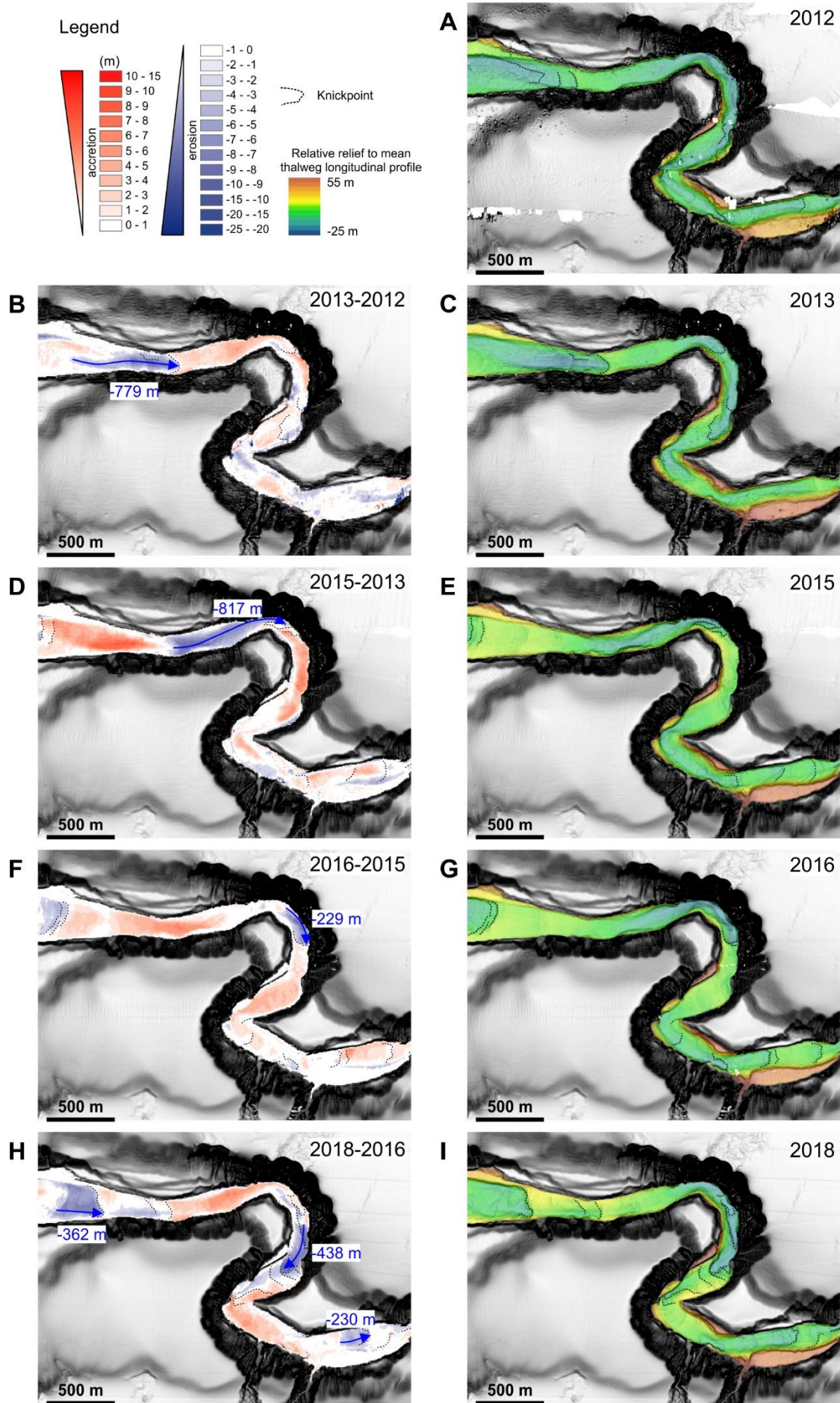


Figure 3.5 : Evolution of knickpoints in a distal meander of the upper part of the Capbreton canyon (see location on Figure 3.1). Left illustrations (B, D, F, H): representations of the bathymetric differentials between 2013/2012 (B), 2015/2013 (D), 2016/2015 (F) and 2018/2016 (H). Blue arrows represent the upstream migration of knickpoints (m). Right illustrations (A, C, E, G, I): relative relief to mean thalweg longitudinal profile in 2012 (A), 2013 (C), 2015 (E), 2016 (G) and 2018 (I).

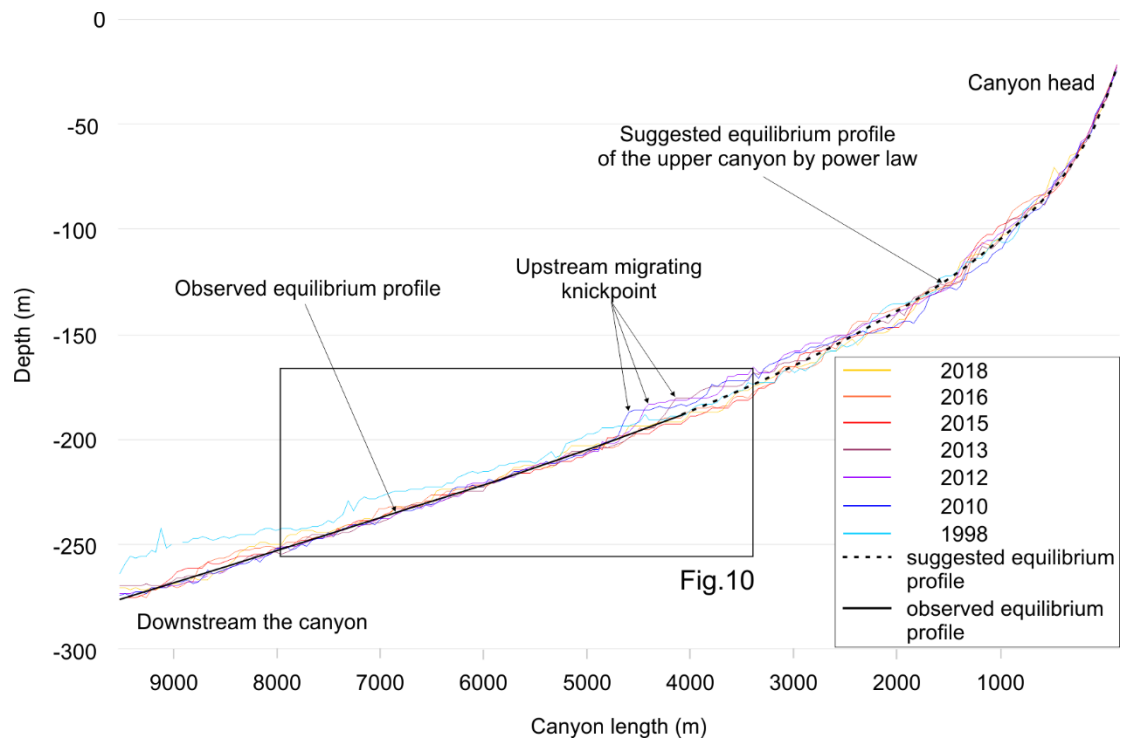


Figure 3.6 : Evolution of the mean thalweg longitudinal profile from 1998 to 2018 (see location on Figure 3.1). The equilibrium profile was established after observation by a simple mean of longitudinal profiles extracted from DEMs between 2010 to 2018 and from 4 to 9.5 km downstream the head. Upstream, the equilibrium profile is proposed from a simple depth(z)-distance(d) relation power law corresponding to $z \approx 4.82d^{1.55}$.

3.4.2.3. Terraces

The 2018 DEM shows 9 low-laying and elongated terraces along the canyon (Figure 3.3). The emergence of such terraces is also described in the Monterey canyon (Smith et al., 2005). Interestingly, in both Monterey and Capbreton canyons, the low elevation terraces are located in outer bends with low curvature (Figure 3.3) whereas high curvature outer bends do not exhibit terraces (Figure 3.5).

Terraces show a maximal width of about 140 m, a maximal length of about 1100 m and an elevation above the channel floor that reaches up to 16 m. None of these terraces were present on the 1998 DEM. Their emergence between 1998 and 2010 is related to the deepening of the axial channel and to the gradual lateral erosion of the terraces' flanks (Figure 3.7). This demonstrates the occurrence of at least one gravity flow between 1998 and 2010 strong enough to remove a considerable amount of sediment. Between 2010 and 2018 these terraces experienced a lateral retreat ranging from 30 m (LT6) to 150m (LT9) together with a slight (< 4 m) aggradation. This leads to significantly reshaped terraces (LT4, LT6) and even to the wipe out of LT3 and LT5. Lateral erosion of terraces (especially LT3, LT4 and LT5) is combined

with sliding, as evidenced by small coalescent slump scars, and associated to edge mass transport deposits in the channel (zoom on Figure 3.3B).

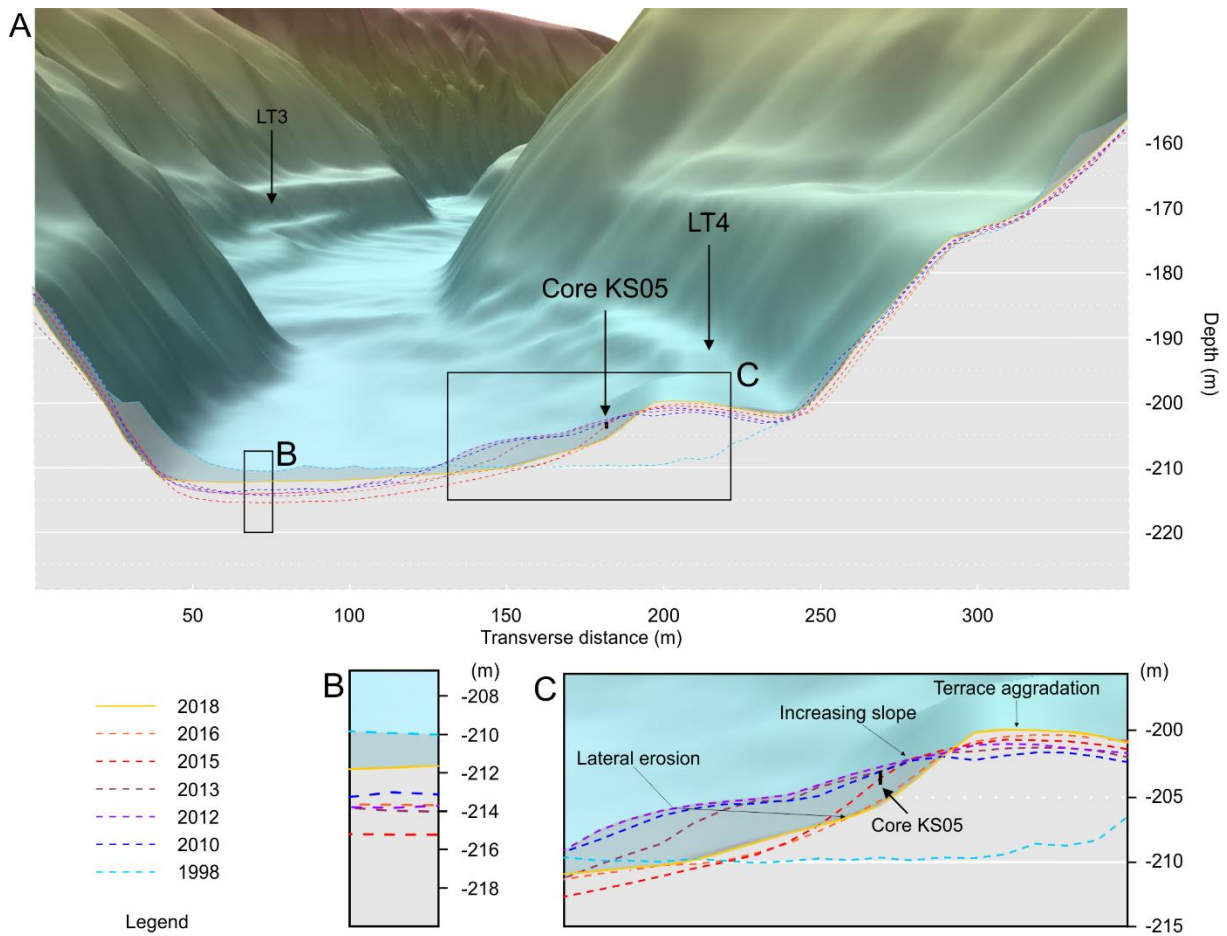


Figure 3.7 : Thalweg evolution and construction of low terrace 4 (LT4) in the upper part of the Capbreton canyon from 1998 to 2018 (see location of the cross-section on Figure 3.1).

The retrieval of piston core KS05 in 2013 in addition to the time-lapse bathymetric surveys allows us to present terrace LT4 with considerable details. LT4 cross sections (Figure 3.7) show significant modifications of the channel floor between 1998 and 2010 with an 8.49 m lateral sediment build-up that resulted in the formation of LT4 and an axial 3.09 m digging leading to a narrower channel. The slope of LT4 increases from 20° in 2010 to 39° in 2018. The lateral erosion ranges from $-1.32 \text{ m}\cdot\text{year}^{-1}$ to $-16.25 \text{ m}\cdot\text{year}^{-1}$ and the aggradation on terraces is comprised between $0.29 \text{ m}\cdot\text{year}^{-1}$ and $0.40 \text{ m}\cdot\text{year}^{-1}$, except between 2012 and 2013 where it is null (Table 3.2). Due to the vertical uncertainties involved, a quantitative study of the aggradation is questionable. A qualitative study of the bathymetric evolution of the terraces remains significant in regard to the trend to aggradation that is clearly identified between each DEM (2010-2018). Between 2010 and 2018, LT4 was gradually reshaped with (1) a total aggradation of about 2 m on top of the terrace, (2) a continuous increase of the slope of the side of the terrace and (3) a gradual lateral erosion in the order of 80 m.

3.4.2.4. Accurate volume quantification

The time-lapse bathymetric survey enabled us to establish the first accurate erosion vs. deposit volume quantification on the Capbreton canyon floor based on bathymetric differentials (Table

3.3). The volume budgets in the head and upper canyon have been calculated separately due to their significant different overall morphology. Indeed, features such as CSBs in the head and knickpoints in the upper canyon, along with possibly different hydro-sedimentary processes in the upper canyon, result in alternate positive and negative values for volume budgets calculated from consecutive observations (Table 3.3, Figure 3.8).

Canyon body													
	Eroded volume (m ³)	EV surface (m ²)	m/year	±	Deposited volume	DV surface (m ²)	m/year	±	DV-EV (m ³)	m ³ /year	m/year	±	Sediment budget
2010-1998	-6,369,985	877,200	-0.62	0.14	2,410,484	565,450	0.36	0.12	-3,959,501	-337,274	-0.23	0.13	Erosion
2012-2010	-679,927	474,825	-0.69	0.40	2,013,357	968,300	1.00	0.53	1,333,430	638,717	0.44	0.49	Deposition
2013-2012	-2,383,623	1,036,800	-1.83	0.69	1,518,841	1,113,325	1.08	0.74	-864,782	-687,681	-0.32	0.72	Erosion
2015-2013	-3,262,850	1,027,650	-1.64	0.44	2,378,487	1,024,575	1.20	0.48	-884,363	-455,922	-0.22	0.46	Erosion
2016-2015	-1,311,999	680,850	-3.18	1.42	2,075,837	1,367,900	2.51	1.50	763,838	1,261,542	0.62	1.47	Deposition
2018-2016	-2,391,024	949,500	-1.16	0.42	2,200,662	1,205,775	0.84	0.42	-190,362	-87,952	-0.04	0.42	Erosion
2018-1998	-7,061,562	1,309,000	-0.32	0.08	2,861,281	859,900	0.20	0.08	-4,200,280	-246,242	-0.11	0.08	Erosion

Canyon head													
	Eroded volume (m ³)	EV surface (m ²)	m/year	±	Deposited volume (m ³)	DV surface (m ²)	m/year	±	DV-EV (m ³)	m ³ /year	m/year	±	Sediment budget
2010-2001	-792,958	364,825	-0.24	0.06	938,400	368,375	0.28	0.05	145,442	16,155	0.02	0.05	Deposition
2012-2010	-368,560	242,450	-0.73	0.16	844,447	493,475	0.82	0.18	475,887	227,951	0.31	0.17	Deposition
2013-2012	-615,659	360,350	-1.36	0.17	847,577	388,875	1.73	0.21	231,918	184,423	0.25	0.19	Deposition
2015-2013	-1,072,400	360,850	-1.53	0.13	1,124,724	433,475	1.34	0.11	52,324	26,975	0.03	0.12	Deposition
2016-2015	-471,293	251,775	-3.09	0.37	908,753	526,300	2.85	0.38	437,460	722,502	0.93	0.38	Deposition
2018-2016	-558,364	281,350	-0.92	0.11	1,235,107	452,275	1.26	0.11	676,744	312,673	0.43	0.11	Deposition
2018-2001	-236,731	163,425	-0.08	0.02	2,182,478	564,075	0.23	0.02	1,945,747	114,070	0.16	0.02	Deposition

Table 3.3 : Accurate volume quantification of sediment deposition and erosion in the upper canyon and head canyon floors.

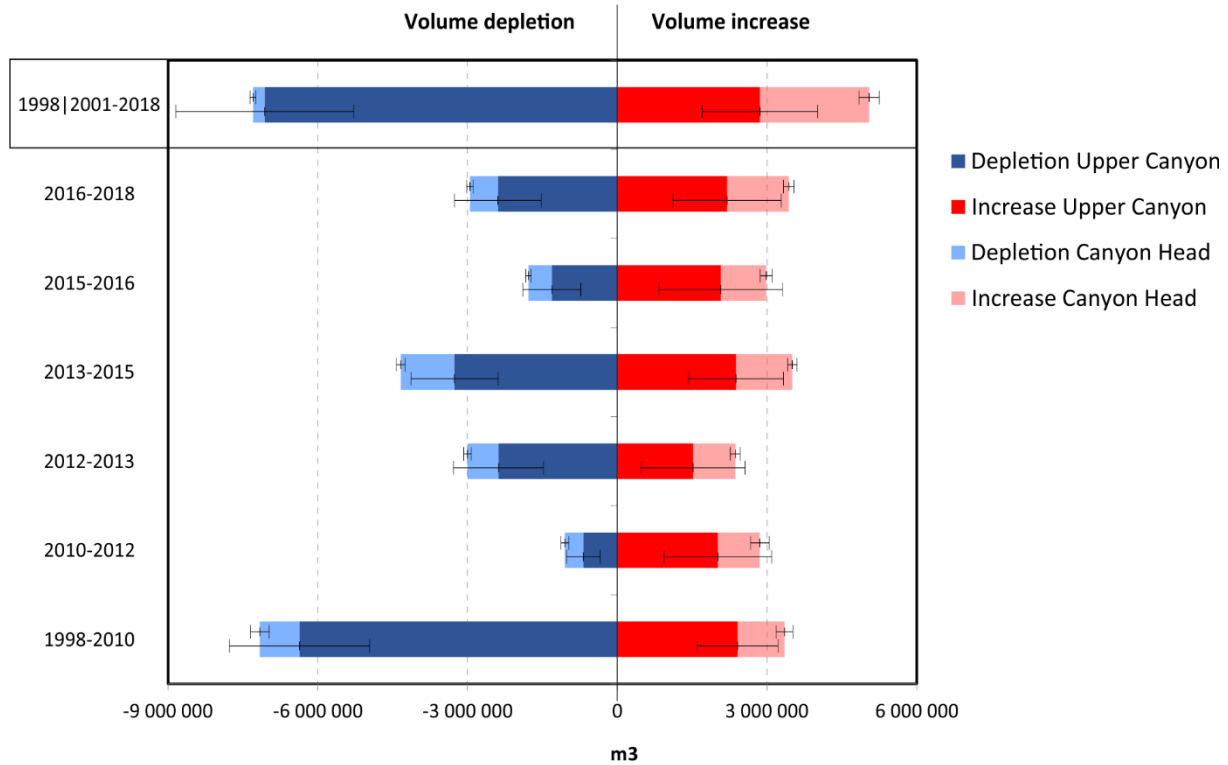


Figure 3.8 : Representation of sediment volumes (including error bars) which transit through the upper Capbreton Canyon and its head over 20 years (from 1998 to 2018).

These values range from $-687\,681\text{ m}^3\cdot\text{year}^{-1}$ (net depletion between 2012 and 2013) to $+1\,261\,542\text{ m}^3\cdot\text{year}^{-1}$ (net augmentation between 2015 and 2016) while the minimum budget is $-87\,952\text{ m}^3\cdot\text{year}^{-1}$ (net depletion between 2016 and 2018). These results show that 2010/2012 ($638\,717\text{ m}^3\cdot\text{year}^{-1}$) and 2015/2016 ($1\,261\,542\text{ m}^3\cdot\text{year}^{-1}$) are filling periods whereas 1998/2010 ($-337\,274\text{ m}^3\cdot\text{year}^{-1}$), 2012/2013 ($-687\,681\text{ m}^3\cdot\text{year}^{-1}$), 2013/2015 ($-455\,922\text{ m}^3\cdot\text{year}^{-1}$) and 2016/2018 ($-87\,952\text{ m}^3\cdot\text{year}^{-1}$) are erosive periods (Table 3.3). In the canyon head, the yearly sedimentation rate values are in the same order of magnitude of those in the upper canyon. However, in the canyon head the budget is always positive. The maximum sediment accumulation is $+722\,502\text{ m}^3\cdot\text{year}^{-1}$ recorded between 2015 and 2016, and the minimal deposition rate is $+16\,155\text{ m}^3\cdot\text{year}^{-1}$ between 2010 and 2012 (Table 3.3). These volumes are comparable to those of the longshore drift ($30\,000$ to $600\,000\text{ m}^3\cdot\text{year}^{-1}$; (Abadie et al., 2006; Idier et al., 2013)). The yearly positive budget in the canyon head since 1998 is not in agreement with the view that the canyon head morphology fluctuated around a stable position of equilibrium, suggesting that the sedimentary budget is null (Mazières et al., 2014). It is also noteworthy that the net sediment gain of the upper canyon combined with that of the head, for the periods 2012/2010 and 2016/2015, can be 3 time greater than the positive longshore drift budget estimated by Idier et al. (2013). This suggests that an additional lateral source from the shelf feeds the upper canyon.

3.4.3. Sediment core analysis

Core KS05 collected in 2013 on LT4 (Figure 3.9) presents two lithofacies (U1, U2): U1 consists of an alternance of terrigenous mud and silicoclastic medium sand ($250\text{ }\mu\text{m}$) whereas U2 consists of silicoclastic medium sand (Figure 3.9). From the bottom of the core to 82 cm, there is a massive deposit, that we assume to be two phases of the same grain flow deposit, considering the rather constant grain size and the few structures as cross-laminations (interpreted as current ripple bedding) observed at 144 cm. The U1 sandy layers are interpreted as grain flows deposited by recurrent low energy gravity flows with a sufficient thickness to bring coarse sediment (sand) on top of these low terraces. Muddy layers are not interpreted as genetically related to the sandy turbidites because of the lack of gradual contact. The smear slides collected in U1 reveal that the mud contains rare foraminifera but few carbonate bioclasts such as red algae, echinoderms or bryozoans; which have been observed on the canyon flanks by ROV during the cruise HaPoGé (Gillet and De Casamajor, 2017). Carbonate bioclasts are the most abundant and largest between 68-82 cm at the base of U1. This suggests terrigenous-dominated sedimentation with a low pelagic contribution with some shelf bioclastic and contributions from the canyon flanks. The probable sources are the Adour River plume (Petus et al., 2014) and reworked sediments of the Basque continental shelf mud patch (Jouanneau et al., 2008). $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ was used to add temporal constraints on the sediment accumulation. At the top of the core, $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ presents a low activity ($15\pm 4\text{ mBq}\cdot\text{g}^{-1}$) associated with low ^{232}Th ($19\pm 1\text{ mBq}\cdot\text{g}^{-1}$), that is explained by the sandy nature of the sediment (Figure 3.9). In depth, between 24 and 72 cm, $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ and ^{232}Th measured in the muddy layers present rather constant activities ($127\text{-}137$ and $27\text{-}30\text{ mBq}\cdot\text{g}^{-1}$, respectively). This allows us to interpret that this sediment section has been deposited during a short time interval ($< \sim 1$ years).

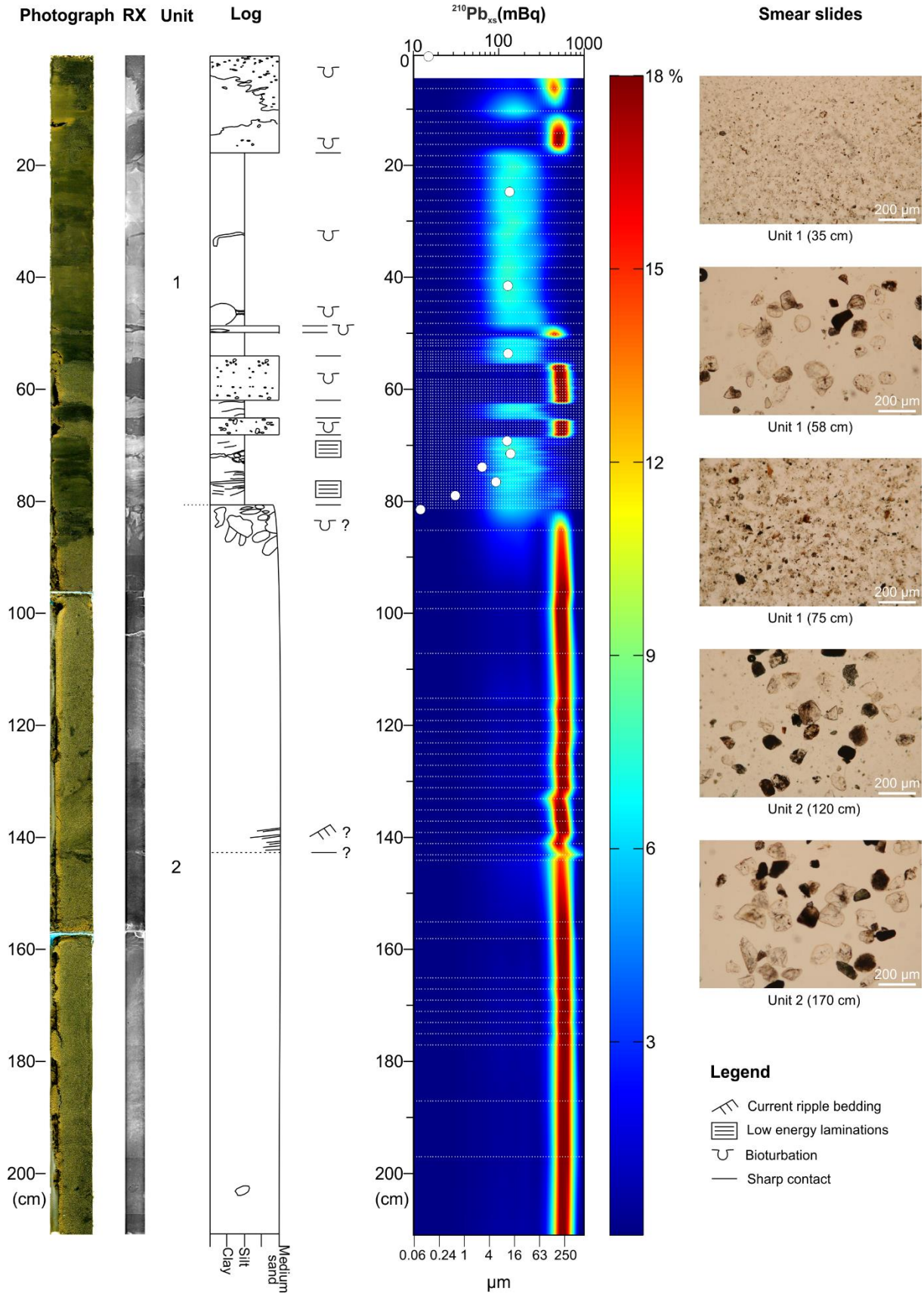


Figure 3.9 : From left to right: photography, Xray imagery, interpreted synthetic log, granulometry and smear slides of core KS05 (see location on Figure 3.1 and Figure 3.7). White dots on granulometry map correspond to $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$.

Between 71 cm and the top of the deep sandy layer (U2), $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ presents a fast decrease. The deepest measured $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, although sampled with care, is clearly diluted by sand (^{232}Th of 16 ± 1 $\text{mBq}\cdot\text{g}^{-1}$) and is not suitable for chronology. Only the decrease of $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activities between 71 and 79 could then be used to estimate a mean maximum sedimentation accumulation rate of about 0.19 $\text{cm}\cdot\text{year}^{-1}$. Although this estimate is rather approximate, it indicates that background sedimentation is low compared to the considerable contributions of grain flow deposits.

3.5. Discussion

3.5.1. Retrogressive erosion evidenced by upstream migration of knickpoints

Successive bathymetric surveys between 1998 and 2018, reveal that the Capbreton canyon floor morphology changed significantly over the 20 years covered. Changes are outlined by areas of sediment accumulation and depletion dominantly driven by retrogressive erosion in the form of upstream migration of knickpoints on the axial channel floor.

Turbidity currents form upstream migrating cyclic steps when the flow passes from a subcritical flow on the stoss side of a step to a supercritical flow on the lee side, through the formation of a hydraulic jump. The flow conditions changing from subcritical, to supercritical conditions, passing through a critical point (i.e., densimetric Froude=1) then returning back to a subcritical regime downstream from the hydraulic jump. In terms of morphology, these hydrodynamic conditions can lead to downslope or upslope asymmetrical cyclic bedforms both migrating upslope (Parker 1996, Cartigny et al., 2011).

The CSBs in the head of the Capbreton canyon are asymmetrical downslope bedforms. The important morphological changes affecting these features in the canyon head between two successive surveys suggest that they are probably subject to migration. However, the bathymetric time-lapse do not clearly evidence an upstream migration. The series of CSBs observed are interpreted as cyclic steps. On the contrary, it would be difficult to assimilate all the knickpoints in the canyon to a unique series of cyclic steps due to the irregularity of their distribution and therefore their lack of cyclicity. Nevertheless, within a group of several coalescent knickpoints (from 2 to 6), similar processes (high variability of flow conditions including hydraulic jumps) may be involved and the terminology of cyclic steps can be considered.

To understand the evolution of bedforms (CSBs and knickpoints), two high-resolution bathymetric surveys were recorded within a 4-days interval in June 2012 (SEDYMAQ3 cruise; Gillet, 2012). No movements were observed suggesting that no event of sufficient energy to affect the canyon floor occurred. This indicates that processes with reoccurrences of less than 4 days such as internal tides or internal waves have no potential role in shaping or reshaping the features observed in the Capbreton canyon. The study of Paull et al. (2011) based on 2 high-resolution bathymetric surveys recorded within a 24-hours interval in the Monterey canyon led the authors to the same conclusion. Feature migration in both locations (i.e. Capbreton canyon and Monterey canyon) are thus linked to exceptional events such as exceptional swell, storms or sedimentary destabilization with no external trigger. The unit in which we express the velocity of knickpoint migrations (12 $\text{m}\cdot\text{year}^{-1}$ to 1188 $\text{m}\cdot\text{year}^{-1}$) in meters per year, but

laboratory experiments suggest that the migration of knickpoints occurs in fact over short periods of time corresponding to the duration of the transit of one or several turbidity currents.

The generation of knickpoints and their migration may be related to turbiditic events, and in fact analogic experiments showed that one turbidity current can generate knickpoints (Toniolo and Cantelli, 2007). Previous laboratory experiments on non-indurated sediments (simulating river alluvial beds) demonstrated that, under Froude-supercritical flow conditions, an instantaneous drop in base level can lead to the formation of upstream-migrating knickpoints (Cantelli and Muto, 2014). A single base-level fall can generate a single knickpoint, or multiple knickpoints that lead to a new equilibrium profile. The longitudinal profile of the uppermost part of the Capbreton canyon (Figure 3.6) is similar to the observations made by Cantelli and Muto (2014): the consequence of the upstream-migrating knickpoints, through the different DEMs, is the establishment of a new local steady state along the canyon axis as far as knickpoints are migrating. We may suggest that the canyon longitudinal profile tends to reach a local and transient equilibrium profile. Different studies (Gerber et al., 2009; Tubau et al., 2015) have described an equilibrium profile in canyons, but they state of an overall profile. In our study, the upper part of the Capbreton canyon seems to reach a very local and transient equilibrium profile. Taking into consideration the study area (9.5 km over 300 km) and the time period studied, this study cannot claim to establish the trend of the overall profile and cannot pretending either that the processes described here are applicable to the entire canyon and over the past. The local and transient equilibrium profile is shaped by minor processes and results from the type of flows. This equilibrium profile results from hydrodynamic balancing without depending on depth as described in continental concepts.

On Figure 3.6, from 4 km to 9.5 km downstream the head, the position of the local and transient equilibrium profile is based on our observations. The corresponding curve has been established by a simple mean of long profiles extract from DEMs from 2010 to 2018 and from 4 to 9.5 km downstream the head. To draw the possible upward extension of this curve and represent the position of a supposed local equilibrium profile between the observed steady state (downstream the knickpoints) and the canyon head (from 4 km to the head), a simple power law averaged over the 7 DEMs available from years 1998 to 2018 was used. The migration of knickpoints and the generation of new knickpoints observed between each bathymetric survey is a new demonstration of the canyon activity. The one-year period between the 2012 and 2013 surveys, and the 2015 and 2016 surveys suggest that turbiditic events may occur as often as once a year in the Capbreton Canyon. This is in accordance with the results of Brocheray et al. (2014) downstream the canyon (for the last 2000 years).

3.5.2. Terraces evolution in the upper part of the canyon

Between 2010 and 2018, the reshaping of low terraces is observed in the form of (1) aggradation, (2) lateral retrogressive erosion correlated to channel widening, and (3) increase of lateral slope. However, the magnitude of this evolution is not constant and the most important modifications were observed between 1998 and 2010 (Figure 3.7). There were nearly no terraces between 1998 and 2010 and their emergence started in 2010 with the inception of an axial channel digging along the canyon floor. This is supported by the alignment of the top of

LT3, LT4, LT5, LT6 and LT7 along a rectilinear on a constant slope (1°) profile suggesting that the top of the terraces was actually the canyon floor before 2010 (Figure 3.7, Figure 3.10).

