



Processus gravitaires sous-marins le long de la zone de subduction Nord Equateur – Sud Colombie: Apports à la connaissance de l'érosion tectonique et de la déformation d'une marge active, et implications sur l'aléa tsunamis

Gueorgui Ratzov

► **To cite this version:**

Gueorgui Ratzov. Processus gravitaires sous-marins le long de la zone de subduction Nord Equateur – Sud Colombie: Apports à la connaissance de l'érosion tectonique et de la déformation d'une marge active, et implications sur l'aléa tsunamis. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Nice Sophia Antipolis, 2009. Français. NNT: . tel-02129566

HAL Id: tel-02129566

<https://hal.science/tel-02129566>

Submitted on 15 May 2019

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.

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE NICE - SOPHIA ANTIPOLIS

Mention Sciences de la Terre et de l'Univers
Spécialité Géologie Marine

Gueorgui RATZOV

**Processus gravitaires sous-marins le long de la zone de
subduction Nord Equateur - Sud Colombie:**

**Apports à la connaissance de l'érosion tectonique et
de la déformation d'une marge active. Implications sur
l'aléa tsunamis**

Université de Nice-Sophia Antipolis – UFR Sciences

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES ET APPLIQUEES

Thèse pour obtenir le titre de
Docteur en Sciences de l'Université de Nice-Sophia Antipolis

Mention Science de la terre

Présentée et soutenue par

Gueorgui RATZOV

Processus gravitaires sous-marins le long de la zone de
subduction Nord Equateur – Sud Colombie :

Apports à la connaissance de l'érosion tectonique
et de la déformation d'une marge active,
et implications sur l'aléa tsunamis

Thèse dirigée par Jean-Yves COLLOT

Soutenue le 9 Juin 2009

Devant le jury composé de

Rapporteurs	Proust Jean-Noël Beck Christian	CNRS - Université de Rennes I Université de Savoie
Examineurs	Deverchere Jacques Lallemant Siegfried Lardeaux Jean-Marc	Université de Bretagne Occidentale Université de Cergy Pontoise Université de Nice-Sophia Antipolis
Directeurs de thèse	Collot Jean-Yves Sosson Marc	IRD - Géosciences Azur CNRS - Géosciences Azur

Merci à ...

Les chefs

Avant tout, je tiens à remercier **Marc Sosson** de m'avoir accueilli au laboratoire. Merci de m'avoir initié au travail de recherche, de m'avoir appris bien plus que les bases, le recul et la pluridisciplinarité indispensable à la compréhension de tout problème scientifique. Merci aussi d'avoir toujours fait les déplacements jusqu'à Villefranche, et puis d'avoir géré sans jamais râler les moments « à l'arrache ».

Merci ensuite à **Jean-Yves Collot** qui a coordonné le projet AMADEUS. Merci de m'avoir montré les subtilités des interprétations géophysiques et de tirer un maximum de certains détails qui à première vue pouvaient me sembler complètement insignifiants, pour ne pas dire inintéressants. Merci aussi pour ces nombreuses journées ô combien exténuantes passées devant ton mac à réécrire ensemble n fois des paragraphes avant d'arriver à quelque chose de simple.

Merci à tous les deux enfin pour vos qualités humaines, votre gentillesse, votre disponibilité, la confiance et la liberté que vous m'avez accordée, et surtout votre patience qui a par moments été mise à rude épreuve... . Je réalise que mon encadrement a été un vrai conte de fée lorsque je le compare à celui d'autres thésard(e)s qui se reconnaîtront.

Merci à **Sébastien Migeon** pour m'avoir montré les joies (et les peines) de la sédimento grâce à des journées entières passées dans la carothèque. Merci aussi de m'avoir permis de participer à la mission MALISAR 2 et découvrir ainsi le bonheur des campagnes à la mer.

Merci aussi à **Mansour Ioualalen** pour sa collaboration dans le volet tsunamis, sans laquelle ce travail aurait été impossible. Merci d'avoir pris sur tes jours de vacances pour mener à terme ce travail.

Merci enfin à mes rapporteurs **Christian Beck** et **Jean-Noël Proust** et à mes examinateurs **Jacques Deverchère**, **Siegfried Lallemand**, et **Jean-Marc Lardeaux** d'avoir accepté d'évaluer ce travail, de me faire part de leurs nombreuses remarques et de m'accorder le titre de Docteur.

Les créanciers

Cette thèse a été financée par une allocation de recherche MENRT.

Les travaux ont été financés par l'*Institut de Recherche et de Développement* grâce au programme Zone Sismogène Andes du Nord (AdN) et le groupement de recherches *GDR-Marges*. Ce travail a également été soutenu par l'action *SUBNATCO* du programme *Ecos-Nord* du Ministère des affaires étrangères. Merci à l'*IFREMER* et *Genavir* pour les moyens à la mer lors de la campagne *AMADEUS* (2005), et à *Ingeominas* et l'*Agencia Nacional de Hidrocarburos* pour certaines données de sismique réflexion. Les datations ^{14}C ont été effectuées au laboratoire *LMC14* grâce au programme national *Artemis*.

Les collègues

La thèse c'est surtout presque quatre ans à GeoAzur dispersé sur les sites de Sophia-Antipolis, Nice, et Villefranche sur mer. Merci donc à toute l'équipe et au directeur **Philippe Charvis**. Pour ma part je les ai passé essentiellement à Villefranche sur mer et je tiens à remercier toutes les personnes permanentes ou de passage d'avoir contribué à une ambiance quasi familiale. Par ordre alphabétique : **Alain, Alessandra, Audrey, Boris, Cathy, César, Cynthia,**

Eduardo, François, Françoise, Jean, Jean-Xavier, Jean-Yves, Katia, les Laetities, Laure, Lina, Laurent, Mansour, Maria, Marianne, Marie, Marie-Odile, Martine, Mika, Nicole, Nora, Olivier, Romain, Seb, Seb Garzi, Sophie, Stéphane, Véronique, Virginie, Yann, Yvonne.

Toutefois un merci particulier à :

Véronique pour ta gentillesse et tous tes arrangements administratifs, **Laure** pour tes dépannages répétés d'Utopia et de Hamac (j'ai retenu, c'est ssh -Y ratzov utopia), ainsi que pour tous ces tournois de pétanque que je t'ai imposé ; **Nora**, même si je ne suis plus ton préféré, merci pour toutes ces crêpes, ces sourires, et les arrangements incessants du *Gondwana*. **Françoise** et **Jean-Xavier** merci pour votre disponibilité et en particulier votre aide dès que je venais avec une tête disant « je ne comprends pas, les SEGY, ils ne marchent pas... ». Ensuite merci **François** pour toutes les cartes et blocs 3D que tu m'as sorti de derrière les fagots, et tous les retours motorisés auxquels je me suis incrusté, merci **Marie-Odile** pour toutes ces discussions et cigarettes qu'on a eues (enfin... que je t'ai taxé) , promis je pense à te rendre tes cds. Merci **Yvonne** pour les répétitions de thèse et pour le coaching au ping-pong. Enfin, un merci tout particulier à **Eduardo** : je te remercie pour tous les conseils et le temps que tu m'as accordé, ainsi que les discussions qu'on a pu avoir sur la vie. J'espère vraiment que nos chemins se croiseront un jour. Bonne chance pour ton retour en Colombie et la nouvelle vie qui t'y attend.

Les copains

Je tiens tout d'abord à remercier les deux équipes qui se sont succédé jour et nuit et m'ont plus que soutenu dans les derniers mois de rédaction :

L'équipe de jour composée des résidents du *Gondwana* et de la mezzanine :

Kevin « de la Manschaft » : Je t'assure qu'une tigresse est plus forte qu'un lion dominant. La réponse se trouve outre-Atlantique, pas en France. Bonne chance avec le minot, et attention aux poils.

Pierrick « la Prouille » : Quand on ne sait pas enchaîner un Sol mineur et un Fa dièse, ça ne sert à rien de jouer de la guitare, encore moins avec une Gibson. Bonne chance pour le Mozambique.

Merci à vous deux pour tous les bons moments, les pétages de plombs, les baskets, les plongées, les bières, le décompte sur le mur (le faux départ et le final) avec à chaque jour son message d'encouragements, et enfin merci pour le soutien sans failles et sous toutes ses formes. Bonne chance à vous pour vos rédactions, j'essaierai d'être un supporter à la hauteur.

Cathy – « Cato » : l'exilée de la mezzanine. Tu as été l'une des rares à me comprendre pour avoir ouvert la voie. Bon, maintenant que nous avons tous les deux un peu plus de temps, tu n'as plus d'excuses pour apprendre à faire du snow, à venir manger à la maison, ou à plonger. Grand merci pour avoir relu à vous trois l'ensemble du manuscrit à la recherche des fautes d'orthographe (au risque de trouver des fautes d'interprétation...)

L'équipe de nuit :

Tout d'abord, merci à tous les colocataires qui se sont succédé au 9bis rue Defly au cours des 3 dernières années : **Pierre, Thomas, Atsushi, Julia, Estibalitz, Camille, Margaux, Mathilde et Jéré, Carmen**, et **Lauriane**. Merci d'avoir contribué à cette ambiance qui faisait de la maison pour tous une seconde famille plutôt qu'un simple logement.

Toutefois, un merci tout particulier aux occupants des dernier mois qui m'ont nourri :

Carmen : c'est au final avec toi que tout a commencé et que la « famille » s'est agrandie. Aux bons souvenirs du *Staccato*, des films, des discussions métaphysiques à quatre heures du matin, et des nombreuses engueulades sans grande conséquence. Allez, les copépodes du point B ne peuvent plus rien te cacher. Bon courage pour la fin de rédaction.

Margaux : Caterpillar avec une pelle en verre, merci pour tous les bons moments et les encouragements dans les moments de doute. Ce qui restera, ce sont les retours à vélo, les Bombes2bal, les plaquettes de freins, et les nuits de rédaction. Bonne chance pour ta traversée de l'Atlantique.

Thomas : Petit homme aux grandes paroles, merci pour cette conscience politico-écologique-socio-altermondialiste que tu ramenaïs, sans toutefois trop imposer. Sinon, tu as suffisamment amélioré le chiffre d'affaires de la SNCF à toi tout seul, il serait maintenant temps que tu te mettes à rédiger.

Julia : Ma colocatrice préférée : le seul futur docteur de la maison qui n'ait pas besoin de rédiger une thèse. Avec toi, pas de complexes à lézarder à la maison, le seul problème (et de taille) étant de savoir qui prend le canapé jaune. Avec toi au moins, laisser sonner le réveil pendant une demi-heure n'était nullement un problème, mais plutôt une qualité.

Estibalitz : Hola Palomita ! On n'a hélas pas tous le bonheur de fréquenter Lars Ulrich, arffffff. Bon courage à toi pour le travail et les études.

Merci aussi à **Pierre**, qui aura essayé de m'initier à la musique à la pointe de l'expérimental post-nucléaire berlinois. Comme on dit, on peut mener un âne à l'abreuvoir, mais on ne peut pas le forcer à boire. Bonne chance à San Diego, et ne te laisse pas trop faire par les surfers...

Merci à tous les copains de l'observatoire de Villefranche sans qui il y aurait un énorme vide : **Alex** et **Tristan** (plus sa petite famille) pour toutes ces répétitions de la FFF où n'importe quel air de musique paraissait mystique ; **Fanny** pour m'avoir permis de faire mes débuts dans le cirque acrobatique, je laisse les gens croire que mon (enfin, ton) appartement est plus beau maintenant, mais on sait tous les deux ce qu'il en est vraiment. **Alina**, promis je bosse *Road trippin'* et je te l'apprends la prochaine fois... et mille mercis pour tes talents d'auteur-détourneur de Renaud. **Francis**, grâce à toi, il n'y a plus de « *je vais essayer de bricoler* » mais uniquement des « *je vais réparer* », merci aussi pour tous ces jeux de mots à en faire rougir Pierre de jalousie. Enfin, un dernier merci à tous les autres amis biologistes : **Yohann, Emile, Enzo, Anne, Vincent et François, François-Japon, Véro, Morgane, Aldine, Laurent, Yannick, Ryan et Léa, Jeanne, et Raffa**.

La Famille

Ces remerciements n'auraient pas lieu d'être sans mes parents. Je me souviens encore de cette journée vers la fin du lycée lorsque je vous ai annoncé, à la surprise générale, que j'avais décidé de suivre des études de géologie. Votre première question (une fois assis solidement sur une chaise) était : ça va te mener à quoi ? Vous avez maintenant la réponse. Malgré les doutes des premiers moments, je vous remercie du fond du cœur pour votre soutien inconditionnel au cours des nombreuses années.

Merci aussi à mes deux sœurs **Lubo** et **Petia** d'être ce qu'elles sont, comme quoi la distance rapproche plus qu'elle n'éloigne...

Enfin, merci à mes grands parents, pour tout leur amour, et je sais qu'ils ne pourront s'empêcher d'amplifier et exagérer « mes exploits » au pays.

Processus gravitaires sous-marins le long de la zone de subduction Nord Equateur – Sud Colombie : Apports à la connaissance de l'érosion tectonique et de la déformation d'une marge active. Implications sur l'aléa tsunamis.

L'objectif de ce travail est de contraindre les déformations récentes d'une marge active à partir de l'analyse des structures et dépôts superficiels à moyen (Quaternaire) et court (ka à siècles) terme. La marge Equatorienne a un régime tectonique en érosion, passant au Nord, en Colombie, en accréation. Elle subit une forte sismicité, avec 4 séismes (M_w 7,7–8,8) produits au XX^e siècle. Les zones préférentielles de déstabilisation de pente se situent en front de marge et sur les flancs de canyons. L'étude des canyons Mira - Patia, transverses à la marge en accréation, a mis en évidence les modalités du développement de canyons en marge active et permet d'utiliser ceux-ci comme marqueurs de la déformation. Des figures d'antécédence, surincision, et des profils d'érosion convexes montrent une surrection distribuée sur la marge au cours des ~150ka au travers de structures crustales hors-séquence réactivées. Dans la fosse du segment de marge en érosion, des données géophysiques et sédimentaires ont permis d'étudier des MTDs dont le temps de retour variant entre 1,4 et ~12ka contraste avec celui des turbidites (50 à 250a). Ce dernier est cohérent avec la récurrence des séismes de $M_w > 8,2$ (>73a) impliquant un probable déclenchement sismique. Le grand temps de retour des MTDs serait attribué à un affaiblissement de la marge sur plusieurs cycles sismiques menant à son effondrement. Nous avons aussi simulé le potentiel tsunamigène de glissements en front de marge. Nous montrons que des structures sous-marines majeures jouent un rôle clé de concentrateur de l'énergie maximale des vagues, d'où l'énergie radiative se dissipe, protégeant ainsi naturellement certains segments de côte des effets les plus néfastes du tsunami.

Submarine gravity processes along the North Ecuador – South Colombia subduction zone : contributions to tectonic erosion and active margin deformations. Implications on tsunamic hazard.

The aim of this study is to constrain recent deformation of an active margin, using superficial structures deposits on the medium (Quaternary) to short (kyr to a century) term. The Ecuadorian margin is characterised by a tectonic erosion regime evolving northward, in Colombia, to a tectonic accretion. The margin undergoes strong seismicity, with 4 great earthquakes (M_w 7,7–8,8) occurred during the XXth century. Areas of preferential destabilisations are located on the margin and on canyon walls. An analysis of canyons Mira and Patia, transverse to the accretion margin allowed establishing the incision modalities of a canyon on an active margin, and use the system as active deformation marker. Antecedence figures, overincision, and convex-up incision profiles shows a distributed deformation across the margin during the last ~150kyr, accommodated by out-of-sequence reactivated structures. In the trench facing the tectonic erosion segment, geophysical and sedimentological data allowed to study MTDs, which return time varies between 1.4 and 12kyr contrasts with the one of turbidites (50 to 250yr). The latter is consistent with the recurrence of $M_w > 8.2$ earthquakes (>73yr) implying probably a seismic trigger. The large return time of MTDs is attributed to a weakening of the margin during many seismic cycles that ultimately leads to its collapse. We also numerically simulated the tsunamigenic potential of submarine landslides selected on the margin toe. We show that major submarine structures play a key-role of maximum wave energy concentrator, from where the radiative energy tends to dissipate, thus naturally protecting some coastal segments from the worst tsunami effects.

Introduction générale	17
Chapitre 1 Synthèse bibliographique : Processus gravitaires sur une marge continentale et applications aux marges actives.....	21
1.1 Marges continentales.....	23
1.1.1 Les marges passives :	23
1.1.2 Les marges actives	23
1.1.3 Principales caractéristiques morphologiques	25
1.1.4 Sédimentation événementielle et dépôts associés.....	27
1.1.5 Facteurs de contrôle des instabilités.	34
1.1.6 Les canyons : axes privilégiés des transferts sédimentaires.....	37
1.2 Le cas des marges actives	45
1.2.1 Zones d'instabilités	45
1.2.2 Les canyons : marqueurs actifs de la surrection	46
1.2.3 Les séismoturbidites : marqueurs de la paléosismicité.....	50
Chapitre 2 Contexte géologique.....	55
2.1 La subduction.....	58
2.1.1 La plaque Nazca.....	58
2.1.2 Evolution Géodynamique de la plaque Nazca	61
2.2 Plaque supérieure Amérique du Sud.....	62
2.2.1 Le bloc Nord Andin	62
2.2.2 Zones de la marge	62
2.3 La marge Nord Equateur – Sud Colombie.....	64
2.3.1 Structure	64
2.3.2 Stratigraphie régionale.....	65
2.3.3 Evolution	69
2.4 La sismicité	71
Chapitre 3 Matériel et méthodes	75
3.1 Bathymétrie	77
3.1.1 Sondeur multifaisceaux Simrad EM12 Dual.....	77
3.1.2 Traitement bathymétrique – Logiciel CARAIBES.....	79
3.2 Sismique réflexion	82
3.2.1 Résolution verticale et pénétration :	82
3.2.2 Jeux de données	84
3.3 Carottes sédimentaires.....	92
3.3.1 Prélèvement.....	93
3.3.2 Description – Photographies	93
3.3.3 Radiographies - rayons X (Rx)	93
3.3.4 Granulométrie (Q50)	94
3.3.5 Susceptibilité Magnétique (SM)	94
3.3.6 Datations ¹⁴ C	94
Chapitre 4 Submarine landslides along the North Ecuador – South Colombia convergent margin. Possible tectonic control.....	95
4.1 Introduction.....	99
4.2 Geological setting.....	100
4.3 Results	100
4.3.1 Margin toe instabilities	100
4.3.2 Canyon walls failures	102

4.3.3	Ancon fault features	104
4.4	Conclusions	105
<i>Chapitre 5 Plio-Quaternary canyons system evolution on the South Colombian convergent margin. Tectonic causes and implications</i>		
5.1	Introduction.....	111
5.2	Regional setting	112
5.2.1	Geodynamical setting	112
5.2.2	Margin stratigraphy.....	113
5.2.3	Tectonic Evolution.....	114
5.2.4	Sediment input:	116
5.3	Geophysical and sedimentology data.....	116
5.4	Data description.....	116
5.4.1	The Upper slope.....	116
5.4.2	The Middle slope	120
5.4.3	The Lower slope.....	125
5.4.4	The Trench	125
5.4.5	Mass wasting.....	127
5.4.6	Inland connections	129
5.5	Discussion.....	131
5.5.1	Canyons incision vs margin deformation.....	131
5.5.2	Major evolution stages.....	133
5.5.3	Age constraints.....	137
5.5.4	Causes of recent deformations along the margin	140
5.6	Conclusions	140
<i>Chapitre 6 Mass transport deposits in the northern Ecuador trench: result of multiple co-seismic seafloor deformation along an erosive margin.....</i>		
6.1	Introduction.....	147
6.2	Geological setting.....	149
6.3	Geophysical and Geology Data.....	152
6.4	Data description	152
6.4.1	The trench and outer trench wall.....	152
6.4.2	The continental slope.....	161
6.4.3	Volumes estimations of MTDs and slump scars.....	165
6.4.4	Dating of MTD and turbidites.....	166
6.5	Discussion.....	171
6.5.1	Sources of MTD.....	172
6.5.2	MTDs time correlation across trench sub-basins.....	173
6.5.3	MTDs and turbidite trigger mechanisms.....	174
6.6	Conclusions	181
<i>Chapitre 7 Risque tsunamigène associé aux instabilités gravitaires des côtes nord-équatoriennes et influence de l'évolution morpho-structurale</i>		
7.1	Problématique	185
7.2	Généralités	186
7.2.1	Genèse et directivité.....	186
7.2.2	Vitesse de propagation.....	188
7.2.3	Processus d'amplification.....	188
7.3	Outils et méthode	189
7.3.1	Outils logiciels	189

7.3.2	Matériel.....	191
7.3.3	Création de la grille de calcul.....	192
7.4	Sources de l’alea tsunami	192
7.4.1	Morphologie de la zone d’étude.....	193
7.4.2	Scenarii des mouvements en masse et paramètres morphométriques.	195
7.5	Résultats	196
7.5.1	Déformation initiale	196
7.5.2	Propagation du tsunami	198
7.6	Discussion.....	200
7.6.1	Risques tsunami : influence de la bathymétrie.....	200
7.6.2	Risque tsunami : Influence de la topographie sur la vulnérabilité des côtes.....	201
7.6.3	Evolution morpho-structurale et tsunamis	201
7.6.4	Evolution du promontoire	202
7.7	Conclusions	204
Chapitre 8	Conclusions Générales et Perspectives	207
Références		217

Figure 1.1: Coupe schématique de la morphologie d'une marge passive (modifié d'après Boilot (1990))	23
Figure 1.2: Coupes schématiques d'une marge active en accrétion (A) et en érosion (B) (Clift and Vannucchi, 2004)	24
Figure 1.3: Principaux domaines morphologiques sur une marge, et principaux domaines de transferts sédimentaires (Joanne, 2008)	26
Figure 1.4: Classification des écoulements gravitaires sous-marins de Middleton et Hampton (1973) modifiée par Joanne (2008)	27
Figure 1.5: Schémas de mouvements en masse. A: slump (rotationnel), B: slide (translationnel)	28
Figure 1.6: Bloc diagramme schématisant un complexe de slump identifiés sur la marge israélienne (Frey-Martinez et al., 2006)	28
Figure 1.7: Profil sismique haute résolution montrant les échos faciès internes des sédiments déformés par un processus de creeping (Lee and Chough, 2001)	29
Figure 1.8: Séquence de Bouma (1962) et ses extensions pour les termes de base (Lowe, 1982), et de sommet (Stow and Shanmugam, 1980)	31
Figure 1.9 : Facies et séquence de dépôt hyperpicnaux en fonction de l'intensité d'une crue. Les crues de faible intensité ne génèrent pas de courant hyperpicnal mais uniquement une bouffée turbide. Un courant hyperpicnal est généré en cas de crue suffisamment importante, se manifestant par des dépôts à granoclassement inverse à leur base, puis normal à leur sommet. Au delà d'un seuil de débit, la vitesse du courant provoque l'érosion de tout ou partie de l'unité basale à granoclassement inverse (d'après Mulder et al., 2003)	32
Figure 1.10: Modèle d'évolution possible d'un écoulement en fonction du temps et/ou de l'espace. (Middleton and Hampton, 1973)	33
Figure 1.11: Modèle d'évolution simplifié d'un glissement en masse vers un courant de turbidité (modifié d'après Shanmugam et al., 1994)	33
Figure 1.12: Forces agissant sur une section de pente sous-marine infinie. $T \cos \alpha$ représente la résistance au cisaillement, $W \sin \alpha$ la contrainte cisailante gravitaire agissant dans la direction du mouvement potentiel, W la composante verticale de la force de volume de la tranche, et α le pendage de la pente.	34
Figure 1.13 : Causes de glissements sous-marins (cf. texte pour le détail). (modifié d'après Hampton et al., 1996)	34
Figure 1.14: Tableau récapitulatif de glissements de terrain s'étant produit sur des marges passives à sismicité faible à modérée (modifié d'après Canals et al., (2004) par Joanne, (2008))	36
Figure 1.15: Bloc 3D de la côte sud-est de l'Australie montrant des canyons sous-marins et leur position sur une marge continentale. Le canyon de Sprigg est habillé afin de représenter les trois parties d'un canyon: la tête (rouge), le corps (jaune), et l'embouchure (gris). Modifié d'après (Hill et al., 2005) par (Gaudin, 2006)	37
Figure 1.16: Profil d'incision typique d'un canyon (en gras) : cas du canyon de Kaikoura modifié de Lewis and Barnes, (1999), comparé à un profil d'équilibre. Les limites des trois domaines principaux d'un canyon sont indiquées (Gaudin, 2006)	38
Figure 1.17: Schéma conceptuel d'un système de chenal-levées-lobes et dépôts associés (modifié d'après Galloway, (1998) par (Toucanne, 2008))	39
Figure 1.18: A) Profil sismique de l'offshore indonésien montrant un système de chenal-levées. B) Représentation schématique d'une séquence de dépôt. (modifié d'après (Posamentier and Kolla, 2003))	41
Figure 1.19: Principe de l'érosion régressive (modifié d'après Pratson and Coakley, (1996) par Gaudin, 2006). A) Une première rupture se produit et provoque la fragilisation du matériel sus-jacent. B) Ceci entraîne une déstabilisation en chaîne en amont, dont les produits transitent via l'espace créé en aval, C) Le processus s'arrête lorsque l'érosion n'est plus assez importante pour déstabiliser le matériel en amont.	43
Figure 1.20: Vue 3D du front du prisme d'accrétion de l'Oregon. On peut identifier des glissements de petite échelle (a, b, e, f et g dans l'encadré) et un glissement de plus grande échelle (d dans l'encadré). (modifié d'après (McAdoo et al., 2000))	45
Figure 1.21: Vues 3D de glissements de terrain sous-marins provoqués par la subduction de monts sous-marins, sur les marges du A) Costa Rica (modifié d'après (Ranero and von Huene, 2000) et B) de la Nouvelle Zélande (modifié d'après Collot et al., 2001).	46
Figure 1.22: Profils d'incision axiale de plusieurs canyons en contexte de marge active (modifié d'après Noda et al., (2008)). Les données bathymétriques des canyons sont issues de Klaus et Taylor, (1991), pour Aoga Shima, Noda et al., (2008) pour Kushiro, Greene et al., (2002) pour Monterey, et Hagen et al., (1996) pour San Antonio.	47