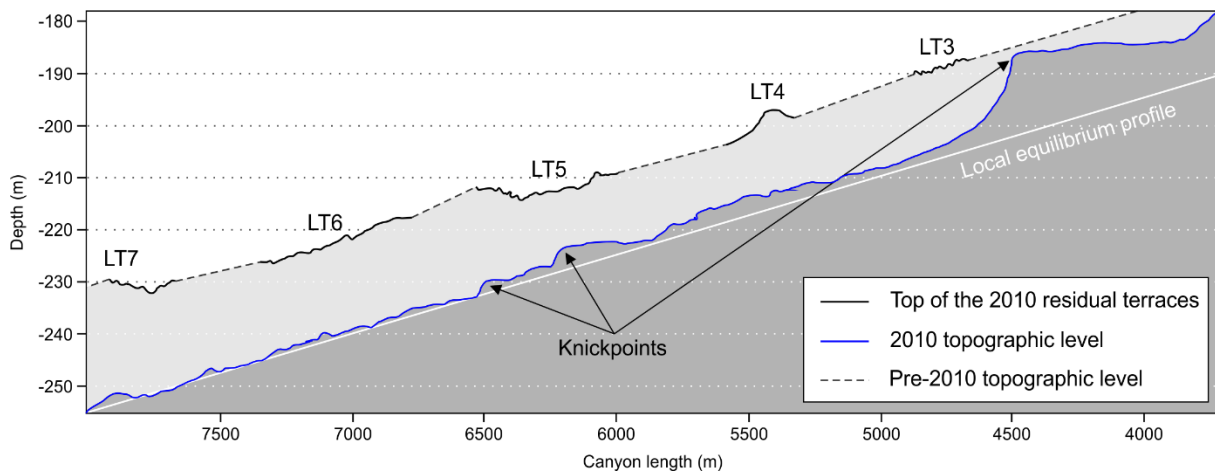


Figure 3.10 : 2010 longitudinal profiles of the thalweg and low terraces 3, 4, 5, 6 and 7 (see location on Figure 3.6) suggesting the homogenous deposition of sediment in the Capbreton before 2010, and followed by its reshaping by the retrogressive erosion and upstream migration of knickpoints.

Sediment core KS05 was retrieved in 2013 on the flank of LT4. The 2015 survey demonstrated notable morphological differences with the 2013 DEM, with a significant lateral retrogressive erosion of LT4, and indicates that the entire thickness of core KS05 (2.10 m) was eroded between 2013 and 2015. The lithofacies at the base of core KS05 shows that the axial channel was created by the erosion of medium sand as seen in unit 2. Unit 1, characterized by interbedded sandy and muddy layers, may correspond to turbiditic spillover deposits intercalated with nepheloid settling deposits on top of the terrace before 2013 (Figure 3.7C). These turbiditic events are likely involved in the aggradation process still taking place on the remaining terraces. $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ activity indicates that the sediment from 80 cm to the top of the core was likely deposited in a short period of time, probably less than 1 year. The low pelagic biogenic content of the muddy intervals suggests a hemipelagic sedimentation (terrigenous dominated) with a source from the Adour plume. The Adour River must thus have a significant role in the canyon supply. The grain size in unit 2 (i.e. medium sand with a median around $250\ \mu\text{m}$) is similar to that in the canyon head and on the Aquitaine longshore drift (Mazières et al., 2014).

A conceptual model describing the emergence of low elevation terraces can be drawn (Figure 3.11). Phase 1 corresponds to the partial filling of the canyon due to grain flow deposits in several steps. During phase 2, the thalweg is incised and leads to terrace formation by vertical and lateral erosion, combined to aggradation of spillover deposits characterized by low energy turbiditic events and hemipelagic deposits. During phase 3, the incised channel reaches a local and transient equilibrium profile, vertical erosion and channel deepening locally cease, but terraces are still being shaped by lateral erosion of the channel and aggradation of deposits from low energy turbiditic events and by hemipelagic deposits; the lateral slope increases. In phase 4, the terrace is only shaped by lateral erosion, which increases the lateral slope, and by aggradation.

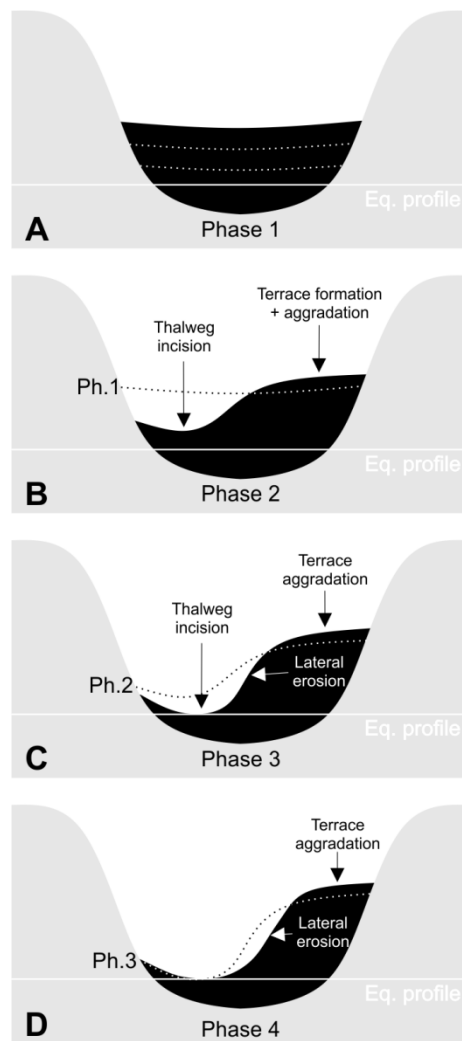


Figure 3.11 : Conceptual model describing the formation of the low terrace.

The low elevation terraces described here are interpreted as short-lived features similar to those observed in the Monterey canyon (Smith et al., 2005), the difference being that the Capbreton terrace cycle takes place over a decade, as opposed to sub-annually as observed in the Monterey canyon.

3.5.3. Processes of canyon transient morphology

Pioneering work on the upper part of the Capbreton canyon, based on canyon head longitudinal profiles, concluded that the head fluctuates around a stable position of equilibrium (Mazières et al., 2014). The new volume quantification of sediments on the Capbreton canyon floor from this work shows that, between consecutive years, sediment budget in the upper canyon is a succession of filling and erosive periods, whereas the sediment budget in the head was consistently positive during the last 20 years. Such results confirm that the head of Capbreton canyon traps sand and mud before discharging the sediment toward the upper canyon. Our findings thus question the notion that the Capbreton canyon is a sediment buffer on an annual time scale.

The volume budget between 1998 and 2018 is negative. The upper part of the Capbreton Canyon is dominated by erosive processes. Care was taken in our study to express all volumes

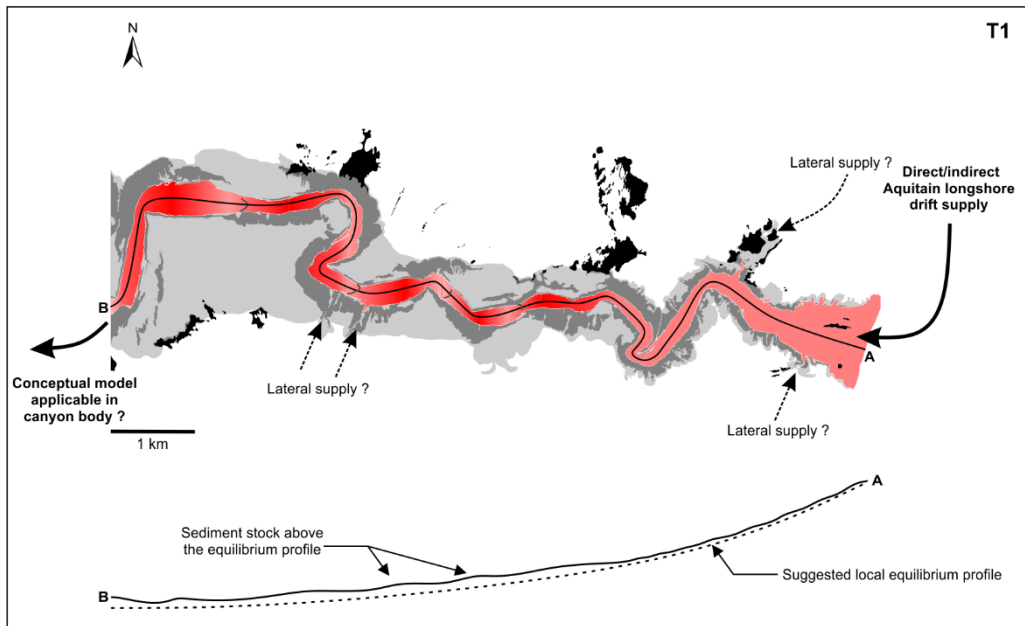
by surface units to give metric accumulation or depletion rates (Table 3.3). The sedimentation rates in the head have the same order of magnitude as those in the canyon. Along with the canyon flanks inactivity, this demonstrates that the head is the main sediment source.

One of the most important points issued from the analysis of this bathymetric time series is that, in the study area, the canyon floor morphology of 1998 differs completely from the morphology observed thereafter. During the short 20-year period, the Capbreton canyon seems to have two distinct mode which can be observed in the very upper part: (1) a mode in which the thalweg is flat and the sedimentary stock is above the local equilibrium profile (Figure 3.11A); and (2) a mode characterised by an axial channel incision associated to residual terraces when the canyon is reaching this local equilibrium profile (Figure 3.11B and C).

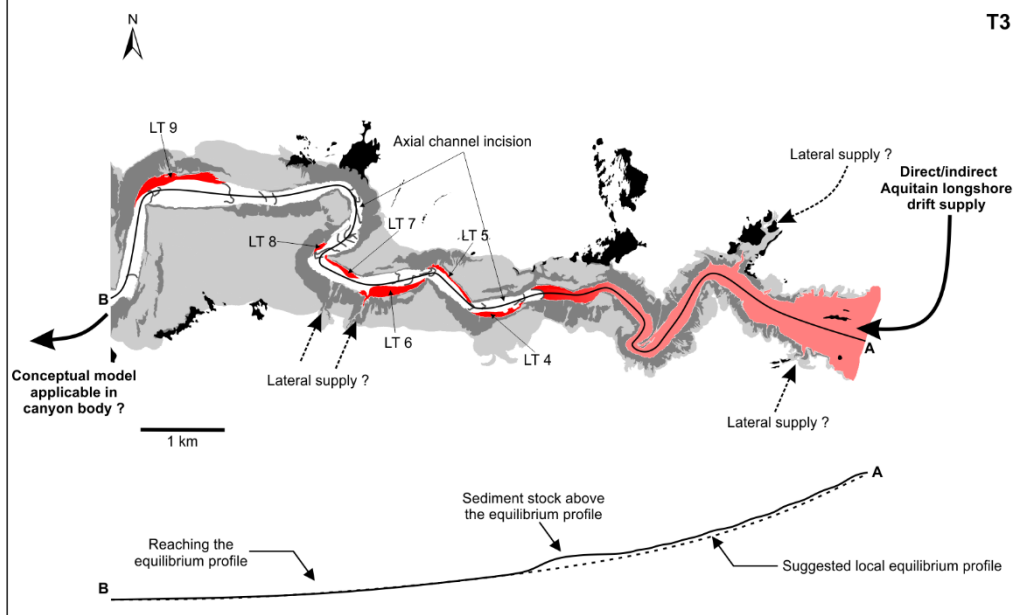
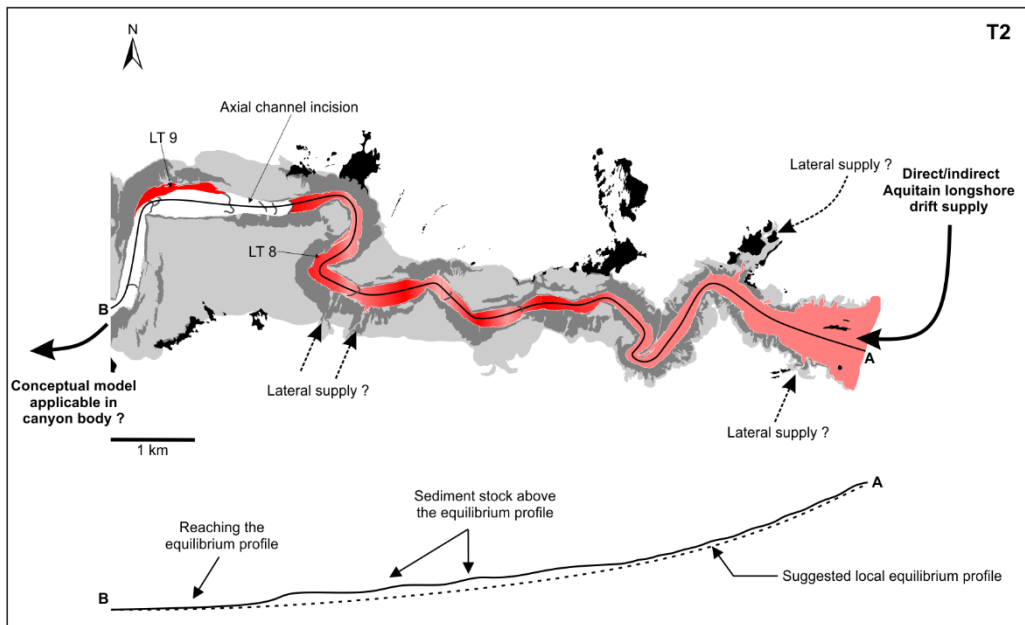
Mode 1 (Figure 3.12A) was observed in 1998, and possibly occurred sometime between 1998 and 2010 (Figure 3.10). The longitudinal profile was above the local equilibrium profile all along the upper part of the canyon. This sediment stock could have been established during a long time period and/or more probably in high quantities during a unique or few gravity events. The description of this mode is limited due to the lack of DEM before 1998 and between 1998 and 2010.

Mode 2 (Figure 3.12B) has occurred at least since 2010. The description of this second mode is based on 6 DEM recovered in 8 years. Mode 2 consists of a dynamic evolution of the canyon reaches a new and local equilibrium profile through the deepening of an axial channel associated to residual elevation of the lateral terraces. The retrogressive erosion, evidenced by knickpoints, starts downstream the canyon and progresses through the years toward the canyon head. The thalweg deepening toward the equilibrium profile is gradual, and is driven by upstream-migrating knickpoints. As knickpoints progress, the longitudinal profile gets closer to the local equilibrium profile (Figure 3.12B).

We propose that mode 1 (before 1998 and sometime before 2010; Figure 3.11A) is characterised by the occurrence of punctual, high-energy events, whereas mode 2 mostly consists of recurrent, low energy events and is dominated by erosional processes. The switch from one mode to the other may have been triggered by an exceptional gravity event, such as the one associated to storm Martin in 1999 (Mulder et al., 2001). This extreme, punctual event was likely to have induced a flush of sediment previously stored in the head toward the upper canyon, which would be expected to fill the thalweg and produce a flat floor morphology such as that observed in 1998 (mode 1). The absence of DEMs in the years immediately following storm Martin makes it impossible for us to confirm whether the transition from mode 1 to state 2 was effectively triggered by this event. Our findings raise questions regarding the cyclicity of the shifts between the two modes, which, hypothetically, can be due to internal



A



B

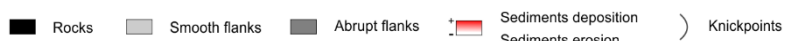


Figure 3.12 : Representation of the two distinct modes which can be observed in the very upper part: (A) times of flat thalweg where the sedimentary stock is above the local equilibrium profile and (B) times of channel incision associated to lateral low terraces construction where the canyon is reaching its a transient and local equilibrium profile through the upstream migration of knickpoints.

dynamics of the canyon. Due to the lack of DEMs before 1998, we cannot assess any possible long-term alternation of these two modes, nor the filling of previous axial channel.

Furthermore, the rare “high” temporal resolution of our dataset enabled us to characterise the dynamics of the Capbreton canyon over a period of 20 years, but the absence of sub-annual surveys prevented us to identify any seasonal effect on the evolution of the canyon morphology.

3.6. Conclusion

We present a rather rare morphobathymetric time lapse survey of the Capbreton canyon head and upper canyon between 1998 and 2018 to investigate their morphological evolution on a multi-annual basis. Subtraction of repeated DEMs gives volumetric information on sedimentary transport, erosion and deposit from which the main conclusions are:

- (1) The main feature in the morphological evolution of the Capbreton canyon is the incision of an axial channel mainly driven by knickpoint’s regression and the digging of residual terraces in the upper canyon since 2010. The overall morphology and location of the canyon’s upper part remained the same.
- (2) Between 2010 and 2018, the channel incision in the upper canyon was accompanied by the development of along-channel, elongated, low elevation terraces, and by upstream migrating knickpoints. Terraces are reshaped by lateral erosion from channel widening and by aggradation of turbiditic spillover deposits, as well as hemipelagic deposits. Knickpoint upstream migration can reach up to 1180 m/year but fluctuates spatially and temporally.
- (3) Over the last 20 years (1998 to 2018), two morphological modes were observed in the upper part of Capbreton canyon, each linked to distinct dynamical processes: (1) relative flat canyon floor (only observed in 1998) resulting from a local filling excess of the thalweg, and (2) the canyon transiently reaches a local equilibrium profile through the digging of an axial channel by upstream-migrating knickpoints leaving residual low lateral terraces.
- (4) The canyon head and upper canyon are characterized both by areas of accumulation and depletion. The volumetric budget shows that the canyon head recorded accumulations of 1.9 Mm³ (0.11 Mm³/year) between 2001 and 2016, while the upper canyon demonstrated depletions of 4.2 Mm³ (0.24 Mm³/year) between 1998 and 2018. However, the canyon underwent only two periods of accumulation, while the canyon head was constantly subjected to accumulation.
- (5) The contrasted morphologies and volumetric budgets between the head and the upper canyon outline the different sedimentary processes affecting the canyon, and suggest that the canyon head acts as an important sediment buffer, the potential of which is still unknown.

(6) Sediment buffering in the canyon head is possibly the pace maker of the canyon's sedimentary dynamics, with alternating periods of accumulation in the canyon head and depletion in the canyon, followed by the flushing of sediment from the canyon head and accumulation in the canyon. The potential cyclic character of periods of accumulation and flushing remains speculative. They may be driven by internal forcing such as the canyon intrinsic storage capacity and/or by external forcing such as extreme storms.

(7) The buffering capacity of the canyon head infers a delayed transfer of sediment from source to sink, at least on a pluriannual time scale. Though it may not be perceptible in the geological record in terms of volumes, it must however control the nature of gravity flows involved in the sediment transfer and therefore the structure and composition of deposits in the sink.

(8) The volume quantification and core sedimentology analysis also prove that there is a lateral supply from the plateau and the Adour River plume, probably through active gullies.

The temporal resolution of the repeated DEMs in this study does not provide insight into any seasonal morphological fluctuations of the canyon. Further annual or semi-annual bathymetric surveys are needed to fully encompass the potential cyclicality in the sediment transfer from the canyon head into the upper canyon.

3.7. Acknowledgments

IFREMER, the Flotte Océanographique Française and all the crews of the R/V La Thalia and Le Suroît are thanked for their assistance during cruises ITSAS I (Cirac, 1998), ITSAS V (Cirac, 2001), SEDYMAQ 2 (Gillet, 2010), SEDYMAQ 3 (Gillet, 2012), SEDYMAQ 4 (Gillet, 2018), VOLT 1 (Simplet, 2015), VOLT 2 (Silva Jacinto, 2016). We thank the Marine Nationale (French Navy), the SHOM and especially Thierry Garlan to have provided the DEM and core KS05 acquired during cruise PROTEUS-DUNES 2013 (Mathias, 2013) on the R/V Beautemps-Beaupré. Michel Cremer, Emmanuelle Ducassou, Sébastien Zaragosi and the sedimentology technical staff of EPOC are thanked for the realization and the interpretation of the grain size analysis and XRay on core KS05. We thank Jeffrey Peakall for fruitful discussions, and Eleanor Georgiadis for the English corrections. Our gratitude is also extended to RTE for having chartered the vessels for the VOLT 1 and VOLT 2 cruises and for having granted us permission to use the data.

4. INITIATION AND EVOLUTION OF KNICKPOINTS AND THEIR ROLE IN CUT- AND-FILL PROCESSES IN ACTIVE SUBMARINE CHANNELS

Les résultats issus des précédents chapitres convergent et montrent que dans le canyon de Capbreton, les dépôts sédimentaires en lien avec la dynamique actuelle se concentrent principalement dans les méandres, sous forme de barres sédimentaires ou bien de terrasses basses. Le chapitre 3 décrit et met en évidence la morphodynamique intense de la partie amont du talweg du canyon de Capbreton. Les évolutions morphologiques observées sont essentiellement liées à la migration de *knickpoints* vers l'amont qui signent les transferts sédimentaires vers l'aval du canyon sous l'effet des écoulements gravitaires récurrents. L'activité des *knickpoints* apparaît plus importante dans les méandres que dans les sections droites du canyon. A l'issue de ces premiers résultats, il semblait donc intéressant de concentrer nos recherches sur les méandres et de s'interroger sur leur éventuel rôle dans l'initiation des *knickpoints*. Ici sont présentées, au sein d'un article scientifique publié dans la revue *Geology*, des levés bathymétriques de méandres situés en amont et en aval du canyon : deux levés bathymétriques inédits d'un méandre situé à -1400 m, réalisés en 2013 et 2015, viennent compléter les données précédemment présentées dans ce manuscrit. Ce chapitre se concentre plus particulièrement sur la dynamique sédimentaire des méandres. L'hydrodynamisme lié à la morphologie observée dans les méandres est discuté. L'initiation de *knickpoints* dans un chenal établi est pour la première fois observée et décrite et mise en relation avec leur position spécifique au sein de méandres.

Référence de l'article accepté le 9 septembre 2020 dans *Geology*

Guiastrennec-Faugas, L., Gillet, H., Peakall, J., Dennielou, B., Gaillot, A., Silva Jacinto, R., 2020. Initiation and evolution of knickpoints and their role in cut and fill processes in active submarine channels. *Geology*. Accepted on 09 september 2020.

Résumé en français

Les chenaux sous-marins sont les principaux conduits, et des zones de stockage intermédiaire, pour le transport des sédiments vers les fonds marins y compris des matières organiques, des polluants et des microplastiques. Les *knickpoints* migrant vers l'amont sont les principaux facteurs de changement morphologique dans ses chenaux. L'initiation des *knickpoints* est généralement liée à des processus épisodiques tels que des avulsions, des ruptures des méandres et des événements tectoniques (failles exprimées en surface). Leur initiation dans les chenaux sous-marins n'a jamais été décrite et des questions subsistent quant à leur évolution. Les processus sédimentaires et les processus d'écoulement permettant le maintien de ces structures, dans des substrats non lithifiés, sont également mal documentés. L'acquisition répétée de bathymétrie multifaisceaux à haute résolution entre 2012 et 2018 dans le canyon sous-marin de Capbreton démontre que les *knickpoints* peuvent s'amorcer de façon autogène dans les méandres, à une fréquence annuelle à pluri-annuelle. Il est démontré que l'obstruction partielle des chenaux, dans les méandres serrés, précède le développement de nouveaux *knickpoints*. Ce processus d'initiation et l'évolution morphologique des *knickpoints* au fil du temps sont décrits et détaillés. Lorsqu'ils migrent par érosion régressive vers la tête, les pentes de leurs parois frontales sont maintenues et peuvent s'accroître avec le temps. Cette morphologie associée à des *plunge pools* et/ou au développement d'une érosion en aval sont ici liés à la formation et au maintien de ressauts hydrauliques. Le suivi avec un pas de temps annuel à biennal de l'évolution

de *knickpoints* initiés de manière autogène révèlent que les cycles d'érosion et de déposition (à échelle plurimétrique) peuvent être la norme dans les systèmes de chenaux sous-marins.

Mots clefs : *knickpoint*, initiation d'un *knickpoint*, canyon sous-marin, méandre, contrôle autogène, écoulement turbiditique

Abstract

Submarine channels are the main conduits and intermediate stores for sediment transport into the deep-sea including organics, pollutants, and microplastics. Key drivers of morphological change in channels are upstream migrating knickpoints whose initiation has typically been linked to episodic processes such as avulsion, bend cut-off and tectonics. The initiation of knickpoints in submarine channels has never been described and questions remain about their evolution. Sedimentary and flow processes enabling the maintenance of such features in non-lithified substrates are also poorly documented. Repeated high-resolution multibeam bathymetry between 2012-2018 in the Capbreton submarine canyon (southeastern Bay of Biscay, offshore France) demonstrates that knickpoints can initiate autogenically at meander bends, over annual to multi-annual timescales. Partial channel clogging at tight bends is shown to predate the development of new knickpoints. We describe this initiation process and show detailed morphological evolution of knickpoints over time. The gradients of knickpoint headwalls are sustained and can grow over time as they migrate through headward erosion. This morphology, associated plunge pools, and/or development of enhanced downstream erosion are linked herein to the formation and maintenance of hydraulic jumps. These insights of autogenically-driven, temporally high-frequency, knickpoints reveal that cut and fill cycles with depths of multiple meters can be the norm in submarine systems.

Keywords: knickpoint, knickpoint initiation, submarine canyon, meander bend, autogenic control, turbiditic flow

4.1. *Introduction*

Knickpoints are defined as steep steps in channel gradients (Gardner, 1983). They are key drivers of morphological change in submarine channels through controlling phases of channel incision and fill, the formation of terraces, and the development of channel deposit remnants (Heiniö and Davies, 2007; Paull et al., 2011; Turmel et al., 2015; Gales et al., 2019). Knickpoint initiation has been linked to channel avulsion (Deptuck et al., 2007), bend cut-off (Sylvester and Covault, 2016) and tectonics (Heiniö and Davies, 2007), however recently, study of an active submarine channel in British Columbia (Canada) has suggested that knickpoints might be internally generated within channels (Heijnen et al., 2020). Yet we still know surprisingly little about the initiation and evolution of these features. There are key questions on the timescales over which knickpoints form, how they maintain their form in non-lithified substrates, the nature and variability of the flow above them, and consequently their overall influence on sediment transport and deposition.

Knickpoint initiation has never been observed in a submarine channel, and the temporal resolution provided by digital elevation models (DEMs) has not allowed the development of knickpoints to be observed in sufficient detail to understand their temporal evolution and associated flow processes. Repeated bathymetric surveys in the Capbreton submarine canyon (southeastern Bay of Biscay, offshore France) highlight morphological changes over the last two decades characterized by upstream knickpoint migration of several hundred meters per year. The surveys were close enough in time to provide a detailed evolution of knickpoints, show how such features of several meters relief are maintained, and enable flow conditions to be inferred. This study shows how knickpoints autogenically initiate and establish a relation with short time scale processes (pluri-annual to annual, seasonal or punctual events such as storms) rather than with long-term processes such as bend cut-off and avulsion (auto- or allogenic) or tectonics (allogenic).

4.2. *Settings and data*

Initiated 50-40 My ago (Ferrer et al., 2008), the Capbreton canyon lies 300 m offshore at -10 m (relative to sea level) and extends to -3000 m in the southeastern of the Bay of Biscay (Figure 4.1A). At present, it is fed by a southward longshore drift (Mazières et al., 2014). Its former associated river, the Adour, was diverted 15 km southward in 1578 CE (Klingebiel and Legigan, 1978). Water column monitoring by current meters and sediment traps have shown that sediment is transported downcanyon (Mulder et al., 2001; Gaudin et al., 2006; Brocheray et al., 2014) by 2 types of currents: internal tides and low-energy turbidity currents, both ranging from 0.2 to 0.3 m/s. (Mulder et al., 2012). Sediment archives evidence recent turbiditic flows with yearly to decadal recurrence for 150 km along the canyon over last 2 kyrs (Mulder et al., 2001; Gaudin et al., 2006; Brocheray et al., 2014).

Guiastrennec-Faugas et al. (2020) described up to 80 knickpoints on the upper canyon floor (-10 to -320 m), migrating upstream at rates of 10 m.year⁻¹ to 1200 m.year⁻¹. Here we focus on

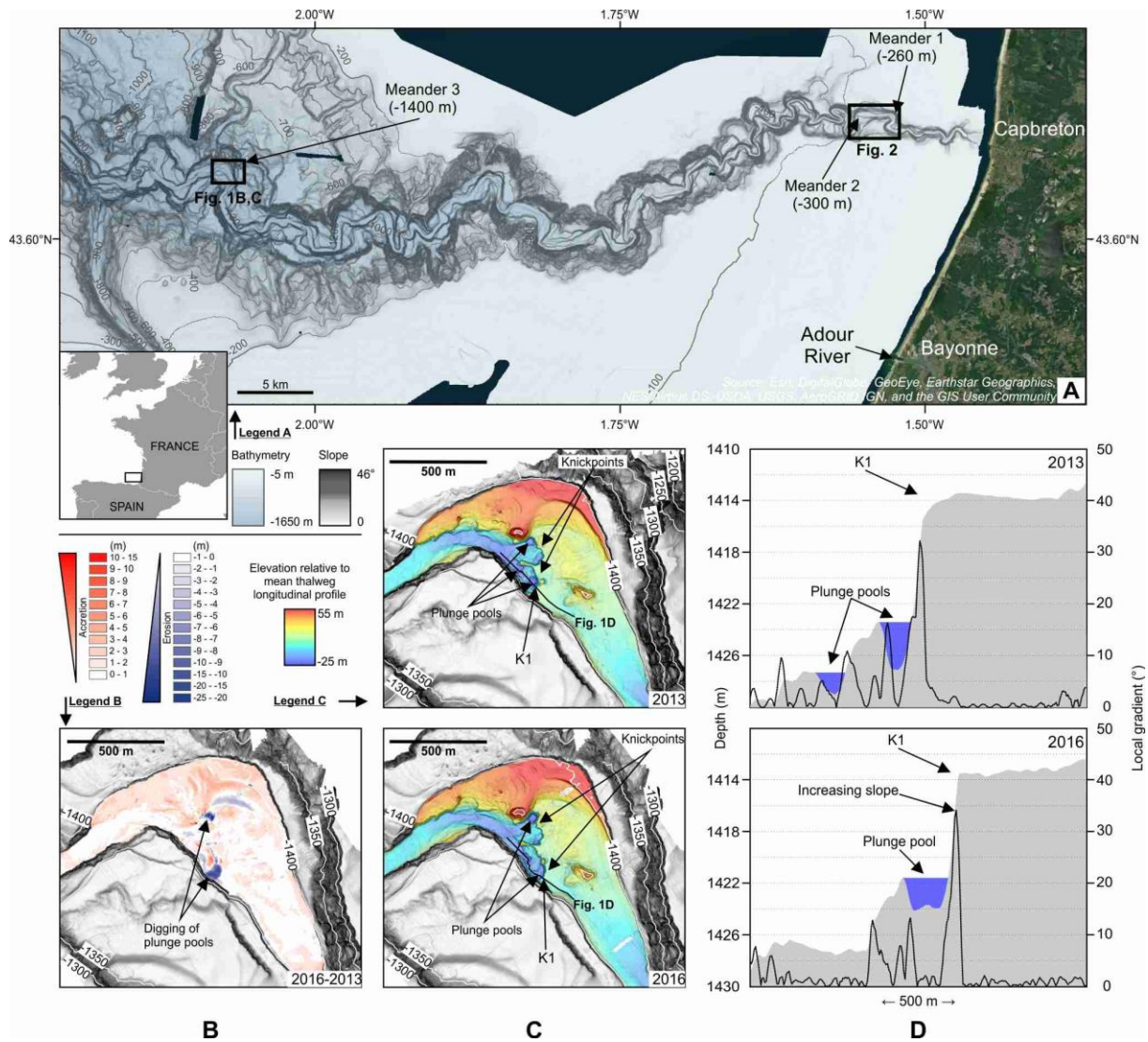


Figure 4.1 : (A) Location of the study area in the Bay of Biscay; (B, C, D) Meander M3 evolution between 2013 and 2016 CE; (B) Elevation change between 2013 and 2016 suggesting erosion and deposition. (C) Elevation relative to mean thalweg longitudinal profile. (D) Longitudinal profile of knickpoint K1 (grey; see C for location); black line shows along-profile slope magnitude; blue area highlights plunge pools.

knickpoint initiation and evolution in three meanders; 2 (meanders M1 and M2) in the upper canyon, at -260 and -300 m (9 and 11 km from the head, along thalweg distance; Figure 4.2A, B), and 1 (meander M3) at -1400 m (90 km from the head; Figure 4.1). Five multibeam bathymetric surveys (hull mounted EM2040 multibeam echosounder *Kongsberg Maritime*; grid resolution of 5 m) were carried out in spring or summer of 2012, 2013, 2015, 2016 and 2018 over the upper Capbreton canyon. Real Time Kinematic (RTK) GPS was used for the positioning with a horizontal resolution of 0.01 m and a vertical resolution of 0.02 m, and vertical precision $< 0.2\%$ of the water depth; tide corrections were made using a tide prediction algorithm from the SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine; Brest, France). Statistics (Guiastrennec-Faugas et al., 2020a) indicate an inter survey bias of just 4 cm with variability of ± 17 cm. Two multibeam bathymetric surveys (autonomous underwater vehicle - mounted EM2040, grid resolution of 2 m) were also undertaken in 2013 and 2016 in the lower canyon, with positioning resolution < 6 m and vertical precision $< 0.5\%$ of the water depth. Inter survey positioning was manually performed based on a nearby area of relatively immobile seabed (Gaillot, 2016).