Figure 1.23: Profils transversaux du canyon de San Antonio (Chili) relevés tous les 2 km. On remarque l'alternance de profils d'incision en V (trait plein) et en U (trait pointillé). (modifié d'après Hagen et al., 1996).....	47
Figure 1.24: Relations entre le profil d'incision axiale, sa pente moyenne, et l'état d'activité tectonique que traverse un chenal. On observe que la pente est la plus élevée lorsque le canyon traverse un chevauchement actif (modifié d'après (Huyghe et al., 2004)).....	48
Figure 1.25: Cartes bathymétriques montrant le tracé des canyons traversant le prisme du Makran (A) (Kukowski et al., 2001), et la marge du Chili (B) (Laursen and Normark, 2002). On observe dans les deux cas.....	49
Figure 1.26: Différences entre des turbidites "classiques" et des "seismoturbidites" (modifié d'après (Nakajima and Kanai, 2000)).....	51
Figure 1.27: Carte bathymétrique au large de la Californie montrant les systèmes de canyons indépendants et la localisation des carottes (croix rouges) utilisées pour étudier la paléosismicité à partir de turbidites synchrones (d'après (Goldfinger et al., 2007)).....	52
Figure 1.28: Corrélation des turbidites à travers les canyons de la marge de l'Oregon. La répartition des turbidites permet de déduire les segments de faille actifs lors du séisme qui les a générés. (d'après (Goldfinger et al., 2007)).....	53
Figure 2.1: (A) Carte bathymétrique et (B) Contexte géodynamique de la subduction le long de la marge de la zone du Nord des Andes, montrant la subduction sous la plaque Sud Américaine des plaques océaniques Cocos et Nazca. Modifié d'après (Gutscher et al., 1999) par (Calahorrano, 2005).....	57
Figure 2.2: Carte montrant les principaux domaines morpho-structuraux de la marge Equateur – Colombie (modifiée d'après (Benítez, 1995) et (Calahorrano, 2005). La limite des bassins sédimentaires a été modifiée d'après Deniaud (2000).....	59
Figure 2.3: carte bathymétrique et schéma morphostructural de la marge Nord Equateur - Sud Colombie (Modifié d'après (Collot et al., 2006)).....	60
Figure 2.4: Modèle d'évolution géodynamique de la province volcanique des Galapagos depuis 20 Ma proposé par Sallarès et Charvis (2003). M : ride de Malpelo, Ca : ride de Carnegie, Co : ride Cocos, YG : graben de Yaquina, PFZ : Zone de Fracture de Panama, IFZ : Zone de Fracture Inca.....	61
Figure 2.5: Coupe structurale synthétique de l'Equateur. On peut observer la zone côtière constituée de terrains océaniques recouverts par des bassins cénozoïques, et la zone Andine composée des cordillères orientale et occidentale entre lesquelles se situe la Vallée Inter-andine. Modifié d'après (Cediel et al., 2003).	63
Figure 2.6: Charte chronostratigraphique (a) du bassin de Borbon (modifié d'après (Deniaud, 2000) par (Marcaillou and Collot, 2008)), et (b) de la partie nord du bassin de Borbon (modifié d'après (Bueno Salazar, 1989) par (Marcaillou and Collot, 2008)). Les zones hachurées représentent des discordances ou des hiatus sédimentaires. (1) (Harland et al., 1982), (2) (Deniaud, 2000), (3) (Evans and Wittaker, 1982), (4) (Jaillard et al., 1997), (5) (Bueno Salazar and Govea, 1974), (6) (Bueno Salazar, 1989), (7) (Escovar et al., 1992), (8) (Dietrich et al., 1981).....	67
Figure 2.7: Modèle de l'évolution Cénozoïque des segments de Manglares et de Tumaco dans le bassin de Manglares. Les discordances U5 à U1 sont détaillées dans le texte. Les fleches verticales indiquent la surrection et subsidence relatives de la ride médiane et du bassin de Manglares. (modifié d'après (Marcaillou and Collot, 2008)).....	70
Figure 2.8: Sismicité régionale de la marge nord andine (1964-1995), comprenant 1230 événements Mb>4, localisés selon (Engdahl et al., 1998). Segmentation sismotectonique et coupes caractéristiques de la marge : les coupes AA' à DD' montrent l'évolution de l'angle de subduction vers le sud. La coupe FF' montre l'évolution longitudinale du panneau plongeant. Modifié d'après (Gutscher et al., 1999).	72
Figure 2.9: Sismicité de subduction de la marge Nord Equateur – Sud Colombie. Les Zones tiretées indiquent les zones de rupture des séismes de 1906, 1942, 1958, et 1979. Les étoiles représentent la localisation des épicentres des séismes, tandis que les cercles celles des épicentres de leurs répliques (Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984; Mendoza and Dewey, 1984; Swenson and Beck, 1996). La couleur blanche indique les événements associés au séisme de 1942, la couleur noire ceux au séisme de 1958, et la couleur bleue ceux au séisme de 1979. Les traits noirs représentent les failles de Manglares, d'Esmeraldas, et d'Ancon interprétées comme limites structurales des segments activés lors des séismes. Modifié d'après (Collot et al., 2004).....	73
Figure 3.1: Principe d'acquisition du sondeur multifaisceaux Simrad EM12dual. Les faisceaux d'émission croisent le faisceau de réception (technique des faisceaux croisés) (Figure IFREMER)	77
Figure 3.2: Carte de la bathymétrie acquise avec le sondeur multifaisceaux Simrad EM12dual lors de la campagne Amadeus (2005) et complétée par d'autres données bathymétriques multifaisceaux (des campagnes Esmeraldas (2005), Paganini (1999) et Pugu (1997).	78

Figure 3.3: Chaîne de traitement bathymétrique utilisée avec le logiciel Caraïbes 2.3 développé par l'IFREMER	79
Figure 3.4: Filtrage des valeurs aberrantes effectué avec le module FiltXY	80
Figure 3.5: Nettoyage manuel des sondes aberrantes effectué avec le module Odicce. Les points jaunes représentent des valeurs invalidées.....	80
Figure 3.6: Résultats des étapes intermédiaires du traitement bathymétrique. Le MNT initial a une résolution de 150 m, le MNT final a une résolution de 60m.	81
Figure 3.7: Localisation des profils de sismique réflexion 6 traces acquis lors de la campagne Amadeus (2005)	85
Figure 3.8: Localisation des profils de sismique réflexion 24 et 96 traces fournis par l'ANH	87
Figure 3.9: Localisation des profils de sismique réflexion 360 traces issues de la campagne Sisteur (2000).....	89
Figure 3.10: Localisation des profils de sismique monotraces Chirp 3.5 kHz de très haute résolution issus des campagnes Amadeus (2005) et Esmeraldas (2005)	91
Figure 3.11: Localisation des carottes sédimentaires (Kama) prélevées lors de la campagne Amadeus (2005) et étudiées dans le cadre de cette thèse.....	92
Figure 3.12: Principe du carottier Kullenberg: 1) descente, 2) déclenchement du carottier après contact du pilote avec le sol, 3) Enfoncement du carottier et remontée du piston, 4) Remontée du carottier rempli. (modifié d'après(Gaudin, 2006)).....	93
Figure 4.1. Structural map of North Ecuador - South Columbia margin. Black arrow is Nazca – South America plate convergence vector derived from (Trenkamp et al., 2002) GPS study. Blacks rectangles show localisation of bathymetric views of destabilisation areas. Bold dotted lines show submarine canyons systems (modified from Collot et al., 2006).....	101
Figure 4.2. Seafloor bathymetric maps of margin toe failures. Bathymetric contour interval is 100m, grid size is 150m. Black arrows show parallel-to-the-scarps lineations. 2a) Circular scarps area: scarps are named A,B, and C. Kama01 is a Xray view from the sedimentary core with debris flow facies. 2b) Linear scarps area: black bold lines show scarps. Imbricated scarps on the SW corner lead to a general linear shape of the scarps.	102
Figure 4.3. Bathymetric map from canyon walls scarps. Bathymetric contour interval is 100m, grid size is 60m for Fig. 3a, 150m for Fig. 3b. Black bold lines show scarps. 3a) Patia and Mira canyon walls failures. T1 to T4 are active thrusts. S1 to S3 are slides. White dashed line show buried S2 limits. White bold line show Patia canyon infill due to the dam. 3b) Esmeraldas canyon walls failures. Dashed line show location of Ancon fault.3c) and 3d) Multichannel seismic profiles ANH2600 and ANH2800 across canyons junction area. Profiles are located on figure 3a).	103
Figure 4.4: Bathymetric map and multichannel seismic reflection profiles across the possible giant destabilization area. Bathymetric contour interval is 100m, grid size is 150m. Black dashed line show the possible destabilistaion area. White dashed line show location of the Ancon fault.	105
Figure 5.1 : Structural map of the North Ecuador – South Colombia convergent margin. The black arrow represents the convergence rate and direction inferred from GPS study (Trenkamp et al., 2002) of the Nazca plate underthrusting the South America plate (modified from (Collot et al., 2006)).....	113
Figure 5.2 : Morphological map of the studied area. White dashed lines represent the limits between the defined morphological domains (Upper, middle, and lower slope, and the trench). A and B along the Salquina canyon represent slope basins. Bold isobaths are every 500 m, whilst thin isobaths are every 100 m.	115
Figure 5.3 : (A) Detailed bathymetric map (60 m of grid resolution) of the Mira canyon incising the upper slope. The along stream canyon axis and flanks profiles are represented in (B), as well as the local slope gradient of the canyon axis. Cross-sections AA' and BB' are represented in (C) and (D).....	117
Figure 5.4 : Seismic lines outlining the sedimentation of the upper slope. (A) Parallel-to-the margin seismic line ANH-1750 showing the two sedimentary fans 1 and 2 incised by the canyons. The Fan 2 shows southward dipping downlaps implying a southward migration of the system. (B) Perpendicular-to-the margin seismic line ANH-1973-87 outlining the westward progradation of the Fan 2. (C) Position of the seismic lines.	118
Figure 5.5 : (A) Detailed bathymetric map (60 m of grid resolution) of the Patia Canyon incising the whole margin until the trench. The along stream canyon axis and flanks profiles are represented in (B), as well as the local slope gradient of the canyon axis. The measurements were made from the tributary A of the canyon. Red lines represent thrust faults crossed by the canyon, inferred from slope gradient variation and seismic profiles. Cross sections AA' and BB' are represented in (C) and (E). (D) outlines a morphological scarps at the junction of canyon tributaries, implying a southward stream activity migration.....	119
Figure 5.6 : (A) Detailed bathymetric map (60 m of grid resolution) of the middle slope. The white dashed line shows the limits of the slope basin, whilst the white bold line shows the limits of the canyon sedimentary infill. Thin isobaths are every 100 m, whilst bold isobaths are every 500 m. Parallel-to-the-margin	

- seismic lines Ama 014 (**B**) and perpendicular-to-the-margin line Anh-2800 (**C**) show the seismic units Ua to Ue, the basement B and slope failure deposits S1 and S2. Location of the seismic lines is showed in (**A**). 122
- Figure 5.7 : (A) Bathymetric map showing the position of the sedimentary core Kama08. (B) Stratigraphic log and median grain size of core Kama08. Green layers represent turbidites. Red dots are ^{14}C dating samples. (C) and (D) represent X-ray images of the core outlining respectively a turbidite and fine-grained laminae. (E) represents seismic line Anh 1300 along which the core has been collected. (F) shows the age vs depth chart obtained from ^{14}C dating samples, and the inferred sedimentation rates. 124
- Figure 5.8 : (A) Bathymetric map showing the lower slope and the trench. The white dashed line outlines the limits of the deep sea fan located at the mouth of Patia Canyon. The insert (B) shows the Z-shape in map view of the canyon where breaching the Guaiquer Ridge, as well as the oversteepened walls and a 80-m high ridge crossing the canyon floor, associated to an active uplift. (C) Seismic line Ama 07 crossing the trench and the 126
- Figure 5.9 : Bathymetric maps showing the various mass wasting scarps along canyons path. (A) small-scale scarps located at the canyon head, attesting of a retrogressive erosion. (B) medium scale scarps (M) rooted on a stratigraphical level (Seismic line AMA 019). (C) Large scale-scarp S1 (L), and overlapping small-scale scarps located on the oversteepened canyon flanks by the uplift of the Guaiquer ridge. (D) Isolated small-scale scarps located on the forelimbs of the accretionary prism ridges. 128
- Figure 5.10 : Landsat 7 images and sketches illustrating the connections between Patia (A) and Mira (B) canyon heads and their respective inland drainage systems. 130
- Figure 5.11 : Evolution model proposed for the studied area. (A) Canyons are incised on the upper slope probably during a sea-level lowstand in the Pleistocene. They contour the Tumaco High and antiform, and Patia promontory. Debris flows and turbidites transported within the canyons are trapped within the slope basin bounded by the already uplifted Guaiquer ridge, Patia promontory, and Tumaco High and Antiform. (B) The slope basin is progressively infilled (unit Ub), hence part of the incoming sediment overspill the Guaiquer ridge along a bathymetric threshold and start breaching the ridge and the accretionary prism 150 kyr ago. Communication with the trench is not completely efficient and results in the deposition of isolated lobes and migrating channel-levée systems. (C) The Guaiquer ridge and accretionary prism have been breached, resulting in well-developped channel-levée system in the trench, and the deposition of fine grained levee in the slope basin (unit Ua). The uplift is active along the Guaiquer ridge and the Tumaco high and Antiform, as evidenced by overincised canyon walls, and the abandonment of a meander of Mira. Moreover the Patia drainage system is progressively migrating southwestward. (D) The present-day morphology is outlined by the disconnection of canyon head with their sources and slope failure obstructing the canyon bed. As a result, the canyon floor in the slope basin and the channel in the trench are 135
- Figure 5.12 : Perpendicular-to-the-margin seismic line SIS 35 showing the geometry of the trench fill southwestward from the Patia deep sea fan. Oc and the red dashed line represent the Nazca plate oceanic crust and its roof. Vs and the black dashed line represent the volcano-sedimentary and pelagic cover of the Nazca plate. Tf represents the trench fill. The green dashed line outlines the uppermost reflector onlapping on the Nazca plate, used for estimating the thickness and sedimentation rate of the trench fill. 139
- Figure 6.1 : Detailed 3D view of the bathymetry/topography of the North Ecuador - South Colombia arc trench system. The 3D block is obtained from SRTM data onland, and from multi-beam data offshore after the Amadeus cruise (Collot et al., 2005). The resolution of the grid is 150m. The thick black arrow indicates the convergence rate between the Nazca and South America plates inferred from GPS study (Trenkamp et al., 2002). (Insert) Rupture zones associated with the four large to great subduction earthquakes of the twentieth century (modified from (Collot et al., 2004)). Rupture zones and focal mechanisms are from (Herd et al., 1981; Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984; Swenson and Beck, 1996). 149
- Figure 6.2 : Bathymetric map of the study area obtained from the R/V l'Atalante multibeam data (150 m horizontal resolution). Thick isobaths contours every 500 m of water depth; thin contours are every 100 m of water depth. R1 to R3 outline N70° trending structural ridges oblique to the trench. SB are trench sub-basins separated by structural ridges and seamounts 150
- Figure 6.3 : Location map of geophysical and geological data used in this work. 151
- Figure 6.4 : Multichannel seismic reflection line SIS 50 across the north Ecuador margin and trench. Location is in Fig. 3. Oc: Oceanic crust, Rf, seismic reflector at the top of the oceanic crust, Sq: Pelagic / Volcano-sedimentary cover of the Nazca plate, Tf: Trench fill mainly hemipelagic and turbidites, R1: Structural Ridge associated with a basement fault. Insert: Shallow reflectors are truncated at the

- seafloor, attesting for seafloor erosion. A Bottom Simulating Reflector (BSR) outlines gas hydrates in shallow sediment 153
- Figure 6.5 : Seismic reflection line AMA 03 across trench sub-basin 7 and the lower slope re-entrant, which is characterized by a ~1500 m-high slump scar, and a wedge of chaotic deposits. Kama 01- 03 are the sedimentary cores collected across the transect. Location is in Fig. 3 Oc: oceanic crust, Rf, seismic reflector at the top of the oceanic crust, Sq: Pelagic / Volcanosedimentary cover, Tf: Trench fill sediment 153
- Figure 6.6 : (Next Page) 3.5 kHz seismic lines within the trench sub-basins SB1 to SB3 showing the sequence of 5 transparent units U1 to U4 interpreted as MTDs, separated by well stratified deposits interpreted as hemipelagic / turbidite deposits. Line Amad032 (A) crosses only the Galera Trough parallel to the trench. Line Esmer005 (B) shows the presence of the MTDs in both the Galera Trough and SB2. The inset in sub-basin 2, shows sedimentary bodies U2a and U2b with different acoustic facies. U2b immediately overlies U2a suggesting in-sequence events Black arrows on A and B show the transport direction of MTD U2a inferred from basal scours morphology. Line Esmer 088 (C) along trench sub-basins SB2 and SB3, although MTD U2b deposited dominantly in sub-basin 2 where it is covered by a veneer of recent sediment, U2b may have deposited as a thin layer in sub-basin 3. U3 is well identified in sub-basin 2, but can hardly be followed southward from R2. The schematics (D) indicates how the estimated volume of eroded sediment incorporated into Unit 2a was calculated. Vgd is the total gross volume of U2a deposit. As no erosion occurs at the base of U2b in SB2, we assumed that the same thickness of hemipelagic sediment deposited in SB1 and SB2. We then used the thickness h of hemipelagic sediment deposited over U3 prior to U2b, to estimate the amount of eroded hemipelagic / turbidite sediments Ve incorporated within Vgd during emplacement of U2a. $Vg = (Vgd - Ve)$ represents the gross volume of sediments failed from the margin, west of R1 155
- Figure 6.7 : A and B: 3D view and map of the continental slope and trench showing the slope failure scars used for volume estimation and potential sources of MTDs in the trench. S1 is located on the outer trench wall on the flank of the Ridge R1. S2a and S2b are both located on the lower slope and exhibit imbricated smaller scale S2b and S3b at their base. Thin isobath lines are every 20 m whilst bold isobath lines are every 100 m B) Trench-parallel, seismic reflection line Ama 06 on the outer trench wall showing the segmentation of the Nazca Plate and the sedimentary infill of the Galera Trough. Oc: Oceanic crust, Rf: top of the oceanic crust, Sq: Pelagic / Volcanosedimentary cover, Tf: Trench fill sediment, R: Structural Ridge, us: upper sequence, ms: middle sequence, ls: lower sequence..... 158
- Figure 6.8 : 3.5kHz Amad012 seismic line across trench sub-basin 7 showing : (A) well-bedded poorly reflective Pelagic facies on the outer-trench slope, and (B) well layered, highly reflective seismic facies in the trench deposits. (C) Gravity core Kama03 interpreted from granulometry, visual description and X Ray views (Rx). Turbidites (grey in interpreted column) are graded upward, and exhibit a dark Rx facies at their base (coarser material), and lighter Rx facies upward (fine grained material). Hemipelagic lithology (white in interpreted column) is outlined by a poorly sorted grain size distribution (C1-2) exhibiting a secondary 200 μ m peak representing foraminifers, whilst turbidite lithology (C3-4) show well sorted grain size distribution with no 200 μ m peak. Two 14 C dating were obtained on foraminifers samples : 3401 $\pm$ 25y BP at 4.47m below the seafloor, and 4711 $\pm$ 30y BP at 8.95m below the seafloor. 159
- Figure 6.9 : Synthetic log of core Kama02 collected on the upper margin slope unaffected by slope failures. The core consists of homogeneous and monotonous hemipelagic sediment, with only three turbidites. Two 14 C dating on foraminifers samples indicate 13005 $\pm$ 40 yr BP at 2.15 m below the seafloor, and 21750 $\pm$ 90 yr BP at 5.84 m below the seafloor..... 162
- Figure 6.10 : (A) Stationary 3.5kHz seismic line on the chaotic wedge ensconced within the lower slope reentrant cut by seismic line AMA03 (Figure 6.5). The 3.5 kHz data acquired on a pounded basin overlying the wedge show shallow stratified reflectors of moderate amplitude, overlying a unit with a transparent acoustic facies underlain by a reflective unit. The three seismic units correlate with core Kama01. (B) The top of the core consists of hemipelagic sediments as inferred from Rx view (C), whilst the middle part is composed of a debris flow comprising decimetric mud clasts (D). The lower part is similar to the upper part. Two 14 C dating on foraminifers samples indicate 3401 $\pm$ 25 yr BP at 2.39 m below the seafloor, and 22170 $\pm$ 100 yr BP at 8.48 m below the seafloor. 163
- Figure 6.11 : (A) 3.5 kHz seismic line Esmer130 across trench sub-basin 2 and lower margin slope. This line shows MTDs U2b and U3 intercalated with well stratified hemipelagites and turbidites. The black arrow shows the transport direction inferred from the presence of unit U2b that deposited synchronously within the trench (B) and a piggy-back basin behind the frontal ridge (C). 164
- Figure 6.12 : Isopach maps of units U1 (A), and U2a and U2b (B). Straight grey lines represent seismic lines used to construct the isopach maps. Black arrows indicate possible sources areas of deposits. Black dashed arrow in (B) suggests the possibility of U2b to have over flown ridge R1. 166

Figure 6.13 : Ages and sedimentation rates for cores Kama01, 02 and 03, derived from ^{14}C dating obtained on pelagic foraminifers <i>Neogloboquadrina dutertrei</i> and <i>Neogloboquadrina pachyderma</i> . Note that sedimentation rate is ~10 times larger in the trench (Kama03) than on the upper margin slope (Kama02).	168
Figure 6.14 : Histogram of return times of turbidites measured from core Kama 03 collected in trench sub basin 7. Most turbidites (15 of 27) show a return time that spans between 50 and 250 years	170
Figure 6.15 : Synthetic cross section along the north Ecuadorian trench showing MTDs identified in this work. SB1 to SB7 = trench sub-basins 1 to 7 separated by structural ridges R1 to R3,. Sub-basins 1 to 3 are disconnected from sub-basin 7. Dated MTDs suggest that units US2 and U3, as well as US3 and U4 are part of the same events or are, contemporaneous, within their error bars	173
Figure 6.16 : MTDs reported on the sea-level variation curve since 22kyr, as derived from (Camoin et al., 2004).	175
Figure 6.17 : $M_w \geq 6.5$ seismicity recorded during the 20th century, over an area comprised between 3°N and 2°S , and limited to 1° inland. The seismicity have been obtained in the USGS centennial catalog (Engdahl and Villaseñor, 2002) and in the south American SISRA catalog (http://neic.usgs.gov/neis/epic/). The return time of earthquakes with $M_w \geq 6.5$ is estimated to be ~6.5 yr, ~14 yr for $M_w \geq 7$ earthquakes, ~16 yr for $7.7 \geq M_w$ earthquakes, ~73 yr for $M_w \geq 8.2$ earthquakes, and greater than 102yr for $M_w \geq 8.8$ earthquakes.....	177
Figure 6.18 : Seismicity map obtained from the Sublime OBS experiment (modified from (Pontoise and Monfret, 2004)). Seismicity on the outer trench wall denotes bending-faults reactivation	178
Figure 6.19 : Synthetic sketch showing the relationship between the earthquake cycle and the trigger of MTDs. During the interseismic stage (A), the outer wedge is stable: the seismogenic zone is locked allowing the updip zone of the fault to be controlled by weak basal shear stress. During the co-seismic stage (B) the outer wedge is brought into a compressively critical state: the seismogenic zone accommodates the slip, which is dampened in the updip zone because of its rate strengthening behavior. The outer wedge responds to co-seismic slip by a trenchward tilt of the seafloor that may trigger seismoturbidites. During most post seismic stages (C), the outer wedge goes toward an extensionally critical state : the seismogenic zone returns to locking, while the updip zone weakens and. the outer wedge undergoes trenchward stress relaxation, the normal faults may be reactivated. Once in many earthquake cycles, (D), the wedge undergoes extreme stress relaxation during the post seismic stage, leading to a gravity collapse and MTDs.....	180
Figure 7.1: Déplacement de la colonne d'eau et variation des vitesses orbitales en fonction de la profondeur dans le cas d'ondes courtes (vagues "classiques") et d'ondes longues (tsunamis)	187
Figure 7.2 : Genèse et propagation d'un tsunami provoqué par un séisme (A) ou par un glissement sous-marin (B).....	187
Figure 7.3 : Phénomène du levage ou shoaling: la hauteur des vagues augmente lorsque la profondeur diminue.	188
Figure 7.4 : Phénomène de focalisation de la vague le long des courbes de niveau convexes	189
Figure 7.5 : Schéma conceptuel de glissement montrant les paramètres morphométriques susceptibles d'influencer les caractéristiques d'un tsunami et correspondant aux données d'entrée du code TOPICS, modifié d'après Grilli et Watts, 2005. Sur un diagramme $z = f(x)$, X_g étant la latitude du centre de masse; Y_g sa longitude; d représente la profondeur de la projection au fond marin du centre de masse; R est le rayon de courbure pour le cas d'un slump, c étant centre de courbure et $\Delta\alpha$ l'angle de rotation; s est le déplacement caractéristique, b : la longueur du bloc, w sa largeur et T son épaisseur du bloc; θ est l'angle de glissement (cas d'un slide).....	190
Figure 7.6 A) Carte morphologique illustrant la zone utilisée pour les simulations. Les courbes de niveau maîtresses sont espacées de 500 m B) Détail de de la morphologie de la zone côtière centrée sur les villes principales d'Atacames et d'Esmeraldas. Les courbes de niveau maîtresses sont espacées de 100 m. C) Détail des cicatrices de glissement S2a et S2b utilisées pour les deux simulations de tsunamis. Les courbes de niveau maîtresses sont espacées de 100 m et les courbes de niveau secondaires sont espacées de 20 m.	194
Figure 7.7 : Résultats des simulations des élévations maximales enregistrées pendant la durée de propagation des tsunami S2a et S2b (~2,2h). Le creux initial est représenté par les ellipses en trait pointillé (iso-valeurs tous les mètres pour S2a, tous les 0,1 mètre pour S2b), la crête initiale est représentée par les ellipses en trait plein (iso-valeurs tous les mètres pour S2a, tous les 0,1mètre pour S2b). Les isobathes sont espacées de 20 m. Les isobathes à -120 m représentent la position du niveau marin lors du dernier maximum glaciaire. Les isobathes à -20 m représentent la limite d'émersion du promontoire d'Atacames. FC : focalisation de la vague, DFC : défocalisation de la vague, DV : Divergence de la vague. Es : Ville d'Esmeraldas, Es_Ca : Canyon Esmeraldas. A noter que les coordonnées géographiques du cadre sont indiquées en degrés décimaux contrairement aux autres figures.....	197

Figure 7.8 : Propagation du tsunami généré par le glissement S2a. Les zones sombres représentent un creux, tandis que les zones claires représentent une crête. À noter que ce sont des creux qui arrivent en premier à la côte.....	199
Figure 7.9 : A) Variations du niveau marin depuis 150 ma (modifié d'après Labeyrie et al.; 1987). Le tronçon noir représente une variation de 20m se produisant en ~5 ma. B) Carte de la zone de subduction au large du bord Equateur. La ligne noire pleine représente la limite actuelle de la ride de Carnegie, la ligne noire en tirets représente la limite potentielle de la ride de Carnegie sous la marge (modifiée d'après (Collot et al., in prep). Les lignes blanches représentent la position de la ride de Carnegie décalée de 25 km selon le vecteur convergence de la plaque Nazca par rapport à la plaque Amérique du Sud (Trenkamp et al., 2002). Les petites ellipses rouges représentent la position des terrasses marines soulevées à 0,32mm.an ⁻¹ (d'après Padoja et al. ; 2006).....	203
Figure 8.1: plan de position des lignes sismiques et des carottes envisagées dans le cadre d'une étude ultérieure portant sur le glissement lent et profond supposé dans la continuité de la faille d'Ancon	210
Figure 8.2: Plan de position des carottes et profils sismiques souhaités dans l cadre d'une étude ultérieure du système de canyons Mira et Patia	211
Figure 8.3: plan de position des profils sismiques et carottes sédimentaires demandées dans le cadre d'une étude ultérieure de la fosse de Galera	214

Introduction générale

Les zones de subduction correspondent à un type de limites de plaques convergentes, et représentent une longueur totale de ~55 000 km sur le globe. Outre les aspects de recyclage perpétuel de la lithosphère océanique, ces zones produisent 90% de la sismicité terrestre. Cette sismicité s'inscrivant dans le cycle sismique, l'étude des marges actives est de ce fait d'une importance capitale dans la compréhension de ce cycle. En fonction du couplage mécanique entre les deux plaques et de l'état de contraintes dans la plaque supérieure, la marge peut être compressive et croître par accréation et sous-plaquage, ou extensive et se démanteler par érosion basale et effondrement gravitaire. Le couplage et le champ de contraintes ont également une influence majeure sur la nucléation de grands séismes de subduction au sein de la zone sismogène située au contact interplaques à des profondeurs inférieures à ~50 km.

Plusieurs outils permettent d'étudier la déformation d'une marge à des échelles différentes. Les données de sismique-réflexion permettent de contraindre l'évolution tectonique de la marge aux temps longs. La sismicité instrumentale et les catalogues de sismicité historique limitent quant à eux les enregistrements de la déformation à quelques cycles sismiques (de quelques centaines à quelques milliers d'années). Afin d'accéder à une durée d'enregistrement plus longue que celle de l'instrumentation sismique, et de plus haute résolution que celle de la sismique-réflexion, une approche alternative consiste à étudier les processus gravitaires et les dépôts associés.

Les processus gravitaires sont les processus majeurs d'érosion et de sédimentation sous-marines sur la pente continentale et dans le bassin profond. De nombreuses études ont montré que ces instabilités, instantanées pour la plupart, impliquent des volumes variés, de quelques mètres cubes, à plus de 1000 km³ dans le cas extrêmes. Ces glissements peuvent se propager librement sur la pente, ou bien être canalisés le long de canyons sous-marins entaillant la pente et de systèmes de chenaux levées dans le bassin profond. Sur une marge passive, les facteurs de déstabilisation et de déclenchement des glissements comprennent des surpressions de fluides, une surcharge sédimentaire, une pente trop raide, l'action des vagues, ou une accélération sismique. Ces facteurs agissent de même sur une marge active, toutefois, la tectonique active et l'accélération sismique y sont des facteurs d'autant plus prépondérants. Ainsi des dépôts gravitaires ont été étudiés à des fins paléo-sismiques dans des environnements de marge active aussi variés que ceux des bassins confinés, ou des lacs de montagne. Par ailleurs, dans le cas des marges actives l'existence de reliefs et leur surrection active influent sur la morphologie et l'évolution des canyons dans le cas d'écoulements gravitaires canalisés. De fait, l'étude de la formation et de l'évolution de canyons sous-marins permet elle aussi de contraindre la déformation de la marge mais demeure aujourd'hui très peu étudiée.

D'autre part, le déplacement vertical du fond marin, qu'il soit dû à un mouvement co-sismique ou au départ catastrophique d'un glissement en masse, peut générer un tsunami. Les marges actives sont de ce fait doublement exposées à cet aléa naturel qui peut s'avérer destructeur pour les infrastructures et les populations côtières.

La marge convergente Nord Equateur - Sud Colombie a été étudiée à grande échelle à la suite des campagnes Sisteur (2000) et Salieri (2000). Des travaux de thèse se sont concentrés sur l'étude de la structure profonde de la marge et de sa segmentation. Ils ont mis en évidence que la marge est caractérisée par une variabilité spatiale, évoluant d'un régime d'érosion tectonique au sud, à celui d'accréation tectonique avec une morphologie complexe vers le

nord. D'un point de vue sismique, la marge a subi au cours du XX^e siècle quatre grands séismes de subduction, dont le premier a rompu une zone de ~500 km en 1906, qui a été réactivée à trois reprises en 1942, 1958, et 1979. Tous ces séismes, de magnitude supérieure à 7,7 sont potentiellement susceptibles d'avoir déclenché des instabilités, et certains d'entre eux ont été à l'origine de tsunamis destructeurs.

Cette zone, présentant une grande variété d'environnement tectoniques et une forte sismicité se prête donc à la fois à l'étude du cycle sismique, de la déformation de la marge, et de l'aléa tsunamigène.

Ce travail répond aux trois objectifs principaux suivants : 1) Identifier les principales zones de déstabilisation et de transferts sédimentaires de la marge, afin de 2) contraindre l'évolution de la marge à l'échelle de plusieurs cycles sismiques mais aussi à l'échelle du Pléistocène dans des contextes d'érosion et accrétion tectoniques, et enfin 3) contraindre le potentiel tsunamigène de certaines de ces instabilités.

Afin de répondre à ces objectifs, la campagne Amadeus (2005) a récolté des données inédites de bathymétrie de l'ensemble de la marge, ainsi que des profils sismiques 6 traces, de sondeur de sédiment, et de carottes sédimentaires. Ce jeu de données a été étoffé par la mise à disposition de données de sismique pétrolière par l'*Agencia Nacional de Hidrocarburos*, et par les données de sismique profonde 360 traces récoltées lors de la campagne Sisteur.

Ce mémoire débute par un premier chapitre consacré à l'état des connaissances des processus gravitaires agissant sur une marge, et est suivi par une présentation du contexte géodynamique régional.

Dans un troisième chapitre, je détaille brièvement le jeu de données dont nous disposons, et les traitements que j'ai effectué.

Dans le quatrième chapitre, nous présentons une identification et une description des zones préférentielles d'instabilités potentiellement tsunamigènes qui se produisent sur la marge.

Le cinquième chapitre permet à partir des données bathymétriques, sismiques, et de carottes d'étudier la mise en place dans la fosse de dépôts de transport en masse au cours des derniers 20 ka et de turbidites au cours des derniers ~4.5 ka le long du segment de marge en érosion tectonique. L'organisation spatiale des dépôts et des sources, ainsi que leur comparaison avec la sismicité du XX^e siècle permet d'aboutir à un modèle de déstabilisation à l'échelle d'un et plusieurs cycles sismiques dans le cas d'une marge en érosion.

Le sixième chapitre permet d'aborder les modalités de mise en place et d'évolution d'un système de canyons dans une morphologie complexe, et son évolution permet de contraindre l'activité tectonique de la marge au cours du Pléistocène.

Enfin, dans le septième et dernier chapitre, nous avons simulé le potentiel tsunamigène de certains glissements à partir de cicatrices d'arrachement identifiées précédemment, et montrons le rôle que peuvent avoir certaines structures sur la propagation des vagues, et la protection de certains tronçons de la côte.

**Chapitre 1 Synthèse bibliographique : Processus
gravitaires sur une marge continentale et applications aux
marges actives**

1.1 Marges continentales

Les marges continentales représentent la transition entre les lithosphères continentale et océanique. Elles peuvent aussi bien représenter des limites de plaques (marges actives) ou le passage progressif intra-plaque entre les domaines continentaux et océaniques (marges passives). Les marges passives sont également dites stables ; elles ont été initiées lors de l'ouverture d'un espace océanique en passant par des stades de rifting. Les marges actives, frontières de plaques convergentes sont le siège d'une forte activité sismique et tectonique (Boillot, 1990; Lallemand, 1999). Par conséquent, ces deux types de marges présentent des évolutions, des caractéristiques structurales et morphologiques qui leur sont propres.

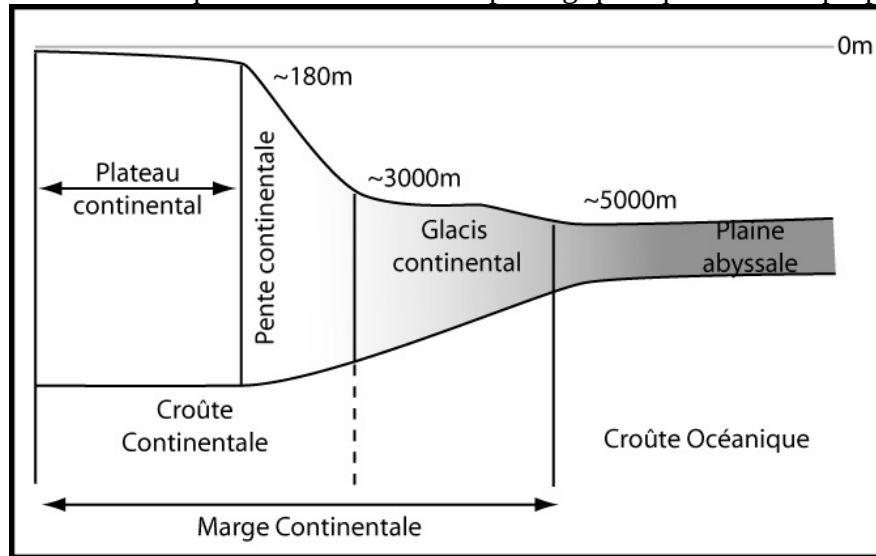


Figure 1.1: Coupe schématique de la morphologie d'une marge passive (modifié d'après Boillot (1990))

1.1.1 Les marges passives :

Les marges passives sont conservatives, puisque tout le matériel sédimentaire amené du continent par les fleuves reste sur place. Dans la majorité des cas, celles-ci sont marquées par un plateau continental large de 70 à 80 km en moyenne, mais pouvant dépasser plusieurs centaines de kilomètres (>200 km au large de l'état du Maine, >350 km au large de l'Argentine). Le plateau est situé à une profondeur inférieure à 180 m. Au delà, la marge est caractérisée par une rupture de pente localisée souvent entre 120 et 130 m de profondeur (Boillot, 1990 #184}, à partir de laquelle débute la pente (ou talus) continentale, de pendage moyen 3 à 5°. La pente continentale se termine par le glacis, le long duquel le pendage s'adoucit, à une profondeur moyenne de 3000 à 4000 m. Les profondeurs les plus élevées sont atteintes dans les plaines abyssales pratiquement horizontales, au delà de 4000 m de profondeur situées à l'aplomb de la croûte océanique.

Cette classification des domaines est certes simplifiée, mais elle montre que la morphologie générale d'une marge passive est en pente régulière, c'est à dire que l'orientation locale du pendage reste relativement constante (**Figure 1.1**).

1.1.2 Les marges actives

Les marges actives, limites entre deux plaques convergentes enregistrent des déformations liées à la subduction et par conséquent présentent une morphologie plus complexe que celle des marges passives.

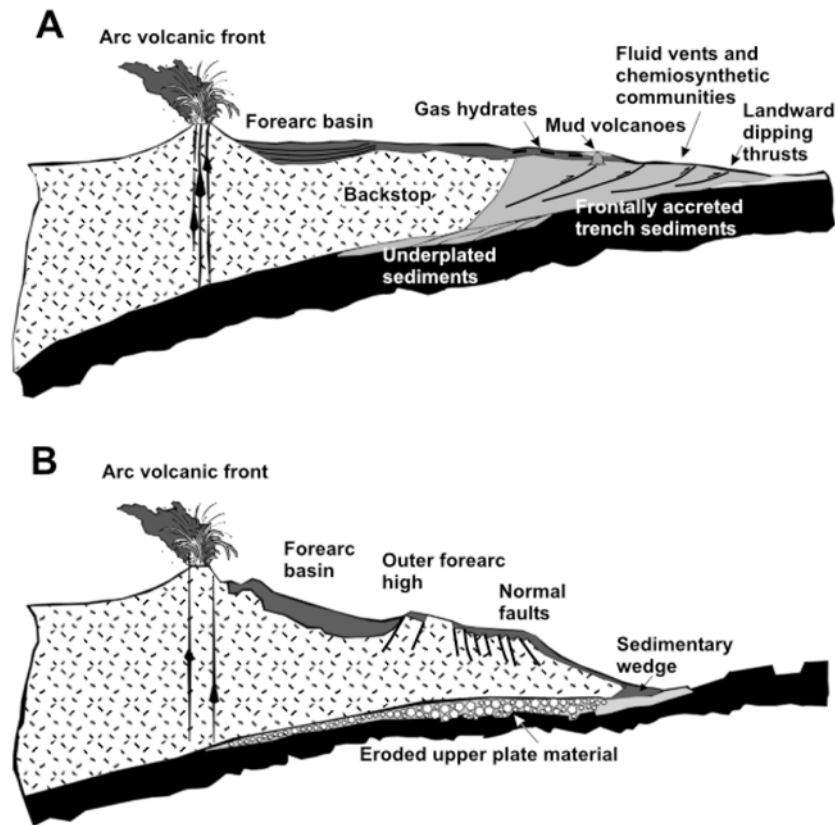


Figure 1.2: Coupes schématiques d'une marge active en accrétion (A) et en érosion (B) (Clift and Vannucchi, 2004)

À terre, elles sont caractérisées par la présence d'un arc volcanique, et celle d'un bassin avant-arc alimenté par l'érosion des reliefs terrestres. Le bassin avant-arc n'est pas seulement présent à terre, mais également en mer. En mer, la marge présente un plateau continental de largeur variable, menant à la pente continentale. La profondeur de la rupture de pente du plateau peut être équivalente à celle sur une marge passive (120-180 m), mais également plus profonde, en fonction du contexte tectonique régional. La pente continentale aboutit à la fosse de subduction dont la profondeur peut atteindre ~11 000 m dans le cas des la fosse des Mariannes (Pomerol et al., 2005) (**Figure 1.2**). La morphologie générale de la pente continentale peut toutefois être variable, et on distingue deux grandes catégories parmi les marges actives (von Huene and Scholl, 1991; Clift and Vannucchi, 2004): a) les marges en accrétion, et b) les marges en érosion. Ces deux catégories sont caractérisées par des différences majeures des propriétés mécaniques du processus de subduction, et en conséquence par une morphologie en surface différente.

a) Marges actives en accrétion.

Les marges en accrétion sont caractérisées par un front de marge bordé d'un prisme d'accrétion constitué d'écailles de sédiments provenant de la fosse et de chevauchements imbriqués. Les prismes d'accrétions sont de largeur variable, mais peuvent atteindre plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres, (480 km pour la partie Sud du prisme de la Barbade (Huyghe et al., 2004)). La morphologie résultante est douce, et la pente moyenne de l'ensemble de la marge est de ce fait relativement faible (2-4°) (**Figure 1.2**). Toutefois, le long des plis anticlinaux, les pendages peuvent localement être supérieurs à 20° (McAdoo et

al., 2000). Par ailleurs, la présence du prisme d'accrétion permet également de piéger les sédiments du bassin avant-arc.

b) Marges actives en érosion

Dans ce cas, la marge est soumise à une subsidence générale accompagnée d'un recul de la fosse et du front de marge vers le continent (von Huene and Lallemand, 1990; Sosson et al., 1994). Cette subsidence est liée à des déformations sur le long terme qui se manifestent par la présence de failles normales pouvant affecter l'ensemble de la marge jusqu'à sa base (Sage et al., 2006). La pente moyenne résultante est de ce fait élevée et peut atteindre des valeurs moyennes supérieures à 7-8° (**Figure 1.2**), comme c'est le cas pour les marges du Costa Rica (Ranero and von Huene, 2000), du Pérou (Sosson et al., 1994) ou encore des îles Tonga (Clift and MacLeod, 1999). Ces caractéristiques ont été expliquées en considérant une érosion basale importante de la marge, on parle alors d'érosion tectonique (von Huene and Lallemand, 1990).

Dans cette synthèse, nous montrerons d'abord les principaux processus de transferts sédimentaires majeurs tels qu'ils ont été mis en évidence sur les marges passives. Ces processus pourront également être appliqués aux marges actives.

1.1.3 Principales caractéristiques morphologiques

En dehors des variations tectoniques, la morphologie d'une marge évolue constamment en réponse aux processus sédimentaires qui y ont lieu. En effet, il existe sur une marge différents éléments architecturaux dont la morphologie est principalement contrôlée soit par les processus d'érosion, soit par les processus de dépôt. (**Figure 1.3**).

On y trouve souvent du domaine proximal au domaine distal :

- Les deltas. Ce sont les centres de dépôt les plus proximaux et sont directement reliés et alimentés par le réseau de drainage terrestre. Le terme de delta est à l'origine appliqué à la plaine deltaïque subaérienne, mais on y trouve également une partie sous-marine progradante (front de delta et prodelta) généralement limitée au plateau continental (Allen, 1989). Bien que la définition stricte de delta le limite au plateau continental, on trouve des exemples majeurs où celui-ci crée un cône sous-marin jusqu'au bassin profond, comme pour le delta du Nil (Ducassou, 2006).
- Les ravines (*gullies*). Il s'agit de vallées de faible relief, le plus souvent localisées sur les têtes de canyons. Elles peuvent toutefois complètement être déconnectées des systèmes de canyons et affectent dans ce cas la pente continentale sans atteindre le plateau continental, comme sur la marge californienne (Spinelli and Field, 2001). La distinction entre canyons et gullies n'est pas précise, et se fait essentiellement sur le critère de taille.
- Les canyons sous-marins. Ce sont des vallées incisées qui entaillent le plateau continental et la pente. Ces systèmes, pouvant être reliés au réseau de drainage à terre, jouent un rôle majeur dans les transferts sédimentaires et seront détaillés plus loin dans une partie qui leur est consacrée.
- Les canyons rétrogressifs et les cicatrices d'arrachement. Il s'agit là essentiellement de cicatrices d'arrachement se produisant sur la pente continentale qui peuvent évoluer et subir une érosion régressive, auquel cas elles « remontent » la pente au cours du temps, comme sur la marge du New Jersey (Twichell and Roberts, 1982; Pratson et al., 1994). Ces cicatrices sont générées par des

glissements de terrain sous-marins, dont les dépôts se retrouvent en bas de pente et peuvent donner une forme de vallée à l'endroit de passage du matériel glissé. Les glissements se produisent à toutes les échelles, mettant en jeu des volumes de matériel glissé allant de quelques mètres cubes, à plusieurs milliers de kilomètres cubes ($\sim 1200 \text{ km}^3$ pour le Brunei slide (Gee et al., 2007), $\sim 3000 \text{ km}^3$ pour le Storegga slide (Canals et al., 2004). Ils font donc partie d'un processus d'érosion majeure de la pente et de re-sédimentation dans le bassin profond.

- Les éventails turbiditiques. Ces systèmes marquent la transition entre la pente continentale et le bassin profond (ou la fosse). Ils sont localisés à l'embouchure des canyons sous-marins et sont constitués d'un système de chenaux-levées et de lobes distaux.

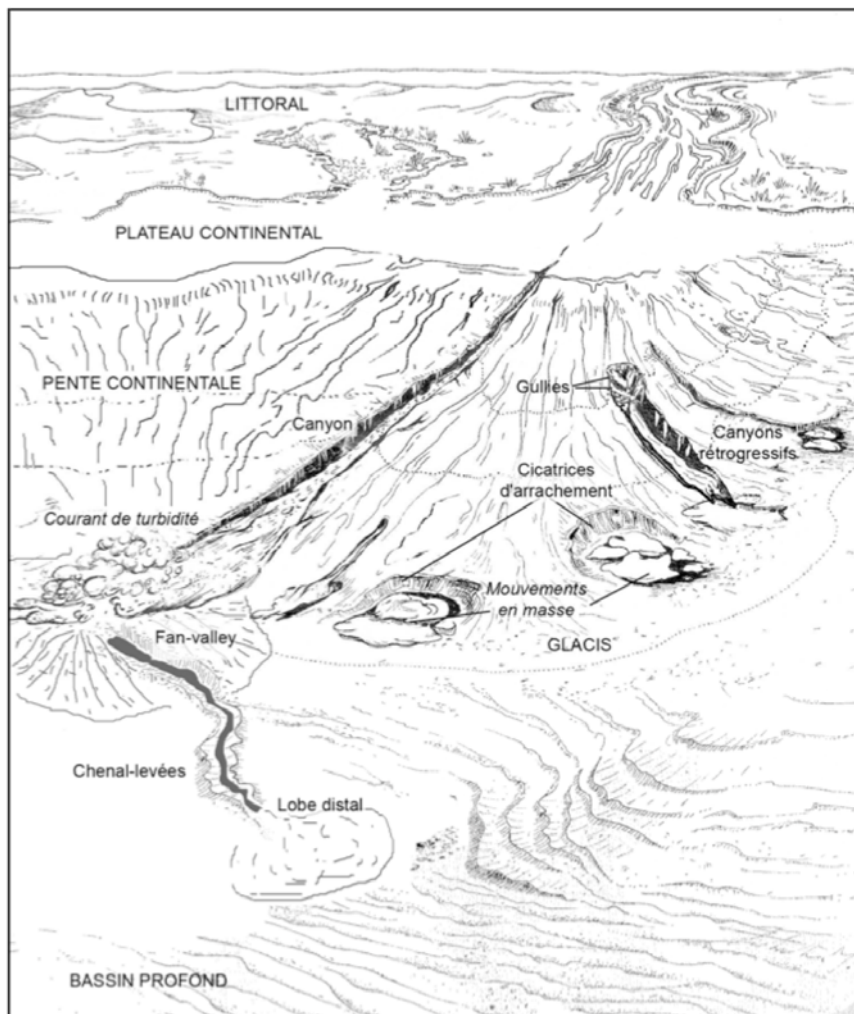


Figure 1.3: Principaux domaines morphologiques sur une marge, et principaux domaines de transferts sédimentaires (Joanne, 2008)

A l'exception des deltas qui reçoivent des apports sédimentaires continus de la part des fleuves, l'érosion et la resédimentation sur ces systèmes se fait de manière événementielle, c'est-à-dire qu'elle est le résultat d'événements instantanés ne dépassant pas une durée de quelques jours (Pomerol et al., 2005). Ces événements impliquent toutefois des échelles de temps et de volumes différentes en fonction des processus qui en sont à l'origine. Dans la partie suivante, nous allons décrire une classification des différents processus de transferts sédimentaires événementiels qui se produisent sur une marge.

1.1.4 Sédimentation événementielle et dépôts associés

La sédimentation événementielle permet le transport de sédiment depuis le continent jusqu'au bassin profond dans le cas d'une marge passive, mais aussi jusqu'au bassin avant arc et la fosse pour une marge convergente. Elle a fait l'objet de nombreuses études et plusieurs classifications plus ou moins complexes en sont ressorties (Middleton and Hampton, 1973; Stow, 1994; Hampton et al., 1996; Mulder and Cochonat, 1996; Shanmugam, 2000). Les mécanismes principaux en fonction du mode de support des éléments transportés sont (Figure 1.4): 1) les mouvements en masse, 2) les écoulements, pouvant être laminaires ou turbulents.

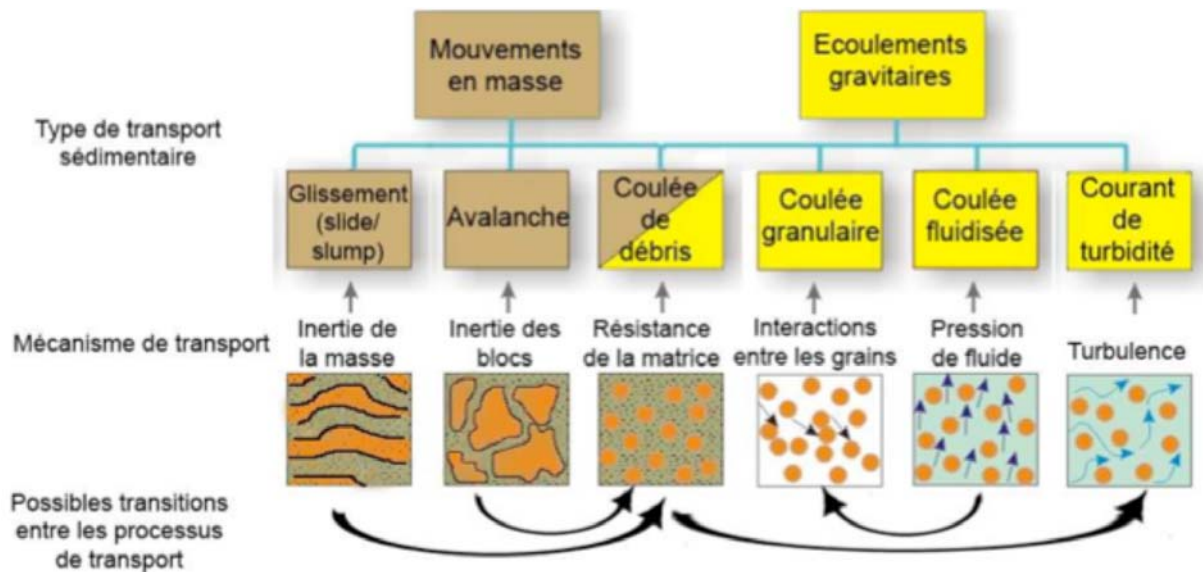


Figure 1.4: Classification des écoulements gravitaires sous-marins de Middleton et Hampton (1973) modifiée par Joanne (2008).

a) Les mouvements en masse

Il s'agit de mouvements en masses de sédiments cohésifs dont la structure interne reste à peu près intacte ou peu déformée durant le transport. La masse glissée se déplace en général à une faible distance, allant de quelques centaines de mètres à quelques kilomètres. Les glissements sont limités par une cicatrice d'arrachement en amont souvent bien définie, et par un plan de glissement souvent parallèle à la stratification.