4.3. Results

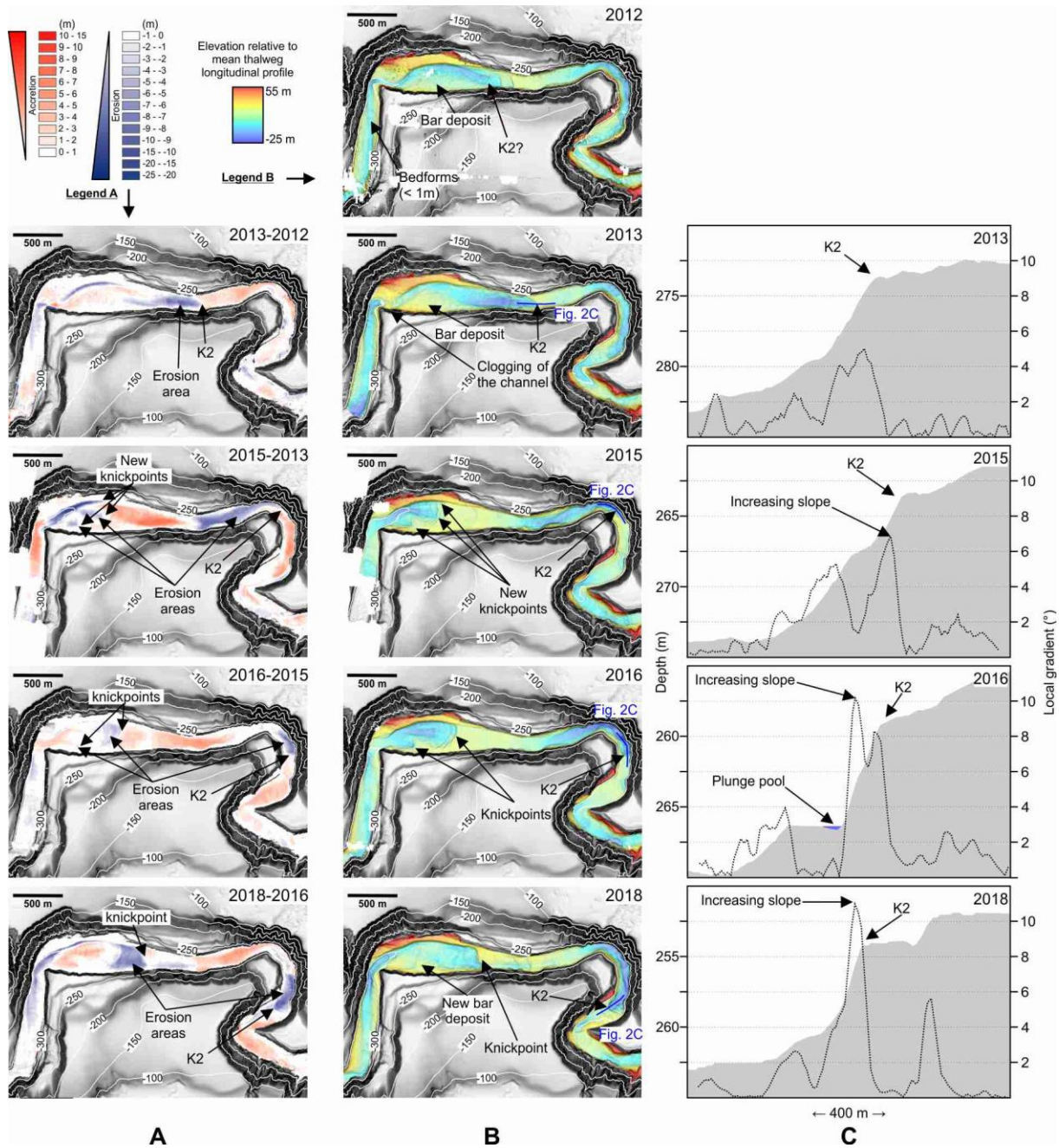


Figure 4.2 : Evolution of meander M1 and M2 (location in Figure 4.1A) through years 2012, 2013, 2015, 2016 and 2018 CE, highlighting knickpoint K2; see Figure 4.1B – D for explanation.

Time-lapse bathymetry (Figure 4.1B, C, Figure 4.2A, B) show upstream migrating knickpoints in both the shallow (from -260 to -300 m) and deep (-1400 m) parts of the canyon. Their evolution is controlled by headward erosion and constrained by erosion just downstream of the knickpoint, and deposition further downstream (Figure 4.1B, Figure 4.2A). From 2013 to 2016, knickpoint migration was $706 \text{ m}\cdot\text{year}^{-1}$ in the shallow part, and $190 \text{ m}\cdot\text{year}^{-1}$ in the deep part. Knickpoint heights reach 14 m in the deep part and 7 m in the shallow part; plunge pools as deep as 10 m and $< 1 \text{ m}$, respectively, can be observed at the knickpoint bases (Figure 4.1B, C, D, Figure 4.2C). Straight sections reveal that knickpoint headwall slope constantly increased or remained constant: between 2013 and 2018 the headwall slope of knickpoint K1 (meander M3;

Figure 4.1C) increased from 32° to 34° (Figure 4.1D) and that of knickpoint K2 (meanders M1 and M2; Figure 4.2B) from 5° to 10° (Figure 4.2C).

In meander M2 (bend angle $\sim 90^\circ$), between 2012 and 2013, the channel became partially blocked at the bend apex by bar deposits leading to the upstream infilling and clogging of the channel (Figure 4.2B). 3 new knickpoints were observed in 2015 (Figure 4.2B) and appear to have been initiated within the meander and were not connected to any other previously present knickpoint downstream of meander M2. In the 2012 DEM morphological features with vertical relief < 1 m and slopes $< 5^\circ$ are observed downstream of the meander limb but are apparently not genetically related to any knickpoints upstream (Figure 4.2A, B).

The evolving meander morphology was characterized by a net accumulation of sediment of $\sim 2.9 \times 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{year}^{-1}$ ($\sim 3.54 \times 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{year}^{-1}$ erosion and $\sim 6.44 \times 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{year}^{-1}$ accumulation over respectively ~ 0.41 and $\sim 0.64 \text{ km}^2$) between -300 and -260 m (meanders M1 and M2; Figure 4.2A) and $\sim 1.83 \times 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{year}^{-1}$ ($\sim 0.43 \times 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{year}^{-1}$ erosion and $\sim 2.26 \times 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{year}^{-1}$ accumulation over respectively ~ 0.09 and $\sim 0.52 \text{ km}^2$) at -1400 m (M3; Figure 4.1B). To allow for the different surface areas, volumes have been converted to vertical movement rates (divided by their associated area mentioned herein above: $\text{m}^3 \cdot \text{year}^{-1} \cdot \text{m}^{-2} \square \text{m} \cdot \text{year}^{-1}$; i.e. $[6.44 \times 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{year}^{-1}] / [0.64 \text{ km}^2] = 1.01 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$) to obtain $+1.01$ and $-0.87 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ upstream and $+0.44$ and $-0.50 \text{ m} \cdot \text{year}^{-1}$ downstream. Knickpoint migration rate and budget sediment accumulation are higher in the 2 shallower meanders (meanders M1 and M2) than in the deepest meander (meander M3).

4.4. Discussion

4.4.1. Knickpoint initiation

We interpret these morphologic changes as showing knickpoints initiating at meanders with acute angles prone to point-bar sediment accumulation in the channel. Previous flume work revealed that high bend angles allow sediment to deposit just upstream of the bend apex, such as in fluvial point bars (Peakall et al., 2007). We observe repetition of 2 knickpoints and bars along the channel (Figure 4.2), with up to 9 repetitions in the adjacent canyon (Guiastrennec-Faugas et al., 2020a). The sediment eroded by knickpoint upstream migration is mobilised and bypassed down system, and bar formation occurs downstream (Figure 4.2B). At the sharp bend, bar formation is enhanced as observed in fluvial environments. At this point, we assume that the clogging of the channel (i.e. meander M2; Figure 4.3A, B) confines the flow and increases tortuosity of flow around the bend, spreading and/or focusing flow onto the bar. As flow reconnected with the deeper channel downstream, it led to backstepping erosion of the point bar deposit in the form of three chute channels (Figure 4.3C, D). Flow thickness will have reduced over the point bar potentially leading to supercritical flow (Froude number > 1). At the downstream end of the bar, flow will then undergo rapid deepening as it reconnects with the deeper main channel, in which case the flow will likely become subcritical, and a hydraulic jump may have been generated at the transition. The bar also laterally confines the thalweg likely inducing flow acceleration and therefore promoting

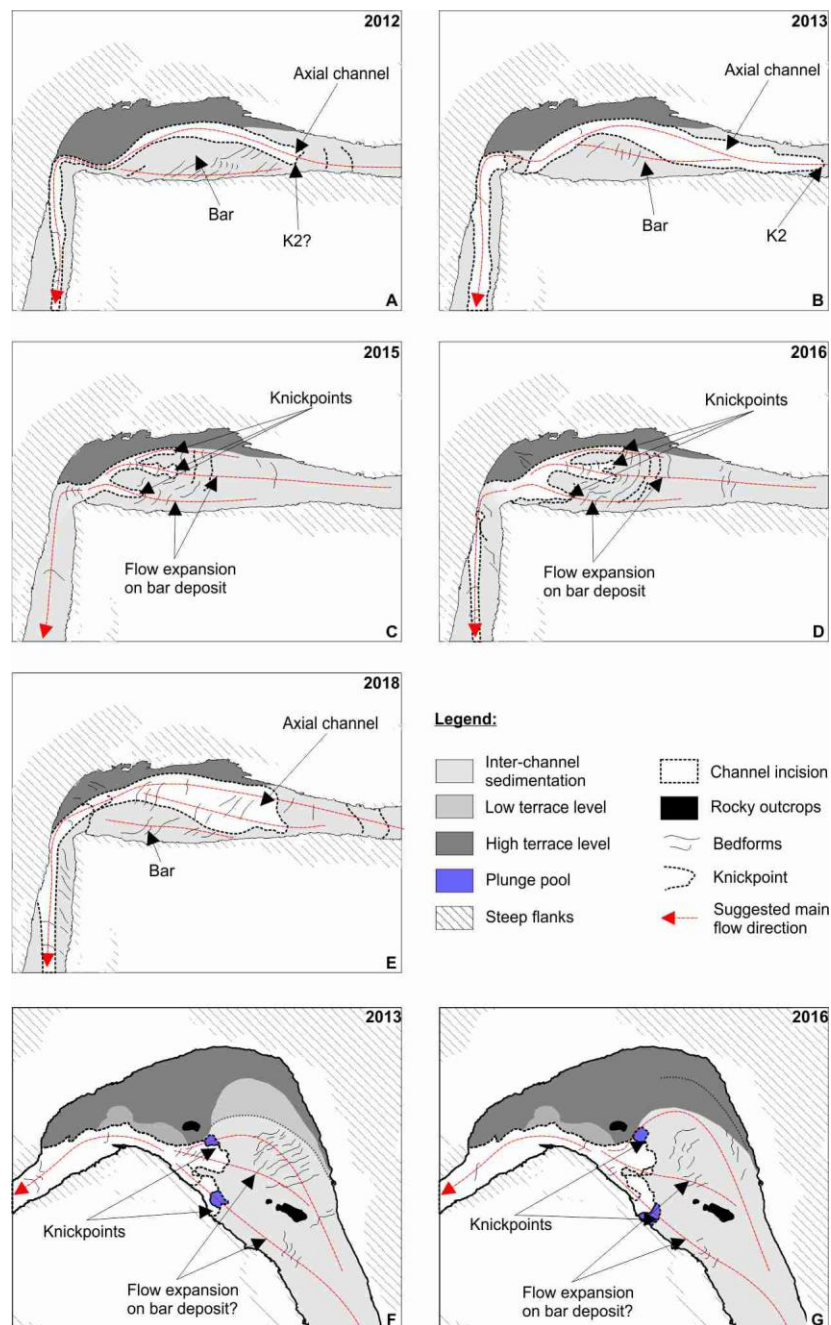


Figure 4.3 : Knickpoint initiation on a bar deposit in a meander bend based on cases of meanders M2 (A – E) and M3 (F,G). (A, B) In meander M2, bar expansion leads to the clogging of the channel, shallowing the upstream meander limb. (C, D) Backstepping erosion of the bar and knickpoint upstream migration in form of three chute channels. (E) Erosion on the bar and knickpoint migration continues along the canyon thalweg. (F, G) Meander M3 presents a shallow upstream meander limb and the occurrence of knickpoints and chute channels.

supercritical conditions, and hence the thalweg might be expected to develop chute channels. However, in this case a topographic step (bar-thalweg transition) with its associated gradient appears to be needed to create flow conditions required to initiate knickpoints.

Meanders M2 and M3 each present a shallow upstream meander limb, compared to downstream of the bend apex. These similar morphologies combined with the occurrence of chute channels (Figure 4.2C, D, Figure 4.3F, G) suggests similar processes in both meanders.

In meander M1, with a bend angle $\sim 160^\circ$, yearly time-lapse morphology reveals that a point bar did not develop, illustrating the likely different flow conditions associated with large bend angles.

In this study, the cut and fill behavior related to knickpoints takes place without involvement of major external factors, such as tectonics or avulsion. No major slump scars are evidenced on the canyon flanks (Guiastrennec-Faugas et al., 2020a). Neither water depth, or the rate of sediment accumulation, seem to control knickpoint initiation. Thus, it is the combination of a sharp bend, and sediment accumulation supplied from the process of knickpoint migration (erosion and then deposition), that leads to the autogenic initiation of knickpoints. As new knickpoints migrate upstream, this results in repeated channel clogging (bar formation) and the subsequent development of a new knickpoint. Essentially, each knickpoint generates the next one.

Point-bar development, and bend cut-off (Sylvester and Covault, 2016), are both autogenic processes for the generation of knickpoints, associated with channel evolution and migration. Nevertheless, evolution in the Capbreton canyon is observed in an already established canyon and migration only affects the axial channel, while in the study of Sylvester and Covault (2016) knickpoint initiation is linked to migration of the entire channel.

4.4.2. Knickpoint evolution and flow conditions

Erosion initiated on the point-bar (meander M2) continues along the canyon thalweg in the form of knickpoint upstream migration (i.e. knickpoint K2 on Figure 4.2; Figure 4.3E). Morphology time-lapse confirms that incipient knickpoints are gentle steps that become steeper, as they migrate upstream (Figure 4.2).

The observation of plunge pools is evidence of the presence of hydraulic jumps (Komar, 1971; Bourget et al., 2011; Mulder et al., 2019). Hydraulic jumps imply a shift from supercritical to subcritical flow conditions, and thus imply that such flow conditions may be related to knickpoints (Figure 4.4). Previous laboratory experiments on non-indurated sediments confirm highly variable flow conditions in the vicinity of submarine knickpoints (Toniolo and Cantelli, 2007). Measurements of subaqueous hydraulic jumps over scours in the Black Sea (Dorrell et al., 2016) show flow acceleration on the headwall. The hydraulic jump will lead to erosion at the base of the slope resulting in an area of nondeposition and/or erosion representing sediment mobilized and/or excavated by the hydraulic jump just downstream of the knickpoints (Mitchell, 2006). In the Capbreton canyon, plunge pools are not systematically observed downstream of knickpoints but areas of erosion are. In either case, knickpoints develop where depth suddenly increases (bar-thalweg transition), which may encourage a hydraulic jump.

Two cores sampled in the study area at -301 m (thalweg) and -251 m (terrace) have recorded very coarse sand and gravel in the thalweg and a continuous silty-clay deposit on the terrace, 50 m above the thalweg (Duros et al., 2017). A third core located upstream on a terrace, at -214 m and 13 m above the thalweg, sampled medium-sand turbidites (Guiastrennec-Faugas et al., 2020a). The grain-size variations suggest that flows are highly stratified, with the sand-rich component at least 13 m thick, but less than 50 m. The knickpoint relief (up to 7 m) is therefore relatively small compared to total estimated flow thickness, however the stratified nature of the

flow, and the coupling of velocity and sediment, mean that momentum is highly concentrated towards the base of stratified sand-rich turbidity currents (Wells and Dorrell, 2021). The basal parts would be thus expected to respond to the increased gradients across knickpoints (Dorrell et al., 2016).

Erosion areas, including plunge pools, are crucial to the sustainability of knickpoints and their migration and directly depend on flow dynamics. Erosion against the headwall maintains a local steep slope. In turn, the steep gradient promotes hydraulic jumps at that location, which propagates the knickpoint structure (Figure 4.4). Erosion on top of the headwall could either be related to flow characteristics (erosion at the base of flow), or be related to a collapse as a consequence of erosion at the base of the headwall as suggested by Heijnen et al., (2020), or both.

At -1400 m (meander M3), the lower velocity of knickpoint migration and sediment accumulation budget in comparison to the 2 shallower meanders suggest less frequent flows. This is consistent with observations made in Monterey Canyon (offshore California, USA; Stevens et al., 2014) where turbidity current activity (number and intensity) decreases with the distance from the source. The type and size of turbidity currents (volume and sediment concentration with regard to channel floor dimension) could determine the occurrence of plunge pools and the sustainability and migration of knickpoints. The highest knickpoints and the deepest plunge pools are found in the deeper section, and exhibit slower upstream migration, perhaps related to the lower positive sediment budget whose consequence would be a better morphological expression and preservation of erosional processes and features.

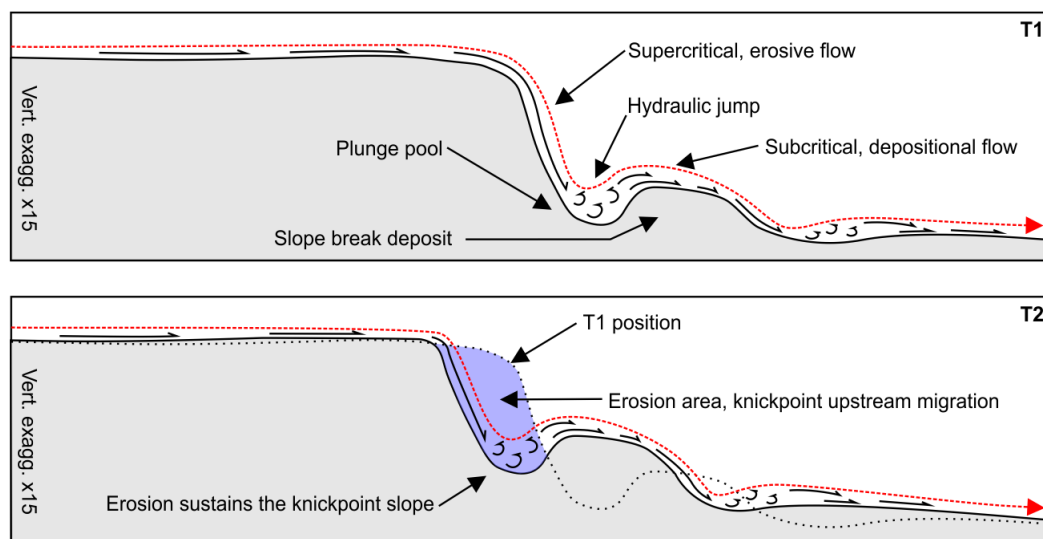


Figure 4.4 : Schematic longitudinal sketch of flow conditions and temporal evolution of a knickpoint and associated plunge pool between T1 and T2. Knickpoint upstream migration occurs by erosion of the headwall. Erosion at the base of the headwall sustains the knickpoint slope whilst moving sediment further downdip, where sedimentation forms a new bar. Vert. exagg – vertical exaggeration.

4.5. *Conclusion*

Using high-resolution repeated bathymetry from the Capbreton canyon we identify autogenic initiation of knickpoints for the first time, reveal the morphological evolution of knickpoints, and link the morphology to the formation and maintenance of hydraulic jumps. The combination of sediment supply and meander morphology leading to bar deposition and channel clogging is observed to be among the possible prerequisites for knickpoint initiation. This data reveals that knickpoints in non-lithified substrates can initiate and develop autogenically on annual and maybe seasonal and event time scales, orders of magnitude shorter than the periodicity envisaged from mechanisms such as avulsion, tectonism, and bend cut-off. We demonstrate that cut and fill cycles with depths of multiple meters, driven by high-frequency autogenic knickpoints, can be the norm in submarine systems capable of supporting flows with velocities sufficient to create hydraulic jumps. Thus, the observation of large-scale (multiple meter) erosion surfaces in channelized submarine systems in the rock record can be autogenic and geologically instantaneous and do not imply changes in external controls, nor temporal scales beyond multi-annual.

4.6. *Acknowledgements*

We thank l'Institut Français de Recherche pour l'Exploitation de la Mer (IFREMER), the Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) and all the cruise parties and crews for their assistance. We also thank Réseau et Transport d'Électricité (RTE) for the permission to use data from the Volt program and cruises. We thank the Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche et de l'Innovation (MESRI) for the grant. We thank N. Mitchell, C. Stevenson and an anonymous reviewer, along with editor J. Schmitt, for their thorough and constructive reviews that have greatly improved the paper.

**5. HYDRODYNAMIC RESPONSES TO STORMS
IN AN ACTIVE SUBMARINE CANYON:
TURBIDITIC FLOWS AND NEAR-INERTIAL
OSCILLATIONS (CAPBRETON CANYON,
BAY OF BISCAY)**

Les deux précédents chapitres, basés des études morphobathymétriques, mettent en évidence une évolution rapide de la morphologie du fond dans le canyon de Capbreton avec notamment la migration de figures sédimentaires vers l'amont du canyon. Cette morphodynamique est directement liée à l'hydrodynamisme du canyon et au passage de courants gravitaires, en particulier des courants de turbidité. Les travaux précédant cette thèse avaient déjà pointé le rôle direct des tempêtes dans l'activité hydrosédimentaire du canyon, et notamment le déclenchement de courant de turbidité. Sur la base de cette hypothèse, les modélisations numériques présentées dans le chapitre 2 suggèrent que la récurrence des tempêtes, et notamment le "transport séquentiel" des sables semble nécessaire pour transporter les sables depuis l'amont vers l'aval du canyon. Malgré les avancées majeures qu'ils ont permis, les efforts précurseurs d'instrumentation du canyon menés lors des études précédentes souffraient cependant de mesures trop ponctuelles, limitées au voisinage immédiat des instruments. Le chapitre suivant, présenté sous la forme d'un article scientifique, a pour objectif de décrire et comprendre l'hydrodynamisme du canyon de Capbreton et d'identifier les différents forçages à l'origine de l'initiation des courants de turbidité. Il s'appuie sur les enregistrements dans la colonne d'eau avec le déploiement d'ADCP et de pièges à particules dans le canyon pendant 2 saisons automne-hiver : 2015-2016 et 2016-2017. L'étude de la colonne d'eau et accompagnée de l'étude de données météorologiques et des données de houle pour mettre en évidence les événements de tempêtes. En complément des enregistrements de la colonne d'eau, des enregistrements sédimentaires ont été réalisés aux abords des mouillages pour observer la signature sédimentaire des courants enregistrés et donc tenter d'établir un schéma de fonctionnement du canyon de Capbreton.

Article à soumettre dans *Marine Geology*

Léa Guiastrennec-Faugas, Ricardo Silva Jacinto, Hervé Gillet, Bernard Dennielou, Ronan Apprioual, Sabine Schmidt, Vincent Marieu, Grégoire Tkaczuk.

Résumé en français

Le canyon de Capbreton se distingue par sa profonde incision dans le plateau et le talus continental, et par son activité turbiditique actuelle. Des *time-lapses* bathymétriques ont révélé des processus d'érosion associés à la migration de *knickpoints* vers l'amont du système. Afin de relier ces observations avec les courants dans le canyon, trois mouillages (avec des ADCPs et des pièges à particules) ont été déployés à 555, 900 et 1500 m de profondeur pendant deux périodes automne-hiver consécutives : du 8 août 2015 au 29 mars 2016 (230 jours) et du 1er août au 16 avril 2017 (258 jours). Nos enregistrements confirment l'ubiquité de la marée interne (semi-diurne, $\sim 0,2 \text{ m.s}^{-1}$). Pour la première fois, des oscillations quasi-inertielles atteignant $0,4 \text{ m.s}^{-1}$, sur des périodes de 3 à 13 jours, sont mises en évidence dans un canyon du Golfe de Gascogne. Enfin, pour la première fois dans le canyon de Capbreton, 2 courants de turbidité atteignant $0,6$ et 1 m.s^{-1} ont été enregistrés à 1500 m de profondeur avec une durée respective de 38 et 29 heures. L'association de nos enregistrements ADCP avec les séries temporelles météorologiques (houle de surface, vitesse du vent et les hauteurs d'eau de l'Adour) révèle que les courants de turbidité et les oscillations quasi-inertielles suivent de près les conditions de

tempête. Notre étude est complétée par 11 carottes d'interface prélevées aux abords des mouillages au cours des étés 2015 et 2016. Les carottes prélevées sont corrélées à l'activité turbiditique locale enregistrée par les ADCP et peuvent également être liées aux processus érosifs décrits dans les travaux précédents (i.e. surincision du chenal et le remodelage de terrasses). Au cours de la période étudiée, le transfert des sédiments à travers le canyon de Capbreton s'avère être lié à un ensemble de processus hydro-sédimentaires : les courants turbiditiques et les ondes quasi-inertielles après une tempête. La signature sédimentaire de ces processus révèle des caractéristiques nouvelles et cruciales sur l'évolution du canyon et le transfert « *source-to-sink* ».

Mots clefs : canyon sous-marin, réactivité aux tempêtes, ondes inertielles, écoulement turbiditiques

Abstract

The Capbreton canyon stands out by its deep incision through the continental shelf and slope and its present turbidity activity. Previous time-lapse bathymetric comparisons revealed erosion processes highlighted by upstream-migrating knickpoints. In order to connect such observations with currents in the canyon, three moorings with ADCPs and sediment traps were deployed at 555, 900 and 1500 m water depth during two consecutive fall-winter periods: from 8th August 2015 to the 29th March 2016 (230 days) and from the 1st August to the 16th April 2017 (258 days). Our records (1) confirms ubiquity of semi diurnal internal tides ($\sim 0.2 \text{ m.s}^{-1}$), (2) for the first time, near-inertial oscillations up to 0.4 m.s^{-1} (over 3 to 13 days periods) are put in light in a submarine channel in the Bay of Biscay and, for the first time in the Capbreton canyon, (3) caught 2 turbidity currents reaching 0.6 and 1 m.s^{-1} at 1500 m depth during 38 and 29 hours respectively. The confrontation of our ADCP records with surface swell and wind time series reveals that turbidity currents and near-inertial oscillations closely follow storm conditions. Our study is completed with 11 interface cores sampled in summers 2015 and 2016 in the surroundings of the moorings. The sediments archives can be corelated to the local turbiditic activity recorded by the ADCPs and linked to erosive processes observed and described in previous work such as channel digging and terrace reshaping. Sediment transfer to the deep-sea through the Capbreton submarine canyon reveals to be related to an overall set of hydro-sedimentary processes such as turbiditic flows and near inertial oscillation after storm and their signature during the studied period reveals novel and crucial features on Canyon evolution and source-to-sink transfer.

Keywords: submarine canyon, storm response, inertial oscillations, turbidity currents

5.1. *Introduction*

Submarine canyons evolution is a major research topic. It addresses about sediment transfer to the deep sea, deposition and erosion and relates to marine geohazards and risks. Sediment transfer in submarine canyons is particularly linked to turbiditic activity, which implies that evolution in submarine canyons largely depends on major external preconditioning and trigger factors such as relative sea level changes and tectonics, landsliding, rivers discharge, seasonal variation (precipitations, floods), storms, and less often, can results of autogenic processes of channels (Heiniö and Davies, 2007; Tubau et al., 2015; Faulkner et al., 2016; Gardner et al., 2016; Guiastrennec-Faugas et al., 2020b; Heijnen et al., 2020; Sun et al., 2016; Sylvester and Covault, 2016; Gales et al., 2019; Normandeau et al., 2020).

In recent studies, canyons turbiditic activity has been directly recorded thanks to ADCP current meters and sediments traps (Khrpounoff et al., 2012; Paull et al., 2018; Zhang et al., 2018). Recent findings based on canyon floor morphology time-lapse obtained by repeat multibeam survey have shown that sedimentary structures (i.e. bedforms, scours, knickpoints) can evolve rapidly on an annual time scale (Guiastrennec-Faugas et al., 2020a; Heijnen et al., 2020), or even daily (Vendettuoli et al., 2019). To fully understand forcings on canyon evolution it is an utter necessity to monitor morphologies, currents and sediment flux. The comparison between direct flow measurements and resulting seabed deposits is in full expansion and is clearly the key for the understanding of sediment-laden density flows and their consequences on the morphology and type of deposits (Symons et al., 2017; Hage et al., 2018; Maier et al., 2019; Normandeau et al., 2020). Yet, questions remain about possible forcing of weather and meteorological conditions on sediment flows within submarine canyons.

Previous studies have revealed that seasonality and particular weather conditions in the Bay of Biscay, such as wind direction and duration, lead to changes in the water column and generate poleward jets (up to 55 cm/s) in the vicinity of the Capbreton Canyon (Batifoulier et al., 2012; Le Boyer et al., 2013; Kersalé et al., 2016). Questions remain on how these weather-controlled modifications in the water column may affect the flow circulation, and thus sediment transfer inside the canyon. The influence or signature of these meteorologically triggered flows in sedimentary deposits is also questioned. The aim of this study is to shed light on the hydrodynamic-sedimentary processes occurring within the Capbreton Canyon based on the monitoring of flow velocity and the resulting seabed evolutions in terms of morphology and composition. To address these issues, we are bringing together (1) water column monitoring with ADCP and traps (2) superficial coring of deposits (3) short term morphological changes (time-lapsed bathymetry) and (4) meteorological data. To proceed, 3 ADCP moorings have been deployed along the Capbreton Canyon over 2 consecutive winters (2015/2016 and 2016/2017). These records are completed by 2 series of sediment cores sampling during the summers 2015 and 2016.

5.2. Regional setting

5.2.1. Geological and morphological setting

The Bay of Biscay (BoB; north-east Atlantic) has a very large fetch so that local storms generate energetic waves. The height and period of the waves are controlled by the speed and duration of the wind and by the length of the fetch. The wave fields show strong inter-annual variability with of seasonal wave heights > 15% during winters (Charles et al., 2012). The storms in the Bay of Biscay are represented by wave height between 4.8 and 7.1 m and period between 10.1 and 11.9 s (ESE direction; Le Cozannet et al., 2010).

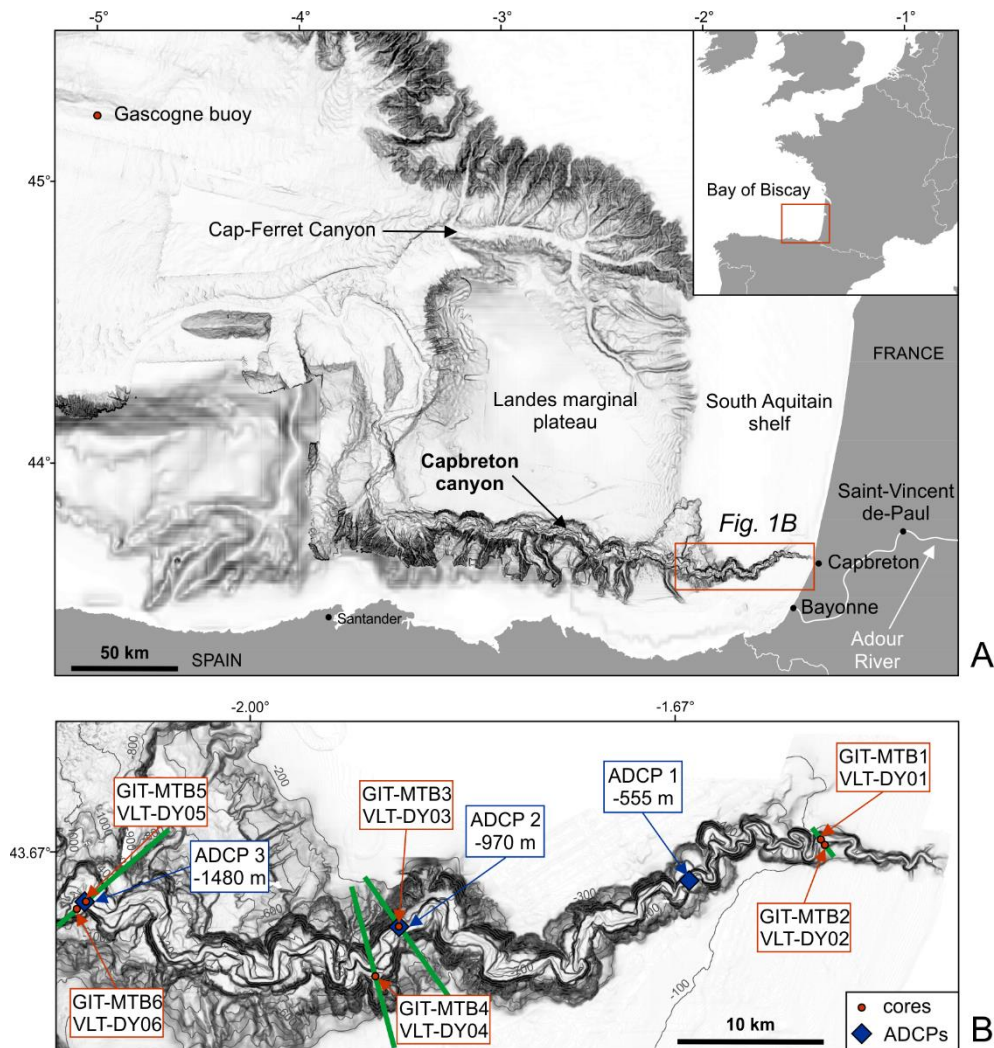


Figure 5.1 : (A) Location of the study area in the Bay of Biscay. (B) Location of cores and ADCP moorings. Green lines correspond to the location of cross section in Figure 5.2.

The Capbreton canyon is located to the southeastern part of the BoB (Figure 5.1) and hence exposed to its larger wind fetch. The canyon initiated 50-40 My ago, during the Middle Eocene (Ferrer et al., 2008), in a subsiding zone with structural weaknesses generated by the convergence of the Iberian and European plates (Deregnaucourt and Boillot, 1982). The canyon starts 300 m from the coast and shows a 300-kilometer-long meandering course that runs eastwards, parallel to the north coast of Spain, before heading northwards and reaching the base

of the continental slope at 3500 m water depth where it merges with the Cap-Ferret canyon outlet and connects to the Cap-Ferret-Capbreton deep-sea fan system lying on the BoB abyssal plain (Cremer, 1983; Cirac et al., 2001; Gaudin et al., 2006).