On distingue trois catégories de glissements en masse : 1) les glissements rotationnels (*slumps*), 2) les glissements translationnels (*translational slide*), et 3) la reptation (*creeping*).

- Les glissements rotationnels (*slumps*). Il s'agit de glissements dont la surface de rupture est courbe et dont le matériel transporté subit de ce fait une rotation (Hampton et al., 1996; Mulder and Cochonat, 1996)(**Figure 1.5**). Le matériel subit une extension en amont, et, si le milieu est confiné, une compression en aval (Frey-Martinez et al., 2006)(**Figure 1.6**). Le plan de rupture peut s'enraciner à sa base sur un plan de stratification, auquel cas la surface de glissement peut devenir plane.

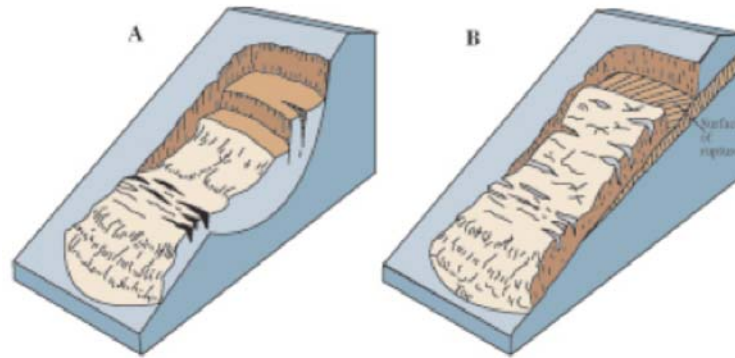


Figure 1.5: Schémas de mouvements en masse. A: slump (rotationnel), B: slide (translationnel)

- Les glissements translationnels (*translational slide*). La surface de rupture de ces glissements est plane, et parallèle à la stratification dans la majorité des cas (**Figure 1.6**) (Hampton et al., 1996; Mulder and Cochonat, 1996). Ce type de glissements provoque une morphologie caractéristique en marches d'escaliers.

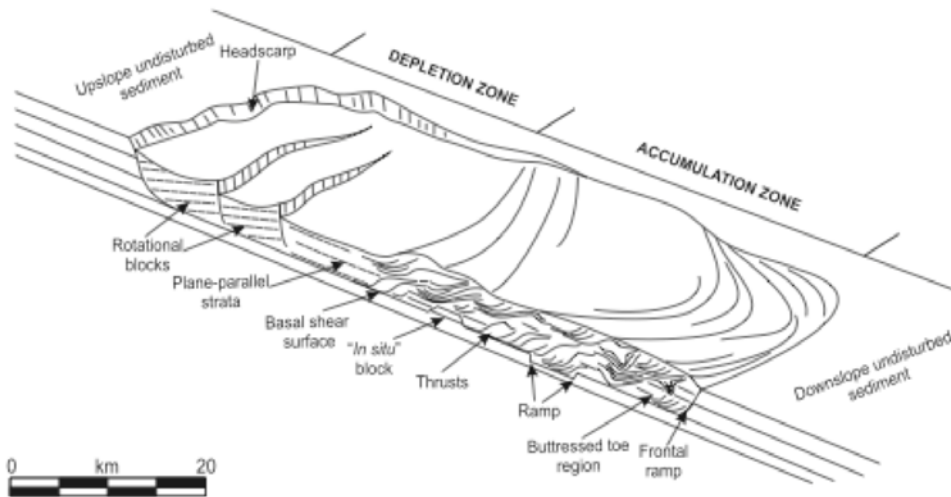


Figure 1.6: Bloc diagramme schématisant un complexe de slump identifiés sur la marge israélienne (Frey-Martinez et al., 2006)

- La reptation (*creeping*). Il s'agit d'un mouvement en masse très lent impliquant une déformation plastique lente, graduelle, et continue (Mulder and Cochonat, 1996; Canals et al., 2004). La déformation est en général très faible, mais peut aller jusqu'à la rupture, évoluant dans ce cas en glissement translationnel. Les dépôts présentent une morphologie en marches d'escaliers, ou une morphologie ondulée similaires aux dunes sédimentaires (Lee and Chough, 2001), rendant son identification difficile en l'absence de données de sismique très haute résolution orientées dans le sens de la pente (**Figure 1.7**)

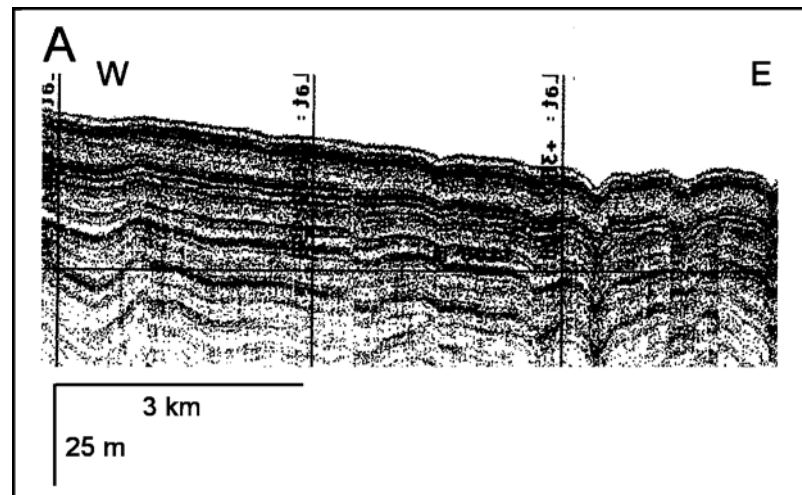


Figure 1.7: Profil sismique haute résolution montrant les échos faciaux internes des sédiments déformés par un processus de *creeping* (Lee and Chough, 2001)

b) Les écoulements laminaires

Les écoulements laminaires sont caractérisés par des concentrations particulières et des viscosités très élevées. Plusieurs types sont décrits en fonction de la taille et de la concentration en sédiments, de la matrice, et de la proportion de fluides. On trouve ainsi les écoulements hyper-concentrés, les coulées de débris (*debris flow*), les écoulements granulaires (*grain flow*), les écoulements fluidisés et liquéfiés.

- Coulées de débris (*debris flow*). Les *debris flows* sont constitués d'un mélange de fragments grossiers, de matériel fin (argile), et d'eau, les fragments grossiers étant portés par une matrice cohésive argileuse (Middleton and Hampton, 1973; Mulder and Cochonat, 1996; Canals et al., 2004). Le dépôt ou le « gel » de l'écoulement se produit lorsque la force de mouvement générée par la gravité devient inférieure à la résistance de la matrice (Mulder and Cochonat, 1996). Les volumes mis en jeu, ainsi que les distances parcourues sont très variables. Ces événements catastrophiques peuvent générer des dépôts parcourant plusieurs centaines de kilomètres (BIG'95 : 110km (Lastras et al., 2004); Matakaoa debris flow : 200km (Lamarche et al., 2008); Saharan debris flow : 400km (Gee et al., 1999); Canary debris flow : 600km (Urgeles et al., 1997)). Pendant le transport, les sédiments incorporent de l'eau. Les dépôts superficiels peuvent de ce fait être caractérisés par des porosités supérieures à 75% (Kimura et al., 1997). Du fait de la structure interne chaotique des dépôts, ceux-ci se manifestent généralement par un faciès sismique chaotique à transparent (Canals et al., 2004; Lastras et al., 2004).
- Les écoulements granulaires (*grain flow*) sont des écoulements non cohésifs maintenus par des forces de pression dispersives provoquées par les interactions et les chocs entre les grains (Mulder and Cochonat, 1996). Le fluide interstitiel est le même que celui de l'environnement et ne joue pas de rôle dans le transport, sa pression étant égale à la pression hydrostatique. L'écoulement s'arrête instantanément lorsque les forces dispersives et l'énergie cinétique ne permettent plus la suspension et le transport de la coulée. Les dépôts sont massifs, et

homogènes, ne présentant pas de granoclassement. Ils peuvent présenter une base érosive.

- Les écoulements fluidisés et liquéfiés (*fluidized* et *liquified flows*) sont maintenus en mouvement par une surpression des fluides interstitiels. Le transport se produit lorsque la pression des fluides interstitiels est supérieure à la pression de fluide hydrostatique (Mulder and Cochonat, 1996). Le dépôt se produit par gel lorsque la pression de fluides interstitiels diminue au cours du transport jusqu'à devenir insuffisante pour supporter les grains. Les dépôts sont en général fins, de faible granulométrie, et granoclassés. On peut également observer des structures de surcharge et d'échappement de fluides.

c) Les écoulements turbulents

Les écoulements turbulents comprennent deux grandes catégories d'écoulements : les courants de turbidité et les bouffées turbides d'une part, et les courants hyperpicnaux d'autre part. Dans les deux cas, il s'agit d'écoulement de fluide chargé en sédiments dans un fluide ambiant de moindre densité.

- Courants de turbidité (*turbidity currents*) et bouffée turbide (*turbidity surge*)

Les écoulements turbulents sont générés par la gravité, impliquant un fluide chargé en sédiments dont la densité est supérieure à celle du fluide ambiant. Pour ce type de transport, le maintien en suspension des particules est assuré par la composante ascendante de la turbulence du fluide (Middleton and Hampton, 1973). La concentration en sédiments et la densité de l'écoulement sont toutefois faibles comparés aux autres types de coulées cités. Il faut toutefois distinguer les courants de turbidité *sensus stricto* bénéficiant d'une alimentation prolongée par l'arrière, des bouffées turbides caractérisées par l'écoulement d'un volume fini de matériel (Ravenne and Beghin, 1983). Ce type de transport est considéré comme majeur et prédominant du matériel terrigène entre la plateforme continentale et le bassin profond ou la fosse de subduction.

Les turbidites, dépôts résultant des courants de turbidité, présentent un granoclassement normal ainsi que des structures sédimentaires caractéristiques telles que des rides de courant ou des lamines. Une turbidite théorique comporte 5 termes définis par la séquence de Bouma, traduisant la baisse d'énergie progressive suite au passage du courant de turbidité (Bouma, 1962) (**Figure 1.8**). Il est toutefois rare d'observer la séquence de Bouma complète, son enregistrement dépendant de la charge sédimentaire, de la granulométrie du matériel, et de l'endroit de dépôt (pente, talus, bassin profond). La séquence type d'une turbidite a été étendue avec des termes plus fins à son sommet (Stow and Shanmugam, 1980), et des termes plus grossiers à sa base (Lowe, 1982)(Figure 1.8).

La vitesse de transport est élevée, puisque 95 km/h ont été calculés lors de l'événement de Grand Banks de 1929 ayant provoqué la rupture de câbles de communication (Heezen and Ewing, 1952).

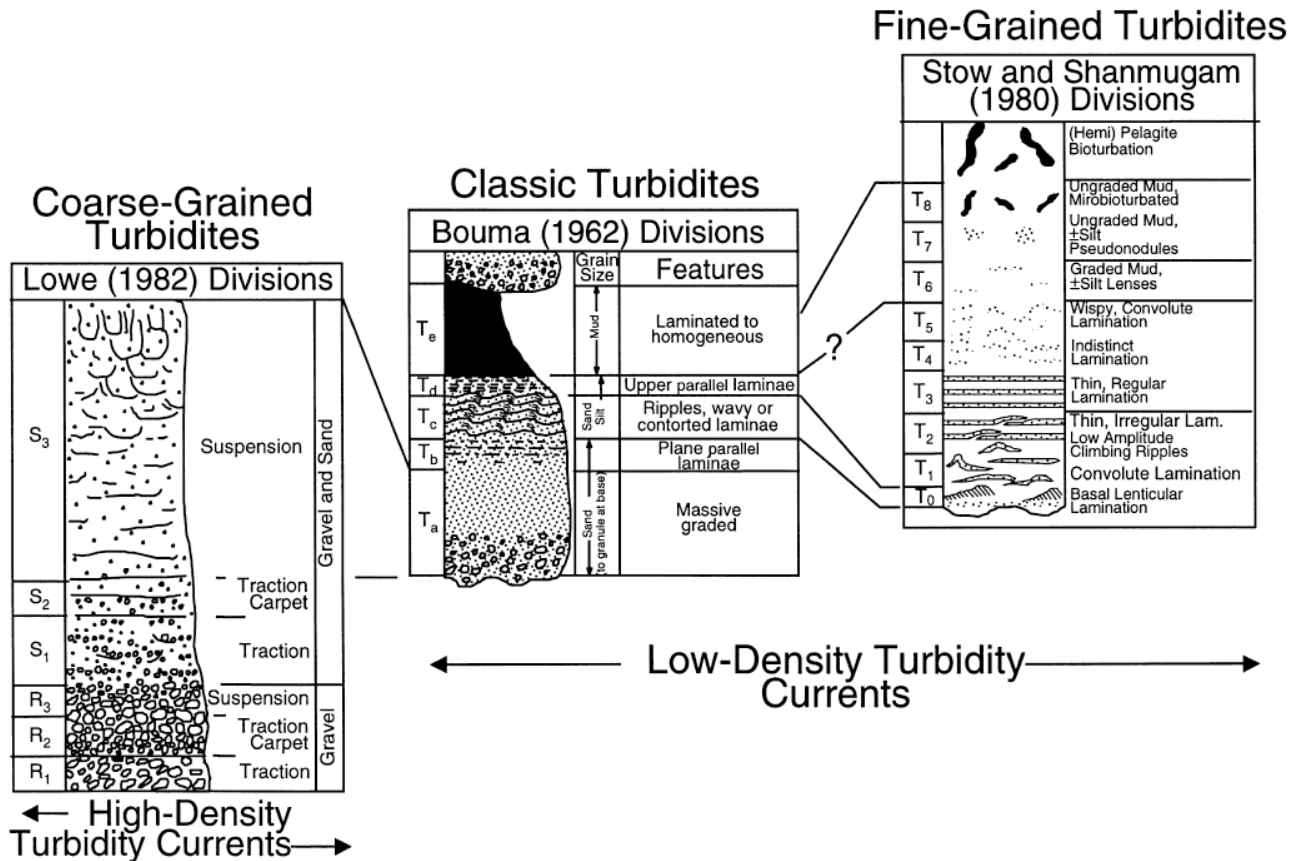


Figure 1.8: Séquence de Bouma (1962) et ses extensions pour les termes de base (Lowe, 1982), et de sommet (Stow and Shanmugam, 1980).

- Courants hyperpicnaux (*hyperpicnal currents*)

Les courants hyperpicnaux sont également des écoulements turbulents de fluides denses chargés en sédiments. Ils diffèrent toutefois des courants de turbidité « classiques » par leur origine. Ces courants sont générés à l'embouchure des fleuves, essentiellement lors des crues. L'eau douce alors extrêmement chargée en sédiments devient plus dense que l'eau de mer. Lorsque ces eaux atteignent la tête de canyons, elles se transforment en écoulement gravitaire turbulent dit « hyperpicnal » (Mulder and Syvitski, 1995).

Ces courants présentent des caractéristiques proches des courants de turbidité classiques. Ils ont toutefois une durée plus importante, et leur dynamique suit celle de la crue, avec une période de montée en charge et une période de décrue. Cette dynamique est visible dans l'enregistrement sédimentaire des levées par exemples, puisqu'elle se traduit par un granoclassement croissant à la base de la turbidite correspondant à la montée en charge, suivie d'un granoclassement décroissant lié à la décrue (Mulder et al., 2003). Toutefois, du fait du pouvoir érosif des turbidites en cas de crue particulièrement importante, la base de la séquence peut être tronquée (Figure 1.9). Il est alors difficile de différencier une turbidite due à un courant hyperpicnal (hyperpicnite) d'une turbidite dite « classique ».

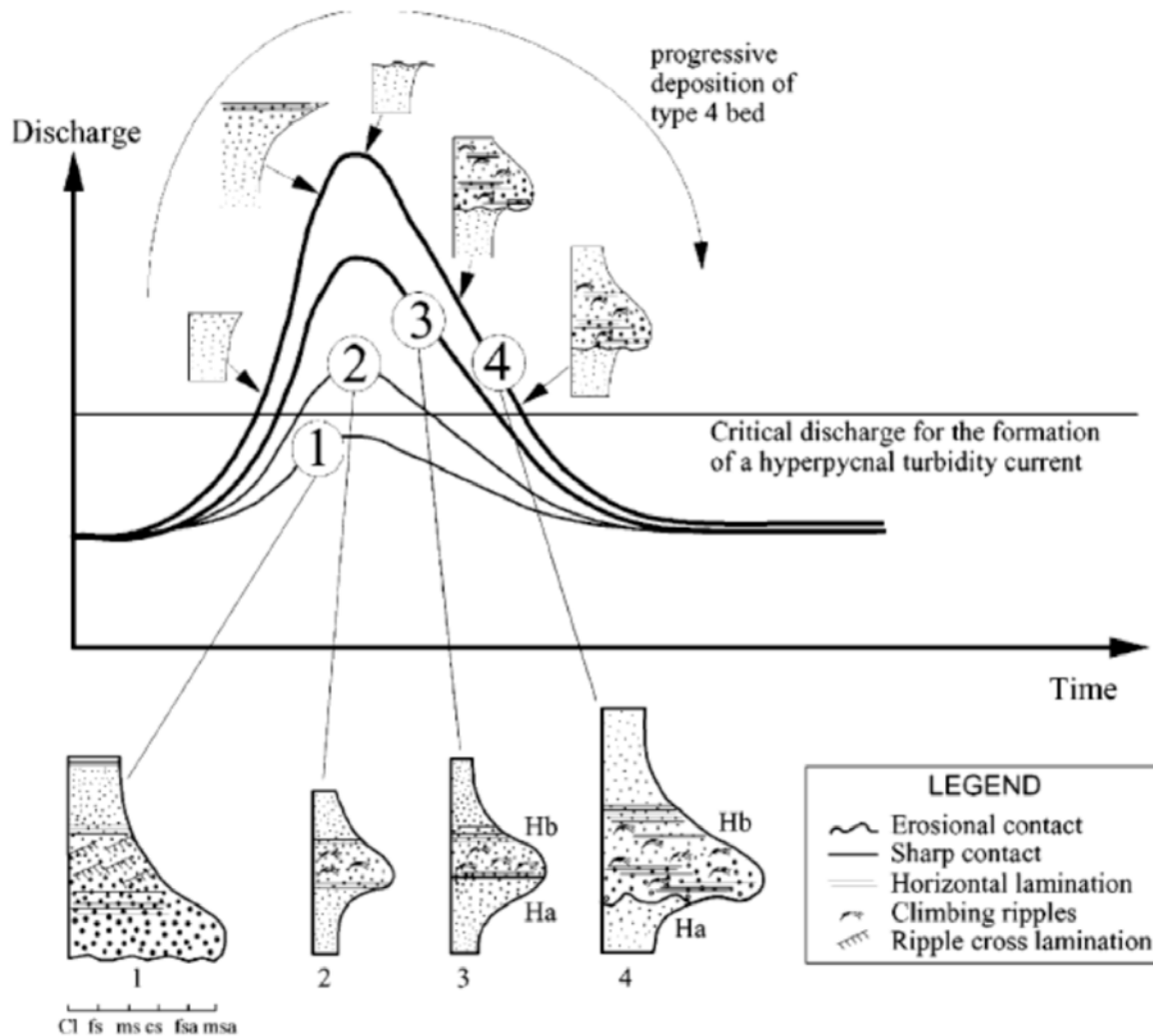


Figure 1.9 : Facies et séquence de dépôt hyperpicnaux en fonction de l'intensité d'une crue. Les crues de faible intensité ne génèrent pas de courant hyperpicnal mais uniquement une bouffée turbide. Un courant hyperpicnal est généré en cas de crue suffisamment importante, se manifestant par des dépôts à granoclassement inverse à leur base, puis normal à leur sommet. Au delà d'un seuil de débit, la vitesse du courant provoque l'érosion de tout ou partie de l'unité basale à granoclassement inverse (d'après Mulder et al., 2003)

d) Évolution et transformation

Les mécanismes de transport décrits précédemment sont des mécanismes idéaux. Toutefois le mécanisme de transport peut varier entre le moment de rupture et le moment du dépôt. La dynamique d'érosion et de dépôt d'un écoulement conduit à l'incorporation de fluides et de sédiments, ainsi que la déstructuration du sédiment. Middleton et Hampton (1973) sont les premiers à proposer un modèle basé sur l'évolution spatiale de l'écoulement, mais sans prendre en compte le paramètre temporel (**Figure 1.10**). Mulder et Alexander (2001) soulignent la complexité des classifications des écoulements en raison des transformations de ceux-ci entre la source et le dépôt final qui peuvent être séparés de plusieurs centaines de kilomètres.

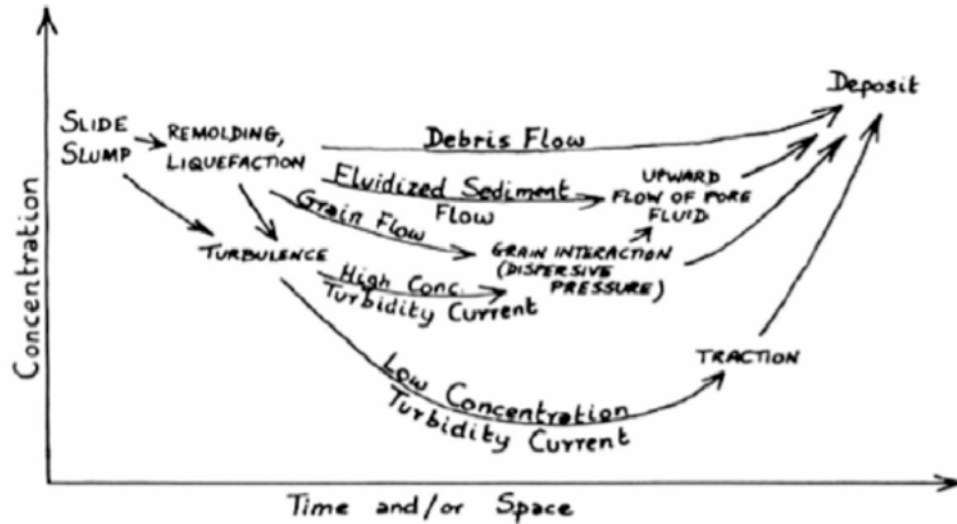


Figure 1.10: Modèle d'évolution possible d'un écoulement en fonction du temps et/ou de l'espace. (Middleton and Hampton, 1973)

Shanmugam et al., (1994) proposent quant à eux une évolution possible d'un *slide* ou d'un *slump* vers un écoulement de type laminaire, pour aboutir à un écoulement de type turbulent (**Figure 1.11**). De nombreux mécanismes peuvent donc se succéder au cours d'un même transport, et le dépôt ne reflète alors qu'un état final et ponctuel de l'écoulement (**Figure 1.10**). Devant la difficulté à distinguer sur les données sismiques les glissements translationnels (*slides*) des glissements rotationnels (*slump*), et des différents types d'écoulement laminaires, la notion de dépôts de transport en masse (*Mass Transport Deposits*, MTD) a progressivement supplanté les précédentes (Canals et al., 2004; Moscardelli et al., 2006; Tripsanas et al., 2008).

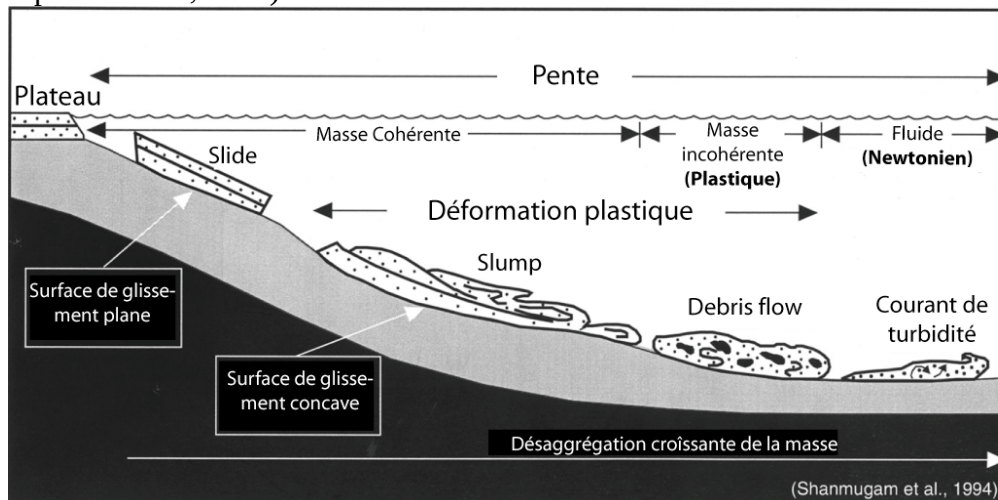


Figure 1.11: Modèle d'évolution simplifié d'un glissement en masse vers un courant de turbidité (modifié d'après Shanmugam et al., 1994)

Il est de ce fait nécessaire de disposer d'un jeu de données sur l'ensemble du dépôt de la masse glissée afin de pouvoir étudier l'évolution et la transformation des écoulements.

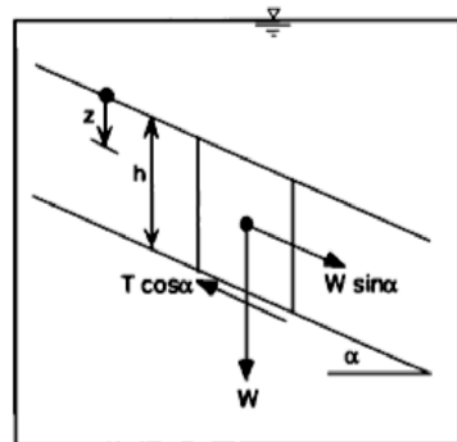
1.1.5 Facteurs de contrôle des instabilités.

Les sédiments sont considérés instables lorsque la somme des forces appliquées sur les sédiments, et en particulier la contrainte tangentielle générée par la gravité, devient supérieure à la résistance des sédiments au cisaillement (**Figure 1.12**) (Hampton et al., 1996; Locat and Lee, 2002). Les origines des forces appliquées sur les sédiments peuvent être multiples, et leurs effets interdépendants. Parmi les paramètres qui réduisent la résistance des sédiments au cisaillement (Figure 1.13), on retrouve la pression de fluides interstitiels, la sédimentation, les secousses sismiques, et la présence de gaz hydrates, tandis que parmi les paramètres qui augmentent la contrainte cisailante appliquée au sédiment on retrouve la gravité, la pente, la surcharge sédimentaire, les secousses sismiques, ou encore les effets de la houle et des tempêtes. Certains de ces paramètres peuvent donc à la fois augmenter la contrainte cisailante et réduire la résistance du sédiment.

Figure 1.12: Forces agissant sur une section de pente sous-marine infinie. $T \cos \alpha$ représente la résistance au cisaillement, $W \sin \alpha$ la contrainte cisailante gravitaire agissant dans la direction du mouvement potentiel, W la composante verticale de la force de volume de la tranche, et α le pendage de la pente.

Figure 1.13 : Causes de glissements sous-marins (cf. texte pour le détail). (modifié d'après Hampton et al., (1996).

Baisse de la résistance	Augmentation de la contrainte
Séismes	Séismes
Houle	Houle
Marées	Marées
Sédimentation	Sédimentation
Présence de Gaz	Erosion



a) La pente

La pente locale est l'un des principaux paramètres qui influent sur la stabilité de la couverture sédimentaire. En effet, la contrainte cisailante gravitaire exercée à la base de la colonne sédimentaire est proportionnelle au pendage : $W \sin \alpha$ où W est la profondeur, et α le pendage (Hampton et al., 1996)(**Figure 1.12**)

b) Les taux de sédimentation

Le taux de sédimentation représente un facteur d'instabilité sur le long terme puisqu'il détermine le degré de consolidation des sédiments. Une augmentation rapide de l'épaisseur des sédiments empêche le drainage efficace et l'échappement des fluides interstitiels, générant ainsi une pression de fluides interstitiels élevée. Lorsque la pression de fluides interstitielle devient supérieure à la pression de fluide hydrostatique, le sédiment est dit « sous-consolidé ».

L'état de sous-consolidation favorise la déstabilisation (Adams and Roberts, 1993; Sultan et al., 2004).

c) L'eustatisme

L'eustatisme correspond à la variation globale du niveau marin. Il a un rôle indirect sur la déstabilisation de matériel sédimentaire en influant sur les taux de sédimentation et sur la localisation des dépôt-centres. En effet, les taux de sédimentation sont plus élevés en période de bas niveau marin à cause d'une érosion continentale accrue (Baztan et al., 2005), mais également par la modification du profil d'équilibre des rivières. D'autre part, la variation du niveau marin entraîne une migration du trait de côte, et de ce fait des dépôt-centres. En période de bas niveau marin, les sédiments peuvent ainsi être accumulés sur le bord de la plateforme continentale ou sur la pente où ils sont instables et susceptibles de glisser (Garziglia et al., 2008). D'autre part, la plateforme continentale peut être émergée en période de bas niveau marin, produisant ainsi son érosion, tandis qu'étant submergée en période de haut niveau marin, elle sert de réservoir sédimentaire (Blumberg et al., 2008). Ainsi, les turbidites dans le bassin profond sont en général plus fréquentes et plus épaisses lors des périodes glaciaires que durant les périodes interglaciaires (Lee et al., 1996; Wien et al., 2006).

Par ailleurs, les variations eustatiques entraînent des changements dans les types de dépôts : Bryn et al. (2003) ont montré que dans les fjords norvégiens, la sédimentation pendant les phases glaciaires se traduit par des dépôts grossiers, tandis que durant les phases interglaciaires, il s'agit essentiellement de dépôts fins. Cette alternance de lithologie empêche l'évacuation des fluides interstitiels et augmente ainsi la pression de pore, favorisant la déstabilisation. De plus, la baisse du niveau marin peut entraîner une chute de la pression hydrostatique, qui, si elle devient inférieure à la pression de fluide interstitielle abaisse ainsi la stabilité du matériel sédimentaire (Lee et al., 1996). De plus, la chute de pression hydrostatique peut également provoquer une dissociation de gaz hydrates qui déstabilisent eux aussi la pente (Kvenvolden, 1999). Le risque de déstabilisations de pente peut de ce fait être plus élevé en période de bas niveau marin (Einsele et al., 1996).

d) La sismicité

Les chargements sismiques sont considérés depuis les premiers travaux sur les instabilités gravitaires sous-marines comme un mécanisme déclenchant fondamental (Morgenstern, 1967). En effet, il en résulte un chargement cyclique qui d'une part réduit la résistance du sédiment au cisaillement, et d'autre part provoque l'expulsion de fluides. Dans le cas de couches peu perméables, les fluides expulsés plus bas sont piégés et augmentent la pression de fluide interstitiels (Hampton et al., 1996). Le sédiment peut de ce fait être liquéfié et conduire à un glissement de terrain.

Le déclenchement sismique a été mis en évidence lors du séisme de Grand Bancs de magnitude Mw 7,2 au large de Terre Neuve (Heezen and Ewing, 1952). Le séisme a généré un glissement de terrain sous-marin qui a sectionné les câbles de communication installés en pied de pente, et les turbidites résultantes ont été identifiées sur une surface de ~100 000 km² (Cochonat and Piper, 1995). Les zones de marges passives en général à faible activité sismique ne sont pas dépourvues de méga-événements d'instabilités. Les grands mouvements en masse Storegga, Traenadjupet, Big'95, Afen, et Finneidfjord sont tous intervenus sur des zones de marges passives à activité sismique faible à modérée ($2 \leq Mw \leq 5.8$) (Canals et al., 2004)(Figure 1.14).

	Storegga	Traenadjupet	Canaries	Big'95	Afen	Finneifjord
Activité sismique	Modérée	Modérée	Faible	Faible à modérée (Mw<4,9)	Faible (Mw<2,9)	Modérée (M<5,8)
Processus de transport	Slide (debris flow?)	Slide (debris flow ?)	Debris flow	Debris flow	Slide	Slide (Avalanche ?)
Longueur de transport (km)	770	200	600	110	7,35	1
Volume déplacé (km ³)	3000	900	400	26	0,2	0,001

Figure 1.14: Tableau récapitulatif de glissements de terrain s'étant produit sur des marges passives à sismicité faible à modérée (modifié d'après Canals et al., (2004) par Joanne, (2008)

1.1.6 Les canyons : axes privilégiés des transferts sédimentaires

a) Définition et morphologie

De nombreuses études ont eu lieu sur les canyons sous-marins depuis leur mise en évidence. Bien que pouvant comporter des caractéristiques morphologiques très différentes, il est possible de rassembler trois grands domaines communs aux études réalisées (Cronin et al., 2005). Ces domaines sont 1) la tête du canyon, 2) le corps du canyon, et 3) son embouchure. En fonction des cas et des contextes étudiés, les limites entre ces trois grands domaines peuvent parfois être difficiles à établir.

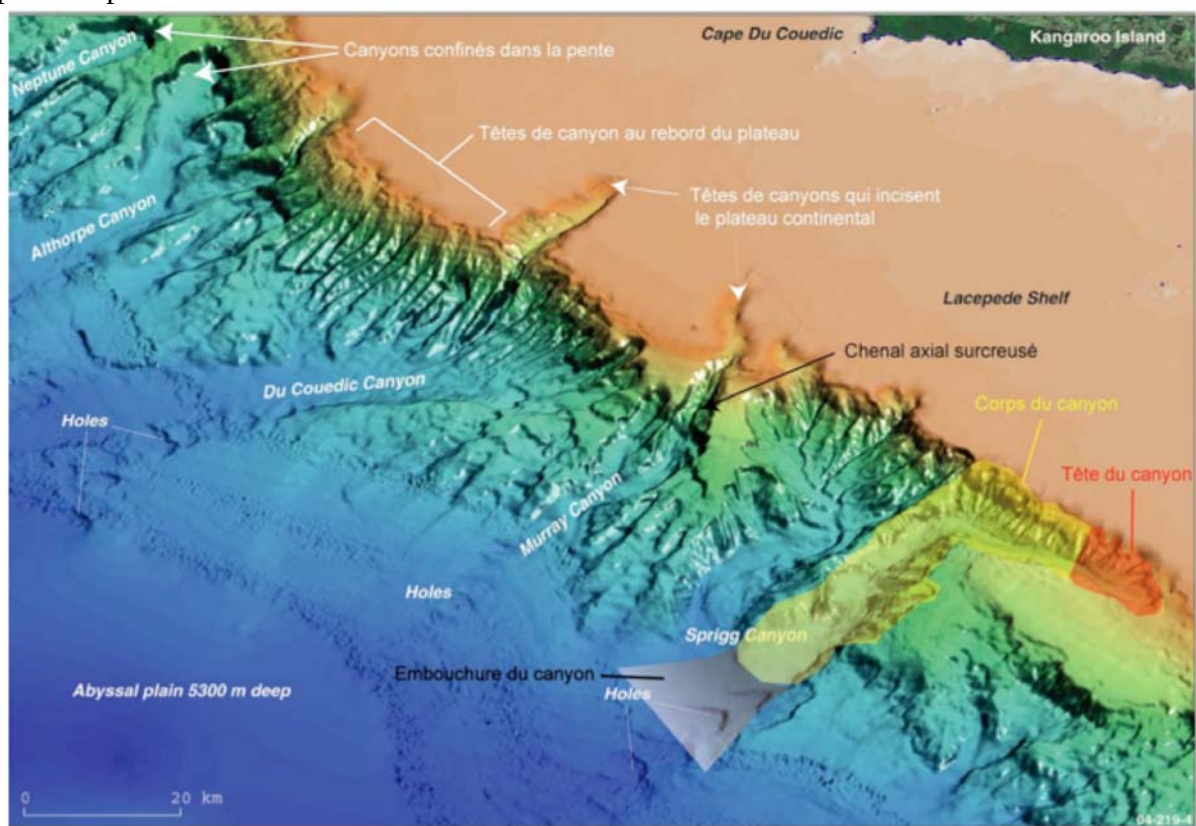


Figure 1.15: Bloc 3D de la côte sud-est de l'Australie montrant des canyons sous-marins et leur position sur une marge continentale. Le canyon de Sprigg est habillé afin de représenter les trois parties d'un canyon: la tête (rouge), le corps (jaune), et l'embouchure (gris). Modifié d'après (Hill et al., 2005) par (Gaudin, 2006)..

1) Tête

La tête du canyon désigne la partie la plus proche de la côte (**Figure 1.15**). Sa limite vers l'aval est toutefois difficilement définissable. L'étude de profils d'incision longitudinaux montre que la pente au sein de la tête du canyon est en général nettement plus forte que celle du reste de leur cours, pouvant dépasser parfois une dizaine de degrés. Cette différence de pente pourrait ainsi définir la limite distale de la tête. La partie proximale est quant à elle facilement identifiable, puisqu'il s'agit du début d'incision du canyon sur la pente ou sur la plateforme continentale. Il faut toutefois noter que certains canyons sont considérés comme

étant « sans tête » car ils sont localisés exclusivement sur la pente continentale (Pratson and Coakley, 1996; McAdoo et al., 1997; Orange et al., 1997). Dans ce cas, la définition de la tête canyon comprendrait uniquement l'incision des canyons lorsque celle-ci se produit sur le plateau continental ou à sa rupture de pente.

La tête du canyon est en général caractérisée par une morphologie en forme d'amphithéâtre orienté face à la pente, sa largeur pouvant être hectométrique à plurikilométrique. Elle peut être simple, ou ramifiée, voire dendritique. La tête peut être située à trois endroits types de la marge continentale :

- Sur la plateforme continentale. Le canyon peut entailler le plateau continental, et être proche de la côte, atteignant des profondeurs inférieures à 50 m. La tête du canyon se trouve alors en général à proximité d'une source sédimentaire telle qu'un fleuve, et peut être en connexion directe avec celui-ci (Babonneau et al., 2002; Greene et al., 2002; Smith et al., 2007). Ces canyons sont qualifiés de matures par (Pratson et al., 1994)

- Sur la rupture de pente de la plateforme. La tête du canyon est alors localisée en général à une profondeur inférieure à 200 m. Les canyons dont la tête a atteint la rupture de pente sont qualifiés de « matures » par (Pratson et al., 1994). Ils entaillent souvent la plateforme latéralement, leur tête pouvant alors être plus large que leur corps

- Sur la pente continentale. La tête du canyon est alors localisée à une profondeur très variable sans lien apparent avec la partie supérieure de la pente. Sa largeur est du même ordre de grandeur que celle du corps du canyon. Ces canyons sont qualifiés de « juvéniles » par Pratson et al. (1994).

2) Corps

Le corps du canyon constitue la partie principale de celui-ci, allant de la tête jusqu'au pied de pente (**Figure 1.15**) ou jusqu'à la fosse dans le cas d'une marge active. Sa longueur est variable en fonction des cas, mais peut atteindre plusieurs centaines de kilomètres. Sa morphologie est caractérisée par une diminution nette de la pente par rapport à celle de la tête du canyon (**Figure 1.16**), avec des valeurs moyennes souvent inférieures à 2° (Baztan et al., 2005; Gaudin et al., 2006; Arzola et al., 2008). Il n'y a en général pas de ramifications ou de réseau dendritique dans ce domaine.

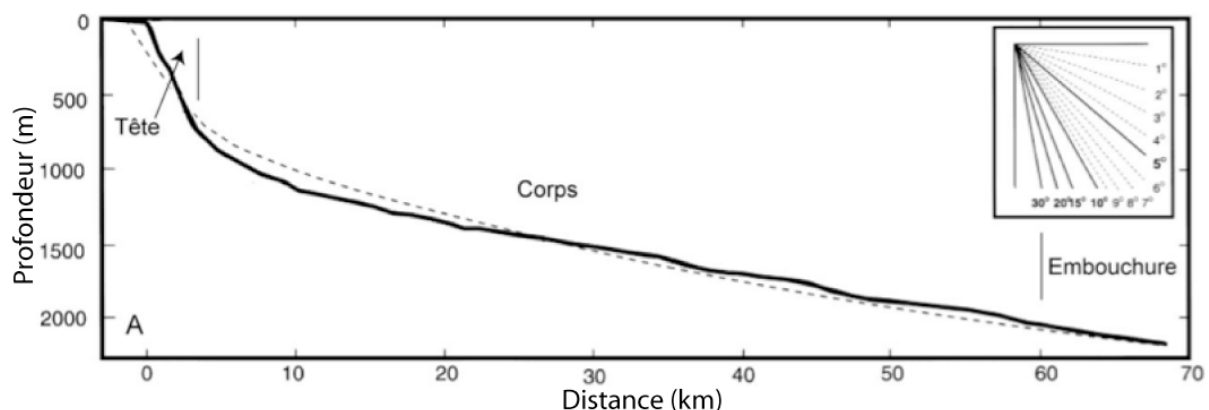


Figure 1.16: Profil d'incision typique d'un canyon (en gras) : cas du canyon de Kaikoura modifié de Lewis and Barnes, (1999), comparé à un profil d'équilibre. Les limites des trois domaines principaux d'un canyon sont indiquées (Gaudin, 2006)

Le profil d'incision de la vallée est en forme de V, s'élargissant progressivement en aval jusqu'à atteindre une forme en U. L'incision entre le fond et les bords augmente avec la profondeur, et peut atteindre plus de mille mètres comme dans le cas des canyons de Nazaré et de Setubal au large du Portugal (Arzola et al., 2008). La pente des flancs est variable, mais

souvent raide, pouvant atteindre plus de 45°, avec une valeur moyenne autour de 25°. Bien que l'incision affecte toute la largeur de la vallée, certains canyons peuvent présenter une surincision localement au sein de leur vallée (Baztan et al., 2005; Hill et al., 2005).

3) Embouchure

L'embouchure du canyon (**Figure 1.15 et Figure 1.16**) correspond à la partie terminale du canyon située au pied de la pente continentale. Elle se caractérise par une vallée en général plus large que dans le corps du canyon, et une diminution progressive de la pente axiale, avec des valeurs souvent inférieures à 0,5° (Babonneau et al., 2002; Baztan et al., 2005; Gaudin et al., 2006; Arzola et al., 2008). En aval de l'embouchure se développe souvent un système de chenaux-levées ou de lobes distaux (Galloway, 1998)

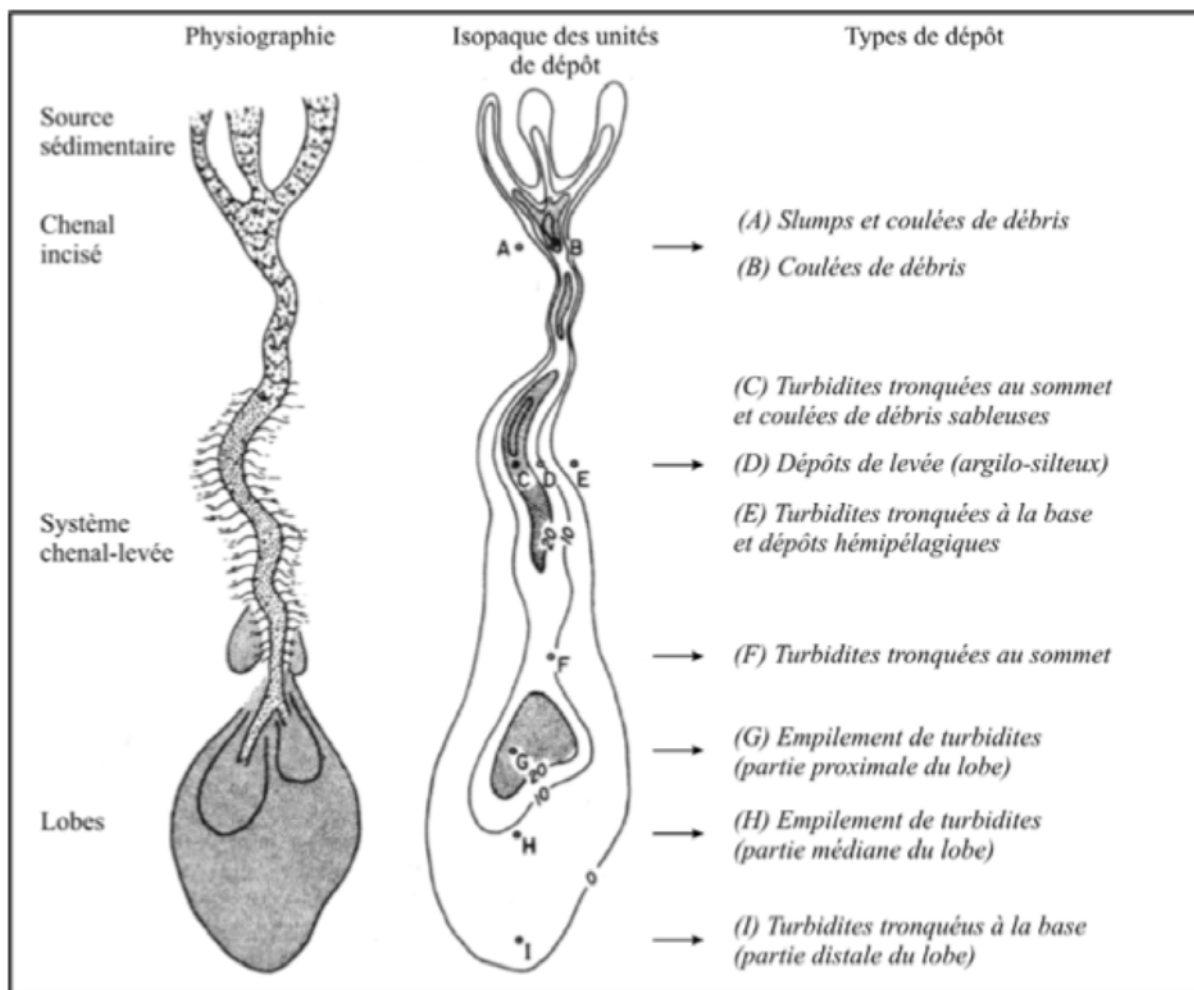


Figure 1.17: Schéma conceptuel d'un système de chenal-levées-lobes et dépôts associés (modifié d'après Galloway, (1998) par (Toucanne, 2008)

b) Érosion, transport et dépôt associés

Les canyons sous-marins constituent la voie préférentielle de transit des sédiments, depuis le plateau continental, jusqu'en pied de pente (Shepard, 1981). Le transport des particules est principalement attribué aux courants gravitaires (Daly, 1936; Garfield et al.,

1994). La récente mise en place de courantomètres et de pièges à particules dans des canyons et des systèmes de chenaux levées a permis de confirmer le rôle de ces structures dans les transferts de sédiments (Garfield et al., 1994). Toutefois, les mêmes processus n'agissent pas dans les trois parties d'un canyon.

- *Pente supérieure*

La pente supérieure est souvent marquée par une pente plus raide que dans le reste du canyon, et des flancs clairement affectés par des cicatrices semi-circulaires associées à des déstabilisations (Pratson et al., 1994; Greene et al., 2002; Green and Uken, 2008). Les déstabilisations sont les plus fréquentes en haut de pente (Smith et al., 2007; Arzola et al., 2008; Green and Uken, 2008; Lastras et al., 2009). Ce processus de déstabilisation est dominant dans cette partie des canyons, toutefois les dépôts associés n'y font que transiter majoritairement. Les dépôts dans cette partie sont essentiellement constitués de turbidites fines et de haute fréquence, associés à du matériel issu des rivières ou à de petites déstabilisations locales de la pente (Smith et al., 2007; Arzola et al., 2008). Cette sédimentation peut se produire à une rythmicité d'échelle humaine, puisque des variations morphologiques ont été observées lors du suivi bathymétrique de la tête du canyon de Monterey sur une durée de 29 mois (Smith et al., 2007).

- *Pente moyenne*

Lorsqu'un canyon est considéré comme actif, la pente moyenne correspond à la zone de *bypass*, c'est-à-dire à une zone où les particules transitent le long du conduit sans y être déposées. Lorsque l'activité du canyon est réduite, les sédiments peuvent être déposés dans le lit du canyon, auquel cas celui-ci se remplit progressivement. Dans le cas d'une incision ultérieure au remplissage, ces structures forment alors des terrasses (Baztan et al., 2005; Gaudin et al., 2006). Lors d'un transport sédimentaire particulièrement vigoureux, des dépôts de débordement peuvent être enregistrés sur les terrasses et au-dessus des flancs du canyon (Babonneau et al., 2002).

- *Pente inférieure / bassin profond*

La transition entre la pente inférieure et le bassin profond se manifeste souvent par la présence d'un éventail turbiditique (**Figure 1.17**).

Ces ensembles sont constitués de dépôts impliquant des plus gros volumes de sédiments que ceux présents dans la pente supérieure, ils sont plus grossiers et moins fréquents. Arzola et al. (2008) interprètent ce type de dépôts comme étant issus de grandes déstabilisations de la plateforme et des flancs de canyons.

Les systèmes chenaux-levées se forment au débouché des canyons, du glacis jusqu'au bassin profond et sont constitués de dépôts turbiditiques. Les chenaux sont souvent peu incisés et méandriformes. Le chenal canalise les écoulements gravitaires au sein duquel les éléments tractés et en suspension se répartissent en fonction de leur masse. Les éléments les plus grossiers restent au sein du chenal, tandis que les éléments les plus fins, en suspension, débordent et édifient des levées. Les levées se développent ainsi progressivement par aggradation et par expansion latérale, se manifestant par des dépôts inclinés vers l'extérieur, de part et d'autre du chenal (**Figure 1.18**). De beaux exemples sont présents pour les systèmes de l'Amazone, de l'Indus (Deptuck et al., 2003) ou du Bengale (Curry et al., 2002). Dans certains cas, les processus érosifs dans l'axe du chenal dominant et surincisent le chenal, celui-ci passant alors sous le niveau de base des levées, comme dans le cas du chenal du Zaïre (Babonneau et al., 2002).

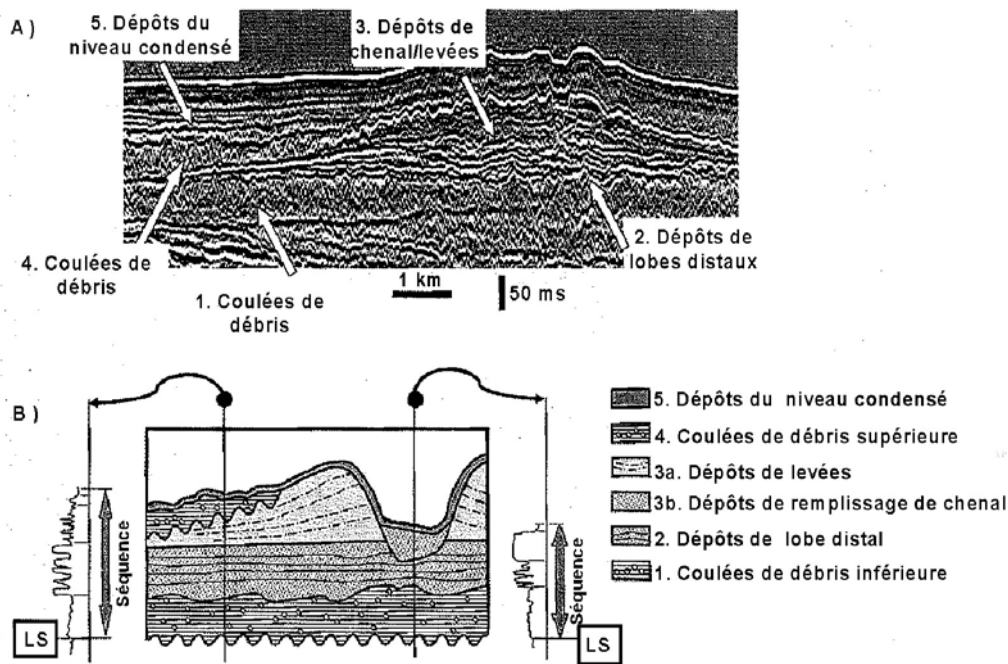


Figure 1.18: A) Profil sismique de l'offshore indonésien montrant un système de chenal-levées. B) Représentation schématique d'une séquence de dépôt. (modifié d'après (Posamentier and Kolla, 2003))

Les lobes distaux, situés dans la continuité des systèmes de chenaux-levées (**Figure 1.17**) correspondent à des corps sableux généralement composés de turbidites massives (Galloway, 1998) en alternance avec des turbidites fines et des hémipélagites (Bouma, 2001).

c) Mode de formation et fonctionnement

a) D'anciennes rivières submergées ?