Numerous sedimentary terraces hanging 10 to 200 m above the thalweg (Gaudin et al., 2006; Guiastrennec-Faugas et al., 2020a) have been described as confined levees (Brocheray et al., 2014; Gaudin et al., 2006). Time-lapse bathymetric comparison in the upper part of the canyon (from the head and down to -300 m) between 2012 and 2018 revealed that erosion along the medium sand rich thalweg gives way to a confined channel accompanied by the development of residual but also ephemeral (pluri-annual), along-channel low elevation terraces (~15 m; Guiastrennec-Faugas et al., 2020). Deposition by turbidity currents and mass movement are the main process on lowest terraces development and evolution whereas nepheloid layers and hemipelagic sedimentation are dominant process for the aggradation the highest perennial terraces (Brocheray et al., 2014; Gaudin et al., 2006). Sedimentary records evidence that coarse deposits are restricted to the thalweg. The absence of particles coarser than silt at an altitude higher than 225 m relative to the thalweg, indicates that sand spill-over does not exceed this height (Gaudin et al., 2006; Brocheray et al., 2014; Mary et al., 2015).

5.2.2. Sediment supply

The canyon head is disconnected from the Adour River since 1310 AD and the river mouth was artificially relocated 15 km to the south in 1578 (Klingebiel and Legigan, 1978) but the Adour River continues to indirectly deliver sediment into the canyon (Brocheray et al., 2014; Mazières et al., 2014; Guiastrennec-Faugas et al., 2020a). Under the influence of easterly winds, remote sensing satellite images reveal that the Adour plume (0.25×10^6 t.year⁻¹ of suspended sediment) reaches the canyon head 20% of the time per year (Petus, 2009).

The present main sediment source is considered to be a southward longshore drift (38,000 to 657,000 m³.year⁻¹; Idier et al., 2013) that transports sediments toward the canyon head during storms when high-energy waves cause intense coastal erosion (Mazières et al., 2014). Nevertheless, yearly positive budget conducted on the first 12 km of the canyon can be 3 times higher than the positive longshore drift budget. Thus, a lateral supply of sediments from the wave-exposed plateau and the Adour river plume through active gullies is necessary (Guiastrennec-Faugas et al., 2020a).

5.2.3. Present hydro-sedimentary activity

It has been shown that the hydro-sedimentary activity inside the Capbreton Canyon can be controlled by extreme events such as the Martin storm in 1999 that triggered a turbidity current whose deposits were recovered in a sediment core (Mulder et al., 2001). The canyon head plays the role of a sediment buffer and reservoir that delays the transfer of sediment into the canyon; this was at least demonstrated for a pluriannual time scale; (Mazières et al., 2014; Guiastrennec-Faugas et al., 2020a). Sediment transfer into the canyon is related to two types of currents according to Mulder et al. (2012): (1) internal tides generating a sediment-laden motion of masses along the canyon axis, and (2) low to high energy turbidity currents. A low energy turbidity current has been recorded with a mean velocity about 0.2–0.3 m.s⁻¹ (Mulder et al.,

2012). The frequency of turbidity currents 150 km from the canyon head (cores sampled on terraces with an altitude of 75 and 125 m at -1600 m), was estimated at least at 1 turbidite per year over the last 2000 years (Mulder et al., 2001; Brocheray et al., 2014).

5.3. *Materials and methods*

5.3.1. Data acquisition

Three ADCP moorings were deployed at 555 m, 970 m and 1480 m water depth (respectively ADCP 1, ADCP 2 and ADCP 3; location on Figure 5.1) during two consecutive fall-winter periods: respectively from 12th August 2015 to the 29th March 2016 (230 days; GITAN cruise: Toucane, 2015) and from the 1st August to the 16th April 2017 (258 days; VOLT 2 cruise: Silva Jacinto, 2016). ADCPs measured within the 300 m of water column above the canyon floor with a frequency of 75 kHz and a speed measurements every 2 minutes all over the time studied period. First of the two ADCP 1 was deployed at 350 m depth but was unfortunately ripped off and lost (including data) during a storm the 9th February 2016. To put in light and understand the different types of flows recorded, the signal at the tidal frequency was filtered and extracted from the data, velocities are expressed along the canyon axis, positive values correspond to downstream flows and negative values to upstream flows. ADCPs were combined with sediment traps deployed 30 m above the sea floor. The sediment trap collecting interval was set to 8 days in 2015/2016 and to 7 days and 14 hours in 2016/2017. Sediment traps were active from the 15th September 2015 to the 24th mars 2016 and from the 1st October 2016 to the 11th March 2017. The sediment trap combined to ADCP 1 deployed in 2016/2017 could not be collected.

11 short sediment cores preserving the water-sediment interface were sampled with a multicorer at the same time of the deployment of the ADCPs (August 2015 and July 2016) in 3 locations at -300 m, -970 m and -1480 m, close to ADCP moorings. For each location, one core was collected in the thalweg and another one on a nearby terrace. In 2015 and 2016, repeat sediment cores were sampled at the exact same position (X, Y precision < 8 m thanks to combined Vessel RTK positioning and acoustic positioning of the coring device, Table 5.1). Over the 8 cores recovered during a coring operation one was dedicated for visual description, grain size and X-ray analysis and one for short-lived radionuclide analysis. In order to provide a chronological framework, ^{210}Pb , ^{226}Ra and ^{232}Th activities were measured on 0.5 cm slices from 0 to 4 cm and on 1 cm slices from 4 cm to the base of cores. Gamma spectrometry was performed using a low-background, high-efficiency, well-type detector (Schmidt et al, 2014). Excess ^{210}Pb was calculated by subtracting the activity supported by its parent isotope (^{226}Ra) from the total ^{210}Pb activity in the sediment. The long-lived ^{232}Th is usually associated with the detrital fraction. Therefore, ^{232}Th activity changes can be an indication of different lithological sources or proportions, and is used here to highlight potential $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ dilution by sand.

This study is completed by meteorological time-series at the offshore Gascogne Buoy (45.230 N 5.000 W) including wind direction and strength, atmospheric pressure, wave height (Hs) and period (Météo-France, 2020) and the Adour River water level, at Saint-Vincent-de-Paul, (source Direction Régionale de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement, DREAL, Région Nouvelle-Aquitaine; DREAL, 2020).

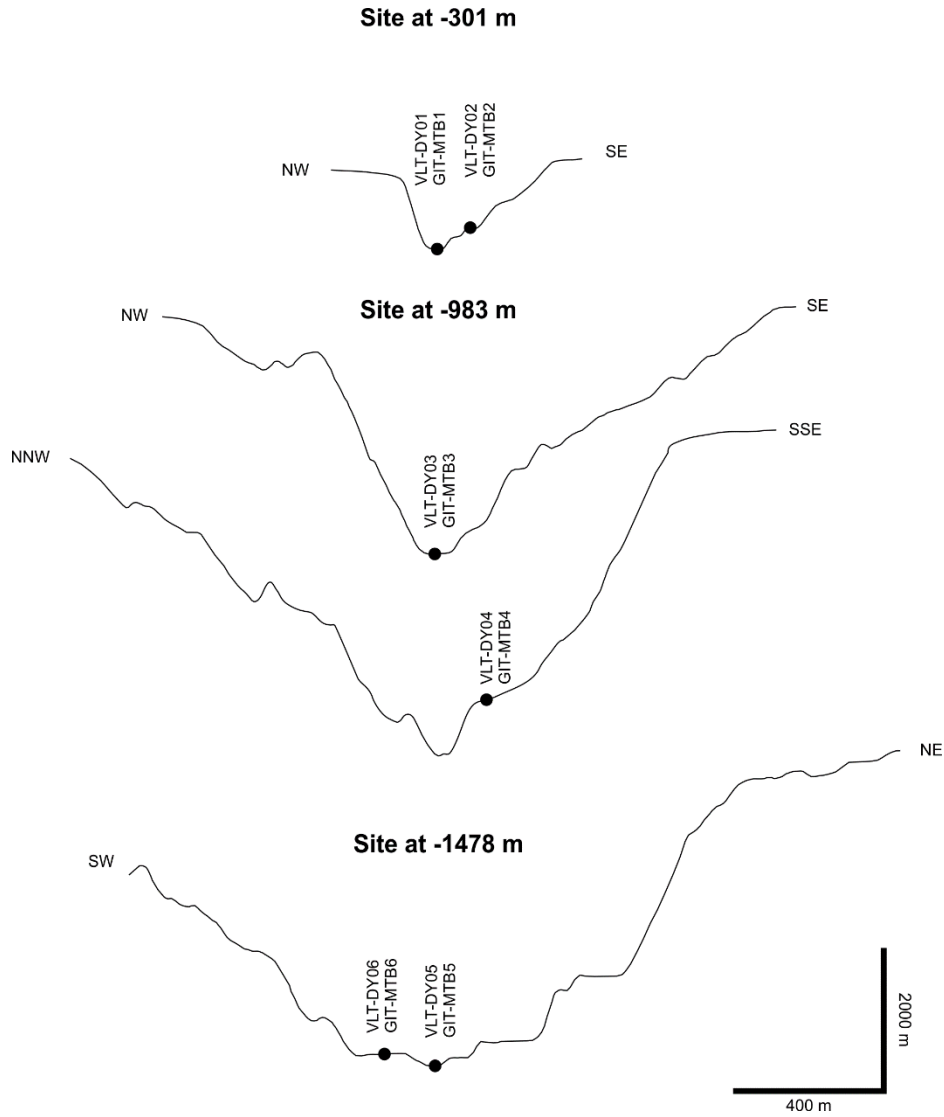


Figure 5.2 : Cross-sections at the core's location. See location on Figure 5.1.

<i>Multi-core (August 2015)</i>	<i>Latitude</i>	<i>Longitude</i>	<i>Depth (m)</i>	<i>Multi-core (July 2016)</i>	<i>Latitude</i>	<i>Longitude</i>	<i>Depth (m)</i>	<i>Horizontal offset (m)</i>
<i>GIT-MTB1-1</i>	N43° 40,4264'	W001° 33,1405'	301	VLT2-DY-01	N43° 40.4257'	W001° 33.1384'	299	1
<i>GIT-MTB2-2</i>	N43° 40,2330'	W001° 32,9427'	251	VLT2-DY-02	N43° 40.2404'	W001° 32.9519'	246	6
<i>GIT-MTB3-2</i>	N43° 37,4450'	W001° 52,9890'	983			<i>Failed</i>		
<i>GIT-MTB4-1</i>	N43° 35,7500'	W001° 54,1075'	894	VLT2-DY-04	N43° 35.7556'	W001° 54.1116'	888	3
<i>GIT-MTB5-1</i>	N43° 38,2970'	W002° 07,7230'	1478			<i>Failed</i>		
<i>GIT-MTB6-1</i>	N43° 38,0427'	W002° 08,1528'	1454	VLT2-DY-06	N43° 38.0478'	W002° 08.1478'	1446	4

Table 5.1 : List of multi-cores collected along the Capbreton canyon in August 2015 (Toucanne, 2015) and July 2016 (Silva Jacinto, 2016)

5.4. Results

5.4.1. Meteorological time series

Over 500 days, concomitant to the ADCPs record periods, conditions of wave height > 4.8 m and/or wave period > 10 s have been highlighted and combined with atmospheric depressions on meteorological time series. These 3 parameters are associated to storm conditions. 15 storms have been identified, appointed from S1 to S15 (Figure 5.3), and are listed in Table 5.2. The duration of events varies from 5 to 14 days with wave height up to 10 m, wave period up to 13 s and maximal wind velocity up to $26 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. The lowest atmospheric pressure recorded is 98.5 kPa and pressure amplitude (after atmospheric depression) may vary up to 4.5 kPa (Table 1). Atmospheric lows over the Bay of Biscay were followed by an increase of the Adour river water level measured at Saint-Vincent-de-Paul (32 km onshore).

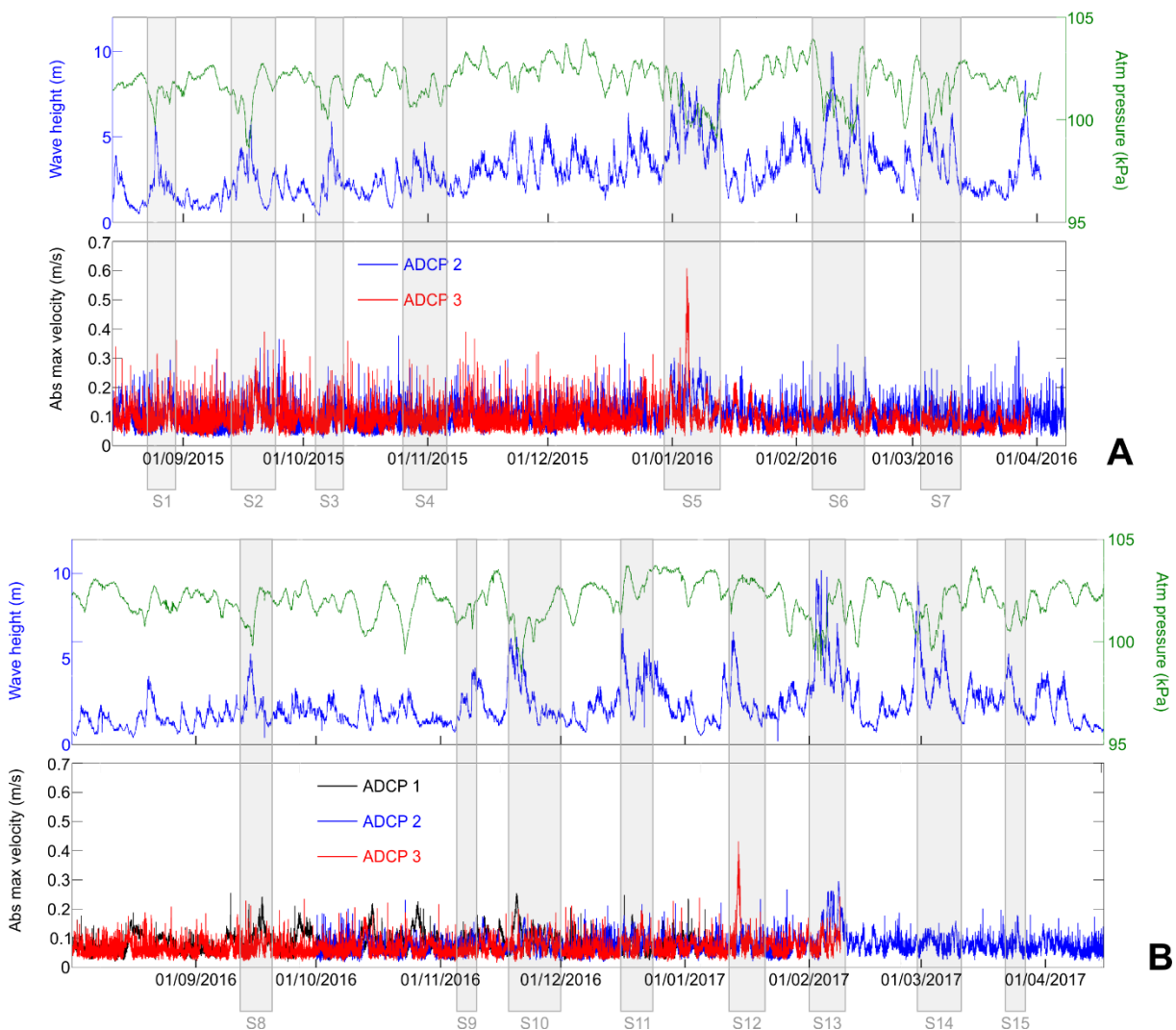


Figure 5.3 : Atmospheric pressure and wave height recorded at buoy of Biscay (location in Figure 5.1) facing velocity from ADCPs' measurements. Velocities have been filtered from the tide and are express in absolute value. Velocity value have been smooth by the digital processing and correspond here to an averaged value. Storm events, from S1 to S15 are represented by grey rectangles.

Event	From	To	Duration (days)	Swell max (m)	Period max (s)	Atm Pr min (kPa)	Atm Pr max (kPa)	Pressure gradient (kPa)	Wind max (m/s)	Abs max velocity (m/s)	Flow type
S1	22/08/2015	29/08/2015	7	5.7	9	99.6	101.9	2.3	18.5	0.32	Oscillations
S2	12/09/2015	23/09/2015	11	6	9	98.6	102.8	4.2	21.1	0.39	Oscillations
S3	03/10/2015	10/10/2015	7	5.9	10	100	102.2	2.2	13.9	0.27	Oscillations
S4	25/10/2015	05/11/2015	11	4.7	12	100.6	102.3	1.7	11.3	0.29	Oscillations
S5	29/12/2015	12/01/2016	14	8.8	12	99.1	102.5	3.4	20.1	0.61	Oscillations + tubiditic flow
S6	05/02/2016	18/02/2016	13	10	13	99.2	103.6	4.4	20.1	0.35	Oscillations
S7	03/03/2016	13/03/2016	10	6.4	11	99.7	102.3	2.6	17.5	0.26	Oscillations
S8	12/09/2016	20/09/2016	8	5.3	10	99.8	102.7	2.9	19.5	0.24	Oscillations
S9	08/11/2016	13/11/2016	5	4.5	10	100.6	102.5	1.9	18	0.18	Oscillations
S10	18/11/2016	01/12/2016	13	6.3	10	98.5	102.8	4.3	18.5	0.25	Oscillations
S11	16/12/2016	24/12/2016	8	6.8	13	101.3	103.7	2.4	9.8	0.25	Oscillations
S12	12/01/2017	21/01/2017	9	6.6	10	101.3	103.3	2.0	17.5	0.43	Oscillations + tubiditic flow
S13	01/02/2017	10/02/2017	9	10.2	13	98.6	103.1	4.5	26.8	0.3	Oscillations
S14	27/02/2017	10/03/2017	11	9.5	11	99.6	102.8	3.2	21.1	0.16	Oscillations
S15	22/03/2017	27/03/2017	5	5.3	10	100.5	102	1.5	15.9	0.18	Oscillations

Table 5.2 : Table listing the 15 storm events reported during the studied period.

5.4.2. ADCP analysis

Velocities recorded in the water column range between upstream 0.4 and downstream 1 m.s⁻¹. ADCPs data confirm the presence of semi diurnal internal tides up to 0.2 m.s⁻¹ (Figure 5.4). For the first time in the Capbreton canyon, on the 2nd January 2016 at 07:30 am (S5; Figure 5.5), a strong turbiditic current with velocity up to 1 m.s⁻¹ and duration of 29h was recorded at -1500 m (ADCP 3; Figure 5.5, Figure 5.6A). This current has been recorded from the bottom and up to 245 m above the sea floor. Azpiroz-Zabala et al., (2017) have demonstrate that the denser parts of the flow correspond to its faster parts and the front of the flow can be emphasis by a frontal acoustic signature linked to an anomaly in the measurement of flow on the bottom. Here, the turbiditic current is grounded and its front was emphasised by a characteristic acoustic signature; the faster and denser part of the flow appears to not exceed 65 m high (Figure 5.6A). This turbiditic current has occurred during stormy conditions (atmospheric pressure min = 99.1 kPa; wave period max = 12 s; wave height max = 8.8 m; Table 1) and concomitant high input in sediment traps was recorded both at ADCP 2 and ADCP 3 sites with respectively 218 and 419 g of dry sediment between 27th December 2015 and 4th January 2016 (Figure 5.7A). Current velocity up to 1 m.s⁻¹ was recorded only at -1500 m (ADCP 3). At -900 m and 34 km upstream (ADCP 2), upstream and downstream oscillations with a velocity about 0.4 m.s⁻¹ were observed. One of this oscillation (06:00 am), downstream direction, according to its very close position to the bottom compare to others, and emphasizing by an acoustic signal is interpreted as a turbiditic flow (~0.4 m.s⁻¹; Figure 5.6A). If we consider that ADCP 2 and ADCP 3 have recorded the same turbidity current, the transit celerity of the flow front obtain is 6.5 m.s⁻¹. Such celerity is comparable to the high celerity (up to 7.2 m.s⁻¹) recorded in the Monterey canyon in 2016 (Paull et al., 2018). In contrast, on the 13th January 2017, ADCP 2 and ADCP 3 have clearly recorded two distinct turbidity currents in the Capbreton canyon at one hour apart (at respectively 04:00 pm and 03:00 pm). The duration of turbiditic events record at ADCP3 (29h and 38h) are two time longer than events observed in the Var or Monterey canyons (Xu et al., 2004; Khripounoff et al., 2012) but much shorter than events in the Congo canyon (~6.7 days; Azpiroz-Zabala et al., 2017).

A second, slower, turbiditic flow reaching 0.6 m.s⁻¹ with duration of 38h was recorded at -1500 m (ADCP 3; Figure 5.8, Figure 5.6B) on the 13th January 2017 at 04:00 pm (S12; Figure 5.3). This current was recorded from the bottom and up to 251 m above the sea floor. The faster and denser part of the flow appears to not exceed 66 m high (Figure 5.6B). This turbidity current has also occurred during storm conditions (atmospheric pressure min = 101.3 kPa; wave period max = 10 s; wave height max = 6.6 m; Table 5.2). This turbiditic flow was not recorded at the other upstream mooring sites, but again, high input in sediment traps were concomitantly recorded at ADCP 2 and ADCP 3 sites with respectively 207 and 291 g of dry sediment between 7th and 15th January 2017 (Figure 5.7B). The front of this turbiditic current is emphasised by a characteristic acoustic signal (Figure 5.6B). The occurrence of an acoustic signal on the 13th January 2017 at 03:00 pm combined to a downstream flow very close to the bottom suggest that another turbiditic current have been recorder by ADCP 2. During stormy event S12, at both locations ADCP 2 and 3 also recorded oscillations with a mean velocity in

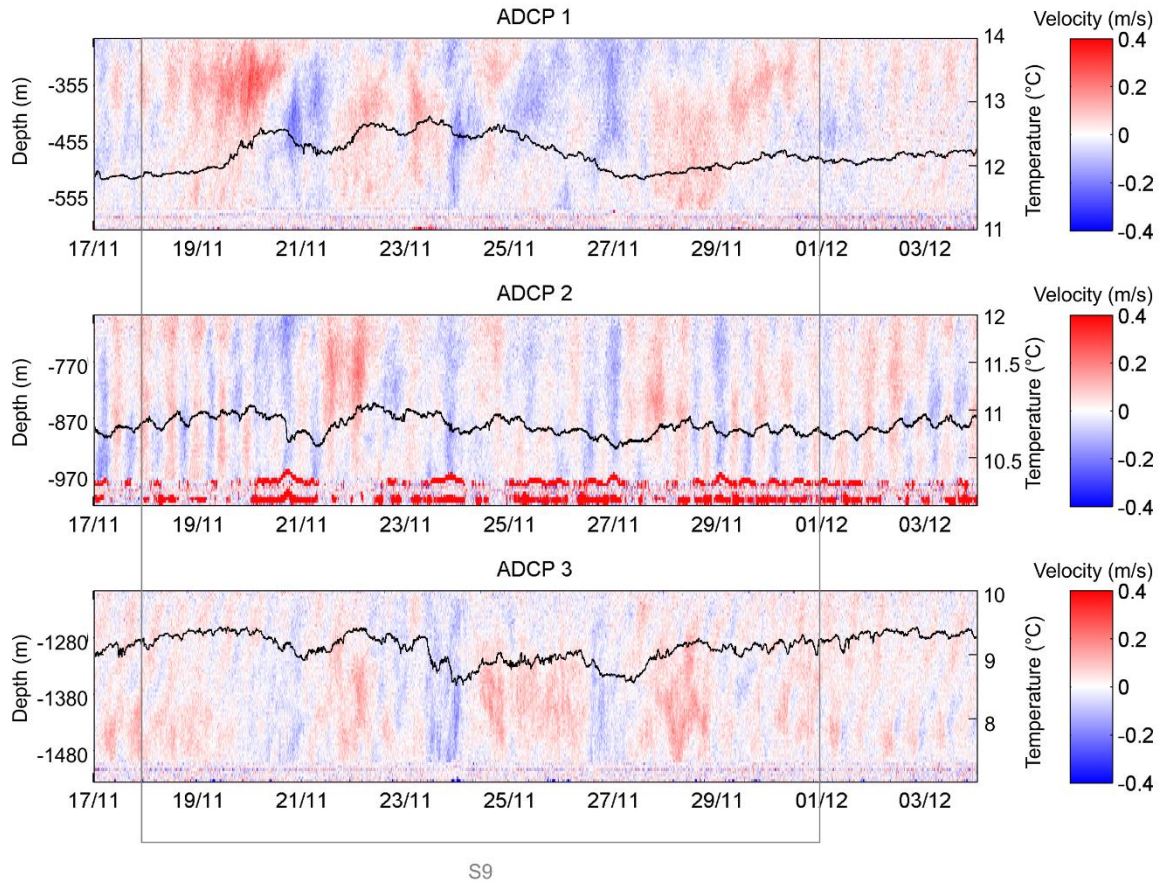


Figure 5.4 : Velocity from ADCPs' measurements between the 12th January 2017 and the 21th January 2017 and including the storm event S10 (grey rectangle). Internal semidiurnal tide is evidenced here. Velocity scale is limited to -0.4 and $+0.4$ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ to evidence each flows. Red and positive values correspond to downstream flows; blue and negative values correspond to upstream flows.

order of ± 0.25 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. In addition to the turbidity currents described above, ADCPs dataset reveal the presence of low frequency oscillations (compare to internal tide) in the Capbreton canyon. They consist of long period alternating flows oriented along the canyon axis. Their amplitude velocity ranges from 0.16 to 0.39 $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$. The observed period is very close to the inertial period in the area ($17,8$ hours). The processes associated to the energy trapped in the canyon and generating these oscillations are still not identified and not understood. The dynamics of inertial oscillations and internal waves is peculiar in canyons (Shepard et al., 1979; Jordi and Wang, 2008), and this could explain the particular intensity of the currents observed in the Capbreton canyon in response to the storm. Here after, we are generically qualifying these oscillations as near-inertial. Near-inertial oscillations occurrence match with storm conditions at the Gascogne buoy. Their duration range between 3 and 13 days. When occurring outside the period with turbidity flows, near-inertial oscillations have been observed simultaneously at the 3 mooring sites and were affecting the whole water column below the ADCP (300 m; Figure 5.9) and are concomitant to high inputs in sediment traps. The intensity of near-inertial oscillations is positively correlated to the increase of pressure in the aftermath of a storm and of the associated pressure minimum (Table 5.2).

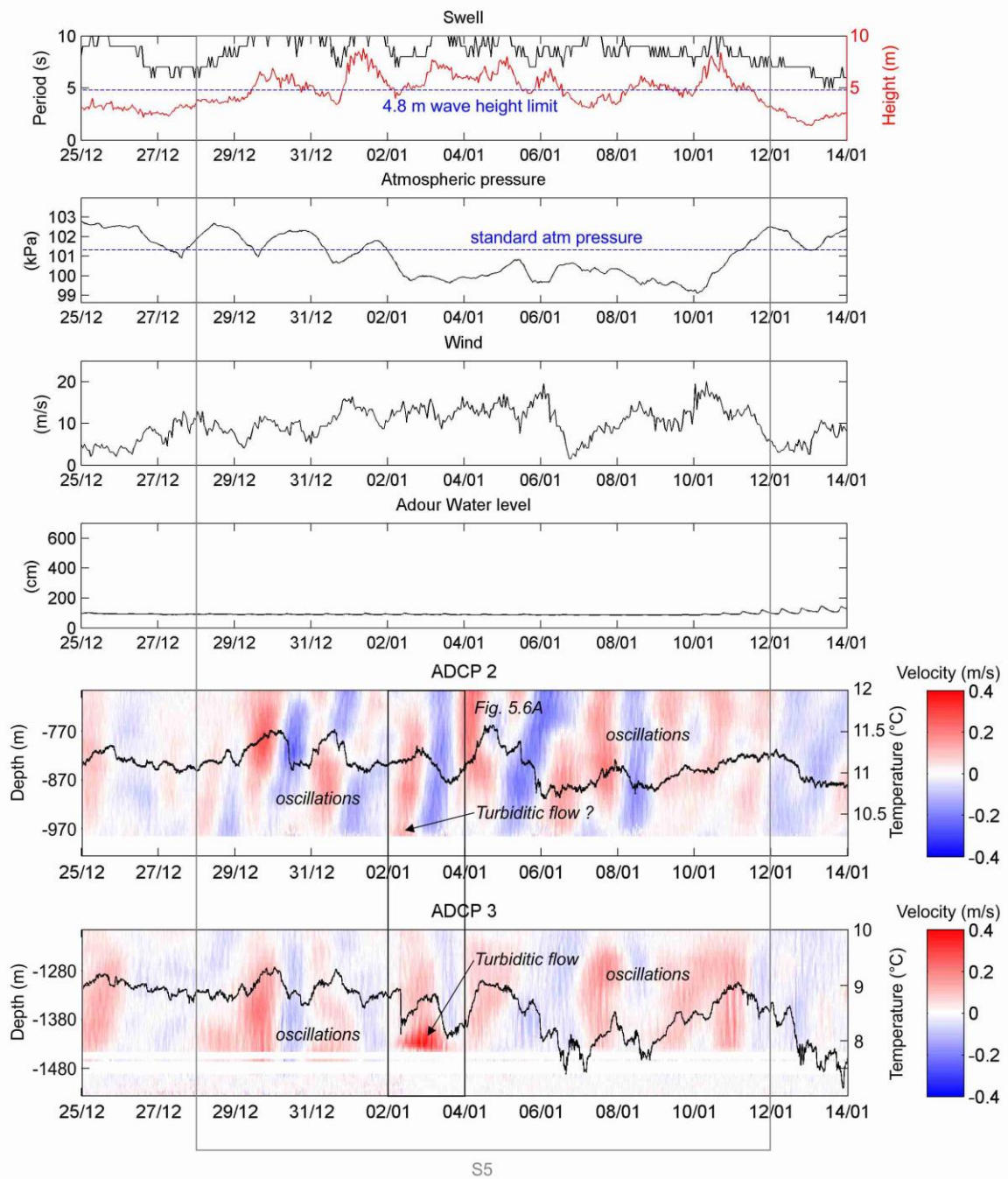


Figure 5.5 : Meteorological time-series at the Gascogne Buoy and the Adour river water level time-series facing velocity from ADCPs' measurements between the 25th December 2015 and the 14th January 2016 and including the storm event S5 (grey rectangle). A turbiditic flow and oscillations are evidence and match with storm conditions. Velocities have been filtered from the tide. Velocity values have been smooth by the digital processing and correspond here to an averaged value. Velocity scale is limited to -0.4 and + 0.4 m.s⁻¹ to evidence each flows. Red and positive values correspond to downstream flows; blue and negative values correspond to upstream flows.

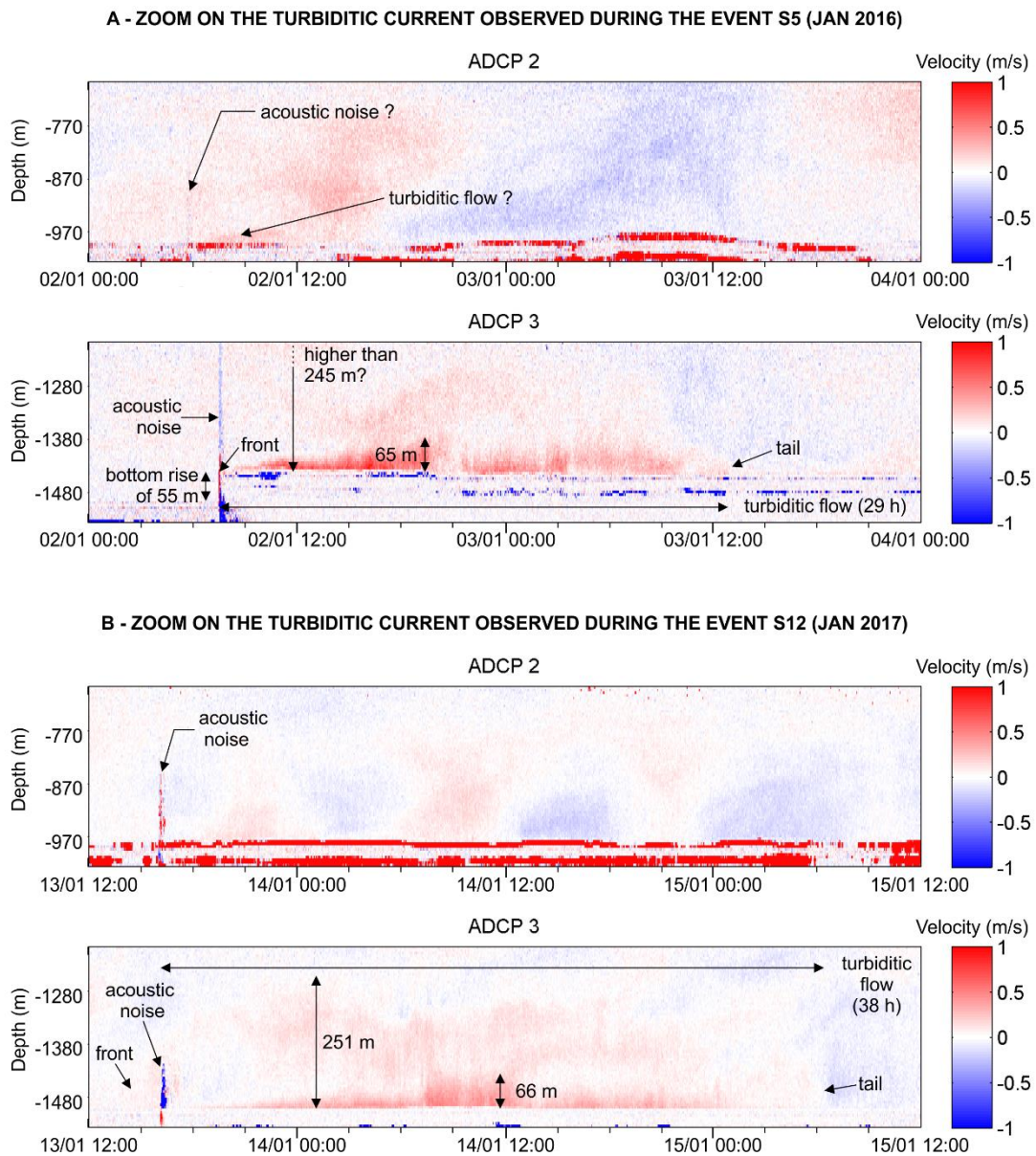


Figure 5.6 : Zoom on the 2 turbiditic flows evidenced in this study. Flow velocities correspond to raw data. Red and positive values correspond to downstream flows; blue and negative values correspond to upstream flows. (A) turbiditic flow recorded during storm event S5 for a duration of 29H (ADCP 3) and a velocity up to $1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (ADCP 3). (B) turbiditic flow recorded during storm event S12 for a duration of 38H (ADCP 3) and a velocity up to $0.6 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (ADCP 3).