Au début du XX^e siècle, les premiers canyons sous-marins ont été mis en évidence sur la plate-forme continentale et en bordure de plate-forme. La tête des canyons peut être localisée à proximité des côtes et dans la continuité des embouchures des fleuves. Les premiers auteurs ont alors établi un lien entre la présence des réseaux fluviaux et celle des canyons sous-marins. Ils interprètent ces structures comme étant d'anciennes rivières submergées lors de la remontée du niveau marin à la fin de la dernière glaciation Pléistocène (Shepard, 1933).

Cette hypothèse est toutefois contredite par Bourcart (1958) qui se base sur les études de variation du niveau marin du Quaternaire montrant une variation inférieure à 200 m. Cette variation serait incompatible avec des incisions qui se produisent à 3000 m. Il propose un basculement de l'ensemble de la marge qui submergerait ainsi d'anciennes rivières. La circulation de courants de turbidité n'a selon lui pas le pouvoir érosif nécessaire à l'incision du canyon, mais permet uniquement d'éviter son remplissage par la sédimentation hémipélagique continue.

b) Les écoulements gravitaires

Forel (1892) découvre des courants chargés en sédiments en milieu lacustre. Ces auteurs observent des courants de turbidité et montrent leur relation avec des ravines subaquatiques. Cette découverte permet à Daly (1936) de proposer que les courants de turbidité jouent un rôle majeur dans l'incision des canyons. Il fait également le lien avec les

variations du niveau marin. Ces travaux sont également soutenus par Veatch (1939) qui utilise des technologies acoustiques nouvelles pour montrer que les canyons ne sont pas réduits à la plateforme continentale et sa rupture de pente, mais incisent le fond marin jusqu'à la plaine abyssale.

L'hypothèse d'érosion sous-marine induite par les courants de turbidité a été confirmée lors de l'événement de Grand Banks en 1929 au Canada. Un séisme sous-marin provoqua une déstabilisation qui se transforma en courant de turbidité. Les câbles de télécommunication sectionnés montrèrent le pouvoir érosif de celui-ci ainsi qu'une estimation de sa vitesse sur le fond pouvant atteindre 100 km/h (Heezen and Ewing, 1952).

c) Érosion régressive

En 1982, Twichell et Roberts étudient les canyons cartographiés sur la côte Est des Etats-Unis. Ils distinguent deux grandes familles de canyon, classées en fonction de leur étendue sur la marge continentale et de leur morphologie. La famille la plus nombreuse comporte des canyons fins, avec une tête localisée sur la pente continentale à plusieurs centaines de mètres sous le rebord de la plateforme. La famille moins nombreuse est quant à elle composée de canyons larges avec une tête marquée par des cicatrices d'arrachement qui entaillent la plateforme. Farre et al., (1983), à partir des mêmes informations, proposent un mécanisme d'initiation des canyons. Selon eux, les canyons sont initiés à partir de « gullies » provoqués par la déstabilisation de matériel en amont. Ces ravines finissent à leur tour par déstabiliser le sédiment localisé directement en amont. L'incision des canyons se produit donc selon ce modèle par érosion régressive (**Figure 1.19**). Lorsque l'érosion régressive atteint la plateforme l'incision peut alors également être latérale. Lorsque l'incision se rapproche des cotes, un nouveau type d'érosion est alors possible grâce à la capture de sédiments remaniés par les processus sédimentaires de la plateforme. L'étape ultime est la connexion de la tête du canyon avec un réseau de drainage terrestre.

Farre et al., (1983) définissent également un degré de maturité des canyons. Les canyons fins et confinés à la pente sont qualifiés de « juvéniles », tandis que les canyons entaillant la plateforme sont qualifiés de « matures ».

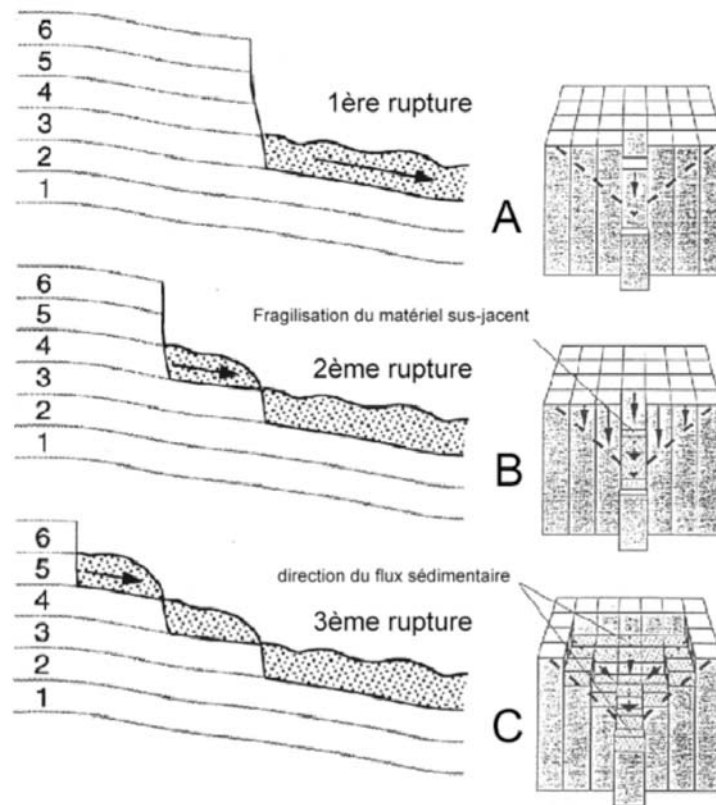


Figure 1.19: Principe de l'érosion régressive (modifié d'après Pratson and Coakley, (1996) par Gaudin, 2006). A) Une première rupture se produit et provoque la fragilisation du matériel sus-jacent. B) Ceci entraîne une déstabilisation en chaîne en amont, dont les produits transitent via l'espace créé en aval. C) Le processus s'arrête lorsque l'érosion n'est plus assez importante pour déstabiliser le matériel en amont.

d) Érosion régressive associée aux écoulements gravitaires

Daly (1936) est le premier à proposer que les canyons soient incisés par le pouvoir érosif des courants de turbidité mis en évidence quelques décennies plus tôt par Forel et al (1892).

Dans les années 90, Pratson et ses collaborateurs (Pratson and Coakley, 1996; Pratson et al., 1994) reprennent les concepts de Daly reposant sur l'érosion basale liée à la circulation d'écoulements gravitaires.

Pratson et al. (1994) observent que certains canyons sous-marins présents au large du New Jersey sont ancrés à mi pente sur d'anciennes incisions désormais enfouies, tandis qu'ils sont décalés en amont et sur la plateforme, en étant face aux réseaux fluviaux terrestres. Ils corréleront la migration des paléocanyons et des canyons actuels avec celle des dépôt-centres fluviaux. Ils en déduisent que l'incision des canyons est liée à l'érosion basale par les courants de turbidité. Ils suggèrent également que la réutilisation des conduits enfouis, se produirait car leur incision serait plus aisée.

Par ailleurs, (Pratson and Coakley, 1996) montrent à travers des modélisations numériques que l'incision des canyons sous-marins est un processus qui pourrait comporter trois phases, faisant à la fois intervenir les mécanismes d'érosion régressive et d'érosion basale liée à la circulation d'écoulements gravitaires. Les phases seraient les suivantes :

- 1) Incision de ravines (*gullies*) par des écoulements gravitaires initiés en amont ou en haut de pente, lorsque la pente atteint un seuil critique en raison de l'accumulation sédimentaire par exemple.

2) Déstabilisation des flancs ou de la base des ravines en milieu ou en bas de pente.

3) Evolution de la déstabilisation vers le haut de pente par érosion régressive, et incision en aval par les écoulements gravitaires issus des produits de la déstabilisation en aval.

Ce modèle réconcilie à la fois le mécanisme d'érosion régressive et celui d'incision par les écoulements gravitaires que ne faisait pas intervenir Farre et al., (1983).

e) Apports continentaux et variations du niveau marin

Selon les précédentes observations, la quantité d'apports sédimentaires joue un rôle dans les mécanismes d'incision des canyons. Les apports continentaux sont en effet responsables de la construction de la plateforme et donc indirectement de l'augmentation de la pente locale et des déstabilisations. Par conséquent, ils constituent aussi un facteur de contrôle de l'érosion régressive qui initierait les canyons que des écoulements gravitaires qui les entretiennent.

Par ailleurs, les variations climato-eustatiques influencent directement la formation des canyons, car elles contrôlent les variations de flux sédimentaire. En période de bas niveau marin relatif, le profil d'équilibre des rivières est modifié par l'abaissement du niveau de base étant, ce qui a pour conséquence d'augmenter leur pouvoir érosif. Si le canyon a suffisamment entaillé la plateforme, il peut s'établir une connexion directe entre le canyon sous-marin incisé et le réseau hydrographique terrestre (Aloisi et al., 1975). Les apports sédimentaires sont alors directement amenés dans le canyon, et peuvent y circuler sous forme d'écoulements turbulents (courants de turbidité et courants hyperpycnocaux) incisant ainsi le substrat.

Au début des déglaciations, les sédiments précédemment érodés sont libérés de la glace et transportés vers la mer. Les apports sont d'autant plus chargés en sédiments, ce qui augmente les taux de sédimentation sur la plateforme et le pouvoir érosif des processus gravitaires (Baztan et al., 2005).

1.2 Le cas des marges actives

Les processus et les voies de transferts sédimentaires que nous avons vu dans la partie précédente ont été traités dans le cas de marges passives. Ces processus et objets sédimentaires existent sur une marge active. Toutefois, en raison de sa complexité morphologique et de son activité tectonique et sismique, certaines de leurs caractéristiques peuvent varier. Dans cette partie, nous allons présenter ces différences et discuter de leur utilisation à l'étude géodynamique d'une marge active.

1.2.1 Zones d'instabilités

Sur une marge passive, les instabilités gravitaires peuvent s'initier sur l'ensemble de la pente continentale. Dans le cas d'une marge active, du fait de la morphologie plus complexe, la situation est différente.

L'accélération des ondes sismiques représente un des facteurs déclenchant majeurs de glissements de terrain sous-marins (Hampton et al., 1996). Les frontières de plaques convergentes produisant la majorité de la sismicité sur Terre, il semble intuitif que les marges convergentes soient le siège de nombreux glissements de terrains.

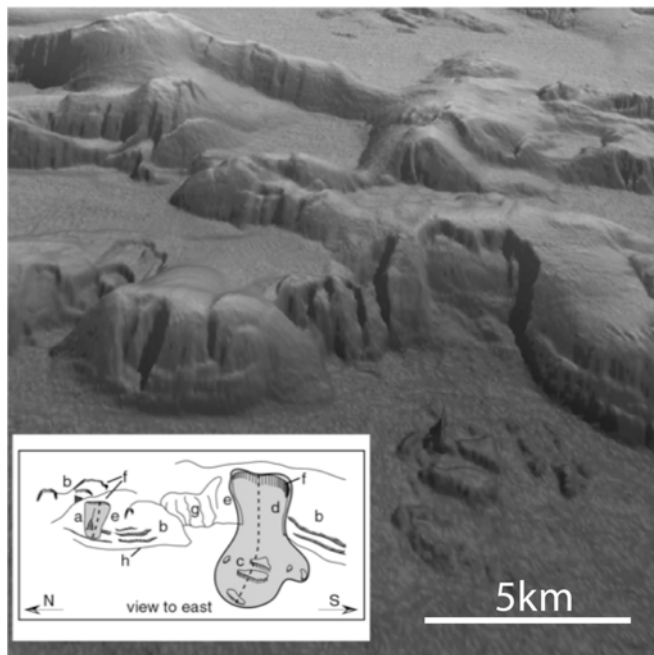


Figure 1.20: Vue 3D du front du prisme d'accrétion de l'Oregon. On peut identifier des glissements de petite échelle (a, b, e, f et g dans l'encadré) et un glissement de plus grande échelle (d dans l'encadré). (modifié d'après (McAdoo et al., 2000))

Des marges en accrétion, telles que celle de Nankai (McAdoo et al., 2004), des Cascades (McAdoo et al., 2004), ou du Makran (Kukowski et al., 2001) présentent une érosion sommitale du prisme d'accrétion témoignant de glissements sous-marins répétés. McAdoo et al. (2000) ont montré une multitude de glissements présents sur les flancs frontaux du prisme d'accrétion de l'Oregon (Figure 1.20) ayant une pente moyenne de $\sim 15^\circ$. Ces glissements sont de taille relativement faible, la plupart représentant un volume inférieur à 1km^3 . La pente raide et la récurrence élevée de secousses sismiques limite l'accumulation du matériel sédimentaire et de ce fait favorisent les glissements répétitifs de petite échelle. Cette situation est l'inverse de ce qu'on observe en marge passive stable, où une faible sismicité et des pentes douces favorisent l'accumulation de matériel sédimentaire ; la

surcharge associée à une secousse sismique génèrent de grands glissements. Nous pouvons en déduire que sur une marge active, la déstabilisation est « continue » et se produit à la faveur d'une multitude de glissements à petite échelle causée par une pente raide et une forte sismicité. Au contraire, sur une marge passive, elle est épisodique et se produit à la faveur de grands glissements dus à une surcharge sédimentaire.

Des marges actives en érosion tectonique telles que celle du Nicaragua (McAdoo et al., 2004), du Pérou (von Huene et al., 1989; Bourgois et al., 1993), ou de l'Équateur (Sage et al., 2006) présentent quant à elles de larges cicatrices d'arrachement. Ces marges, à l'inverse des marges en accrétion, ne reçoivent en l'occurrence que peu d'apports sédimentaires. Il en résulte peu de sédiments meubles à déstabiliser, et de ce fait plus de glissements à petite échelle. La présence de grands escarpements implique probablement du matériel consolidé de la marge, affaibli à la faveur d'une déformation tectonique et d'une subsidence généralisée de la marge.

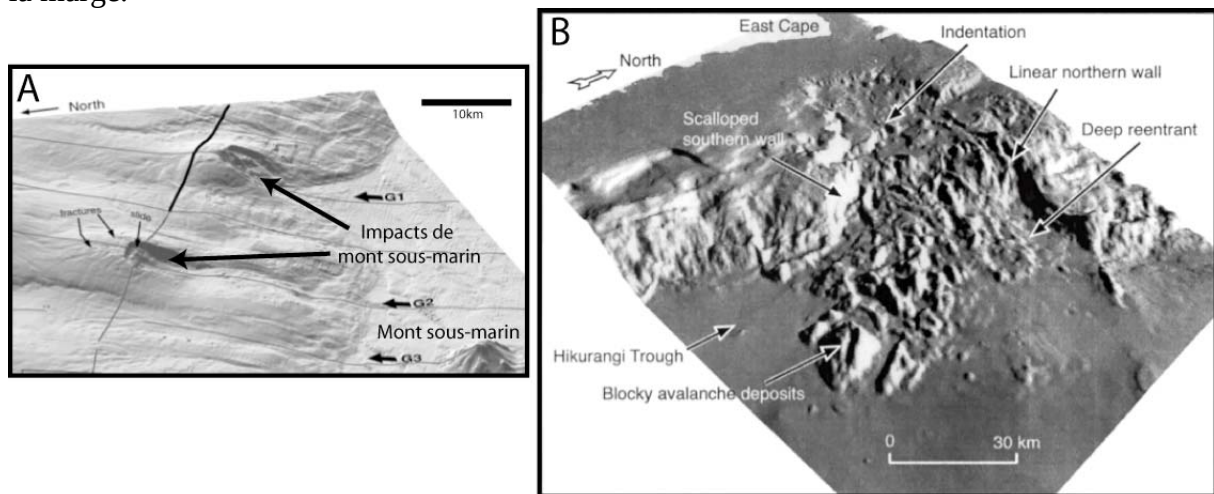


Figure 1.21: Vues 3D de glissements de terrain sous-marins provoqués par la subduction de monts sous-marins, sur les marges du A) Costa Rica (modifié d'après (Ranero and von Huene, 2000) et B) de la Nouvelle Zélande (modifié d'après Collot et al., 2001).

Des glissements peuvent également se produire indifféremment du type de marge active à la suite du passage en subduction de monts sous-marins, comme Costa Rica (Ranero and von Huene, 2000) ou au large de la Nouvelle Zélande (Collot et al., 2001) (**Figure 1.21**).

1.2.2 Les canyons : marqueurs actifs de la surrection

Sur une marge passive, le profil d'incision longitudinal est souvent exponentiel, et ne présente pas ou peu d'irrégularités structurales (plis, hauts structuraux...), contrairement aux marges actives qui sont souvent contrôlées structuralement, par des failles actives et des plis. Les paramètres morphologiques des canyons sous-marins, tels que ceux des réseaux fluviaux à terre, sont influencés par ce contrôle structural.

Un premier contrôle s'effectue sur les profils d'incision longitudinaux et transversaux. Le profil longitudinal des canyons en marge passive est comparable à celui des réseaux subaériens, obéissant à une loi exponentielle (Adams and Schlager, 2000; Goff, 2001). Du fait de la complexité morphologique des marges actives, les profils d'incision des canyons n'obéissent pas à une telle loi (**Figure 1.22**). Ainsi, il est commun de trouver des profils longitudinaux avec des ruptures de pente marquées, comme pour le canyon de San Antonio au Chili (Hagen et al., 1996; Laursen and Normark, 2002), Kushiro (Noda et al., 2008) et Tenryu (Soh and Tokuyama, 2002) au Japon, ou encore dans le cas du canyon de Monterey (Greene

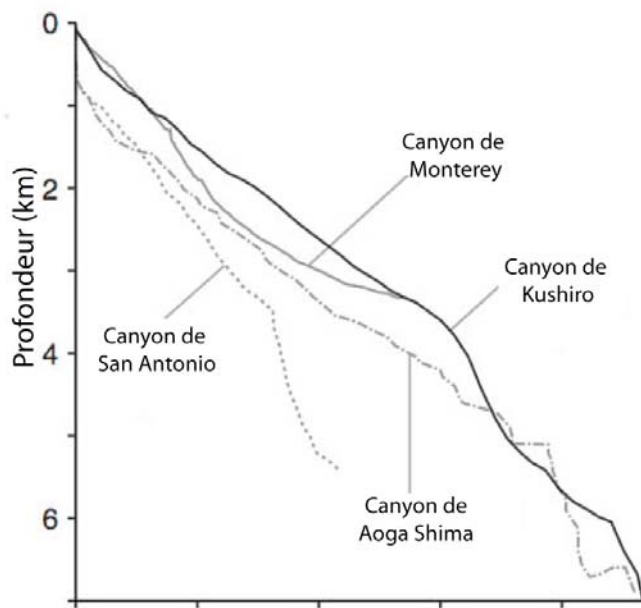


Figure 1.22: Profils d'incision axiale de plusieurs canyons en contexte de marge active (modifié d'après Noda et al., (2008)). Les données bathymétriques des canyons sont issues de Klaus et Taylor, (1991), pour Aoga Shima, Noda et al., (2008) pour Kushiro, Greene et al., (2002) pour Monterey, et Hagen et al., (1996) pour San Antonio.

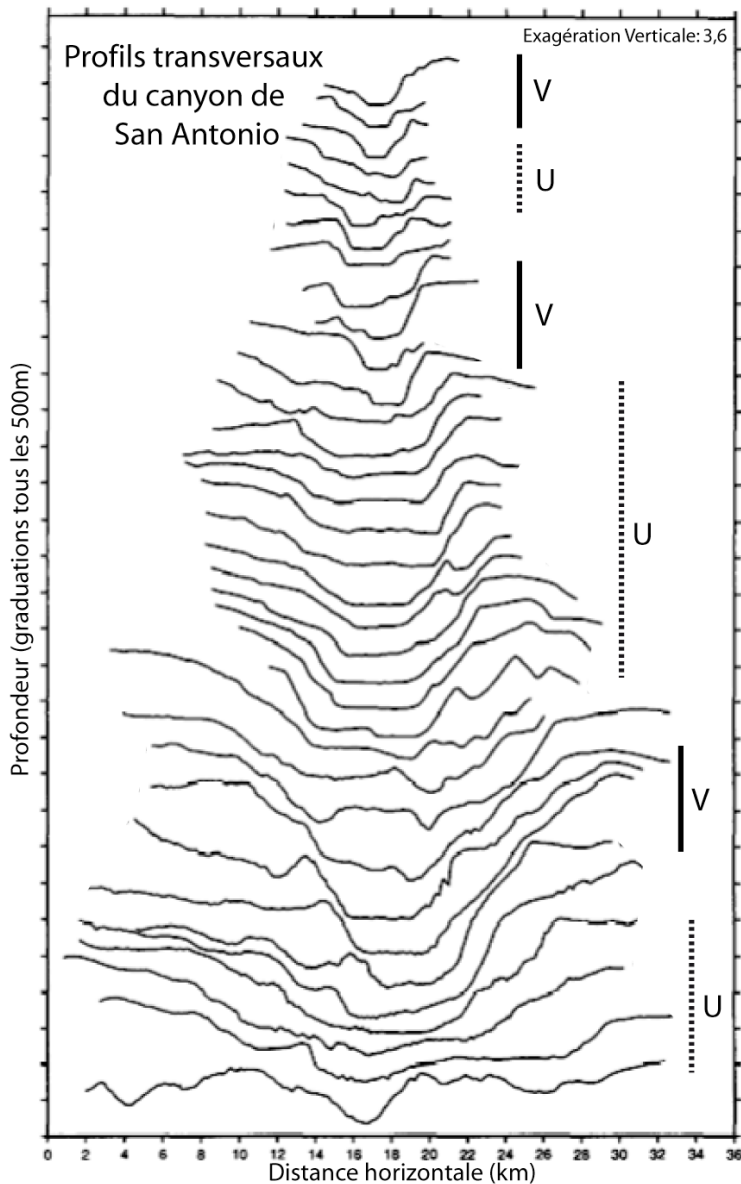


Figure 1.23: Profils transversaux du canyon de San Antonio (Chili) relevés tous les 2 km. On remarque l'alternance de profils d'incision en V (trait plein) et en U (trait pointillé). (modifié d'après Hagen et al., 1996)

et al., 2002). De plus, les profils transversaux peuvent alterner entre V et U (**Figure 1.23**), contrairement à une marge passive « idéale » où ce profil évolue progressivement d'un V à un U. Il faut distinguer deux cas de figure : 1) celui où le canyon a incisé le fond avant la mise en place de structures actives, et 2) celui où l'incision est postérieure à leur mise en place.

Dans le premier cas, les canyons peuvent traverser des plis ou des failles. Les maxima de gradients de pente de l'incision axiale ont été corrélés avec l'activité des plis et des chevauchements (**Figure 1.24**). De plus, ce maximum de pente engendre également un maximum local d'érosion, produisant ainsi une surincision marquée par une vallée étroite et profonde (Huyghe et al., 2004). Ce type de structure est similaire à ce qui est observé à terre pour les figures d'antécédence. Huyghe et al., (2004) ont montré que ces variations de pente se produisent lorsque l'érosion du canyon n'a pas atteint un équilibre avec son substrat (**Figure 1.23**).

Dans le second cas où l'incision est postérieure à la mise en place des structures actives, le tracé se parallélise à ces structures pour les contourner dans des points bas, formant ainsi des séries de virages à 90°, comme dans le système de canyons traversant le prisme du Makran (Kukowski et al., 2001), ou le canyon de San Antonio au Chili (Hagen et al., 1996; Laursen and Normark, 2002) (**Figure 1.25**). S'il n'y a pas de points bas, alors on assiste à la création de bassin de pente qui se remplit jusqu'à atteindre un seuil à partir duquel le bassin déborde et le canyon poursuit son incision en contrebas (Sinclair and Tomasso, 2002). Ce modèle d'incision en plusieurs étapes a été développé à partir d'observations de terrain dans les grès d'Annot (tectonique compressive), mais également à partir de données de sismique réflexion dans le golfe du Mexique (tectonique salifère).

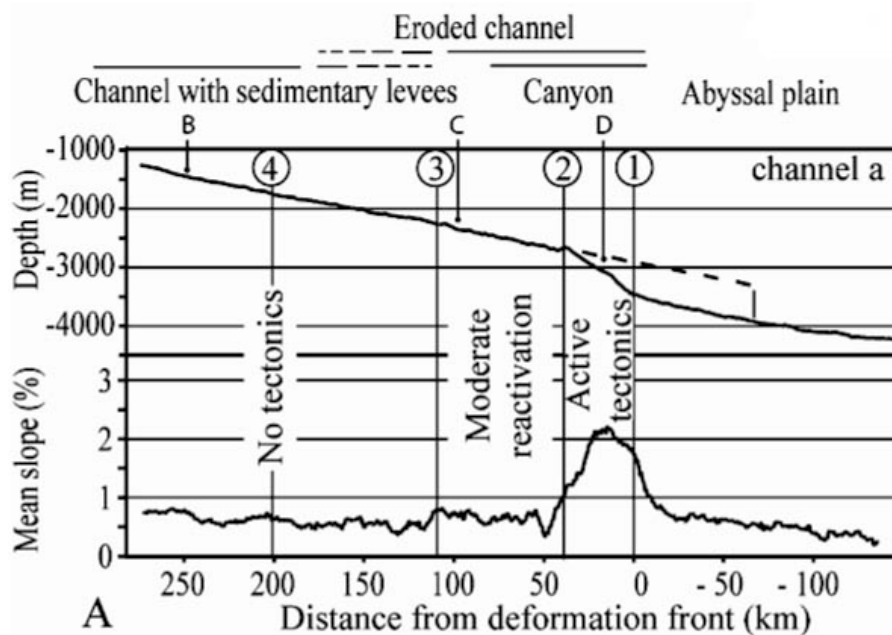


Figure 1.24: Relations entre le profil d'incision axiale, sa pente moyenne, et l'état d'activité tectonique que traverse un chenal. On observe que la pente est la plus élevée lorsque le canyon traverse un chevauchement actif (modifié d'après (Huyghe et al., 2004)).