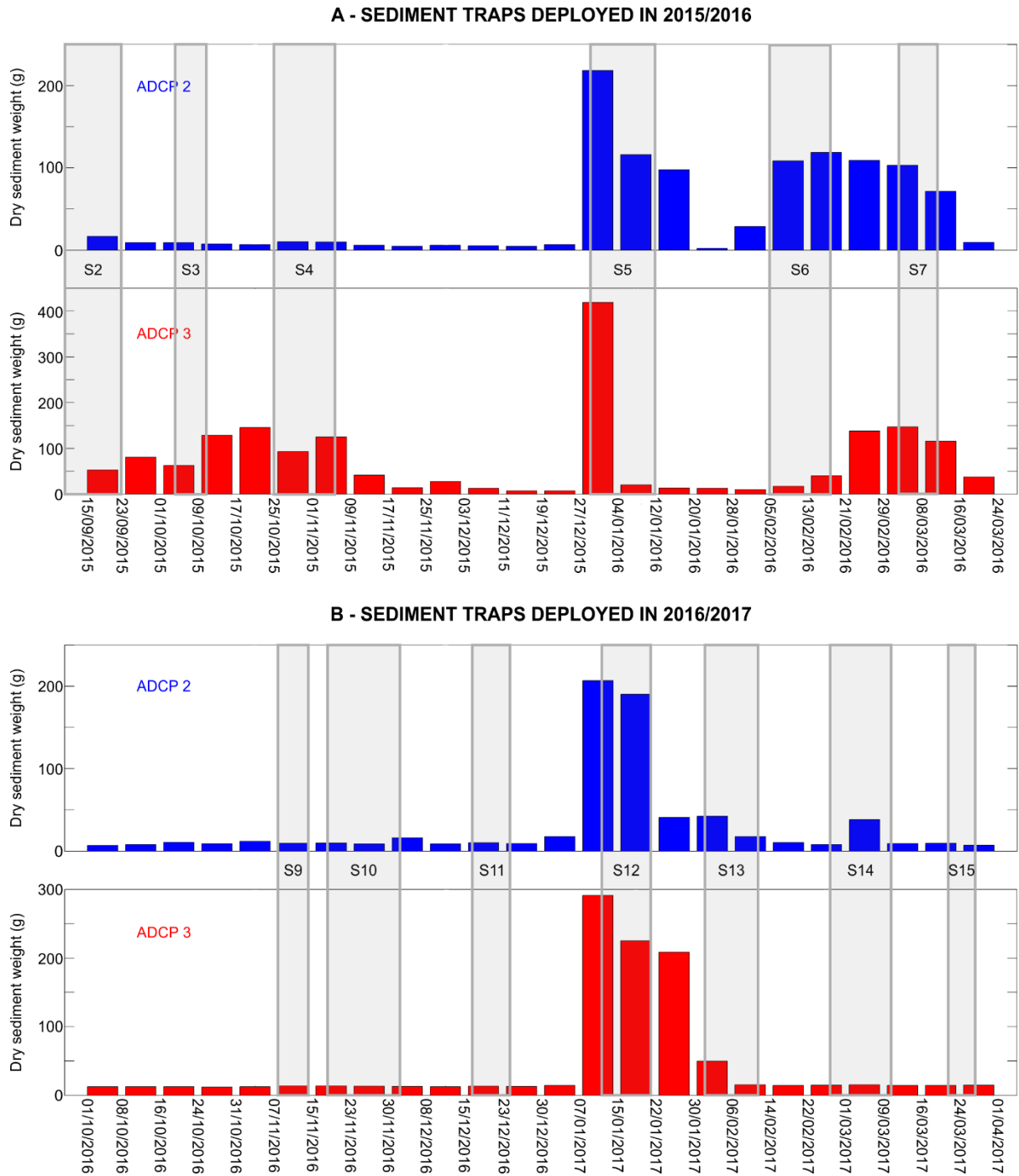


Figure 5.7 : Histogram of the amount of dry sediment collect in the sediment traps. Peaks match with storm events S5 and S12 and thus to the 2 turbiditic flows recorded. High concentration in sediment traps match is storm events.

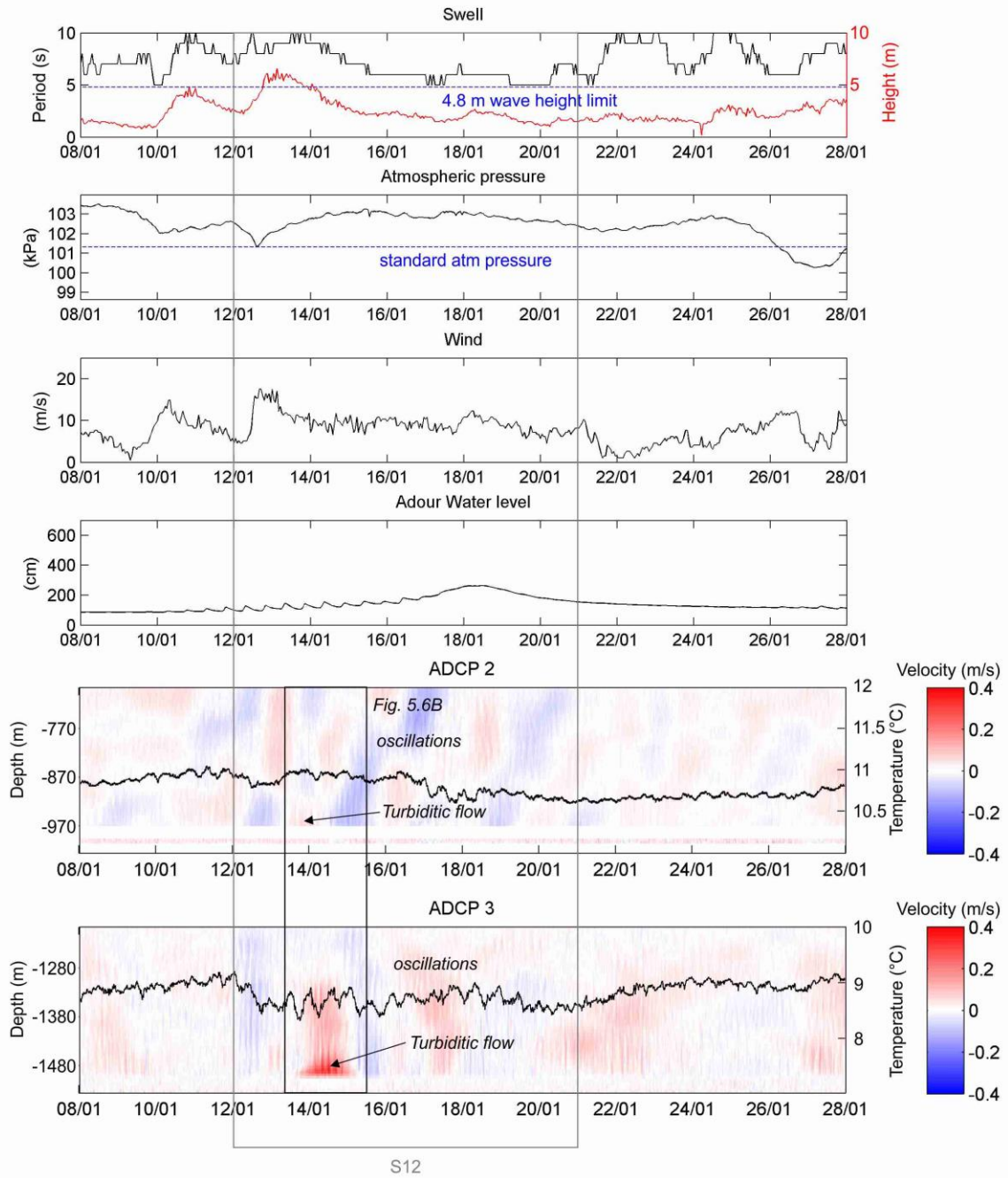


Figure 5.8 : Meteorological time-series at the Gascogne Buoy and the Adour river water level time-series facing velocity from ADCPs' measurements between the 12th January 2017 and the 21th January 2017 and including the storm event S12 (grey rectangle). A turbiditic flow and oscillations are evidence and match with storm conditions. Velocities have been filtered from the tide. Velocity values have been smooth by the digital processing and correspond here to an averaged value. Velocity scale is limited to -0.4 and + 0.4 m.s⁻¹ to evidence each flows. Red and positive values correspond to downstream flows; blue and negative values correspond to upstream flows.

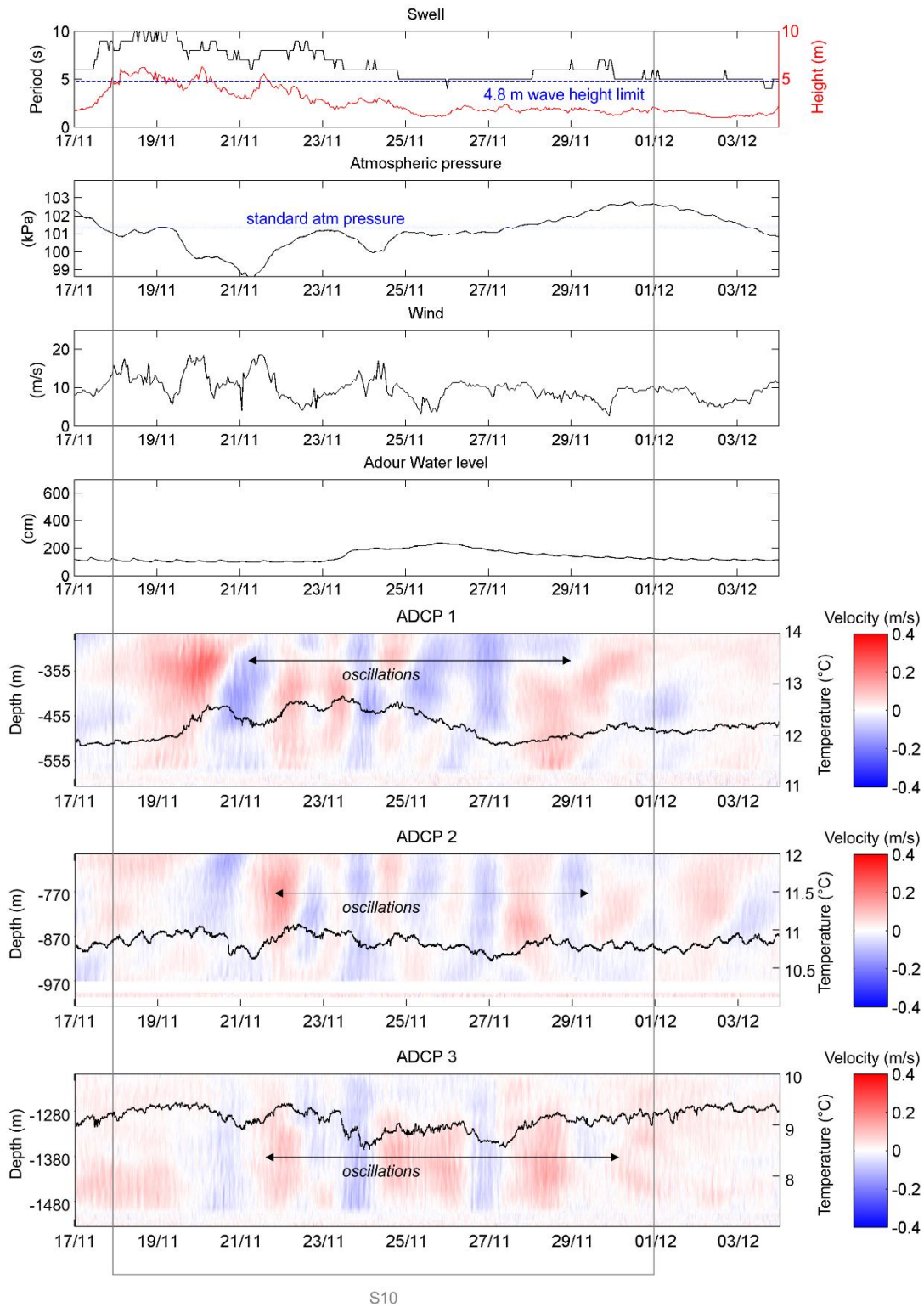


Figure 5.9 : Meteorological time-series at the Gascogne Buoy and the Adour river water level time-series facing velocity from ADCPs' measurements between the 12th January 2017 and the 21th January 2017 and including the storm event S10 (grey rectangle). Oscillations are evidence over the entire water column at the 3 moorings and match with storm conditions. The beginning of the oscillation corresponds to a high-pressure gradient. Velocities have been filtered from the tide. Velocity values have been smooth by the digital processing and correspond here to an averaged value. Velocity scale is limited to -0.4 and $+0.4$ $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ to evidence each flows. Red and positive values correspond to downstream flows; blue and negative values correspond to upstream flows.

5.4.3. Lithofacies and accumulation rates in the thalweg and on terraces

In August 2015, 6 sediment cores were sampled in the Capbreton canyon (GITAN cruise; Toucane, 2015), including 3 cores in the canyon axis and 3 cores on terraces (Figure 5.1B, Figure 5.2). Cores description and analyses is detailed in the study of Duros et al. (2017).

In the thalweg, the penetration of multi-cores did not exceed 22 cm. The deposits exhibit a 10-15 cm thick coarse to fine sand layer characterized by a positive grading that may be indicative of deposition by waning flows. At 301 m (core GIT-MTB01-1) and 1478 m (core GIT-MTB05-2) depth the coarse layer was crossed by the corer and is characterized by an erosive base. At 1478 m the base of the layer is made up of gravels up to 6 mm size. At 301 m the coarse layer overlays a stiff gray mud and at 1478 m (core GIT-MTB05-2) it overlays alternations of sequences of 0.5 cm medium sand and 1 cm thick mud interpreted as fine-grained turbidites. At the three sites the coarse layer is overlaid by 2 to 7 cm of structureless mud.

On the terraces, the penetration of multicores did not exceed 54 cm. At 156 m elevation (GIT-MTB4-1) and 50 m elevation (GIT-MTB2-2) lithofacies are characterized by homogeneous bioturbated mud (respectively median grain size 6-7 μm and 8-9 μm ; Figure 5.10). The maximum sedimentation rates, calculated from the $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ profiles, are respectively 0.82 $\text{cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ and 18.3 $\text{cm}\cdot\text{yr}^{-1}$. These values are high compared to the hemipelagic sedimentation outside the Capbreton canyon (0.05-0.2 $\text{cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ on the marginal Landes plateau; Schmidt et al., 2009). At 27 m elevation (GIT-MTB6-1) deposits are characterized by the succession of 13 sequences interpreted as turbidites that can be decomposed as followed from base to top: (1) coarse to fine sand layer, 3-0.5 cm thick with possible erosive base and possible normal grading, basal contact is erosive when coarse layer 1-3 cm thick; (2) dark grey mud, up to 1 cm, but often absent, (3) light grey mud, 2-5 cm thick, an orange laminae can be visible. Sequence thickness range from 1 to 7 cm but not all terms are present (Figure 5.10). The maximum sedimentation rate obtained is 1.8 $\text{cm}\cdot\text{yr}^{-1}$, which corresponds to a frequency of one turbidite every 3 years (over 30 years). These results show that deposits are controlled by the terrace elevation above thalweg and that fine sand transported in turbidity current did not reach an altitude of 50 m for the last 50 years.

Repeat sediment cores were collected 11 months later, on July 2016 (VOLT 2 cruise, Silva Jacinto, 2016). Recovery was unsuccessful in the thalweg at 900 m and 1500 m. In the thalweg at 291 m (VLT2-DY01-03), as well as on the terraces (VLT2-DY04-03, VLT2-DY02-03, VLT-DY06-03) the recovered lithofacies are the same as in July 2015 and show very similar accumulation rates (Figure 5.10, Table 5.2). On the 25 m elevation terrace (VLT2-DY06-03), based on short-lived radionuclides, dry bulk density and the pattern of layers alternation with core GIT-MTB6-1, 3.5 to 8 cm thick of new deposit was recovered (Figure 5.11). The new deposit consists of one mud interval and 2 silt-fine sand/mud couplets. These new sequences have the same characteristics as the underlying deposits and interpreted as mud to silt turbidites (Duros et al., 2017); coarse beds correspond to Tb-Td terms of the Bouma sequence and muddy bed to Te terms (Stow and Piper, 1984).

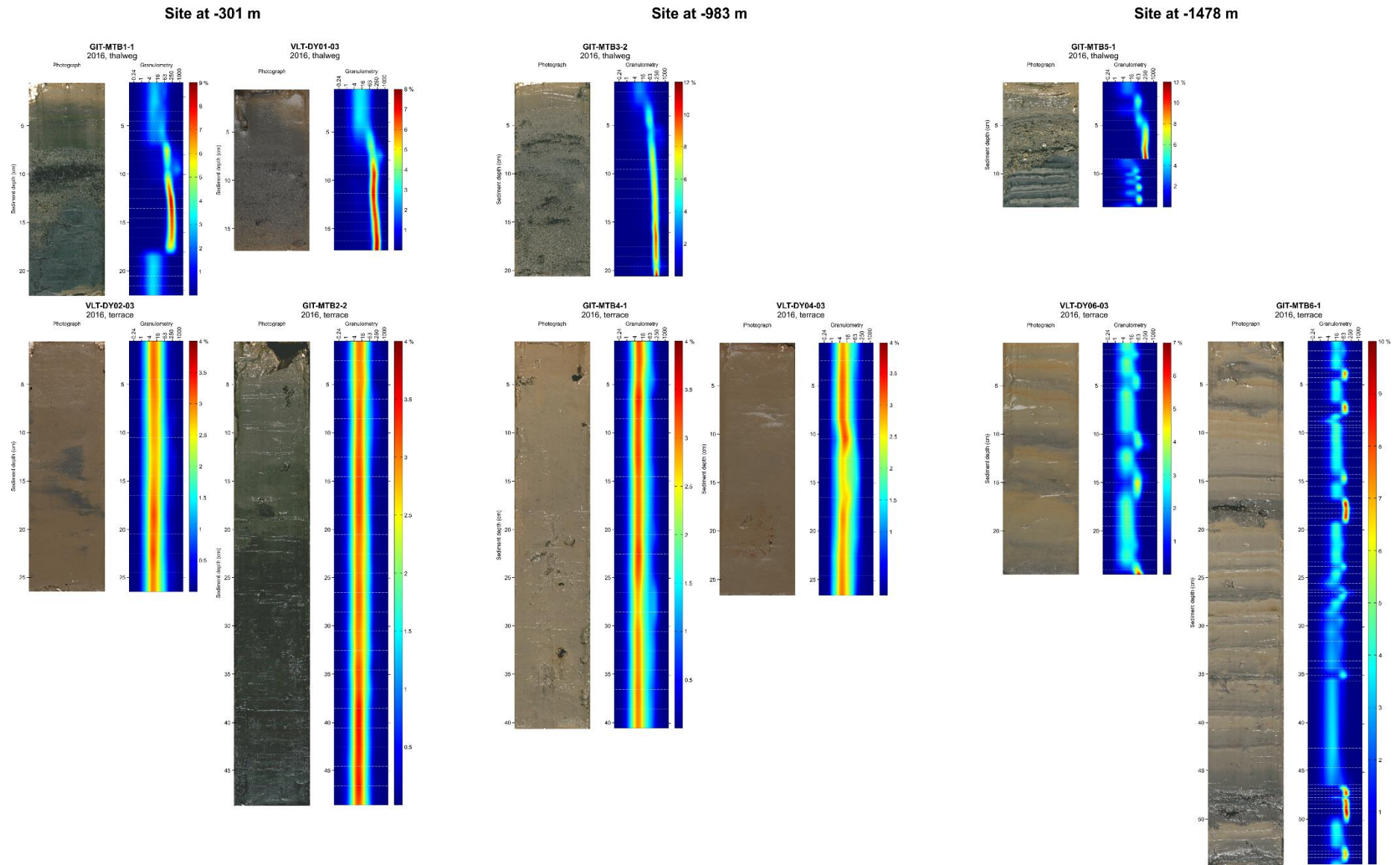


Figure 5.10 : Photographs and granulometry of cores collected in August 2015 (cruise GITAN) and July 2016 (cruise VOLT 2).

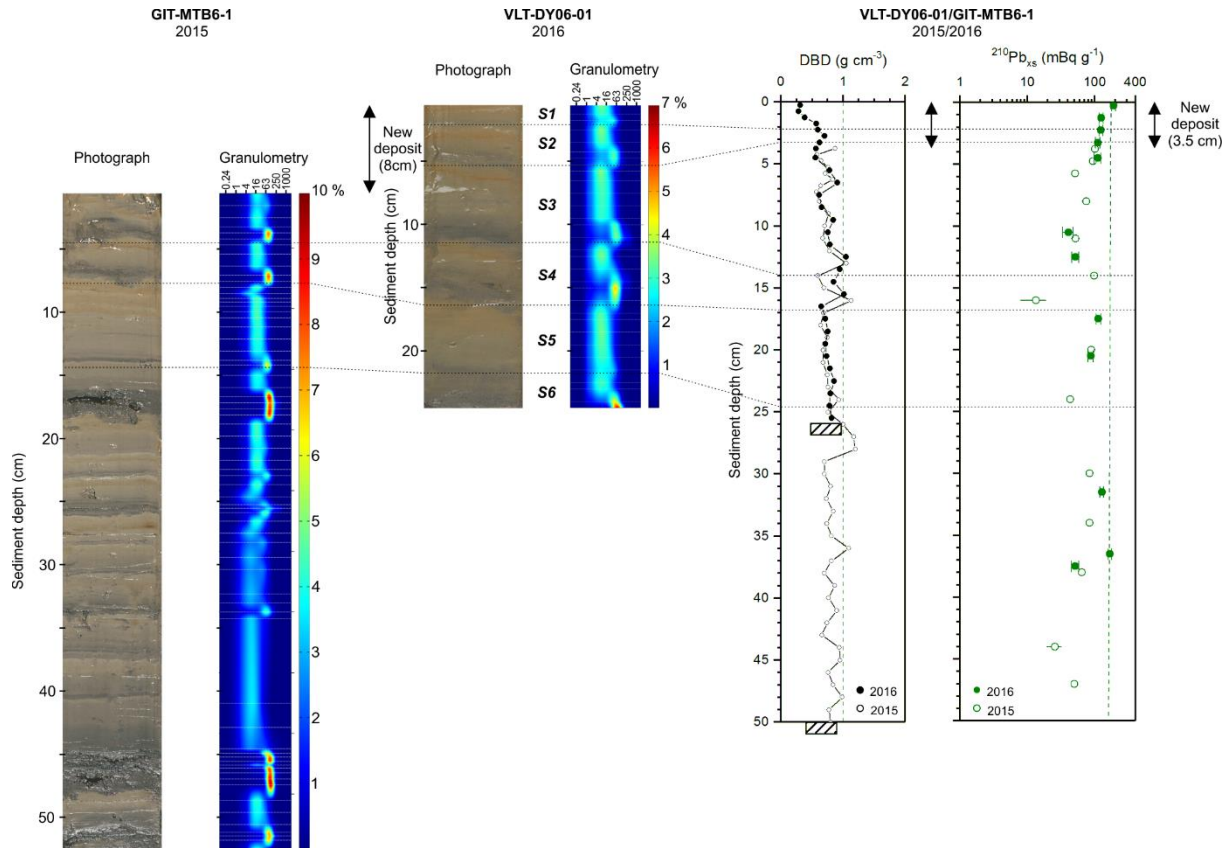


Figure 5.11 : Comparison of the 2 cores sampled at the same location on a terrace 27 m above the thalweg at -1454 m. From left to right: photography and granulometry of the cores GIT-MTB6-1 and VLT2-DY06-01, dry bulk density and $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ of cores and GIT-MTB6-1 and VLT2-DY06-01.

5.5. Discussion

5.5.1. Characteristic of turbiditic flows and deposits

Previous studies on the Capbreton canyon proposed that flanks destabilizations generate turbidity currents (Gaudin et al., 2006), and Mulder et al. (2012) reported a slow turbidity current related to storm conditions. The turbiditic flows recorded in this study are generated under storm conditions. Nevertheless, turbidity currents are not captured at each storm and not at each mooring location. This might be related to sediment availability and the capability of the flows to propagate and evolve, but also to their complex path along the meandering canyon. The sediment supply from the Adour river is not a direct forcing of the turbidity currents generation. The monitoring of the Adour River water level does not evidence any link with the triggering of the 4 turbiditic flows observed.

The cores sampled in the thalweg (*GIT-MTB5-1*) and on the adjacent 25 m elevation terrace (*GIT-MTB6-1*) present the same alternation of turbidites characterized by terrigenous mud and silicoclastic fine sand/silt (Figure 5.10). This suggests that turbidity currents flowing in the thalweg have the capability to erode adjacent terrace and that sediment transport in the canyon is partly controlled by the lateral migration of the thalweg and erosion and recycling of sediment previously deposited on terraces. This is consistent with erosion and reshaping of low elongated terraces already observed on time-lapse bathymetry upstream the canyon at -320 depth

(Guiastrennec-Faugas et al., 2020a) and at -1400 m (Guiastrennec-Faugas et al., 2020b). Turbidity current velocities, between from 0.6 to 1 m.s⁻¹, recorded in the thalweg at this location (ADCP3, -1480 m) are high enough (Hjulström, 1935; Sheilds, 1936) to erode the terrace silty to muddy deposits as seen by the erosive base of the sand layer in the thalweg (Figure 5.10).

This 25 m elevated terrace is the only site where a new deposit has been identified between the coring operations on 13th august 2015 and on 22th July 2016 (Figure 5.11). This new deposit, made up of silt to fine sand and mud intervals and interpreted as 2 turbidites has been deposited during the period concomitant to the turbidity current recorded on 13th January 2016 (-1500 m; ADCP 3). The high velocity of the current (1 m.s⁻¹) and a thickness of 65 m of the dense basal layer, as well as the concomitant high particle flux (Figure 5.7A) are consistent with the deposition of fine sand layers on this 25 m high terrace (Figure 5.2, Figure 5.7A) and is a robust evidence that the new 3.5 to 8 cm thick deposit on the terrace is that of the turbidity current recorded the 13th January 2016. It is noteworthy that the new deposit exhibits the same characteristics as the underlying deposits, suggesting that the recorded turbidity current is representative of turbidity currents flowing in the canyon at this location, at least for the last 30 years, the time interval corresponding to record in the sediment core according to the sedimentation rates. Counting of turbidites in the sediment cores from the terrace (Figure 5.11) show that about 20 turbidites have been deposited over the last 30 years, suggesting that the type of turbidity current recorded on the 13th January 2016 may have at least a yearly to two-yearly frequency, in line with the possible meteorological forcing such as storms (Mulder et al. 2012).

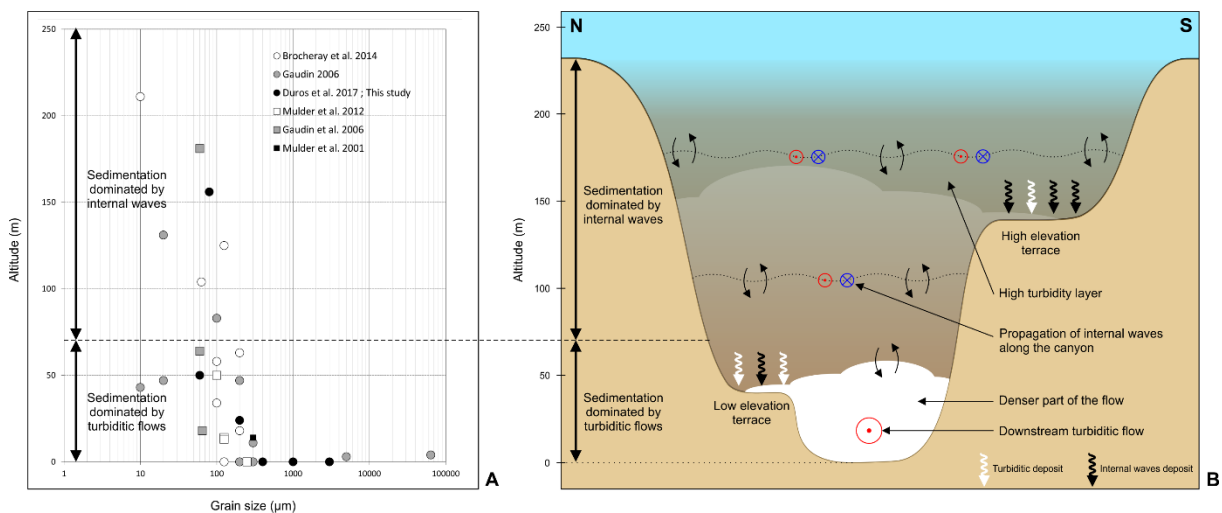


Figure 5.12 : (A) Distribution of maximum grain sizes as a function of elevation relative to the thalweg along the Capbreton Canyon. (B) Schematic sketch, in cross-section, of the interaction between the different flow observe in the Capbreton canyon and the sediment deposits.

The cores sampled in August 2015 and July 2016, consider together with those in the literature (Mulder et al., 2001; Gaudin, 2006; Gaudin et al., 2006; Mulder et al., 2012; Brocheray et al., 2014; Duros et al., 2017), provide a possible vertical distribution above the canyon's thalweg of deposited grain sizes in recent turbidity currents that flowed in the Capbreton canyon. Overspilling of particles coarser than silt are concentrated below ~70 m in altitude (Figure

5.12A). This projected repartition of grain size is consistent with our ADCPs records which show a denser and faster part of the flow that do not exceed 65 m high at -1480 m but whose dilute part reached 245 m. It is therefore admissible that the turbidity current recorded on the 13th January 2016 is representative of the turbidity current activity for the recent period, which is also suggested by the 30 years long record of turbidites on the 25 m high terrace (Figure 5.12).

5.5.2. Near-inertial oscillations and consequences on sediment transport

The tidal presence is observed along the whole canyon, in the upper part incising the plateau and in the deeper part of the incised slope. The tidal energy and flow are trapped and present in the canyon all the time long during the measuring season. The near-inertial oscillations reported in this study were observed during 15 episodes that systematically following the passage of low atmospheric pressures and appear directly linked to fast pressure variability. Previous work on the Foix canyon (NW Mediterranean Sea) has evidenced the relation between inertial oscillations and meteorological forcing conditions (Puig et al., 2000). These trapped, possibly internal, inertial waves (\sim inertial period) are interpreted as after-storm oscillations in response to relaxation of the water masses deformed by the storm. The important low pressure induced by storms combines with the strong north-westerly winds, generating storm waves, pushing and tilting the water surface into the southeast corner of the BoB. All these factors might produce an important surge with an increase of the free surface of the sea (i.e Xynthia storm surge locally exceed 1.5 m; Bertin et al., 2012) and an accumulation of water masses that are released as soon as the conjugated storm induced factors vanish or fastly attenuates. This strong relaxation of the system induces near-inertial waves (Puig et al., 2000; Palanques et al., 2005), which part of its energy is trapped in the neighbouring Capbreton canyon in a similar way as tides (Bell, 1975; Baines, 1982). Our observations, limited to a few locations and close to the deep part of the canyon, may only be interpreted based on this rationale. The interactions of the near-inertial waves naturally generated in the aftermath of storms and the associated surges (deformation of the water masses and surface) with complex topography, as submarine canyons, may induce flows that might play an important role on sediment transport in canyons and in the modulation of the sediment transfer to the deep-sea (Puig et al., 2000; Palanques et al., 2005; Figure 5.12B).

Sediment traps show that during storms large amounts of sediment is kept in suspension. This sediment suspension is partially driven by turbidity currents. Near-inertial oscillations, together with tides, may preserve the suspensions from a larger time and at higher locations. It would explain the high sediment rates (from 0.82 cm.yr^{-1} to 18.3 cm.yr^{-1}) obtain in the cores on the terrace especially on the one located at -251 m and 50 m above the thalweg (from 15.3 cm.yr^{-1} to 18.3 cm.yr^{-1}). Sediments transfer to the deeper parts are hence related to the turbidity currents, to their ability to transport suspended load but also to sculpt the canyon's floor with their supercritical flow properties. Bedload and major morphological transformations are non-quantified modes of transport that are possibly very relevant. More dilute suspensions, kept by oscillatory flows in the aftermath of storms, are preserving a layer of suspended sediment and hence a dense layer that may continuously flow down the canyon. Internal waves, both internal tide and near-inertial oscillation, could also be at the origin of the thick turbidity layer observe by ROV in the Capbreton canyon (thickness up to 250 m at a water depth of 500 m; Gillet et al., 2019).

5.5.3. Overview and scenarios of forcings on sediment transport in the Capbreton canyon

Four scenarios of external forcings able to generate flows in the canyon are presented in the synthetic Figure 5.13: (1) no storm conditions are reported, a destabilization of the canyon flank or in the canyon head (i.e. sediment overload, seismic hazard...) led to the formation of turbidity current (Figure 5.13A). Nevertheless, in the Capbreton canyon, such turbiditic flow remains up to date still unrecorded over the 1998-2018 bathymetric data and or ADCP monitoring period. Such triggering must be considered as uncommon in recent time if compared to other triggers (Mulder et al., 2001, 2012; Mazières et al., 2014; Guiastrennec-Faugas et al., 2020a).

(2) Storm conditions are reported. The low atmospheric pressure, winds, waves and topography induce a storm surge and a tilting of the free surface above the canyon. At the end of the storm, atmospheric pressure increases to approach standard atmospheric pressure and conducts to the relaxation of the accumulated water that generates trapped near-inertial waves in the canyon over the entire water column (Figure 5.13B; i.e. S10 Figure 5.9).

(3) Storm conditions are reported. In a first stage, a turbiditic flow is triggered after a sediment failure due to an excess in pore pressure generated either by the storm waves, an increase of the littoral drift, or by the dissipation of the along-coast water bulge through the canyon (i.e. Martin storm in 1999, Mulder et al., 2001). In a second stage, quick pressure variation induced by the storm generates near-inertial oscillations in the canyon (Figure 5.13C; i.e S5; Figure 5.5) and subsequent along canyon sediment suspension.