Toutes ces caractéristiques morphologiques des canyons sont générées par les mouvements verticaux de la marge. Elles peuvent de ce fait être utilisées en tant que marqueurs actifs de la déformation, comme cela peut également se faire à terre avec les rivières (Seeber and Gornitz, 1983).

Toutefois, certaines précautions sont à prendre pour leur utilisation . En effet, il faut connaître la réactivité de l'érosion des canyons face à la surrection des structures, c'est à dire connaître le temps nécessaire à un canyon pour s'adapter à une nouvelle morphologie. Il faudrait de ce fait raisonner en terme de rapport Vsurrection / Vérosion.

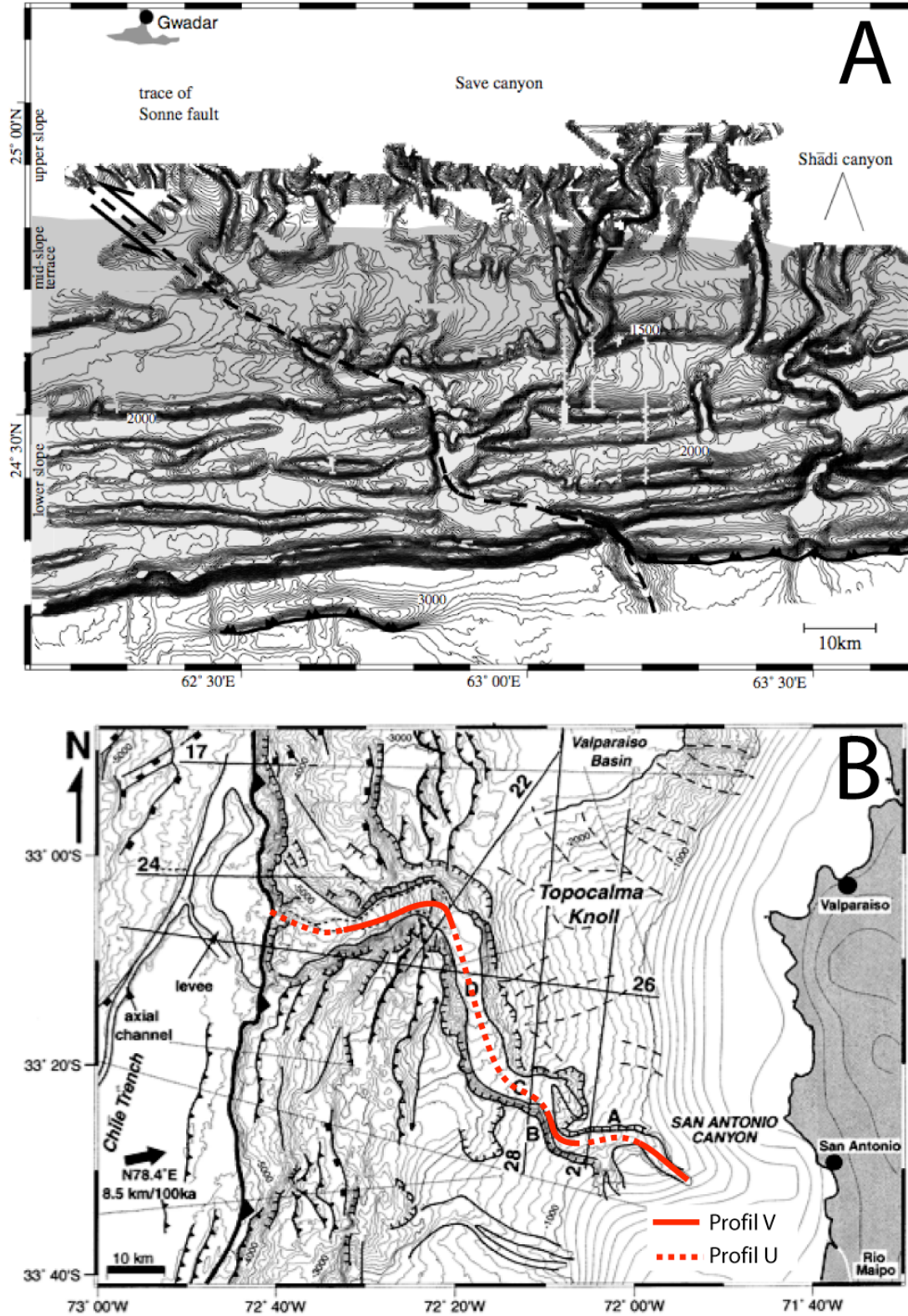


Figure 1.25: Cartes bathymétriques montrant le tracé des canyons traversant le prisme du Makran (A) (Kukowski et al., 2001), et la marge du Chili (B) (Laursen and Normark, 2002). On observe dans les deux cas

des changements de direction parallèles aux structures tectoniques majeures lorsque les canyons atteignent des plis ou des chevauchements.

1.2.3 Les séismoturbidites : marqueurs de la paléosismicité

Bien que ce soit toujours le même processus qui gouverne la mise en place des turbidites (courants de turbidités et bouffées turbides), les causes peuvent en être variées, incluant des crues exceptionnelles (hyperpicnites (Mulder and Syvitski, 1995), des déstabilisations de pente, des tempêtes (Hampton et al., 1996), des tsunamis (Cita et al., 1996), et enfin, des séismes (Einsele et al., 1996).

Nous avons vu que les glissements sous-marins sont souvent déclenchés des séismes. Il est de ce fait possible d'utiliser l'enregistrement sédimentaire des glissements pour déterminer la présence et la fréquence de séismes. Ces informations permettent de caractériser la déformation de la marge et en particulier sa sismicité sur une échelle de temps égale à celle de l'enregistrement sédimentaire. Il est toutefois indispensable d'établir dans un premier temps des critères d'identification des événements sismiques.

Deux critères sédimentaires permettent d'attester de la présence de séismes passés dans l'enregistrement sédimentaire : 1) le phénomène de liquéfaction, et 2) les dépôts résultant de déstabilisation de pente co-sismique.

La liquéfaction se manifeste dans les sédiments par des figures de charge ou des convolutes. Ces figures sédimentaires se forment dans le cas de couches à rhéologie différentes (ex : sables superposés à des argiles gorgées d'eau) et peuvent être le résultat d'une accélération des ondes sismiques (Cojan and Renard, 2006). L'accélération affecte toute la colonne sédimentaire bien que de façon hétérogène, et il est donc impossible de corréler ces figures à des événements sismiques individuels. Seul le dernier séisme peut être daté, en datant l'épaisseur des dépôts non déformés du sommet.

Les dépôts gravitaires co-sismiques peuvent se manifester sous la forme de dépôts de transport en masse (MTDs) ou de turbidites sismiques dites séismoturbidites. Les MTDs ont été utilisés dans différents contextes de dépôts pour reconstruire la paléosismicité locale ou régionale. Ces contextes incluent entre autres : des lacs de montagne (Chapron et al., 1999; Carrillo et al., 2006), des bassins marginaux isolés (Gorsline et al., 2000), des plaines abyssales (Goldfinger et al., 2003), ou encore des fosses de subduction (Blumberg et al., 2008).

La plupart des reconstructions de paléo-sismicité se basent sur la datation des événements gravitaires, et leur comparaison avec des données de séismes historiques. Cependant, cette approche limite l'échelle de temps de l'investigation aux civilisations historiques. L'étude sur le long terme est généralement faite en émettant l'hypothèse de base que tous les événements gravitaires sont d'origine sismique. Il est cependant nécessaire de s'assurer de la véracité du déclenchement sismique, et d'établir des critères de distinction entre les séismoturbidites et les turbidites « classiques ». Gorsline et al. (2000) ont étudié des turbidites dans le bassin confiné de Santa Monica, à partir de datation et de corrélations avec des séismes historiques. Ils ont mis en évidence que les turbidites sismiques avaient une extension latérale plus importante que celles générées par les décharges des rivières et qu'elles mettent en jeu des volumes de sédiments cinq fois plus importants.

Nakajima et Kanai (2000) et Shiki et al. (2000) ont essayé d'établir quant à eux des critères d'identification sédimentologiques. Ayant d'abord corrélié certaines turbidites avec

des séismes, ils ont observés que celles-ci ne s'organisaient selon la séquence de Bouma, mais présentaient des granoclassements inverses, des séquences amalgamées et des changements brutaux de lithologie. Les auteurs interprètent ces « pulses » comme le résultat de dépôts provenant de plusieurs sources simultanées, ou alors comme des turbidites successives déposées suite à des répliques de séismes majeurs (**Figure 1.26**)

	Turbidites « classiques »	Séismoturbidites
Structures sédimentaires	Dépôt unique, séquence de Bouma	Dépôts amalgamés, séquence irrégulière ou incomplète
Variation de la taille des grains	Granoclassement normal	Granoclassement normal, granoclassement inverse, variations brutales, fluctuations
Variation de la composition	Composition uniforme entre les lits, variation progressive au sein d'un lit	Composition variable entre les lits, variations $\pm$ abruptes au sein d'un lit
Source	Source unique	Sources multiples
Processus de dépôt	Courant de turbidité unique	Succession de courant de turbidité provenant de sources différentes ou non

Figure 1.26: Différences entre des turbidites "classiques" et des "séismoturbidites" (modifié d'après (Nakajima and Kanai, 2000))

Goldfinger et al. (2003), trouvant ces critères d'identification discutables, utilisent une approche différente pour les reconstitutions de la paleosismicité basée sur la synchronicité des dépôts gravitaires au sein de plusieurs systèmes de canyons indépendants (**Figure 1.27**). Ils observent un nombre identique de turbidites sur la même durée dans plusieurs canyons localisés au large de l'Oregon et alimentés par des réseaux de drainage différents (**Figure 1.28**). Ils émettent le postulat qu'il serait très peu probable d'observer le même nombre de turbidites dans des systèmes isolés, si celles-ci étaient le résultat de crues ou de déstabilisations de flancs des canyons à cause de la surcharge sédimentaire ou de la pente locale. Ils en déduisent donc que celles-ci ont été générées par un événement qui a affecté une grande zone et qu'ils interprètent comme un séisme de forte magnitude. De plus ils datent les turbidites et parviennent à les corréliser avec des séismes historiques enregistrés à terre. En élargissant la zone d'étude, ils arrivent même à définir les segments de la faille de San Andreas qui ont été activés lors de chacun des séismes (**Figure 1.28**).

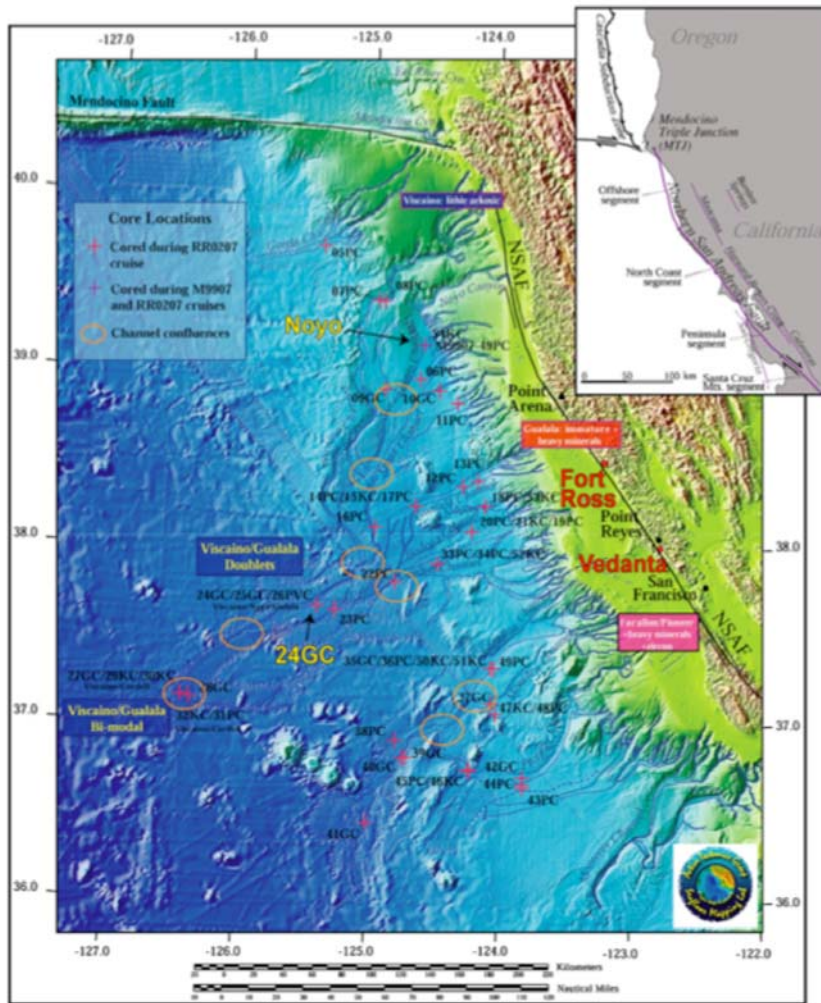


Figure 1.27: Carte bathymétrique au large de la Californie montrant les systèmes de canyons indépendants et la localisation des carottes (croix rouges) utilisées pour étudier la paléosismicité à partir de turbidites synchrones (d'après(Goldfinger et al., 2007))

Tous ces travaux montrent qu'il n'existe pas de critères indiscutables d'identification des dépôts déclenchés par des séismes. Les tentatives de discrimination sont toutes appuyées par des datations corrélées avec des séismes à terre, et les éléments de discriminations s'appliquent à des configurations de dépôt bien particulières.

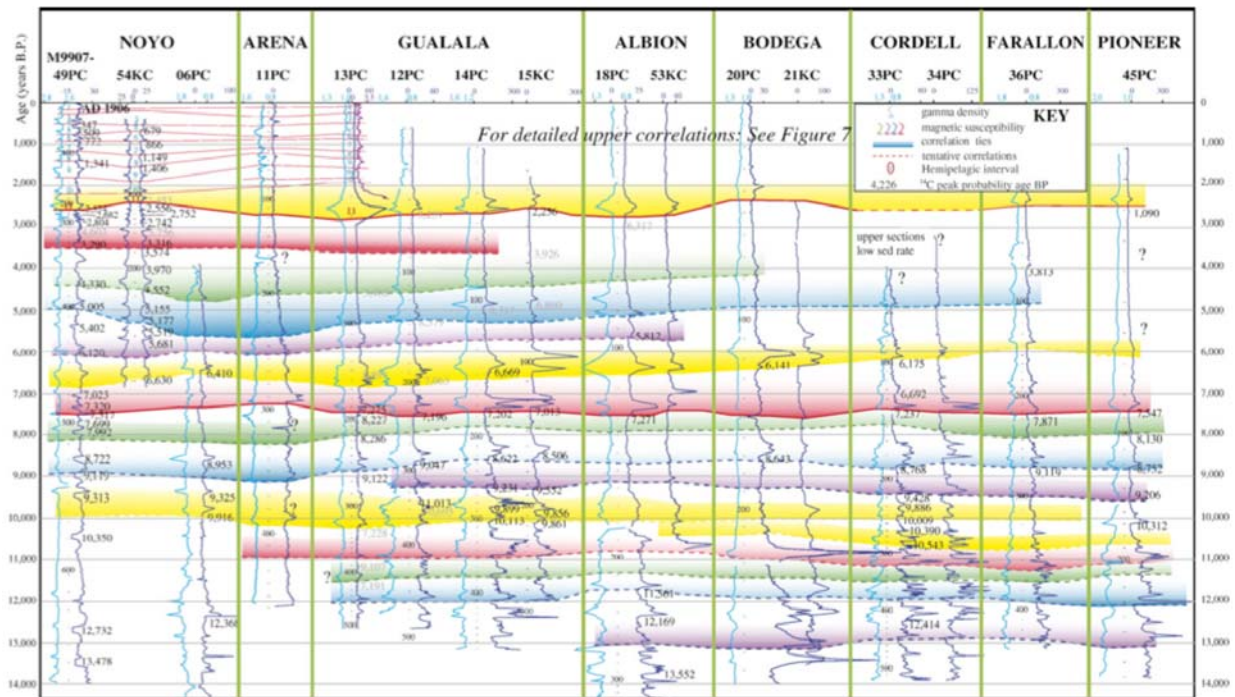


Figure 1.28: Corrélation des turbidites à travers les canyons de la marge de l'Oregon. La répartition des turbidites permet de déduire les segments de faille actifs lors du séisme qui les a générés. (d'après (Goldfinger et al., 2007))

Chapitre 2 Contexte géologique

La marge active Nord Equateur – Sud Colombie est située en bordure nord-ouest de la plaque Amérique du Sud à la limite avec la plaque Nazca, qui passe en subduction sous la marge (Figure 2.1), avec une convergence actuelle de $\sim 54 \text{ mm.an}^{-1}$ orientée N85° (Trenkamp et al., 2002).

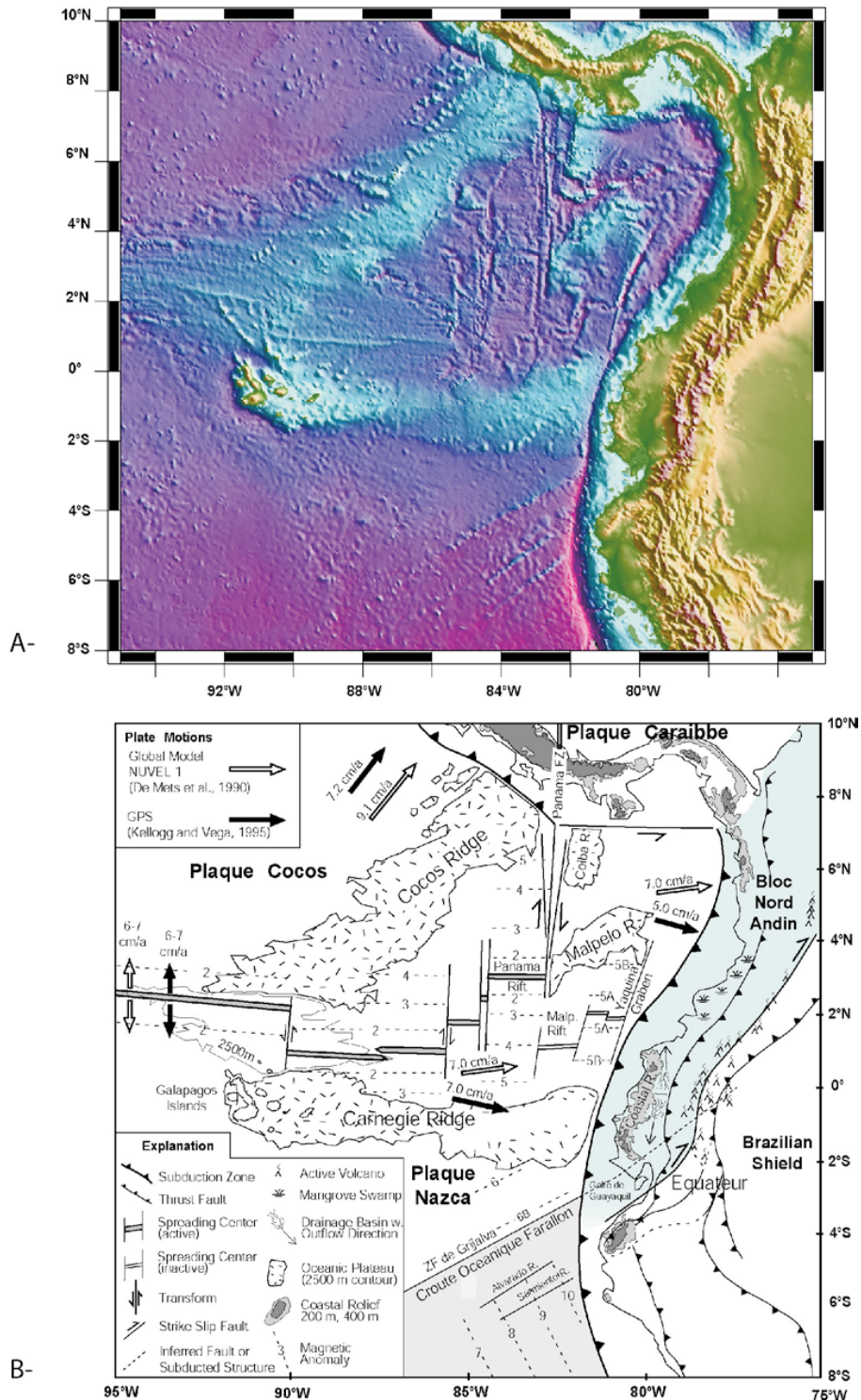


Figure 2.1: (A) Carte bathymétrique et (B) Contexte géodynamique de la subduction le long de la marge de la zone du Nord des Andes, montrant la subduction sous la plaque Sud Américaine des plaques océaniques Cocos et Nazca. Modifié d'après (Gutscher et al., 1999) par (Calahorrano, 2005)

2.1 La subduction

2.1.1 La plaque Nazca

La plaque Nazca résulte de la fragmentation de la plaque Farallon lors d'une réorganisation majeure il y a 27-23 Ma (Hey, 1977; Lonsdale and Klitgord, 1978; Minster and Jordan, 1978). La fragmentation se produit selon la fracture Pacifique-Farallon pré-existante, orientée ENE sur laquelle s'installe la dorsale Cocos-Nazca séparant désormais les plaques Cocos au Nord et Nazca au Sud (Hey, 1977 ; Lonsdale 1978). La dorsale est constituée de segments de rifts orientés Est-Ouest (Rift de Malpelo, Panama...) décalées par des failles transformantes, dont le graben de Yaquina (Figure 2.1). La plaque est également ornée de rides associées à des points chauds telles que les rides Cocos et Carnégie.

a) La ride de Carnégie et sa fosse

La ride de Carnégie est un édifice sous-marin d'origine volcanique, large de 280 km et haut de 2 km par rapport aux plaines abyssales avoisinantes (Figure 2.1). Elle s'est initiée par l'interaction entre la dorsale Cocos-Nazca et le point chaud des Galapagos probablement entre ~23 et ~20 Ma (Hey et al., 1977; Lonsdale, 1978). La croûte océanique est localement surépaissie et atteint une épaisseur comprise entre $12,9 \pm 0,3$ km (Sallares and Charvis, 2003) et 15 km (Graindorge et al., 2004). Les données de sismique réflexion (Lonsdale, 1978) montrent que la ride possède une couverture sédimentaire comprise entre 0 et 400-500 m d'épaisseur, constituée essentiellement de craie et de boues carbonatées pélagiques, d'après les sites de forages 1238 et 1239 du leg ODP 202 (Blum et al., 2002). La ride entre en subduction au large de l'Equateur (Figure 2.2). A cet endroit la fosse est alors très étroite (<5 km de large) (Figure 2.2) et ne présente pas de remplissage sédimentaire. Lonsdale (1978) a montré que le fond marin peut y subir également une érosion par des courants de fond longeant la fosse vers le Nord.

Directement au nord de la ride, le fond océanique est orné par des monts sous-marins tels les volcans d'Atacames alignés N-S (Figure 2.3) ou le mont sous-marin de Galera situé à une latitude de 1,5°N. La fosse devient plus large au nord (<15 km) jusqu'au mont de Galera (Figure 2.3) et présente un remplissage sédimentaire inférieur à 500 m.