(4) As they can be generated under dilute river plumes (Hage et al., 2018), turbidity currents may be generated by sediment settling from suspensions driven by oscillatory flows (tides and near-inertial waves). Hence, turbidity currents may be potentially generated at any location of the canyon. Sediment suspension by near-inertial oscillations increases sediment concentration in the water column, and thus increases the density and leads to the generation of one (Figure 5.13D) or several turbiditic currents (i.e. on the 13th January 2017, S12; Figure 5.6B). The velocity inversion (positive to negative) causes a pause in the oscillations, the turbulence is stopped. The sediment settles and concentrates to generate a fluid layer of sediments on the bottom and induce turbidity current generation. It would explain how multiple turbidity currents can generate within the same time period and kilometres apart. The same storm could then trigger 2 turbidity currents and thus generate 2 quasi-synchronous turbidites. This observation is extremely interesting and would question the interpretations classically made in the literature so far. It would also mean that each triggering event might not be characterised by a single turbidite but potentially by a superposition of several turbidites. This would have a direct impact on the estimation of turbidite deposition frequencies and therefore on the frequencies of their triggering factors. However, it is important to note that, for each storm reported here, near-inertial oscillations are reported but each storm is not related to a turbiditic event.

We think that these forcing and scenarios are not specific to the Capbreton canyon but can be widespread to other canyons and margins, knowing that the, period of inertial oscillation varies with the latitude. Influence of the inertial period on flows inside canyons have already been observed in the Foix, the Besos and the Palamós canyons in the Mediterranean sea (41°N; Puig et al., 2000; Palanques et al., 2005; Jordi and Wang, 2008; Solé et al., 2016), in the Hudson

canyon (offshore New York, 39°N; Hotchkiss and Wunsch, 1982) and in the vicinity of canyons as in the region of the DeSoto canyon (offshore Florida, 30°N; Shay and Elsberry, 1987; Jarosz et al., 2007) or in the region of the Biobio and Itata canyons (offshore Peru-Chile, 37°S; Sobarzo et al., 2007). In these locations, wind is a common factor in the generation of near-inertial oscillations.

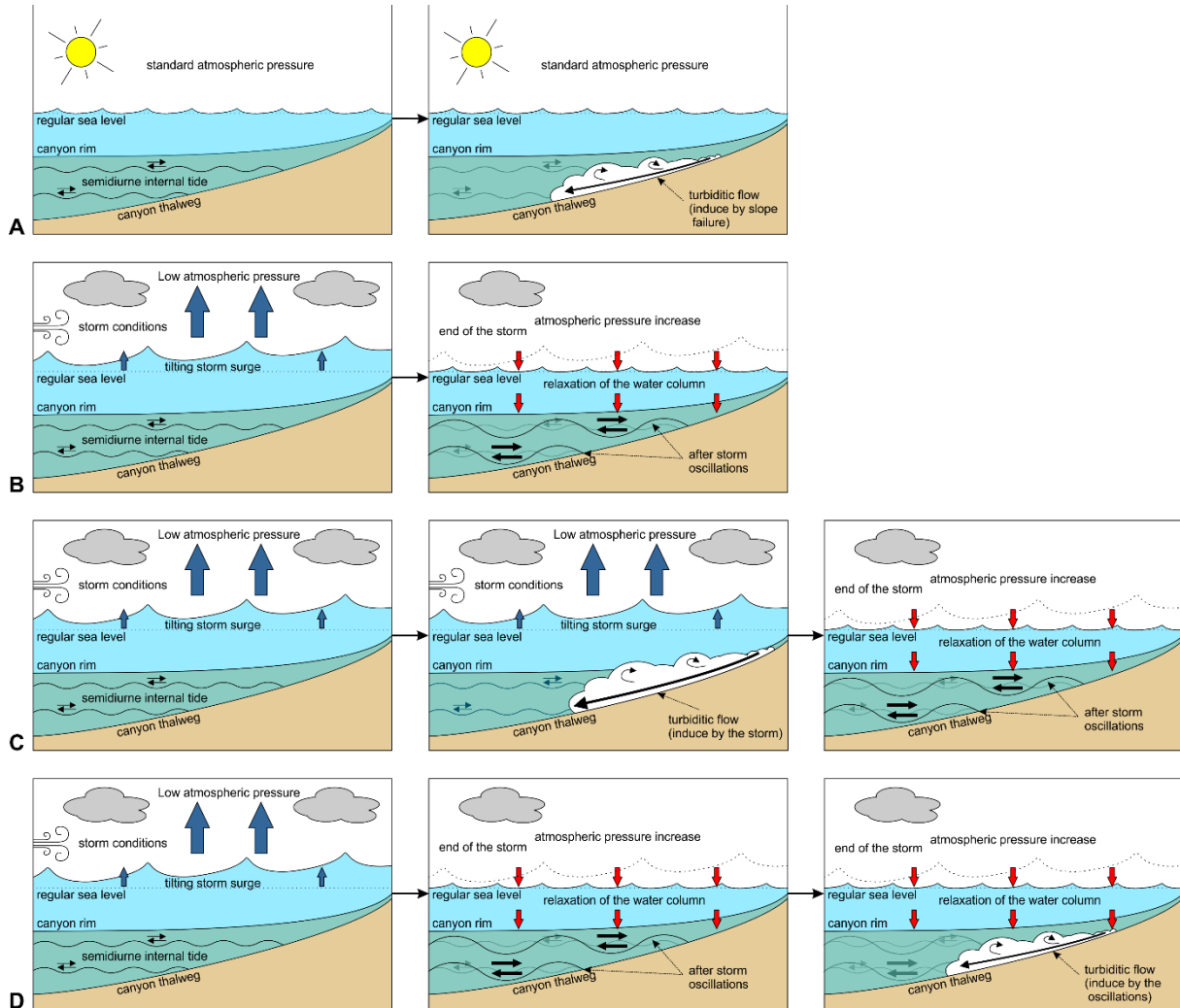


Figure 5.13 : Synthetic schema describing 4 different situations able to generate flows in a submarine canyon. (A) No storm, formation of turbidity current is observed by slope failure but no specific trigger. (B) Storm conditions, trapped waves are generated, maintaining sediments in suspension. (C) Storm conditions. A turbiditic flow is trigger by the storm (pore pressure excess, increase of the littoral drift, dissipation of the water bulge trough the canyon) and in a second time trapped wave are generated maintain the sediment in suspension. (D) Storm conditions. Turbiditic flow is generated by sediment settling from suspensions driven by oscillatory flows.

5.6. Conclusion

The confrontation of currents measured in the canyon and meteorological time series (2015 to 2017) reveals that hydrodynamics in the Capbreton canyon have 3 major components: (1) internal tides, (2) unprecedented evidence of turbidity currents in the Capbreton canyon triggered by storms, and for the first time (3), in the Capbreton canyon and in the Bay of Biscay, long period internal waves, identified as near-inertial oscillations, after storms. It also reveals that meteorological conditions are major forcings on the shelf and continental slope circulation

and directly impact sedimentation inside submarine canyons. Such conclusion is consistent with pioneer similar observations made within Gulf of Lion (Durrieu de Madron et al., 1999). Replicate and near-synchronous sampling of both ADPCs and cores successfully correlate flow activity with sedimentary deposits and erosive dynamics the canyon floor. Sediment transfer to the deep-sea in submarine canyons is more complex than thought: we evidence that usual weather condition storms may induce turbidity currents. Our study, joining others, also demonstrates that a more complex hydrodynamic, including near-inertial oscillations, must be considered to fully explain how and when sediments may be transferred to the deep-sea.

5.7. Acknowledgements

IFREMER, the Flotte Océanographique Française and all the crews of the R/V La Thalia and Le Pourquoi Pas ? are thanked for their assistance during cruises VOLT 1, VOLT 2 and GITAN. Our gratitude is also extended to RTE for having chartered the vessels for the VOLT 1 and VOLT 2 cruises and for having granted us permission to use the data on both shallow and deep sites. The marine geoscience dept. of IFREMER and the sedimentology technical staff of EPOC are thanked for the realization and the interpretation of the grain size analysis and XRay on cores. Sébastien Zaragosi is thanked for the realization of the grain size mapping of the cores. We thank the Ministère de l'Enseignement Supérieur, de la Recherche et de l'Innovation (MESRI) for the PhD grant.

6. SYNTHÈSE, DISCUSSION ET PERSPECTIVES

6.1. Synthèse des principaux résultats

La modélisation numérique des écoulements turbiditiques réalisée dans le cadre de ce travail de thèse (Chapitre 2) se basait sur les données sédimentaires récoltées et observées dans la tête du canyon. En partant de l'hypothèse que les tempêtes déclenchent les écoulements de turbidité dans la tête de canyon, l'objectif était d'évaluer l'influence de la puissance de l'écoulement déclenché sur la distribution des dépôts plus en aval, et également d'évaluer la contribution et l'influence des particules fines, injectées directement dans l'écoulement ou remobilisables, dans la dynamique de l'écoulement puis dans les dépôts engendrés. Un total de 7 simulations a permis de tester les conditions suivantes : 3 écoulements uniquement sableux (200 μm ; simulations T1, T2 et T3) à différentes puissances d'écoulement, 2 écoulements mixtes avec respectivement 10 % (T4) et 50 % (T5) de fraction silteuse (40 μm), et 2 simulations de deux écoulements à la suite de deux tempêtes consécutives (18h heures d'intervalle) ; apports uniquement sableux (T6), puis apports mixtes (T7 ; 10 % de fraction silteuse). Les premières simulations entreprises (une seule tempête, T1 à T5) suggèrent qu'un seul écoulement turbiditique, sans dépôts préalables sur le fond, ne dépose pas des sables au-delà de 14 km à l'aval de la tête de canyon (Figure 2.10, Figure 2.13, Figure 2.14). En revanche, la récurrence des tempêtes et donc des écoulements turbiditiques apparaît nécessaire pour transporter les sables de plus en plus loin, au-delà des 14 km dans ce cas. Dans les 14 km amonts, relativement moins méandriformes que plus en aval, la nature des sédiments dans l'écoulement à une influence sur la distance de transport des différentes particules : ainsi la présence de silts dans un écoulement turbiditique permet de transporter les sables plus loin dans le système qu'un écoulement uniquement sableux. Plus en aval, le passage des méandres et les débordements semblent soustraire de l'énergie aux écoulements. Avec des durées et des apports plus importants (T6 et T7), les écoulements sableux, moins épais et plus rapides, semblent devenir ici plus efficaces pour déplacer les dépôts sableux vers l'aval que l'écoulement avec une phase fine et des épaisseurs d'écoulement plus conséquentes (Figure 2.15, Figure 2.16). La dynamique dans les méandres avec une interaction plus complexe avec la morphologie, semble laisser plus facilement, ici, les particules grossières derrière son chemin. A l'issue d'un seul écoulement, les dépôts en amont (jusqu'à 14 km en aval de la tête et -350 m de profondeur) peuvent atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Il s'agit de dépôts composés exclusivement de la fraction grossière (200 μm) des sédiments mobilisés et sont concentrés dans et aux abords des méandres les plus marqués. Plus en aval (jusqu'au km 85 et -1800 m de profondeur), les dépôts ne dépassent pas une dizaine de centimètres d'épaisseur et sont plus développés dans les tronçons méandriformes et sur les terrasses (Figure 2.10, Figure 2.12). Les vitesses et les hauteurs d'écoulement sont très variables le long des écoulements et particulièrement le long et perpendiculairement aux méandres (un facteur 10 pour les vitesses et une variation de plus de 100 m de la hauteur d'écoulement). Plus la fraction silteuse de l'écoulement est importante, plus la hauteur de l'écoulement (moyenne et maximale) est développée et susceptible de s'étaler sur les flancs, les méandres, les terrasses et d'alimenter des débordements. Ces débordements sont capables de réintégrer l'écoulement présent sur le fond du canyon, en s'écoulant le long des flancs, et de réactiver l'écoulement sur le fond de par leur charge sédimentaire (Figure 2.11).

Huit levés bathymétriques ont été acquis entre 1998 et 2018 et couvrent les 12 premiers kilomètres du canyon (de -10 à -320 m de profondeur). Ces levés ont permis de caractériser et quantifier l'évolution morphologique de la partie amont du canyon. Une quantification des

volumes des transferts sédimentaires dans la partie amont du canyon a également été menée sur ces 20 ans. Les résultats révèlent que dans cette zone amont, les changements morphologiques sont concentrés sur le fond du canyon et dans la tête. Ces changements morphologiques observés au cours de deux dernières décennies se manifestent principalement par (1) l'érosion du chenal axial, (2) la formation et l'évolution de terrasses basses (Figure 3.11), et (3) l'initiation et la migration vers l'amont de ruptures de pentes (*knickpoint*) (Figure 3.12, Figure 4.3).

Le travail de quantification des volumes sédimentaires entrepris dans cette étude montre un remplissage continu de la tête de canyon et vient moduler les résultats des précédents travaux. En effet, (Mazières et al., 2014), en se basant sur l'analyse de profils longitudinaux, décrit une tête de canyon à l'équilibre avec une vidange des sédiments régulière supposée annuelle ou pluriannuelle. La quantification des volumes sédimentaires transitant annuellement (volume érodés et déposés) dans la partie amont du canyon de Capbreton révèle qu'ils peuvent être supérieurs à la capacité d'apport de la dérive littorale (~ 2 millions de m^3 vs. $600\,000\,m^3$) et suggère de nécessaires apports latéraux. Il est supposé qu'une surcharge sédimentaire dans la tête de canyon ou bien une tempête génère un évènement gravitaire exceptionnel déversant ce stock sédimentaire dans le corps du canyon. Ce processus est estimé de récurrence pluri-décennal, la vidange complète de la tête de canyon n'ayant pas été observée sur les levés bathymétriques durant la période échantillonnée. Nous proposons que ce genre d'apport massif et exceptionnel en sédiment dans le corps du canyon le remplit partiellement et y aménage un talweg « plat » sur le fond du canyon (situation observée uniquement en août 1998 et associée à un ou plusieurs évènements de forte ampleur antérieurs à cette date). Par la suite, ce fond est remanié par des écoulements gravitaires qui, par érosion régressive, creusent un chenal axial (Figure 3.12). Le creusement du chenal et les débordements associés aux écoulements gravitaires vont progressivement former et alimenter des terrasses résiduelles ; en plus de la sédimentation hémipélagique. Néanmoins, la succession d'écoulements, donc l'activation de l'érosion régressive, mènent également à une érosion latérale de ces terrasses résiduelles jusqu'à les faire disparaître. L'érosion régressive, prend la forme de *knickpoints* (ou trains de *knickpoints*) remontant vers l'amont à des vitesses allant jusqu'à $1188\,m.an^{-1}$. Ceci conduit à un surcreusement du chenal préalablement partiellement comblé, jusqu'à atteindre un profil d'équilibre local (Figure 3.11).

Nos résultats (Chapitre 4), démontrent que dans les deux zones investiguées d'un point de vue morphodynamique (300 et 1400 m de profondeur et respectivement 11 et 90 km de la tête), les *knickpoints* sont initiés dans les méandres serrés ($\sim 90^\circ$). Ces derniers favorisent la formation d'une barre de méandre. Le développement de cette barre sableuse bouche partiellement ou entièrement le fond du chenal, les écoulements sont alors confinés et déviés par-dessus la barre de méandre. Lorsque l'écoulement rejoint le chenal (en aval de la barre de méandre), l'écart topographique entre la barre de méandre et le fond du chenal génère un ressaut hydraulique au sein de l'écoulement, déclenche un processus d'érosion et la formation d'un *knickpoint*. La succession d'écoulements dans le chenal va entretenir ce processus d'érosion et faire migrer les *knickpoint* vers l'amont du canyon (Figure 4.4). Morphologiquement, cela se traduit par une zone d'érosion ou une *plunge pool* en aval de chaque *knickpoint*. Le sédiment érodé est transporté et accumulé plus en aval sur une zone de dépôt au fond du chenal. Le sédiment remobilisé et transporté contribue également à la formation de barres de méandre à l'aval,

chaque *knickpoint* contribuant ainsi à l'initiation de knickpoint plus à aval. Ce type de processus d'initiation de *knickpoints* vient compléter la liste des processus précédemment envisagés comme les avulsions (Deptuck et al., 2007), les recoupements de méandres (Sylvester and Covault, 2016), ou l'expression sur le fond de failles tectoniques actives (Heiniö and Davies, 2007). Dans le processus que nous décrivons, les *knickpoints* s'initient ici de façon autogène. Ces résultats inédits sont en accord avec les travaux depuis publiés par Heijnen et al. (2020) sur les facteurs de contrôle de l'évolution des *knickpoints* du système du canyon actif de Bute Inlet (Colombie britannique, Ouest Canada).

L'étude de la colonne d'eau (ADCP et pièges à particules ; Chapitre 5) révèle (1) des ondes de marée interne, (2) des courants turbiditiques et (3) des ondes quasi-inertielles. Les ondes de marée interne (marées semi-diurne) sont présentes sur les trois sites instrumentés (-555 m, -970 m et -1480 m) et sur toute la hauteur d'eau investiguée (de 0 à 300 m au-dessus du fond). Pour la première fois dans le canyon de Capbreton et dans le golfe de Gascogne, et à de telles profondeurs, des ondes avec une fréquence quasi-inertielles ($18\text{h} \pm 6\text{h}$) sont observées sur les 3 sites et sur toute la hauteur de la colonne d'eau observée. La période inertielle de la zone d'étude est de 17.8 heures. Les ondes quasi-inertielles sont enregistrées que sur de courtes périodes (2 à 13 jours) et systématiquement associées aux évènements de tempêtes. Les gradients de pression atmosphérique ainsi que les vents générés par les tempêtes génèrent le déplacement des masses d'eau ainsi qu'une inclinaison du plan d'eau et entraîne une surcote à la cote. Nous considérons qu'à la fin de la tempête, l'inclinaison du plan d'eau s'atténue, les masses d'eau sont relâchées entraînant la relaxation de la colonne d'eau et générant alors des ondes à une fréquence quasi-inertielle ($\sim 18\text{ h}$). Notre étude montre que les ondes quasi-inertielles sont associées à une augmentation de la concentration des sédiments dans les pièges à particules. La turbulence générée par les ondes quasi-inertielles, combinées aux ondes de marée interne, a un rôle dans le maintien des sédiments en suspension. Nous supposons que ces ondes internes (quasi-inertielles et de marée) sont à l'origine de la couche néphéloïde de 50 à 250 m d'épaisseur observée au-dessus du fond dans la partie amont du canyon de Capbreton (Gillet et al., 2019). Les 4 courants turbiditiques sont observés uniquement sur les 2 sites les plus distants (970 m et 1480 m de profondeur) et exclusivement lors d'évènements de tempêtes. Parmi les résultats marquants de nos enregistrements courantologique, nous pouvons retenir que la vitesse maximale enregistrée au sein d'un de ces écoulements est de $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Figure 5.6). En janvier 2016, l'enregistrement d'un courant de turbidité à -970 m (ADCP 2) puis, 1h30 plus tard, à -1480 m (ADCP 3, 34 km en aval) a permis d'estimer la célérité du front de cet écoulement à $6,5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Figure 5.6).

Les précédents travaux, et particulièrement les prélèvements sédimentaires, ont mis en évidence (1) une fréquence d'évènement gravitaires de l'ordre d'une turbidite par an dans le canyon de Capbreton sur les derniers 2000 ans, (2) que la tête à une rôle de tampon sédimentaire annuel à pluri annuel. Nous savions également qu'en condition de tempête, une intensification de la dérive littorale peut générer des courants de turbidité et des déstabilisations des dépôts sédimentaire dans la tête qui, eux même, peuvent générer des courants de turbidité. Ces courants de turbidité, mesurés en conditions de tempêtes, ont atteint 30 cm/s . En synthèse de cette étude, nous avons vu que la morphodynamique du canyon est en effet active en condition de tempête.

La fréquence des courants de turbidité issue de nos enregistrements ADCP est de l'ordre d'un courant de turbidité enregistré par an. Ces résultats, issus de mesures faites au cours de deux hivers de la dernière décennie, sont donc en accord avec ceux issus des archives sédimentaires couvrant les derniers 2000 ans (Brocheray et al, 2014). Ceci suggère un mode fonctionnement relativement stable de ce système sur au moins cette durée, fonctionnement toujours à l'œuvre aujourd'hui, et peut-être valable pour tout l'Holocène. Dans cette étude, les courants de turbidité enregistrés sont plus rapides que ceux précédemment documentés et atteignent 1 m/s, avec une célérité du front de l'écoulement estimée à 6.5 m/s. Le signal de marée interne est à nouveau observé. Pour la première fois dans le canyon de Capbreton et dans le golfe de Gascogne, des ondes quasi-inertielles ont été décrites. Nous proposons que l'action combinée des ondes de marée interne et des ondes quasi-inertielles pourrait être à l'origine d'une couche néphéloïde sur le fond. Des déstabilisations partielles de la tête de canyon sont à nouveau décrites, cependant, les données de morphobathymétrie mettent en évidence une accumulation sédimentaire dans la tête du canyon entre 2001 et 2018. L'activité des *knickpoints* sur le fond du canyon et notamment leur initiation, la présence d'une incision axiale et de terrasses basses sont mis en évidence. Enfin, les travaux de modélisation numérique suggèrent que les suspensions sableuses sont transportées à chaque écoulement turbiditiques que sur une dizaine de kilomètres.

A l'issu de ces travaux, nous proposons un schéma de fonctionnement actuel du canyon de Capbreton. En condition de tempête, la tête du canyon peut-être partiellement déstabilisée (par l'action des processus suivants : l'action des vagues elles-mêmes, une surcote, l'intensification de la dérive littorale) et induire des courants de turbidité. Des vidanges massives de la tête du canyon sont envisagées, mais avec une fréquence plus faible (décennale à pluri-décennale) que précédemment proposées (vidange annuelle, Mazières et al, 2014), induisant des courants de turbidité associés de fait à une charge sédimentaire plus importante. La présence d'ondes interne et la densification de la couche néphéloïde qu'elles génèrent pourrait induire des courants de turbidité à l'intérieur du canyon et pas nécessairement depuis la tête du canyon. Les courants de turbidité entraînent un remaniement du fond et un transport séquentiel des sédiments sableux de l'amont vers l'aval du système. Ce transport des sédiments par étape dépend du stock sédimentaire libéré progressivement par l'érosion des terrasses basses et le recul des *knickpoints*. Ici nous proposons que les suspensions sableuses nécessitent la récurrence des événements de tempête et des écoulements turbiditiques associés et une disponibilité en sédiments fins dans la tête (qui augmente la compétence de chaque écoulement) pour être transporter en aval et atteindre l'embouchure du canyon.

6.2. Discussion générale

6.2.1. Hydrodynamique du canyon de Capbreton

Les vitesses enregistrées au sein d'un écoulement (par les ADCPs) sont moindres comparées à la vitesse du front de l'écoulement qui dans ce cas est définie comme « la célérité » (vitesse de propagation d'une onde). Ainsi, il faut relativiser la célérité du front de l'écoulement enregistré en janvier 2016 (S5) et estimer à $6,5 \text{ m.s}^{-1}$. Les résultats de la modélisation mettent clairement en avant des profils de vitesse non-linéaires des écoulements de turbidité (Figure 2.8, Figure 2.11). Dans cette estimation la célérité du front est une moyenne sur la distance considérée avec localement probablement des valeurs plus élevées et plus basses de célérité du front dû aux irrégularités du parcours (méandres, obstacles, ...). La localisation des mouillages pourrait également expliquer la relative faiblesse des vitesses enregistrées au sein des courants de turbidité eux même. En effet, les ADCPs 1 et 2 se situent juste en aval de méandres serrés, les vitesses enregistrées (vitesse maximum enregistré : 0.4 m.s^{-1}) sont moindre comparées à celles qui auraient pu être enregistrées dans les méandres, les vitesses étant maximales dans les méandres (flancs externes); de plus, après un méandre serré, le courant perd en énergie (Figure 2.8, Figure 2.11). Ceci est appuyé par les résultats de l'ADCP 3, qui positionné au cœur d'un méandre serré (66°), a enregistré les deux vitesses maximales de l'étude (0.6 et 1 m.s^{-1}). L'ADCP perdu durant l'hiver 2015/2016 était positionné dans un méandre serré à 350 m de profondeur. Les différentes simulations montrent que ce site se situe dans la partie la plus énergique du canyon (Chapitre 2). Nous supposons que cet ADCP, perdu le lors de la tempête S6 le 9 février 2016 été exposé à des vitesses plus importantes que les ADCPs 1, 2 et 3. Le même scénario s'est produit dans le système de Bute Inlet (Colombie britannique). L'ADCP le plus proximal de l'étude a été diagnostiqué défectueux après le passage d'un fort courant (Puig et al., 2008; Clare et al., 2020).

Les travaux des dernières décennies ont pu démontrer que l'hydrodynamique de certains canyons n'est pas restreinte aux écoulements gravitaires, et qu'elle s'étend également aux ondes internes au sens large (Hotchkiss and Wunsch, 1982 ; Pomar et al., 2012 ; Normandeau et al., 2020). Cette étude, si elle confirme, comme précédemment publié (Mulder et al., 2012), la présence ubiquiste d'ondes de marée semi-diurnes dans le canyon de Capbreton, y met en évidence pour la première fois la présence d'ondes quasi-inertielles dans un canyon du golfe de Gascogne. Nous proposons que les ondes internes observées dans le canyon de Capbreton durant les tempêtes, les ondes quasi-inertielles combinées à la marée interne, pourraient être à l'origine d'écoulements gravitaires. Par analogie avec l'étalement des marées semi-diurnes, l'inversion du sens des courant dans nos oscillations marque une pause dans les vitesses. La turbulence générée par les ondes internes diminue, les sédiments décantent et se concentrent sur le fond pour y générer une couche de sédiment fluide. Cette couche plus dense pourrait générer par contraste de densité un courant de turbidité en s'écoulant le long de la pente. Ce type d'écoulement pourrait alors se générer tout au long du canyon et à toutes profondeurs. Cette étude suggère que, dans les zones tempérées des moyennes latitudes sujettes aux vents et aux tempêtes extratropicales, des courants de turbidité peuvent être déclenchés régulièrement ou saisonnièrement par des ondes internes. Dans cette étude, les mouillages ont été déployés pendant les saisons d'hiver. En été, des questions subsistent quant à l'influence de la stratification des masses d'eau au sein du canyon (Batifoulier et al., 2012) sur ce type de

processus. Les ondes internes se déplaçant le long des interfaces entre les différentes masses d'eau, le déclenchement des courants de turbidité est généré là où une interface rencontre la pente car l'énergie et la remise en mouvement des sédiments y sont maximales (Thorpe, 2005; Bourgault et al., 2008). Ces zones de contact pourraient constituer des zones préférentielles de déclenchement des courants de turbidité en été.

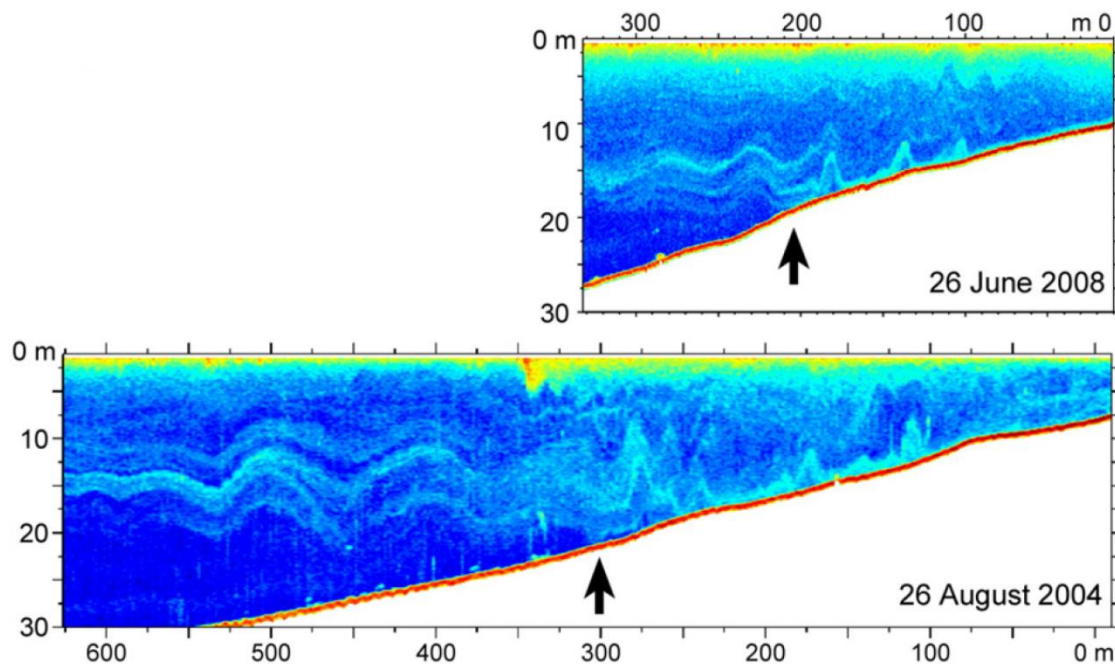


Figure 6.1 : Échogrammes montrant des ondes internes se propageant le long d'une pycnocline peu profonde (~15 m) dans l'estuaire du Saint-Laurent, au Québec. Elles se brisent à la profondeur où la pycnocline rencontre le fond marin (flèches, Bourgault et al., 2008)

6.2.2. La tête de canyon : alimentation et transfert sédimentaire

L'alimentation de la tête par la dérive littorale a précédemment été démontrée (Mazières et al., 2014). Cependant, la quantification des volumes sédimentaires réalisée dans cette étude met en lumière la nécessité d'apports supplémentaires, supposés latéraux (Chapitre 3, Table 3.3). L'hypothèse d'apports latéraux est confortée par l'observation dans notre étude de ravines actives incisant les flancs du corps et de la tête de canyon (Figure 3.3). Ces ravines seraient alimentées par des sédiments remobilisés depuis le plateau pour atteindre le fond du canyon. Les travaux de modélisation mettent également en évidence un « effet de retour » des débordements turbiditiques dans le canyon (0.5 à $1.5 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$; Figure 2.11). Ces débordements pourraient remobiliser des sédiments du plateau et des flancs pour alimenter le canyon, et entretenir l'activité des ravines. Les ravines actives observées dans la partie amont du canyon, exceptée la plus proximale située au niveau des roches du Champs de la Talère, se situent dans les zones de débordements observées lors des simulations (Figure 6.2). A ceci s'ajoute la contribution déphasée des apports de l'Adour en sédiments fins (Petus et al., 2010 ; Azaroff et al., 2020) qui viennent enrichir la sédimentation hémipélagique dans la tête et le reste du canyon. Ainsi, la tête de canyon peut de fait être alimentée (1) directement par les sables de la dérive littorale, (2) en sédiments fins et grossiers via des ravines actives (remobilisation des

sédiments du plateau), (3) par la décantation des sédiments fins transportés par le panache de l'Adour et (4) la sédimentation hémipélagique (hors Adour).

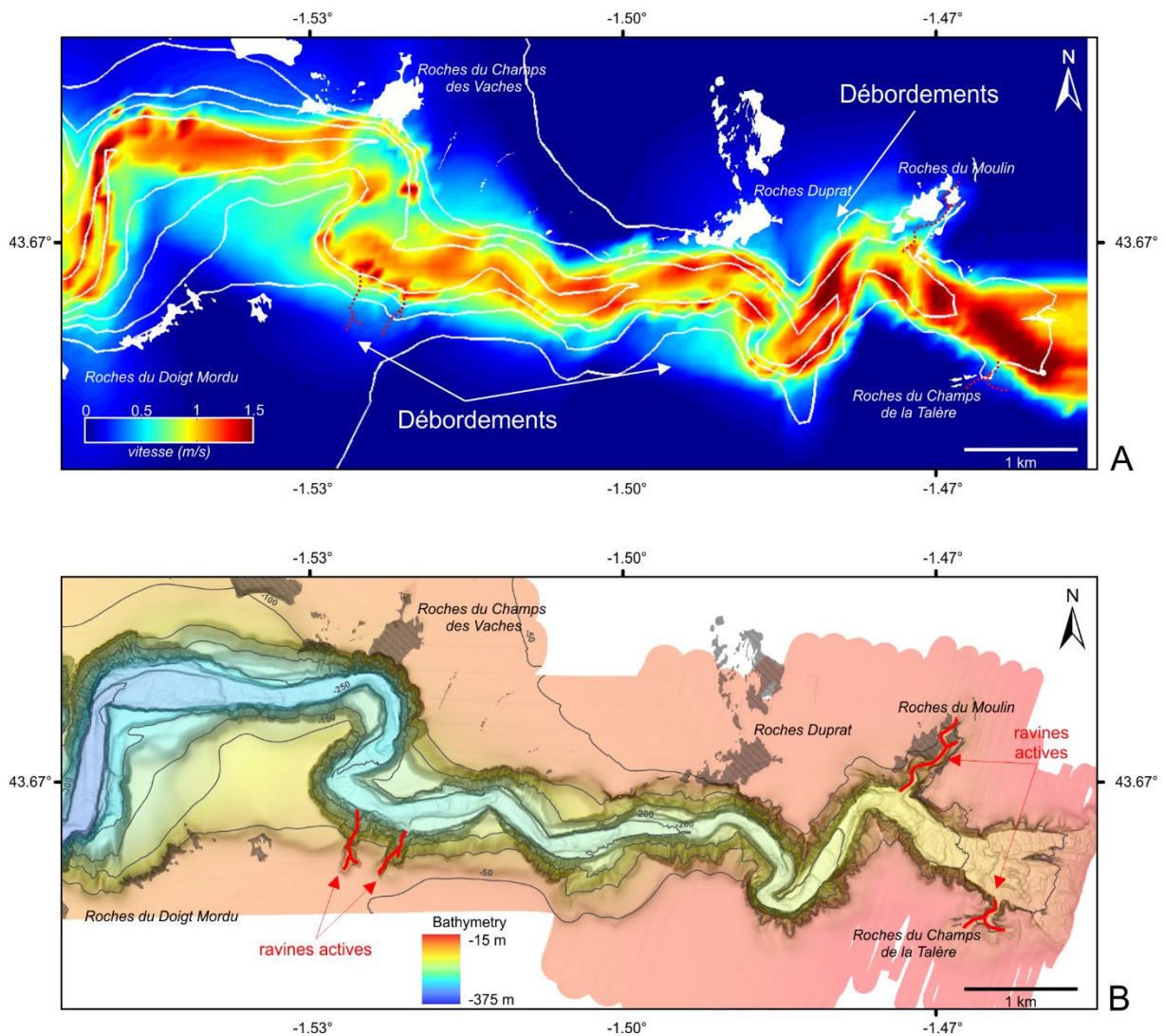


Figure 6.2 : (A) Carte des vitesses (T5) et (B) relevée bathymétrique de la partie amont du canyon de Capbreton (2018). Les ravines actives mises en évidence par le *time-lapse* bathymétrique se situent dans des zones de débordements, exceptée celles des Roches du Champ de la Talère. Les pics de vitesses observés au niveau des ravines actives suggèrent que les débordements empruntent ces ravines.

Contrairement à ce que laissent penser les précédents travaux, la quantification des volumes de sédiments en érosion et dépôt dans la partie l'amont du canyon de Capbreton (> -320 m) (Chapitre 3) révèle que, entre 1998 et 2018, les sédiments ne cessent de s'accumuler dans la tête du canyon (bilan sédimentaire positif ; entre 16 000 et 722 000 m³.an⁻¹). En effet, les précédents travaux, basés exclusivement sur l'analyse de profil bathymétriques longitudinaux (Mazières et al., 2014), suggèrent que le tête oscille autour d'une position d'équilibre et que la vidange de la tête de canyon se produirait à une fréquence inférieure à 10 ans. En s'appuyant en particulier sur l'ajout de 3 sets de données supplémentaires (2015, 2016 et 2018) par rapport aux travaux de Mazières et al. (2014), notre étude démontre que la tendance, n'est pas celle

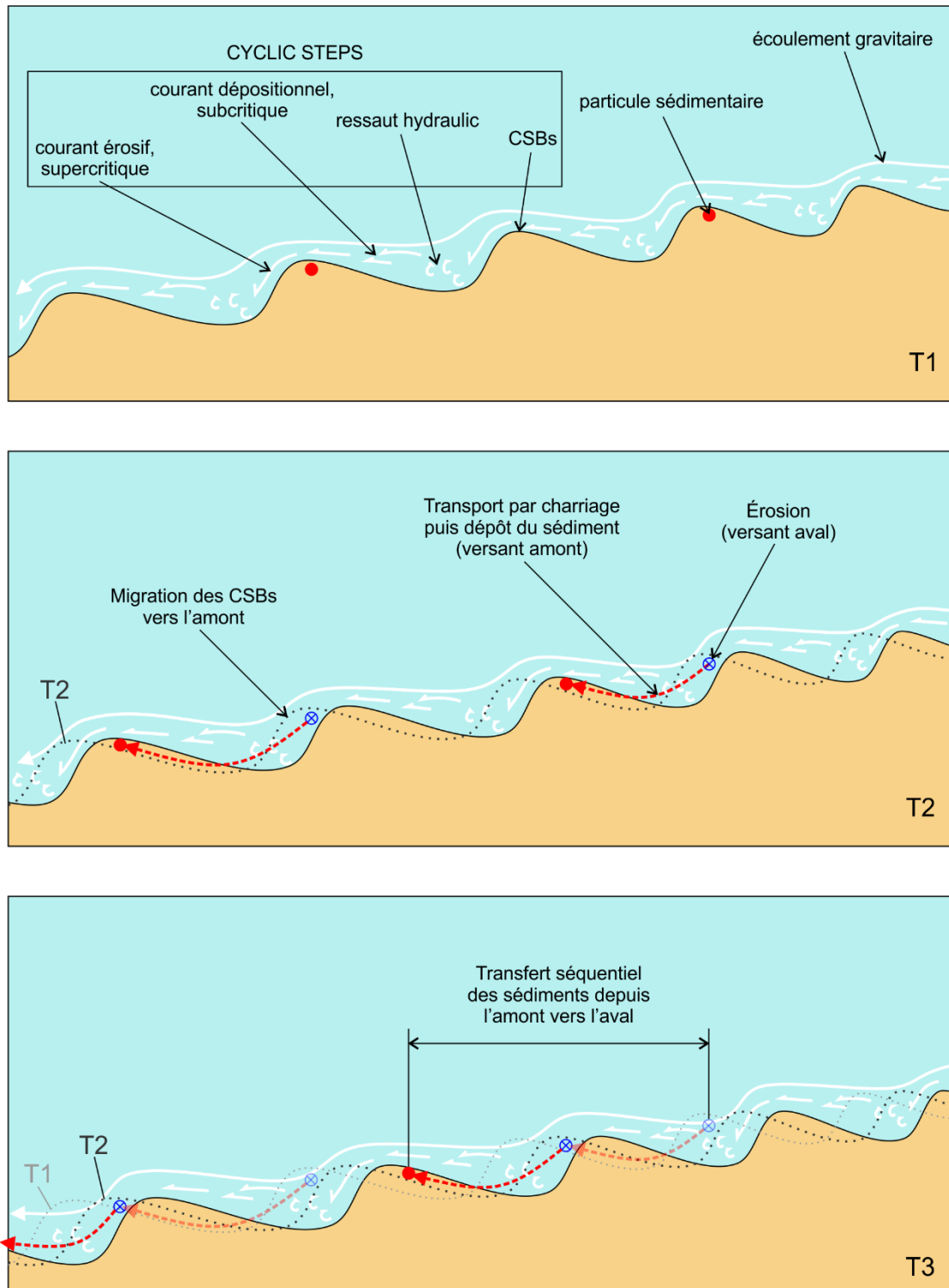


Figure 6.3 : Schéma illustrant le transfert séquentiel des particules sédimentaires vers l'aval lors du passage d'un courant gravitaire. Le transport des particules est initié par l'hydrodynamique décrite par les cyclics steps observées dans la tête du canyon de Capbreton par comparaison avec les systèmes de Bute Inlet et Monterey (Paull et al., 2011; Hage et al., 2018). La longueur d'ondes des CSBs augmente vers l'aval.

attendue et que si vidange de la tête il y a, elle s'opère sur des temps plus longs que précédemment proposé (> 20 ans). Malgré ce bilan sédimentaire positif, des zones en érosion sont bien observées dans la tête et ce pour chaque levé bathymétrique. Les processus de transfert

des sédiments depuis la tête de canyon vers le corps du canyon restent à déterminer. La tête de canyon elle-même ne présente pas clairement de grandes structures de glissement (recouvertes par les dépôts ?). En revanche, de nombreuses CSBs, assimilées à des *cyclic steps*, sont identifiées dans la tête de canyon. Les *cyclic steps* impliquent successivement le dépôt (versant amont) puis de l'érosion de sédiments (versant aval). De fait, bien que la morphologie associée remonte vers l'amont avec le temps (Paull et al., 2011 ; Hage et al., 2018), les *cyclic steps* sont bien impliquées dans le transfert des sédiments depuis l'amont vers l'aval. Cependant, la résolution temporelle des relevés bathymétriques ne permet pas dans notre étude d'observer la migration de ces structures. Ces processus sont bien décrits et observés dans la littérature et notamment observés dans le chenal de Bute Inlet (Colombie Britannique ; Hage et al., 2018) et dans le canyon de Monterey (Paull et al., 2011). En opposition aux glissements de masse, il s'agit d'un transfert séquentiel des sédiments depuis le haut de la tête vers le corps du canyon (Figure 6.3). La présence de ces structures sédimentaires, constituées de sables (200 μm), suggère un transfert des sédiments par charriage (traction) et saltation de la tête vers le haut du canyon ou les *knickpoints* semblent prendre le relais.

6.2.3. Transferts sédimentaires le long du canyon

Nous proposons qu'une vidange de la tête par glissement(s) massif(s), après un remplissage continu sur plus de 20 ans, et susceptible de se déverser dans le corps amont du canyon pour former d'un épais dépôt sableux homogène et aboutir au talweg plat en observé sur le relevé bathymétrique d'août 1998, sans chenal ni terrasses basses, au-dessus du profil d'équilibre local. L'épaisseur de ce stock sédimentaire sableux est estimée à ~ 8.40 m. La modélisation met également en évidence des dépôts sableux d'épaisseur plurimétriques dans la partie amont du canyon, mais les dépôts générés sont hétérogènes, concentrés dans et aux abords des méandres. Cependant, la modélisation n'inclue pas de stock sédimentaire remobilisable dans la tête de canyon, ce qui pourrait expliquer la différence entre les données de modélisations et les données in situ.

Après la mise en place du talweg plat, les écoulements gravitaires vont progressivement initier des *knickpoints* au niveau des méandres serrés, puis entraîner leur migration vers l'amont du système. Rappelons que comme pour les CSBs, les *knickpoints*, malgré leur migration vers l'amont, sont l'expression du transfert du sédiment, ici sableux, vers l'aval (Figure 6.4). L'observation de nombreux *knickpoints* sur le fond ainsi que leur migration le long du canyon suggère l'omniprésence de ce type de transfert sédimentaire dans les zones étudiées et ce au moins jusqu'à -1400 m. Une partie des sédiments temporairement stockés sur le fond sont peu à peu advectés vers l'aval, comme suggéré lors des simulations T6 et T7 (réurrence des tempêtes). De plus, le creusement du chenal associé aux *knickpoints*, va conduire à la formation de terrasses résiduelles latérales. Ces terrasses constituent un stock de sédiment qui, à mesure des écoulements gravitaires, va être érodé latéralement et libérer petit à petit des sédiments qui eux-mêmes seront déposés sur le fond du talweg puis remobilisés plus à l'aval par les écoulements gravitaires au niveau des *knickpoints*.

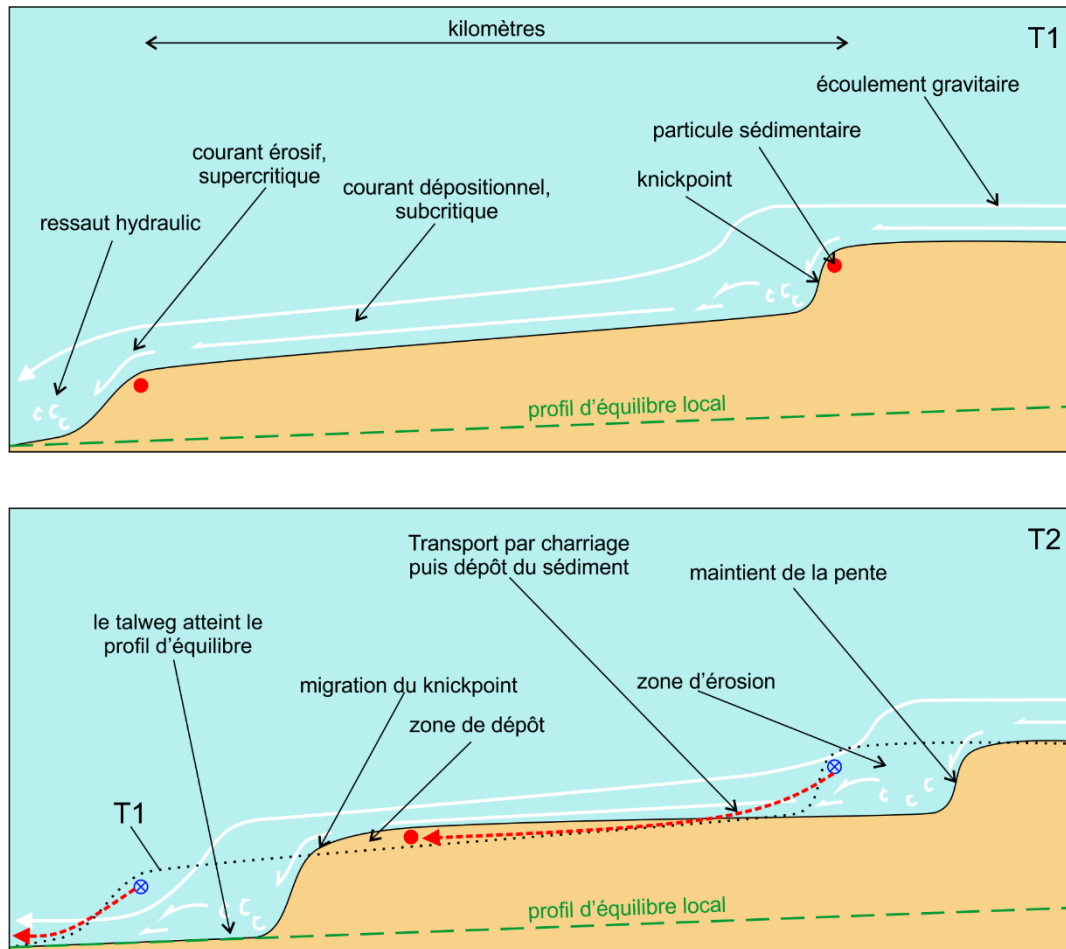


Figure 6.4 : Schéma illustrant le transfert séquentiel des particules sédimentaires vers l'aval, le long du talweg, lors du passage d'un courant gravitaire. La migration des *knickpoints* vers l'amont et l'érosion associée génèrent le transfert des sédiments vers l'aval. L'érosion régressive des *knickpoint* rapproche le talweg du profil d'équilibre local du chenal.

Le transfert des sédiments d'amont en aval par ce processus est séquentiel. Les sédiments sableux transportés dans le *bedload* de chaque écoulement, va ainsi progresser étape par étape au sein du canyon. Ceci est cohérent avec la modélisation qui suggère qu'un seul courant de turbidité ne semble pas suffisant pour transporter les sédiments grossiers (sables) depuis l'amont du canyon vers son embouchure (transition avec le système chenal-levée de l'éventail turbiditique). De manière plus générale, le transfert des sédiments grossiers depuis la tête de canyon vers l'embouchure n'est pas direct. De multiples courants gravitaires sont nécessaires afin de libérer les stocks sédimentaires temporaires formés en amont (i.e. tête, chenal, terrasses) et activer le transport pour acheminer les sédiments jusqu'à l'embouchure ; à condition que ces écoulements soient assez puissants pour rejoindre l'embouchure. En revanche, cette étude ne permet pas d'indiquer la capacité d'un seul écoulement à se propager jusqu'à l'éventail turbiditique ou non. De plus, nos relevés bathymétriques très hautes résolutions sur lesquels repose ce genre d'études sont restreints à l'amont du canyon (> -320 m) et à un méandre situé à -1400 m. Au-delà, dans la partie distale du canyon (profondeur > 1500 m), documentée lors de la mission SARGASS (Cremer, 2010 ; Brocheray, 2015), la résolution des MNT (< 15 m) et l'absence de séries temporelles comparables laisse ouverte la question de la continuité de ces

processus à l'aval. Cependant, la bathymétrie SARGASS, laisse deviner la présence de *knickpoints* à la morphologie encore saillante dans la partie distale du canyon ainsi qu'à sa transition avec l'éventail turbiditique (Figure 6.5, 4050 m de profondeur). Les courants de turbidité générés par les ondes quasi-inertielles, pouvant se manifester tout le long du canyon, contribueraient à la remobilisation (transfert indirect) des sédiments grossiers présents sur le fond et les transporter plus en l'aval, vers l'embouchure.

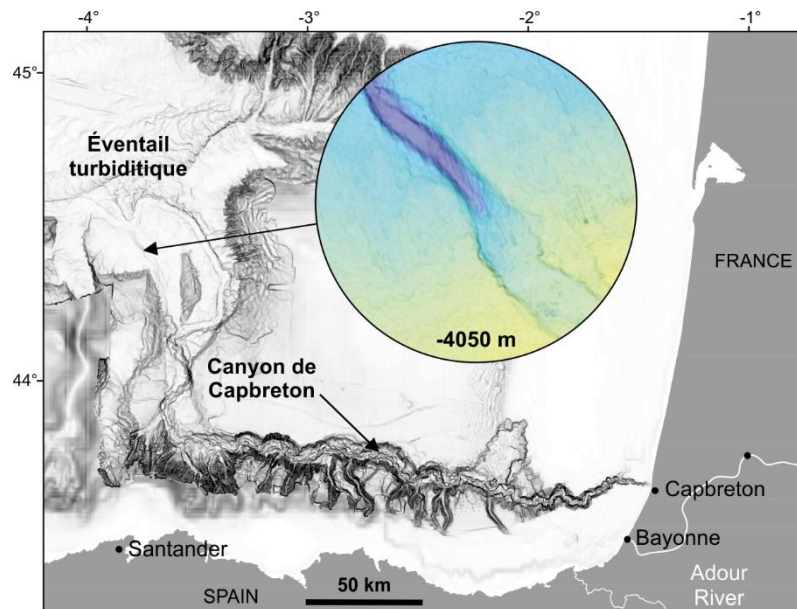


Figure 6.5 : Relevé bathymétrique de la mission SARGASS mettant en évidence la présence de *knickpoints* en aval du système à -4050 m.

6.3. Perspectives

Parmi les résultats obtenus, notre étude met en avant le rôle important que semble tenir le transport "séquentiel" par traction des sédiments grossiers (sables) sur le fond des canyons et dont les CSBs et les *knickpoints* sableux sont les témoins. Au sein des systèmes de canyon sous-marins, la part que tient ce type de transport dans le bilan de transfert des sédiments grossiers, de la source aux puits, reste à déterminer, par rapport à la part transportée en suspension directement par les écoulements turbiditiques. La poursuite des travaux de modélisation des courants de turbidité, notamment étendus à toute la longueur du système, pourrait contribuer l'avancée de cette problématique.

Les débordements suggérés lors de la modélisation des écoulements de turbidités mériteraient une valorisation des carottes existantes prélevées en bordure de canyon (missions ITSAS et PROSECAN) complétée par de nouveaux prélèvements sur le plateau à la recherche de turbidites pouvant confirmer ou infirmer ces débordements et les zones du canyon qui y sont les plus sujettes. Comme déjà suggéré dans la thèse d'Alaïs Mazières (2014), il serait intéressant d'enregistrer l'activité des ravines actives afin d'y quantifier le transfert sédimentaire. Cependant, du fait de la faible profondeur de ces sites (soumis pour les plus proximaux à l'action des houles de tempêtes), et aux volumes sédimentaires mis en jeu dans leur remaniement morphologique, une telle instrumentation représente un réel défi technique.

La mise en évidence des ondes quasi-inertielles dans le canyon de Capbreton permet de mieux interpréter des données de courants déjà collectées dans le canyon de Capbreton mais également dans les canyons du golfe de Gascogne. Notamment, les perturbations de cyclicité du signal de marée et la génération des courants vers l'amont et vers l'aval du canyon, décrites dans la thèse de Matthieu Gaudin (2006) suite à des coups de vents, présentent des similitudes avec les ondes quasi-inertielles observées dans cette étude.

Enfin, parmi les perspectives de ce travail, il semble important de se donner les moyens de tester l'hypothèse selon laquelle, les courants de turbidité pourraient être déclenchés dans ce canyon sous la seule action des ondes inertielles, ainsi que leur supposée occurrence tout au long du canyon : cela passerait par une instrumentation en ADCP et piège à particule plus complète de l'amont à l'aval du système et non, comme dans cette étude, limitée à la partie amont et médiane. Les dépôts issus de ces courants présentent-ils des caractéristiques faciologiques, minéralogiques, faunistiques qui les différencieraient de turbidites dont le facteur déclenchant serait autre ? Ceci est actuellement un axe de recherche fort au niveau international. De nombreuses équipes étudient les proxys permettant de discriminer un déclenchement par un séisme, une crue, une tempête, un typhon ou encore un tsunami (Antilles, Mer du Japon, Taiwan, Cascades, subduction andine...). Cette instrumentation devrait être complétée par l'acquisition de données bathymétrique HR à l'aide d'un AUV au-delà de 300 m de fond, dans la partie profonde du système pour étudier plus précisément la morphologie du canyon et permettre d'identifier les éventuelles structures sédimentaires présentes sur le fond (i.e. les CSBs et les *knickpoints* générés selon notre modèle). Cette étude présente des évolutions morphologiques sur de courtes durées, a minima annuelles (remodelage des terrasses, creusement du chenal, genèse et migration des *knickpoints*) et suggèrent une cyclicité pluri-décennale des événements exceptionnels (vidange de la tête). L'acquisition de données de sismique près du fond ou de levés bathymétriques plus réguliers (saisonniers ou mensuels) sur l'ensemble du système nous permettrait d'en apprendre davantage sur l'évolution de ces structures sédimentaires à différentes échelles de temps.

De nombreuses études pointent du doigt l'impact direct des forçages météorologiques (i.e. tempêtes et crues) sur la morphologie des canyons. Il est donc très important d'être réactif et surtout d'être en capacité de pouvoir organiser des campagnes juste après des événements marquants, comme ça a été fait récemment dans le canyon du Congo suite aux crues exceptionnelles ayant affectées la région en janvier 2020.

Références bibliographiques

- Abadie, S., Butel, R., Mauriet, S., Morichon, D., Dupuis, H., 2006. Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast. *Cont. Shelf Res.* 26, 1924–1939. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.06.005>
- Azaroff, A., Miossec, C., Lanceleur, L., Guyoneaud, R., Monperrus, M., 2020. Priority and emerging micropollutants distribution from coastal to continental slope sediments: A case study of Capbreton Submarine Canyon (North Atlantic Ocean). *Sci. Total Environ.* 703, 135057. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135057>
- Azaroff, A., Tessier, E., Deborde, J., Guyoneaud, R., Monperrus, M., 2019. Mercury and methylmercury concentrations, sources and distribution in submarine canyon sediments (Capbreton, SW France): Implications for the net methylmercury production. *Sci. Total Environ.* 673, 511–521. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.04.111>
- Azpiroz-Zabala, M., Cartigny, M.J.B., Talling, P.J., Parsons, D.R., Sumner, E.J., Clare, M.A., Simmons, S.M., Cooper, C., Pope, E.L., 2017. Newly recognized turbidity current structure can explain prolonged flushing of submarine canyons. *Sci. Adv.* 3, e1700200. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1700200>
- Babonneau, N., Delacourt, C., Cancouët, R., Sisavath, E., Bachèlery, P., Mazuel, A., Jorry, S.J., Deschamps, A., Ammann, J., Villeneuve, N., 2013. Direct sediment transfer from land to deep-sea: Insights into shallow multibeam bathymetry at La Réunion Island. *Mar. Geol.* 346, 47–57. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.08.006>
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Bez, M., 2010. Sedimentary Architecture in Meanders of a Submarine Channel: Detailed Study of the Present Congo Turbidite Channel (Zaiango Project). *J. Sediment. Res.* 80, 852–866. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.078>
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Bez, M., 2004. Multiple terraces within the deep incised Zaire Valley (ZaiAngo Project): are they confined levees? *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 222, 91–114. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2004.222.01.06>
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., Bez, M., 2002. Processes and Sedimentary Architectures along the Present Zaire Turbidite Channel (ZAIANGO project). *AAPG Annu. Meet. Abstract A11*.
- Baines, P.G., 1982. On internal tide generation models. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 29, 307–338. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90098-X](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90098-X)
- Batifoulier, F., Lazure, P., Bonneton, P., 2012. Poleward coastal jets induced by westerlies in the Bay of Biscay: POLEWARD JETS IN THE BAY OF BISCAY. *J. Geophys. Res. Oceans* 117, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2011JC007658>
- Baztan, J., Berné, S., Olivet, J.-L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, M., Réhault, J.-P., Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Mar. Pet. Geol., The Gulf of Lions: an overview of recent studies within the French “Margins” Programme 22*, 805–826. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2005.03.011>
- Bell, T.H., 1975. Topographically generated internal waves in the open ocean. *J. Geophys. Res.* 1896-1977 80, 320–327. <https://doi.org/10.1029/JC080i003p00320>

- Bertin, X., Bruneau, N., Breilh, J.-F., Fortunato, A.B., Karpytchev, M., 2012. Importance of wave age and resonance in storm surges: The case Xynthia, Bay of Biscay. *Ocean Model.* 42, 16–30. <https://doi.org/10.1016/j.ocemod.2011.11.001>
- Bois, C., Pinet, B., Gariel, O., 1997. The sedimentary cover along the ECORS Bay of Biscay deep seismic reflection profile. A comparison between the Parentis basin and other European rifts and basins. *Mém. Société Géologique Fr.* 171, 143–165.
- Bolliet, T., Jorissen, F.J., Schmidt, S., Howa, H., 2014. Benthic foraminifera from Capbreton Canyon revisited; faunal evolution after repetitive sediment disturbance. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 104, 319–334. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.09.009>
- Bourgault, D., Kelley, D.E., Galbraith, P.S., 2008. Turbulence and boluses on an internal beach. *J. Mar. Res.* 66, 563–588. <https://doi.org/10.1357/002224008787536835>
- Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, N., Mouchot, N., Garlan, T., Schneider, J.-L., Lanfumey, V., Lallemand, S., 2011. Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin: The Makran turbidite system. *Sedimentology* 58, 376–406. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2010.01168.x>
- Brocheray, S., 2015. Transferts et accumulations sur les marges du Golfe de Gascogne : architecture, fonctionnement et contrôles. Université de Bordeaux.
- Brocheray, S., Cremer, M., Zaragosi, S., Schmidt, S., Eynaud, F., Rossignol, L., Gillet, H., 2014. 2000years of frequent turbidite activity in the Capbreton Canyon (Bay of Biscay). *Mar. Geol.* 347, 136–152. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.11.009>
- Cantelli, A., Muto, T., 2014. Multiple knickpoints in an alluvial river generated by a single instantaneous drop in base level: experimental investigation. *Earth Surf. Dyn.* 2, 271–278. <https://doi.org/10.5194/esurf-2-271-2014>
- Cartigny, M.J.B., Eggenhuisen, J.T., Hansen, E.W.M., Postma, G., 2013. Concentration-Dependent Flow Stratification In Experimental High-Density Turbidity Currents and Their Relevance To Turbidite Facies Models Concentration-Dependent Stratification in High-Density Turbidity Currents. *J. Sediment. Res.* 83, 1047–1065. <https://doi.org/10.2110/jsr.2013.71>
- Cartigny, M.J.B., Postma, G., van den Berg, J.H., Mastbergen, D.R., 2011. A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries, internal structures and numerical modeling. *Mar. Geol.* 280, 40–56. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.11.006>
- CASAGEC Ingénierie, 2016. Transfert hydraulique de sédiments marins pour le rechargement annuel des plages sud de Capbreton.
- Charles, E., Idier, D., Thiébot, J., Le Cozannet, G., Pedreros, R., Arduin, F., Planton, S., 2012. Present Wave Climate in the Bay of Biscay: Spatiotemporal Variability and Trends from 1958 to 2001. *J. Clim.* 25, 2020–2039. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00086.1>
- Cirac, P., 2001. ITSAS V Cruise.
- Cirac, P., 1998. ITSAS Cruise.
- Cirac, P., Bourillet, J.-F., Griboulard, R., Normand, A., 2001. Le canyon de Capbreton : nouvelles approches morphostructurales et morphosédimentaires. Premiers résultats de la campagne Itsas. *Comptes Rendus Académie Sci. - Ser. IIA - Earth Planet. Sci.* 332, 447–455. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(01\)01557-9](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(01)01557-9)

- Cirac Pierre, 2006. PROSECAN 3 cruise, Thalia R/V. <https://doi.org/10.17600/6070180>
- Cirac Pierre, 2004. PROSECAN 2 cruise, Thalia R/V. <https://doi.org/10.17600/4070150>
- Cirac Pierre, 2003. PROSECAN 1 cruise, Thalia R/V. <https://doi.org/10.17600/3070190>
- Cirac Pierre, 2002. ITSAS VI cruise, Thalia R/V. <https://doi.org/10.17600/2070100>
- Cirac Pierre, 2001. ITSAS V cruise, Thalia R/V. <https://doi.org/10.17600/1070060>
- Cirac Pierre, GILLET Hervé, 2007. PROSECAN 4 cruise, Thalia R/V.
<https://doi.org/10.17600/7070090>
- Clare, M., Lintern, D.G., Rosenberger, K., Clarke, J.E.H., Paull, C., Gwiazda, R., Cartigny, M.J.B., Talling, P.J., Perara, D., Xu, J., Parsons, D., Jacinto, R.S., Apprioual, R., 2020. Lessons learned from the monitoring of turbidity currents and guidance for future platform designs. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 500, 605–634.
<https://doi.org/10.1144/SP500-2019-173>
- Clarke, J.E.H., Marques, C.R.V., Pratomo, D., 2014. Imaging Active Mass-Wasting and Sediment Flows on a Fjord Delta, Squamish, British Columbia, in: Krastel, S., Behrmann, J.-H., Völker, D., Stipp, M., Berndt, C., Urgeles, R., Chaytor, J., Huhn, K., Strasser, M., Harbitz, C.B. (Eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences: 6th International Symposium*. Springer International Publishing, Cham, pp. 249–260. https://doi.org/10.1007/978-3-319-00972-8_22
- Conway, K.W., Barrie, J.V., Picard, K., Bornhold, B.D., 2012. Submarine channel evolution: active channels in fjords, British Columbia, Canada. *Geo-Mar. Lett.* 32, 301–312.
<https://doi.org/10.1007/s00367-012-0280-4>
- Costa, A.M., Mil-Homens, M., Lebreiro, S.M., Richter, T.O., de Stigter, H., Boer, W., Trancoso, M.A., Melo, Z., Mouro, F., Mateus, M., Canário, J., Branco, V., Caetano, M., 2011. Origin and transport of trace metals deposited in the canyons off Lisboa and adjacent slopes (Portuguese Margin) in the last century. *Mar. Geol.* 282, 169–177.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.02.007>
- Coste, M., 2014. Les processus sédimentaires, depuis la pente continentale jusqu’au bassin, en contexte de tectonique active: analyse comparée entre la Marge Calabro-Ionienne et la Marge Ligure durant les derniers 5 Ma. Université Nice-Sophia Antipolis.
- Covault, J.A., Fildani, A., Romans, B.W., McHargue, T., 2011. The natural range of submarine canyon-and-channel longitudinal profiles. *Geosphere* 7, 313–332.
<https://doi.org/10.1130/GES00610.1>
- Covault, J.A., Kostic, S., Paull, C.K., Sylvester, Z., Fildani, A., 2017. Cyclic steps and related supercritical bedforms: Building blocks of deep-water depositional systems, western North America. *Mar. Geol.* 393, 4–20. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.12.009>
- Cremer, M., 1983. Approches sédimentologique et géophysique des accumulations turbiditiques: l’éventail profond du Cap-Ferret (Golfe de Gascogne), la série des grès d’Annot (Alpes-de-Haute-Provence) 213.
- Cremer, M., Brocheray, S., Gillet, H., Hanquiez, V., 2012. Capbreton Canyon: Evidence of its formation by differential sedimentation. XIII Int. Symp. Oceanogr. Bay Biscay Santander Spain.
- Cremer Michel, 2010. SARGASS cruise, Pourquoi pas ? R/V.
<https://doi.org/10.17600/10030080>
- Crosby, B.T., Whipple, K.X., 2006. Knickpoint initiation and distribution within fluvial networks: 236 waterfalls in the Waipaoa River, North Island, New Zealand. *Geomorphology* 82, 16–38. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.08.023>

- Deptuck, M.E., Sylvester, Z., Pirmez, C., O'Byrne, C., 2007. Migration–aggradation history and 3-D seismic geomorphology of submarine channels in the Pleistocene Benin-major Canyon, western Niger Delta slope. *Mar. Pet. Geol.* 24, 406–433.
<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.01.005>
- Deregnacourt, D., Boillot, G., 1982. Nouvelle carte structurale du golfe de Gascogne. *Comptes Rendus Académie Sci. Paris Serie II* 294, 219–222.
- Dorrell, R.M., Peakall, J., Sumner, E.J., Parsons, D.R., Darby, S.E., Wynn, R.B., Özsoy, E., Tezcan, D., 2016. Flow dynamics and mixing processes in hydraulic jump arrays: Implications for channel-lobe transition zones. *Mar. Geol.* 381, 181–193.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.09.009>
- Duros, P., Silva Jacinto, R., Dennielou, B., Schmidt, S., Martinez Lamas, R., Gautier, E., Roubi, A., Gayet, N., 2017. Benthic foraminiferal response to sedimentary disturbance in the Capbreton canyon (Bay of Biscay, NE Atlantic). *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 120, 61–75. <https://doi.org/10.1016/j.dsr.2016.11.012>
- Durrieu de Madron, X., 1994. Hydrography and nepheloid structures in the Grand-Rhône canyon. *Cont. Shelf Res.* 14, 457–477. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(94\)90098-1](https://doi.org/10.1016/0278-4343(94)90098-1)
- Durrieu de Madron, X., Radakovitch, O., Heussner, S., Loye-Pilot, M.D., Monaco, A., 1999. Role of the climatological and current variability on shelf-slope exchanges of particulate matter: Evidence from the Rhône continental margin (NW Mediterranean). *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 46, 1513–1538.
[https://doi.org/10.1016/S0967-0637\(99\)00015-1](https://doi.org/10.1016/S0967-0637(99)00015-1)
- Faulkner, D.J., Larson, P.H., Jol, H.M., Running, G.L., Loope, H.M., Goble, R.J., 2016. Autogenic incision and terrace formation resulting from abrupt late-glacial base-level fall, lower Chippewa River, Wisconsin, USA. *Geomorphology* 266, 75–95.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.04.016>
- Ferrer, O., Roca, E., Benjumea, B., Muñoz, J.A., Ellouz, N., MARCONI Team, 2008. The deep seismic reflection MARCONI-3 profile: Role of extensional Mesozoic structure during the Pyrenean contractional deformation at the eastern part of the Bay of Biscay. *Mar. Pet. Geol.* 25, 714–730. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2008.06.002>
- Froidefond, J., Castaing, P., Weber, O., 1983. Evolution morpho-sédimentaire de la tête du Canyon de Capbreton d'après les cartes de 1860 à 1963, utilisation des méthodes informatiques. *Bull. Société Géologique Fr.* 7, 705–714.
- Froidefond, J.M., 1982. Processus d'évolution d'un littoral sableux aux cours de l'holocène. Application au domaine aquitain. Présentation d'une méthode de géomorphologie dynamique et quantitative. University of Bordeaux 1, France.
- Frouin, R., Fiúza, A.F.G., Ambar, I., Boyd, T.J., 1990. Observations of a poleward surface current off the coasts of Portugal and Spain during winter. *J. Geophys. Res. Oceans* 95, 679–691. <https://doi.org/10.1029/JC095iC01p00679>
- Gaillot, A., 2016. Interconnexion électrique France-Espagne. Traitement des données SMF EM2040 AUV Différentiel bathymétrique 2013-2016. N/O Thalassa du 20/07 au 26/07 2016. (No. 20161020-AG01). DIT.REM/GM/CTDI.
- Gales, J.A., Talling, P.J., Cartigny, M.J.B., Hughes Clarke, J., Lintern, G., Stacey, C., Clare, M.A., 2019. What controls submarine channel development and the morphology of deltas entering deep-water fjords? *Earth Surf. Process. Landf.* 44, 535–551.
<https://doi.org/10.1002/esp.4515>

- Garcia, M., Parker, G., 1993. Experiments on the entrainment of sediment into suspension by a dense bottom current. *J. Geophys. Res. Oceans* 98, 4793–4807.
<https://doi.org/10.1029/92JC02404>
- Garcia, M., Parker, G., 1991. Entrainment of Bed Sediment into Suspension. *J. Hydraul. Eng.* 117, 414–435. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(1991\)117:4\(414\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(1991)117:4(414))
- Garcia-Soto, C., Pingree, R.D., Valdés, L., 2002. Navidad development in the southern Bay of Biscay: Climate change and swoddy structure from remote sensing and in situ measurements. *J. Geophys. Res. Oceans* 107, 28-1-28–29.
<https://doi.org/10.1029/2001JC001012>
- Gardner, J.V., Armstrong, A.A., Calder, B.R., 2016. Hatteras Transverse Canyon, Hatteras Outer Ridge and environs of the U.S. Atlantic margin: A view from multibeam bathymetry and backscatter. *Mar. Geol.* 371, 18–32.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.10.015>
- Gardner, T.W., 1983. Experimental study of knickpoint and longitudinal profile evolution in cohesive, homogeneous material. *GSA Bull.* 94, 664–672.
[https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<664:ESOKAL>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<664:ESOKAL>2.0.CO;2)
- Gaudin, M., 2006. Processus et enregistrements sédimentaires dans les canyons sous-marins Bourcart et de Capbreton durant le dernier cycle climatique. Université Bordeaux I.
- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berné, S., Imbert, P., 2006. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Mar. Lett.* 26, 331–345. <https://doi.org/10.1007/s00367-006-0043-1>
- Gavey, R., Carter, L., Liu, J.T., Talling, P.J., Hsu, R., Pope, E., Evans, G., 2017. Frequent sediment density flows during 2006 to 2015, triggered by competing seismic and weather events: Observations from subsea cable breaks off southern Taiwan. *Mar. Geol.* 384, 147–158. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.06.001>
- Gazzoli, L., 2018. Traitement et analyse des données de vidéos issues des plongées du HROV Ariane au sein du canyon de Capbreton durant la mission HaPoGé : approche géomorphologique et géologique (Rapport M1), Master SM. Université de Bordeaux.
- Gerber, T.P., Amblas, D., Wolinsky, M.A., Pratson, L.F., Canals, M., 2009. A model for the long-profile shape of submarine canyons. *J. Geophys. Res.* 114, F03002.
<https://doi.org/10.1029/2008JF001190>
- Gillet, H., 2018. SEDYMAQ4 Cruise. RV Thalía.
- Gillet, H., 2013. SYNThèse et Analyse des données eXistantes sur un écosystème profond transfrontalier : le gouf de Capbreton – « SYNTAX » 234.
- Gillet, H., 2012. SEDYMAQ3 Cruise. RV Thalía.
- Gillet, H., 2010. SEDYMAQ2 Cruise. RV Thalía.
- Gillet, H., De Casamajor, M.-N., 2017. HAPOGE Cruise.
- Gillet, H., Guiastrénec-Faugas, L., Gazzoli, L., 2019. ROV submarine exploration of the proximal part of the Capbreton canyon (Bay of Biscay). Morphological surprises and discovery of cold seep-related authigenic carbonate structures. *EGU Gen. Assem.* 2019 21, 1.
- Gillet, H., Mazières, A., Rousset, A., Duguet, T., Garlan, T., Schmidt, S., 2015. Processus sédimentaires dans la tête et la partie amont du canyon de Capbreton. 15ème Congrès Fr. Sedimentol. ASF Chambéry Fr.

- Gonzalez, L., 2020. Analyses sismiques et bathymétriques de zones à carbonates authigènes aux abords du canyon de Capbreton (Rapport M1), Master SM. Université de Bordeaux.
- Guiastrennec-Faugas, L., Gillet, H., Jacinto, R.S., Dennielou, B., Hanquiez, V., Schmidt, S., Simplet, L., Rousset, A., 2020a. Upstream migrating knickpoints and related sedimentary processes in a submarine canyon from a rare 20-year morphobathymetric time-lapse (Capbreton submarine canyon, Bay of Biscay, France). *Mar. Geol.* 106143. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106143>
- Guiastrennec-Faugas, L., Gillet, H., Peakall, J., Dennielou, B., Gaillot, A., Jacinto, R.S., 2020b. Initiation and evolution of knickpoints and their role in cut-and-fill processes in active submarine channels. *Geology* 6. <https://doi.org/10.1130/G48369.1>
- Hage, S., Cartigny, M.J.B., Clare, M.A., Sumner, E.J., Vendettuoli, D., Hughes Clarke, J.E., Hubbard, S.M., Talling, P.J., Lintern, D.G., Stacey, C.D., Englert, R.G., Vardy, M.E., Hunt, J.E., Yokokawa, M., Parsons, D.R., Hizzett, J.L., Azpiroz-Zabala, M., Vellinga, A.J., 2018. How to recognize crescentic bedforms formed by supercritical turbidity currents in the geologic record: Insights from active submarine channels. *Geology* 46, 563–566. <https://doi.org/10.1130/G40095.1>
- Harris, P.T., Whiteway, T., 2011. Global distribution of large submarine canyons: Geomorphic differences between active and passive continental margins. *Mar. Geol.* 285, 69–86. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.05.008>
- Hay, A.E., 1987. Turbidity currents and submarine channel formation in Rupert Inlet, British Columbia: 2. The roles of continuous and surge-type flow. *J. Geophys. Res.* 92, 2883. <https://doi.org/10.1029/JC092iC03p02883>
- Heijnen, M.S., Clare, M.A., Cartigny, M.J.B., Talling, P.J., Hage, S., Lintern, D.G., Stacey, C., Parsons, D.R., Simmons, S.M., Chen, Y., Sumner, E.J., Dix, J.K., Hughes Clarke, J.E., 2020. Rapidly-migrating and internally-generated knickpoints can control submarine channel evolution. *Nat. Commun.* 11. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-16861-x>
- Heijst, M.W.I.M.V., Postma, G., 2001. Fluvial response to sea-level changes: a quantitative analogue, experimental approach. *Basin Res.* 13, 269–292. <https://doi.org/10.1046/j.1365-2117.2001.00149.x>
- Heiniö, P., Davies, R.J., 2007. Knickpoint migration in submarine channels in response to fold growth, western Niger Delta. *Mar. Pet. Geol.* 24, 434–449. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2006.09.002>
- Hjulström, F., 1902-1982 (viaf)7687236, 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. Uppsala : Almqvist och Wiksell.
- Hotchkiss, F.S., Wunsch, C., 1982. Internal waves in Hudson Canyon with possible geological implications. *Deep Sea Res. Part Oceanogr. Res. Pap.* 29, 415–442. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(82\)90068-1](https://doi.org/10.1016/0198-0149(82)90068-1)
- Howard, A.D., Dietrich, W.E., Seidl, M.A., 1994. Modeling fluvial erosion on regional to continental scales. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 99, 13971–13986. <https://doi.org/10.1029/94JB00744>
- Idier, D., Castelle, B., Charles, E., Mallet, C., 2013. Longshore sediment flux hindcast: spatio-temporal variability along the SW Atlantic coast of France. *J. Coast. Res.* 165, 1785–1790. <https://doi.org/10.2112/SI65-302.1>

- Jarosz, E., Hallock, Z.R., Teague, W.J., 2007. Near-inertial currents in the DeSoto Canyon region. *Cont. Shelf Res.* 27, 2407–2426. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.06.014>
- Jordi, A., Wang, D.-P., 2008. Near-inertial motions in and around the Palamós submarine canyon (NW Mediterranean) generated by a severe storm. *Cont. Shelf Res.* 28, 2523–2534. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.07.008>
- Jouanneau, J.-M., Weber, O., Champilou, N., Cirac, P., Muxika, I., Borja, A., Pascual, A., Rodríguez-Lázaro, J., Donard, O., 2008. Recent sedimentary study of the shelf of the Basque country. *J. Mar. Syst.* 72, 397–406. <https://doi.org/10.1016/j.jmarsys.2007.03.013>
- Kelner, M., Migeon, S., Tric, E., Couboulex, F., Dano, A., Lebourg, T., Taboada, A., 2016. Frequency and triggering of small-scale submarine landslides on decadal timescales: Analysis of 4D bathymetric data from the continental slope offshore Nice (France). *Mar. Geol.* 379, 281–297. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.06.009>
- Kersalé, M., Marié, L., Le Cann, B., Serpette, A., Lathuilière, C., Le Boyer, A., Rubio, A., Lazure, P., 2016. Poleward along-shore current pulses on the inner shelf of the Bay of Biscay. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 179, 155–171. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.11.018>
- Khripounoff, A., Crassous, P., Lo Bue, N., Dennielou, B., Silva Jacinto, R., 2012. Different types of sediment gravity flows detected in the Var submarine canyon (northwestern Mediterranean Sea). *Prog. Oceanogr.* 106, 138–153. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2012.09.001>
- Khripounoff, A., Vangriesheim, A., Babonneau, N., Crassous, P., Dennielou, B., Savoye, B., 2003. Direct observation of intense turbidity current activity in the Zaire submarine valley at 4000 m water depth. *Mar. Geol.* 194, 151–158. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00677-1](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00677-1)
- Klingebiel, A., Legigan, P., 1978. Histoire géologique des divagations de l'Adour Proc Congr IVème Centenaire du Détournement de l'Adour 1578–1978, Bayonne.
- Kneller, B., Buckee, C., 2000. The structure and fluid mechanics of turbidity currents: a review of some recent studies and their geological implications. *Sedimentology* 47, 62–94. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.047s1062.x>
- Komar, P.D., 1971. Hydraulic Jumps in Turbidity Currents. *Geol. Soc. Am. Bull.* 82, 1477. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1971\)82\[1477:HJITC\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1971)82[1477:HJITC]2.0.CO;2)
- Le Boyer, A., Charria, G., Le Cann, B., Lazure, P., Marié, L., 2013. Circulation on the shelf and the upper slope of the Bay of Biscay. *Cont. Shelf Res.* 55, 97–107. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.01.006>
- Le Cozannet, G., Lecacheux, S., Delvallee, E., Desramaut, N., Oliveros, C., Pedreros, R., 2010. Teleconnection Pattern Influence on Sea-Wave Climate in the Bay of Biscay. *J. Clim.* 24, 641–652. <https://doi.org/10.1175/2010JCLI3589.1>
- Le Goff, J., Recouvreur, A., Reijmer, J.J.G., Mulder, T., Ducassou, E., Perellò, M.-C., Hanquiez, V., Gillet, H., Cavailhes, T., Fabregas, N., 2020. Linking carbonate sediment transfer to seafloor morphology: Insights from Exuma Valley, the Bahamas. *Sedimentology* n/a. <https://doi.org/10.1111/sed.12794>
- Lintern, D.G., Hill, P.R., Stacey, C., 2016. Powerful unconfined turbidity current captured by cabled observatory on the Fraser River delta slope, British Columbia, Canada. *Sedimentology* 63, 1041–1064. <https://doi.org/10.1111/sed.12262>

- Maier, K.L., Gales, J.A., Paull, C.K., Rosenberger, K., Talling, P.J., Simmons, S.M., Gwiazda, R., McGann, M., Cartigny, M.J.B., Lundsten, E., Anderson, K., Clare, M.A., Xu, J., Parsons, D., Barry, J.P., Wolfson-Schwehr, M., Nieminski, N.M., Sumner, E.J., 2019. Linking Direct Measurements of Turbidity Currents to Submarine Canyon-Floor Deposits. *Front. Earth Sci.* 7. <https://doi.org/10.3389/feart.2019.00144>
- Maier, K.L., Johnson, S.Y., Hart, P., 2018. Controls on submarine canyon head evolution: Monterey Canyon, offshore central California. *Mar. Geol.* 404, 24–40. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.06.014>
- Mary, Y., Eynaud, F., Zaragosi, S., Malaizé, B., Cremer, M., Schmidt, S., 2015. High frequency environmental changes and deposition processes in a 2 kyr-long sedimentological record from the Cap-Breton canyon (Bay of Biscay). *The Holocene* 25, 348–365. <https://doi.org/10.1177/0959683614558647>
- Mathias, X., 2013. PROTEUS DUNES 2013 Cruise.
- Mazières, A., Gillet, H., Castelle, B., Mulder, T., Guyot, C., Garlan, T., Mallet, C., 2014. High-resolution morphobathymetric analysis and evolution of Capbreton submarine canyon head (Southeast Bay of Biscay—French Atlantic Coast) over the last decade using descriptive and numerical modeling. *Mar. Geol.* 351, 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.03.001>
- McCaffrey, W.D., Choux, C.M., Baas, J.H., Houghton, P.D.W., 2003. Spatio-temporal evolution of velocity structure, concentration and grain-size stratification within experimental particulate gravity currents. *Mar. Pet. Geol.* 20, 851–860. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.02.002>
- Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., Sage, F., 2006. The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean)—morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves: implications for hydrocarbon reservoirs. *Geo-Mar. Lett.* 26, 361–371. <https://doi.org/10.1007/s00367-006-0047-x>
- Mitchell, N.C., 2006. Morphologies of knickpoints in submarine canyons. *Geol. Soc. Am. Bull.* 17.
- Mulder, T., Gillet, H., Hanquiez, V., Reijmer, J.J.G., Droxler, A.W., Recouvreur, A., Fabregas, N., Cavailhes, T., Fauquembergue, K., Blank, D.G., Guiastrenec, L., Seibert, C., Bashah, S., Bujan, S., Ducassou, E., Principaud, M., Conesa, G., Le Goff, J., Ragusa, J., Busson, J., Borgomano, J., 2019. Into the deep: A coarse-grained carbonate turbidite valley and canyon in ultra-deep carbonate setting. *Mar. Geol.* 407, 316–333. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.003>
- Mulder, T., Joumes, M., Hanquiez, V., Gillet, H., Reijmer, J.J.G., Tournadour, E., Chabaud, L., Principaud, M., Schnyder, J.S.D., Borgomano, J., Fauquembergue, K., Ducassou, E., Busson, J., 2017. Carbonate slope morphology revealing sediment transfer from bank-to-slope (Little Bahama Bank, Bahamas). *Mar. Pet. Geol.* 83, 26–34. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2017.03.002>
- Mulder, T., Weber, O., Anschutz, P., Jorissen, F., 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, 149–156. <https://doi.org/10.1007/s003670100077>
- Mulder, T., Zaragosi, S., Garlan, T., Mavel, J., Cremer, M., Sottolichio, A., Sénéchal, N., Schmidt, S., 2012. Present deep-submarine canyons activity in the Bay of Biscay (NE Atlantic). *Mar. Geol.* 295–298, 113–127. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.12.005>

- Mullenbach, B.L., Nittrouer, C.A., 2000. Rapid deposition of fluvial sediment in the Eel Canyon, northern California. *Cont. Shelf Res.* 20, 2191–2212. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(00\)00067-4](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(00)00067-4)
- Nesteroff, W.D., Heezen, R.C., 1962. Essai de comparaison entre les turbidites modernes et le flysch. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.* 5, 2, 115–127.
- Normandeau, A., Bourgault, D., Neumeier, U., Lajeunesse, P., St-Onge, G., Gostiaux, L., Chavanne, C., 2020. Storm-induced turbidity currents on a sediment-starved shelf: Insight from direct monitoring and repeat seabed mapping of upslope migrating bedforms. *Sedimentology* 67, 1045–1068. <https://doi.org/10.1111/sed.12673>
- Normandeau, A., Lajeunesse, P., St-Onge, G., Bourgault, D., Drouin, S.S.-O., Senneville, S., Bélanger, S., 2014. Morphodynamics in sediment-starved inner-shelf submarine canyons (Lower St. Lawrence Estuary, Eastern Canada). *Mar. Geol.* 357, 243–255. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.08.012>
- Palanques, A., García-Ladona, E., Gomis, D., Martín, J., Marcos, M., Pascual, A., Puig, P., Gili, J.-M., Emelianov, M., Monserrat, S., Guillén, J., Tintoré, J., Segura, M., Jordi, A., Ruiz, S., Basterretxea, G., Font, J., Blasco, D., Pagès, F., 2005. General patterns of circulation, sediment fluxes and ecology of the Palamós (La Fonera) submarine canyon, northwestern Mediterranean. *Prog. Oceanogr.* 66, 89–119. <https://doi.org/10.1016/j.pocean.2004.07.016>
- Palanques, A., Masqué, P., Puig, P., Sanchez-Cabeza, J.A., Frignani, M., Alvisi, F., 2008. Anthropogenic trace metals in the sedimentary record of the Llobregat continental shelf and adjacent Foix Submarine Canyon (northwestern Mediterranean). *Mar. Geol.* 248, 213–227. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.11.001>
- Parker, G., Fukushima, Y., Pantin, H.M., 1986. Self-accelerating turbidity currents. *J. Fluid Mech.* 171, 145–181. <https://doi.org/10.1017/S0022112086001404>
- Paull, C.K., Caress, D.W., Iii, W.U., Lundsten, E., Meiner-Johnson, M., 2011. High-resolution bathymetry of the axial channels within Monterey and Soquel submarine canyons, offshore central California 25. <https://doi.org/10.1130/GES00636.1>
- Paull, C.K., Mitts, P., Ussler, W., Keaten, R., Greene, H.G., 2005. Trail of sand in upper Monterey Canyon: Offshore California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117, 1134. <https://doi.org/10.1130/B25390.1>
- Paull, C.K., Talling, P.J., Maier, K.L., Parsons, D., Xu, J., Caress, D.W., Gwiazda, R., Lundsten, E.M., Anderson, K., Barry, J.P., Chaffey, M., O'Reilly, T., Rosenberger, K.J., Gales, J.A., Kieft, B., McGann, M., Simmons, S.M., McCann, M., Sumner, E.J., Clare, M.A., Cartigny, M.J., 2018. Powerful turbidity currents driven by dense basal layers. *Nat. Commun.* 9. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-06254-6>
- Paull, C.K., Ussler III, W., Caress, D.W., Lundsten, E., Covault, J.A., Maier, K.L., Xu, J., Augenstein, S., 2010. Origins of large crescent-shaped bedforms within the axial channel of Monterey Canyon, offshore California. *Geosphere* 6, 755–774. <https://doi.org/10.1130/GES00527.1>
- Paull, C.K., Ussler, W., Greene, H.G., Keaten, R., Mitts, P., Barry, J., 2002. Caught in the act: the 20 December 2001 gravity flow event in Monterey Canyon. *Geo-Mar. Lett.* 22, 227–232. <https://doi.org/10.1007/s00367-003-0117-2>
- Payo Payo, M., 2016. Modelling sediment transport and morphodynamical interactions by turbidity currents in submarine canyons. Implementation to western Mediterranean canyons. Université de Bretagne occidentale - Brest.

- Peakall, J., Amos, K.J., Keevil, G.M., William Bradbury, P., Gupta, S., 2007. Flow processes and sedimentation in submarine channel bends. *Mar. Pet. Geol.* 24, 470–486. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2007.01.008>
- Petus, C., 2009. Qualité des eaux côtières du sud du golfe de Gascogne par télédétection spatiale: Méthodologie de détermination et de quantification de substances particulières et dissoutes. Univ. Bordx. 1 (PhD Thesis).
- Petus, C., Chust, G., Gohin, F., Doxaran, D., Froidefond, J.-M., Sagarminaga, Y., 2010. Estimating turbidity and total suspended matter in the Adour River plume (South Bay of Biscay) using MODIS 250-m imagery. *Cont. Shelf Res.* 30, 379–392. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.12.007>
- Petus, C., Marieu, V., Novoa, S., Chust, G., Bruneau, N., Froidefond, J.-M., 2014. Monitoring spatio-temporal variability of the Adour River turbid plume (Bay of Biscay, France) with MODIS 250-m imagery. *Cont. Shelf Res.* 74, 35–49. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.11.011>
- Pomar, L., Morsilli, M., Hallock, P., Bádenas, B., 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Sci. Rev.* 111, 56–81. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.12.005>
- Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S., Twichell, D.C., 1994. Submarine canyon initiation by downslope-eroding sediment flows: evidence in late Cenozoic strata on the New Jersey continental slope. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 395–412. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1994\)106<0395:SCIBDE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1994)106<0395:SCIBDE>2.3.CO;2)
- Puig, P., Palanques, A., Guille, J., Garc, E., 2000. Deep slope currents and suspended particle fluxes in and around the Foix submarine canyon (NW Mediterranean) 24.
- Puig, P., Palanques, A., Orange, D.L., Lastras, G., Canals, M., 2008. Dense shelf water cascades and sedimentary furrow formation in the Cap de Creus Canyon, northwestern Mediterranean Sea. *Cont. Shelf Res.* 28, 2017–2030. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.05.002>
- Salles, T., Lopez, S., Cacas, M.C., Mulder, T., 2007. Cellular automata model of density currents. *Geomorphology* 88, 1–20. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.10.016>
- Salles, T., Mulder, T., Gaudin, M., Cacas, M.C., Lopez, S., Cirac, P., 2008. Simulating the 1999 Capbreton canyon turbidity current with a Cellular Automata model. *Geomorphology* 97, 516–537. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.09.005>
- Schmidt, S., Howa, H., Diallo, A., Martín, J., Cremer, M., Duros, P., Fontanier, C., Deflandre, B., Metzger, E., Mulder, T., 2014. Recent sediment transport and deposition in the Cap-Ferret Canyon, South-East margin of Bay of Biscay. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* 104, 134–144. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2013.06.004>
- Schmidt, S., Howa, H., Mouret, A., Lombard, F., Anschutz, P., Labeyrie, L., 2009. Particle fluxes and recent sediment accumulation on the Aquitanian margin of Bay of Biscay. *Cont. Shelf Res.* 29, 1044–1052. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2008.11.018>
- Shay, L.K., Elsberry, R.L., 1987. Near-Inertial Ocean Current Response to Hurricane Frederic. *J. Phys. Oceanogr.* 17, 1249–1269. [https://doi.org/10.1175/1520-0485\(1987\)017<1249:NIOCRT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0485(1987)017<1249:NIOCRT>2.0.CO;2)
- Sheilds, A., 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement.
- Shepard, F.P., 1981. Submarine canyons: multiple causes and long-time persistence. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 65, 1062–1077.

- Shepard F.P., Marshall N.F., McLoughlin P.A., Sullivan G.G., 1979. Currents in submarine canyons and other sea-valleys. APPG, 173p.
- Shepard, F.P., Dill, R.F., 1966. Submarine Canyon and Others Sea Valleys.
- Silva Jacinto, R., 2016. VOLT2 Cruise. RV Thalía.
- Silva Jacinto, R., 2012. Simulation numérique de l'impact des courants de turbidité dans le canyon de Capbreton. Ifremer.
- Silva Jacinto, R., Burel, D., 2002. Modélisation du devenir à court terme des boues de dragage rejetées par clapage, in: VIIèmes Journées, Anglet. Presented at the Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, Editions Paralia, pp. 291–300.
<https://doi.org/10.5150/jngcgc.2002.032-S>
- Silva Jacinto, R., Duros, P., Gillet, H., Schmidt, S., Dennielou, B., Khripounoff, A., 2016. Tracking turbidity currents induced by storms in the Capbreton submarine canyon. 32nd IAS Meet. Sedimentol. Moroc.
- Simons, D.B., Richardson, E.V., 1966. Resistance to flow in alluvial channels (Report No. 422J), Professional Paper. <https://doi.org/10.3133/pp422J>
- Simplet, L., 2015. VOLT1 Cruise. RV Thalía.
- Slootman, A., Cartigny, M.J.B., 2020. Cyclic steps: Review and aggradation-based classification. *Earth-Sci. Rev.* 201, 102949.
<https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102949>
- Smith, D.P., Kvittek, R., Iampietro, P.J., Wong, K., 2007. Twenty-nine months of geomorphic change in upper Monterey Canyon (2002–2005). *Mar. Geol.* 236, 79–94.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2006.09.024>
- Smith, D.P., Ruiz, G., Kvittek, R., Iampietro, P.J., 2005. Semiannual patterns of erosion and deposition in upper Monterey Canyon from serial multibeam bathymetry. *Geol. Soc. Am. Bull.* 117, 1123. <https://doi.org/10.1130/B25510.1>
- Sobarzo, M., Shearman, R.K., Lentz, S., 2007. Near-inertial motions over the continental shelf off Concepción, central Chile. *Prog. Oceanogr.* 75, 348–362.
<https://doi.org/10.1016/j.pocean.2007.08.021>
- Solé, J., Emelianov, M., Ostrovskii, A., Puig, P., García-Ladona, E., 2016. Fine-scale water mass variability inside a narrow submarine canyon (the Besòs Canyon) in the NW Mediterranean Sea. *Sci. Mar.* 80, 195–204. <https://doi.org/10.3989/scimar.04322.05A>
- Stevens, T., Paull, C.K., Ussler, W., III, McGann, M., Buylaert, J.-P., Lundsten, E., 2014. The timing of sediment transport down Monterey Submarine Canyon, offshore California. *GSA Bull.* 126, 103–121. <https://doi.org/10.1130/B30931.1>
- Stow, D.A.V., Piper, D.J.W., 1984. Deep-water fine-grained sediments: facies models. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 15, 611. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1984.015.01.38>
- Sultan, N., Gaudin, M., Berne, S., Canals, M., Urgeles, R., Lafuerza, S., 2007. Analysis of slope failures in submarine canyon heads: An example from the Gulf of Lions. *J. Geophys. Res.* 112, F01009. <https://doi.org/10.1029/2005JF000408>
- Sun, C., Wan, T., Xie, X., Shen, X., Liang, K., 2016. Knickpoint series of gullies along the Luoyunshan Piedmont and its relation with fault activity since late Pleistocene. *Geomorphology* 268, 266–274. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2016.06.026>
- Sylvester, Z., Covault, J.A., 2016. Development of cutoff-related knickpoints during early evolution of submarine channels. *Geology* 44, 835–838.
<https://doi.org/10.1130/G38397.1>

- Symons, W.O., Sumner, E.J., Paull, C.K., Cartigny, M.J.B., Xu, J.P., Maier, K.L., Lorenson, T.D., Talling, P.J., 2017. A new model for turbidity current behavior based on integration of flow monitoring and precision coring in a submarine canyon. *Geology* 45, 367–370. <https://doi.org/10.1130/G38764.1>
- Symons, W.O., Sumner, E.J., Talling, P.J., Cartigny, M.J.B., Clare, M.A., 2016. Large-scale sediment waves and scours on the modern seafloor and their implications for the prevalence of supercritical flows. *Mar. Geol.* 371, 130–148. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.11.009>
- Thorpe, S.A., 2005. *The Turbulent Ocean*. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511819933>
- Toniolo, H., Cantelli, A., 2007. Experiments on Upstream-Migrating Submarine Knickpoints. *J. Sediment. Res.* 77, 772–783. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.067>
- Toucane, S., 2015. GITAN Cruise. RV Pourquoi Pas.
- Tournadour, E., Mulder, T., Borgomano, J., Gillet, H., Chabaud, L., Ducassou, E., Hanquiez, V., Etienne, S., 2017. Submarine canyon morphologies and evolution in modern carbonate settings: The northern slope of Little Bahama Bank, Bahamas. *Mar. Geol.* 391, 76–97. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2017.07.014>
- Tubau, X., Paull, C.K., Lastras, G., Caress, D.W., Canals, M., Lundsten, E., Anderson, K., Gwiazda, R., Amblas, D., 2015. Submarine canyons of Santa Monica Bay, Southern California: Variability in morphology and sedimentary processes. *Mar. Geol.* 365, 61–79. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.04.004>
- Turmel, D., Locat, J., Parker, G., 2015. Morphological evolution of a well-constrained, subaerial-subaqueous source to sink system: Wabush Lake. *Sedimentology* 62, 1636–1664. <https://doi.org/10.1111/sed.12197>
- Vendettuoli, D., Clare, M.A., Hughes Clarke, J.E., Vellinga, A., Hizzet, J., Hage, S., Cartigny, M.J.B., Talling, P.J., Waltham, D., Hubbard, S.M., Stacey, C., Lintern, D.G., 2019. Daily bathymetric surveys document how stratigraphy is built and its extreme incompleteness in submarine channels. *Earth Planet. Sci. Lett.* 515, 231–247. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.03.033>
- Wells, M.G., Dorrell, R.M., 2021. Turbulence Processes Within Turbidity Currents. *Annu. Rev. Fluid Mech.* 53, 59–83. <https://doi.org/10.1146/annurev-fluid-010719-060309>
- Xu, J.P., Noble, M., Eitrem, S.L., Rosenfeld, L.K., Schwing, F.B., Pilskalns, C.H., 2002. Distribution and transport of suspended particulate matter in Monterey Canyon, California. *Mar. Geol.* 181, 215–234. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00268-7](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00268-7)
- Xu, J.P., Noble, M.A., Rosenfeld, L.K., 2004. In-situ measurements of velocity structure within turbidity currents. *Geophys. Res. Lett.* 31. <https://doi.org/10.1029/2004GL019718>
- Xu, J.P., Wong, F.L., Kvitek, R., Smith, D.P., Paull, C.K., 2008. Sandwave migration in Monterey Submarine Canyon, Central California. *Mar. Geol.* 248, 193–212. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.11.005>
- Yin, S., Lin, L., Pope, E.L., Li, J., Ding, Weifeng, Wu, Z., Ding, Weiwei, Gao, J., Zhao, D., 2019. Continental slope-confined canyons in the Pearl River Mouth Basin in the South China Sea dominated by erosion, 2004–2018. *Geomorphology* 344, 60–74. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.07.016>

Zhang, Y., Liu, Z., Zhao, Y., Colin, C., Zhang, X., Wang, M., Zhao, S., Kneller, B., 2018.
Long-term in situ observations on typhoon-triggered turbidity currents in the deep sea.
Geology 46, 675–678. <https://doi.org/10.1130/G45178.1>

Résumé

Le canyon sous-marin de Capbreton, au sud-est du golfe de Gascogne, forme une profonde incision à travers le plateau et le talus continental. Son activité sédimentaire est abondamment décrite et documentée, cependant, de nombreuses questions subsistent concernant le détail des processus affectant le transfert des sédiments de l'amont vers l'aval. Cette étude est basée sur l'analyse et la comparaison de relevés bathymétriques répétés, entre 1998 et 2018, à des profondeurs allant de 10 à 1500 m. Cette rare série temporelle met en évidence une évolution morphologique rapide, répondant à son activité actuelle. Elle est marquée par l'alternance entre des périodes de remplissage et d'érosion à l'axe du canyon, et un dépôt continu de sédiments dans la tête du canyon au cours des 20 dernières années. Le creusement du talweg est induit par l'érosion liée au recul de knickpoints migrant régulièrement vers l'amont du système. Il est également démontré que l'obstruction partielle des chenaux, dans les méandres serrés, précède l'initiation de nouveaux knickpoints. L'étude, complétée par l'analyse de données de courantomètres ADCP, de séries temporelles météorologiques et de prélèvements sédimentaires, met en évidence le lien entre les conditions météorologiques et l'hydrodynamique du canyon. Pour la première fois dans le canyon de Capbreton, plusieurs forts courants de turbidités ont été enregistrés (1 m/s en vitesse locale et 6,5 m/s en vitesse de front estimée), des ondes quasi-inertielles ont été mises en évidence. Il est démontré que les tempêtes sont l'un des principaux facteurs déclenchant ces courants, qui tous deux contrôlent fortement la dynamique sédimentaire du canyon. La modélisation numérique nous permet de discuter de l'alimentation du canyon à partir des écoulements générés à sa tête. Les courants simulés indiquent qu'un apport de sédiments fins est nécessaire pour générer des écoulements le long du canyon. Les sédiments grossiers (sables) et leurs dépôts se déposent rapidement et ne progressent que par la récurrence des événements.

Abstract

The submarine canyon of Capbreton, South East of the Bay of Biscay, forms a deep incision through the continental shelf and slope. Its sedimentary activity is abundantly described and documented; however, many questions remain concerning the details of the processes affecting the transfer of sediment from upstream to downstream. This study is based on the analysis and comparison of repeated bathymetric surveys, between 1998 and 2018, at depths ranging from 10 to 1500 m. This rare time series highlights a rapid morphological evolution, responding to its current activity. It is marked by alternating periods of filling and erosion at the axis of the canyon, and a continuous deposition of sediments in the head of the canyon over the last 20 years. The deepening of the narrow thalweg is induced by erosion according to the presence of upstream-migrating knickpoints. It has also been shown that the partial obstruction of the channels, in the tight meanders, precedes the initiation of new knickpoints. The study, supplemented by the analysis of ADCP current meter data, meteorological time series and sediment cores, highlights the link between meteorological conditions and the hydrodynamics of the canyon. For the first time in the Capbreton canyon, several strong turbidity currents were recorded (1 m/s local velocity and 6.5 m/s estimated front velocity), inertial waves were also highlighted. It is shown that storms are one of the main factors triggering these currents, both strongly controlling the sedimentary dynamics of the canyon. Numerical modelling allows us to discuss the alimentation of the canyon from the flows generated at its head. The simulated currents indicate that a fraction of fine sediment is necessary to generate flows along the canyon. Coarse sediments (sands) and their deposits are rapidly deposited and progress through the recurrence of events.