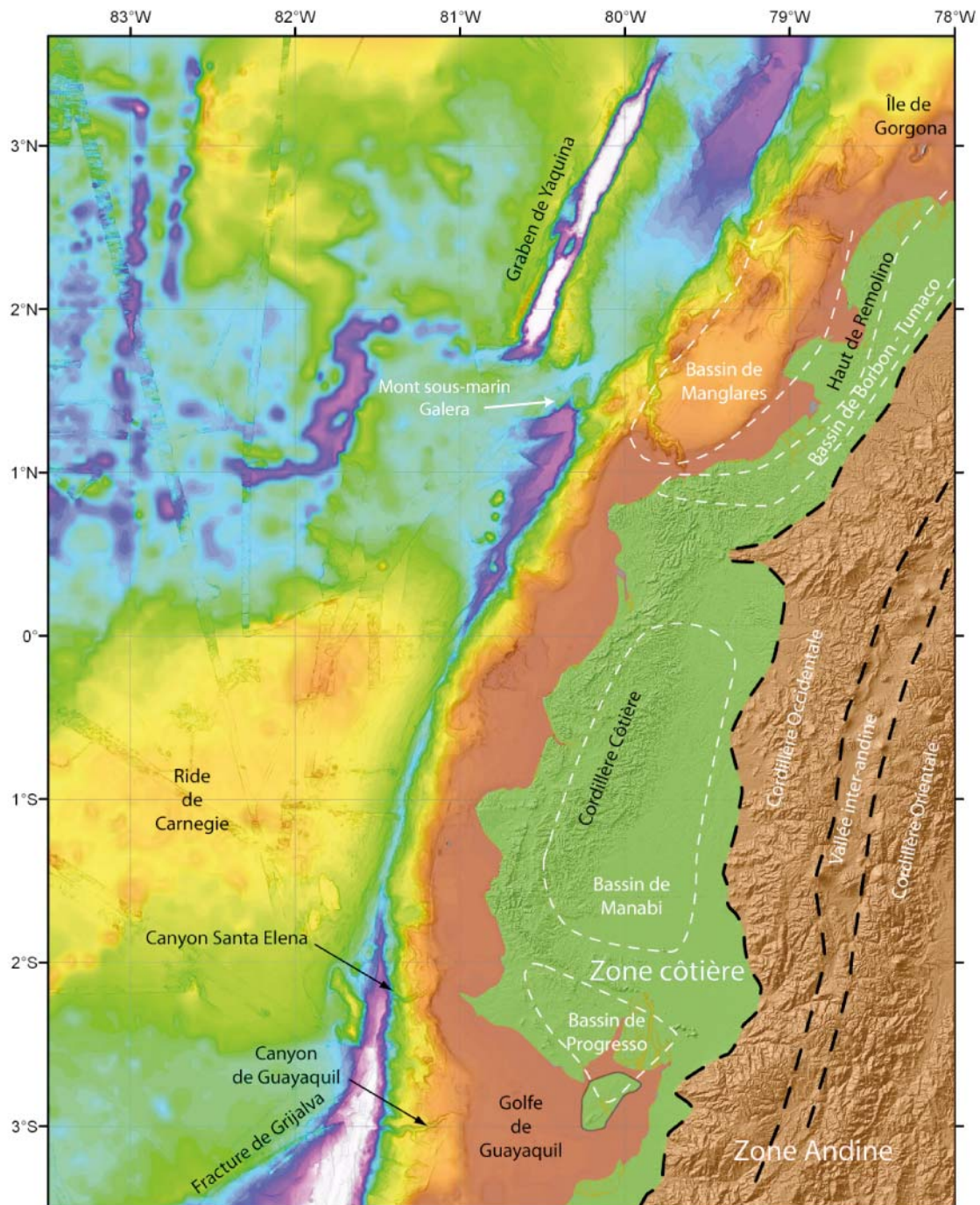
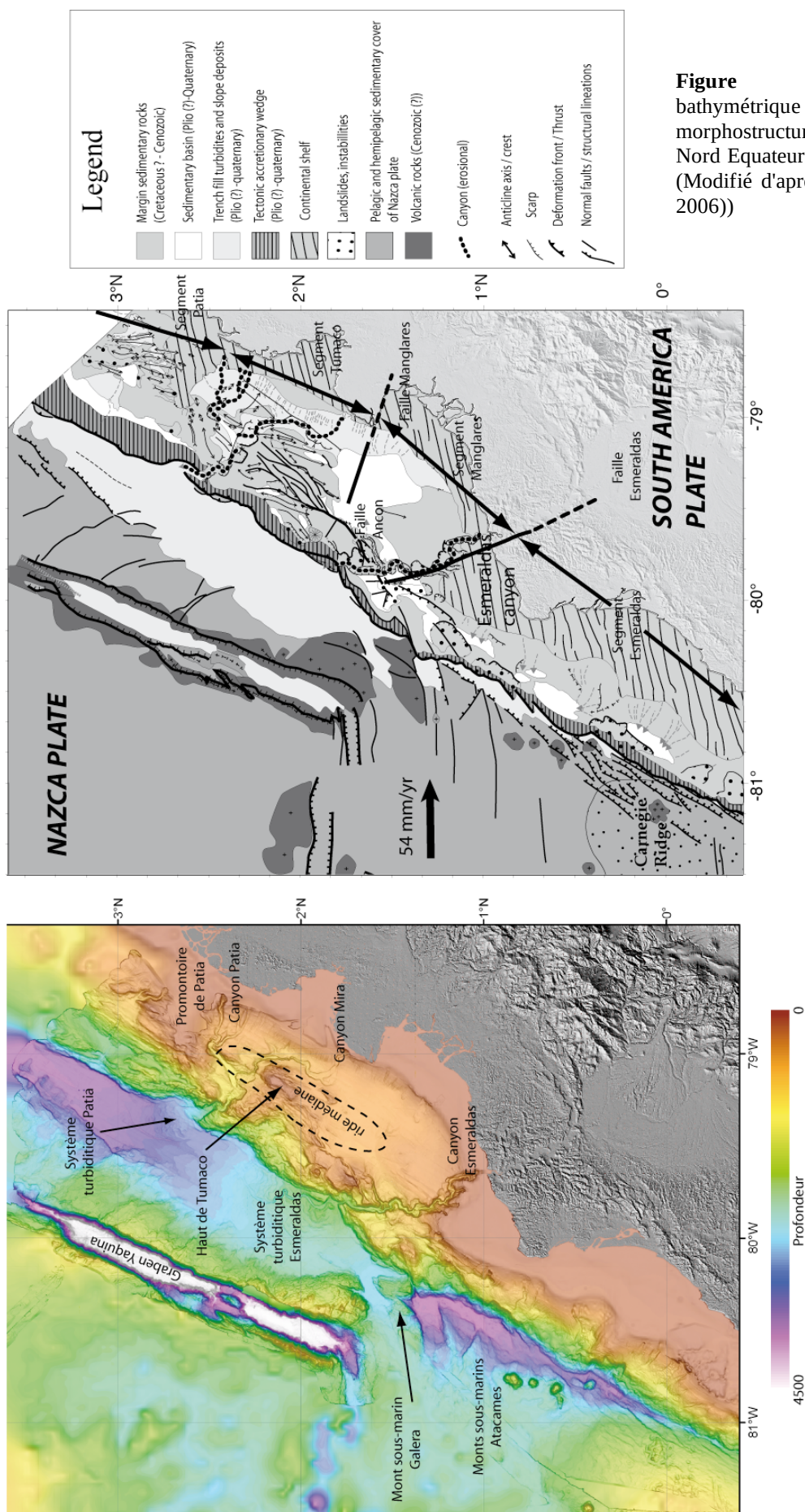


Figure 2.2: Carte montrant les principaux domaines morpho-structuraux de la marge Equateur – Colombie (modifiée d’après (Benítez, 1995) et (Calahorrano, 2005). La limite des bassins sédimentaires a été modifiée d’après Deniaud (2000)

b) Le graben de Yaquina et sa fosse

Au nord du mont sous-marin de Galera, la morphologie de la fosse est dominée par le graben de Yaquina orienté N25°. Cet édifice, correspondant à une faille transformante, forme un



fossé de ~4700 m de profondeur et possède des flancs internes avec des pendages supérieurs à 20° et un flanc externe à l'Est qui entre dans la fosse penté de 2-3°. La fosse est beaucoup plus large au nord du mont sous-marin de Galera. Elle est alimentée par les systèmes turbiditiques profonds d'Esmeraldas et de Patia (Collot et al., 2005) (Figure 2.3), et son remplissage sédimentaire peut dépasser localement 4000 m d'épaisseur (Marcaillou et al., 2008).

2.1.2 Evolution Géodynamique de la plaque Nazca

Les données d'anomalies magnétiques et de sismique-refraction ont permis de contraindre l'évolution géodynamique de la plaque océanique. Ces données suggèrent les étapes principales suivantes (Sallares and Charvis, 2003) (Figure 2.4).

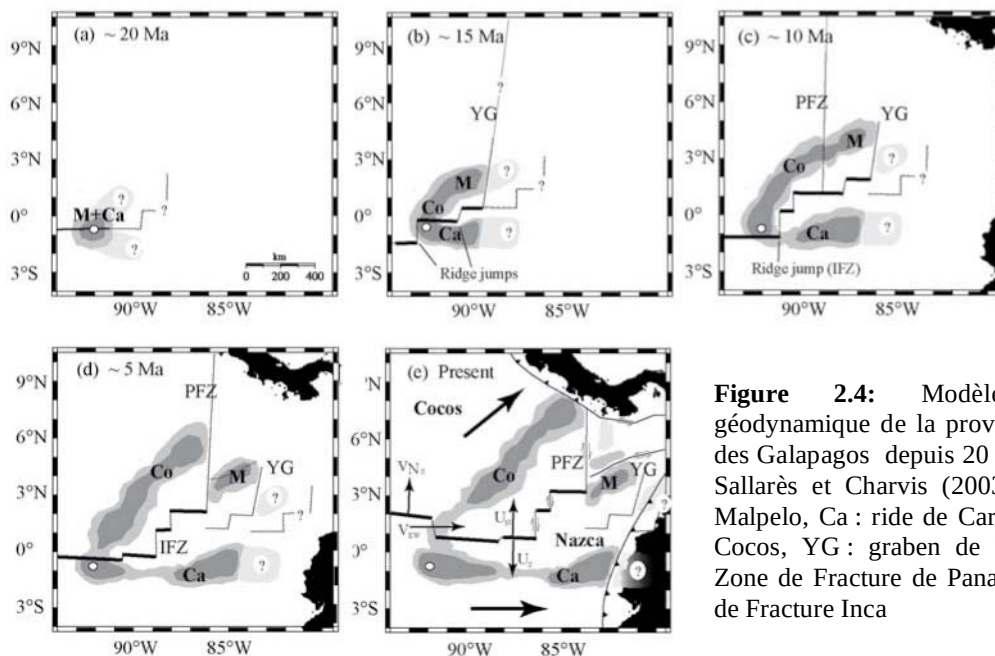


Figure 2.4: Modèle d'évolution géodynamique de la province volcanique des Galapagos depuis 20 Ma proposé par Sallares et Charvis (2003). M : ride de Malpelo, Ca : ride de Carnegie, Co : ride Cocos, YG : graben de Yaquina, PFZ : Zone de Fracture de Panama, IFZ : Zone de Fracture Inca

- 1) Une réorganisation majeure se produit à l'Oligocène Supérieur avec la fracturation de la plaque Farallon à 27 Ma le long de la zone de fracture de Grijalva. Cette fracturation donne naissance aux plaques Nazca et Cocos.
- 2) L'interaction entre la dorsale Cocos – Nazca et le point chaud des Galapagos aux environs de 20 Ma donne naissance au sud à la ride de Carnegie, et au Nord la ride Cocos - Malpelo.
- 3) La fracture de Panama devient active à partir de 10 Ma, ayant pour conséquence de sectionner la ride de Cocos – Malpelo en deux. A l'ouest de la fracture, l'accrétion océanique le long de la dorsale reste active, tandis qu'à l'Est, l'expansion est bloquée, et la plaque devient une partie de la plaque Nazca (Figure 2.4d-e).

La subduction de la ride de Carnegie a été mise en évidence par le soulèvement des terrasses marines en Equateur face à la ride (Pedoja et al., 2006b), mais également par la modélisation d'une croûte océanique surépaissie avec des données de sismique grand-angle (Graindorge et al., 2004). L'âge de l'entrée en subduction de la ride est toutefois mal contraint. Il varie entre

8 et 2 Ma en fonction des auteurs (Lonsdale, 1978; Daly, 1989; Gutscher et al., 1999; Pedoja et al., 2006b)

2.2 Plaque supérieure Amérique du Sud

2.2.1 Le bloc Nord Andin

A l'extrémité Nord-Ouest de la plaque Amérique du Sud, on distingue une microplaque appelée « Bloc Nord Andin » (Pennington, 1981), limitée au nord par la subduction de la plaque Caraïbe, à l'Ouest par la subduction de la plaque Nazca, et à l'Est par plusieurs systèmes de failles depuis le Venezuela, jusqu'au sud de l'Equateur (Figure 2.1). Ces failles montrent une cinématique en transpression dextre (Pennington, 1981) (Ego et al., 1996). Cette vaste zone subit un échappement global vers le nord-nord-est le long de la *Dolores-Guayaquil Megashear* (Cediel et al., 2003), du fait de l'obliquité locale de la subduction.

2.2.2 Zones de la marge

a) La Zone Andine

La zone Andine est constituée par la Cordillère Orientale et la Cordillère Occidentale (Figure 2.2 et Figure 2.5). La Cordillère Orientale est formée d'un complexe de roches volcano-sédimentaires attribuées à des épisodes magmatiques polyphasés d'âge jurassique inférieur (200-220 Ma), jurassique moyen à supérieur (190-150 Ma) et crétacé supérieur (80-65 Ma). Ces roches ont subi différentes phases de déformation et de métamorphisme avant d'être accrétées à la paléomarge continentale depuis le Mésozoïque (Baldock, 1982; Aspden and Litherland, 1992). La Cordillère Occidentale correspond à un arc volcanique mis en place à travers des terrains océaniques accrétés au continent sud américain et qui forment le substratum de zone côtière.

La vallée inter-andine située entre les deux cordillères possède une couverture volcano-sédimentaire épaisse (5000 m) d'âge plio-quaternaire (Lavenu et al., 1995).

La zone Andine est parsemée d'une multitude de volcans potentiellement actifs (au moins 25 en Equateur) formant les plus hauts sommets des Andes du Nord (Chimborazo 6300 m ; Cotopaxi 5897 m). La majorité des édifices présentent un volcanisme typiquement andésitique et dacitique (Bourdon et al., 1999), toutefois certains volcans montrent une signature géochimique de type adakitique (Beate et al., 2001) pouvant témoigner de la fusion partielle de la croûte océanique.

b) La Zone Côtière

La zone côtière est située entre la ligne de côte et le pied de la Cordillère Occidentale (Figure 2.2 et Figure 2.5), elle correspond à un avant-arc émergé. Cette zone est caractérisée par une topographie plane n'excédant pas 200 m en moyenne, toutefois la Cordillère Côtière parallèle à la côte longe tout le pourtour équatorial jusqu'à une latitude de 1°N et possède des altitudes pouvant atteindre localement 600 m. De plus, le haut de Remolino (Figure 2.2) est parallèle à la marge dans la partie Sud Colombienne et possède des hauteurs pouvant atteindre des valeurs de 300 m. Les principales structures tectoniques sont parallèles à la marge (Cordillère Côtière, Haut de Remolino), on note toutefois la présence de la faille d'Esmeraldas orientée N 350° oblique à la marge.

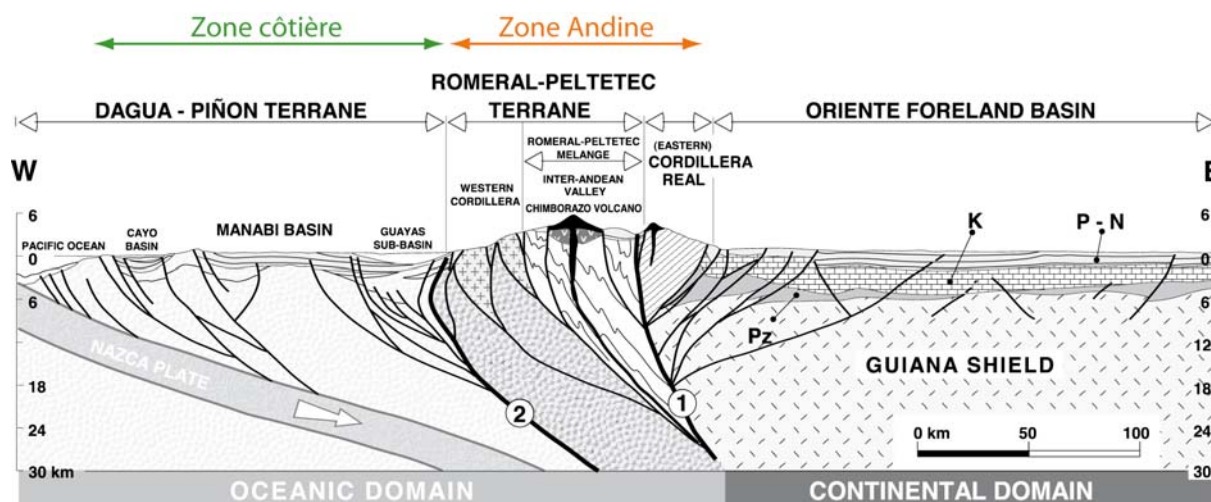


Figure 2.5: Coupe structurale synthétique de l'Equateur. On peut observer la zone côtière constituée de terrains océaniques recouverts par des bassins cénozoïques, et la zone Andine composée des cordillères orientale et occidentale entre lesquelles se situe la Vallée Inter-andine. Modifié d'après (Cediel et al., 2003).

L'ensemble de la Zone Côtière est formé par des terrains océaniques allochtones accretés à la paléomarge entre le Crétacé et l'Eocène, recouverts par d'épaisses séries néogènes (Feininger and Bristow, 1980; Jaillard et al., 1995; Jaillard et al., 1997)

Les séries néogènes à actuelles se sont déposées dans trois bassins principaux identifiés à terre. Il s'agit du Nord au Sud des bassins de Borbon-Tumaco, Manabi, et Progreso. Marcaillou et al. (2003, 2008) distinguent quant à eux au large de la Colombie, le bassin de Manglares qui sera détaillé ultérieurement.

c) La marge

- Secteur Sud / Golfe de Guayaquil

Dans cette zone située au sud de la ride Carnegie, la marge présente un plateau continental d'une largeur supérieure à ~100km face au golfe de Guayaquil. La pente continentale a un pendage modéré (3-3,8°) (Collot et al., in prep) et présente une morphologie entaillée par de nombreuses cicatrices de glissements (Calahorrano, 2005; Sage et al., 2006), ainsi que par les canyons de Santa Elena et de Guayaquil, dont le tracé est probablement ancré sur des failles (Coronel, 2002). La base de la pente continentale est constituée d'un prisme d'accrétion de ~8 km de largeur au sud et rétrécissant vers le nord au voisinage de la ride Carnégie.

Le golfe de Guayaquil est une large zone en subsidence dont l'ouverture a été associée soit à l'échappement du bloc Nord Andin créant un bassin en pull-apart (Shepherd and Moberly, 1981), soit au jeu de deux failles listriques à vergences opposées (Witt et al., 2006). Cette zone caractérisée par de nombreux roll-overs possède un remplissage sédimentaire quaternaire de ~1500 m amenés par le fleuve de Guayas.

- Secteur Central / ride de Carnegie

Le secteur central, situé face à la ride de Carnegie, est caractérisé une pente continentale accidentée par des cicatrices de glissement d'une centaine de mètres de hauteur et entre 15 et 35 km de largeur dans la partie Sud (Sage et al., 2006). Cette morphologie accidentée passe à une morphologie plus douce face à la ride de Carnégie. Elle est alors affectée uniquement par des gullies (Collot et al., in prep).

Tout ce tronçon de marge est caractérisé par un régime tectonique globalement extensif, comme l'indique la présence de failles normales affectant l'ensemble de la marge (Calahorrano, 2005; Sage et al., 2006). On considère que la marge ici subit une érosion tectonique (Collot et al., 2002) (Calahorrano, 2005).

- *Secteur Nord / Nord Equateur – Sud Colombie*

Le secteur Nord se caractérise par le passage progressif d'un régime d'érosion tectonique à celui d'accrétion tectonique vers le nord de la marge. Ce secteur est celui dont fait particulièrement objet le présent travail de thèse et sera de ce fait présenté en détail dans la partie suivante.

2.3 La marge Nord Equateur – Sud Colombie

2.3.1 Structure

La marge Nord Equateur Sud Colombie est constituée de quatre segments morphostructuraux appelés du Sud au Nord Esmeraldas, Manglares, Tumaco, et Patia (Collot et al., 2004). Les failles crustales verticales d'Esmeraldas orientée N-S et Manglares orientée ~E-W délimitent les segments d'Esmeraldas, de Manglares et de Tumaco (Figure 2.3).

a) Le segment d'Esmeraldas.

Le segment d'Esmeraldas est situé face à la pointe de Galera à terre, entre le canyon d'Esmeraldas et la ride de Carnegie. Il est caractérisé par un plateau continental étroit (~10 à 40 km) et par une pente continentale forte (7-8° en moyenne) (Collot et al., in prep). La pente est affectée par des séries d'escarpements essentiellement localisés en pied de pente, et dont la hauteur peu atteindre plus de 1500 m et la largeur plusieurs kilomètres. Certaines d'entre elles ont été associées au passage en subduction des monts sous-marins d'Atacames (Collot et al., 2005). Cette portion de la marge est en érosion tectonique (Collot et al., 2002). Son pied de pente est marqué par un unique bourrelet frontal composé de sédiments accrétés à la marge.

b) Le segment de Manglares

Le segment de Manglares est caractérisé par un plateau continental face à la baie de Manglares, et surtout un bassin avant-arc présent à une profondeur inférieure à ~600m, contrairement au segment décrit précédemment qui n'en possède pas. Le bassin et le front de marge sont incisés par le canyon d'Esmeraldas orienté N-S et déversant des centaines de mètres d'épaisseur de sédiment terrigènes à la fosse (Collot et al., 2005). La limite distale de ce segment de marge est matérialisée par un « outer basement high » culminant à une profondeur de ~300 m, et délimitée du bassin par la faille verticale d'Ancon (Collot et al., 2004) (Figure 2.3). Le front de marge dans cette section est quant à lui caractérisé par quelques écailles d'accrétion (Marcaillou, 2003).

c) Le segment de Tumaco

Ce segment est constitué par un plateau continental étroit, incisé par une multitude de gullies et par les canyons sous-marins de Mira et Patia (Collot et al. 2005). Ce segment est également marqué par des hauts structuraux tels que le haut de Tumaco culminant à une profondeur inférieure à 80 m. Ces structures correspondent à une série de chevauchements et de plis de longueur d'onde de 2-3 km, d'orientation parallèle à la marge, montrant que celle-ci est en raccourcissement (Marcaillou 2003). Ce haut structural constitue la « ride médiane » qui se

prolonge au sud dans le segment de Manglares mais qui ne présente pas d'expression en surface (Marcaillou and Collot, 2008).

d) Le segment de Patia

Le segment de Patia est séparé de celui de Tumaco par le cayon de Patia. Il est dominé par le promontoire de Patia, plateforme de ~25 km de large à une profondeur inférieure à 100 m, probablement émergée lors de la dernière période glaciaire (Collot et al., in prep). On remarque également une série de plis et de chevauchements orientés N-S (Marcaillou and Collot, 2008). La pente du promontoire est constitué d'un ancien prisme d'accrétion inactif (Marcaillou, 2003), tandis que le front de marge est marqué par un prisme d'accrétion actif (Marcaillou 2003) d'une largeur de ~15 km se prolongeant au nord par le prisme d'accrétion colombien (Mountney and Westbrook, 1997).

2.3.2 Stratigraphie régionale

a) Le socle de la marge

En Equateur et Colombie, le socle de la marge est constitué de plateaux océaniques accrétés (Goosens and Rose, 1973; Juteau et al., 1977). En Equateur, il s'agit de la formation *Piñon* (Feininger and Bristow, 1980; Baldock, 1982), composée de basaltes tholéitiques massifs et de basaltes andésitiques (Goosens and Rose, 1973; Juteau et al., 1977; Jaillard et al., 1995). Ces laves sont recouvertes de greywackes, de cendres, et de coulées basaltiques en relation avec les arcs volcaniques de San Lorenzo et Caya, d'âge crétacé supérieur à paléocène (Jaillard et al., 1997). En Colombie, il s'agit de la formation *Dagua* dominée par des roches basaltiques d'affinité océanique (Kerr et al., 1996). Au large de la Colombie, le plateau de Gorgona ,affleurant sur l'île du même nom, est composé d'un complexe de péridotite-gabbro, de coulées de basalte et de komatiites du Crétacé Supérieur (Echevarria, 1980; Kerr et al., 1996). Ce plateau constitue probablement le socle du bassin de Manglares (Cediel et al., 2003; Kerr, 2005).

La formation Dagua a été corrélée avec la formation *Piñon* (Litherland et al., 1994), et les deux formations ont été considérées comme faisant partie de la même unité morpho-structurale (Cediel et al., 2003). La formation *Gorgona* a été interprétée comme faisant partie du même ensemble, mais a ensuite été considérée comme différente à la suite d'interprétations de données de sismique réflexion (McGeary and Ben-Avraham, 1986) et géochimiques (Kerr, 2005). Que ces formations fassent partie de la même unité ou non, elles semblent s'être accrétées à la paléomarge entre le Crétacé Supérieur et le Paléogène, provoquant ainsi un saut de la subduction vers l'ouest (Jaillard et al., 1997; Luzieux et al., 2006).

b) Bassin de Borbòn - Tumaco

Des données stratigraphiques de terrain et de forages montrent que le Bassin de Borbon-Tumaco est caractérisé par un remplissage sédimentaire cénozoïque (Evans and Wittaker, 1982; Bueno Salazar, 1989; Benítez, 1995; Jaillard et al., 1997; Deniaud, 2000) . Les unités sédimentaires et discordances mises en évidence de la base vers le sommet (Figure 2.6) permettent de définir des périodes clés présentées ci-dessous.

Paléocène

Selon Jaillard et al. (1997), des fortes érosions pré-Eocènes n'auraient permis la conservation d'aucune formation sédimentaire antérieure aux dépôts d'âge Eocène moyen discordants. Selon Jaillard et al. (1997), les premiers dépôts discordants sur le socle sont de l'Eocène moyen. Toutefois, selon (Deniaud, 2000) et (Benítez, 1995), une séquence de pélites silto-calcaires et d'argiles tuffacées d'environnement abyssal aurait été conservée entre deux phases érosives paléocènes (B5).

Eocène

Les unités sédimentaires éocènes se déposent en discordance sur l'ensemble des terrains océaniques de la côte équatorienne (Jaillard et al., 1997). Dans le bassin de Borbòn - Tumaco, les dépôts transgressifs de l'Eocène Moyen sont constitués par des calcaires peu profonds de la formation *Punta Ostiones*, des argilites, des grès et tuffs de la formation *Zapallo*, et *Punta Blanca*, et des grès littoraux de la formation *Santiago*. Ces formations sont recouvertes en discordance (B4) par des dépôts oligocènes transgressifs.

Oligocène

Les dépôts oligocènes sont représentés par la formation *Pambil* constituée essentiellement d'argilites et de grès fins. Ces formations discordantes sur les dépôts éocènes correspondent à un environnement de dépôt de plateforme externe (Deniaud, 2000). Le sommet de la formation est marqué par une surface érosive d'âge Oligocène Terminal à Miocène Basal (B3).

Miocène inférieur

Le Miocène inférieur est représenté par la formation *Viche* constituée d'une séquence homogène d'argile à passées gréseuses (Evans and Wittaker, 1982). L'environnement de dépôt est assez imprécis, mais il semble s'agir d'une mer ouverte, avec un environnement variant d'un type plateforme à celui de profondeurs bathyales (pente continentale à talus). Cette unité repose en discordance sur la formation *Pambil* à la suite de la discordance majeure Oligocene sup/Miocene inf (B3)

Miocène Moyen et Supérieur

Cette époque est caractérisée par la formation *Angostura* reposant en discordance (B2) sur les dépôts du Miocène Inférieur (Deniaud, 2000 ; Evans and Wittaker, 1982). Elle est constituée de grès à intercalations de silts et pélites, surmontés d'un ensemble de conglomérats et de grès à coquilles, qui s'achèvent par une séquence de silts à intercalations de grès (Deniaud, 2000 ; Evans and Wittaker, 1982; Benitez, 1995). Ces dépôts ont été décrits comme témoignant d'un environnement de dépôt littoral progradant (Benitez 1995).

Miocène Supérieur et Pliocène

La formation *Onzole* est composée de deux termes : *Onzole* inférieur et supérieur, séparés par une discordance.

La formation *Onzole* inférieure est constituée de siltites tuffacées (Benítez, 1995) ou d'argiles tuffacées (Evans and Wittaker, 1982) concordantes avec les dépôts sous-jacents de la formation *Angostura*. La discordance érosive B1 sépare les deux termes de la formation *Onzole*. Le terme supérieur est constitué à sa base de grès et conglomérats, puis pour la majeure partie de son épaisseur par une intercalation d'argilites et de silts. La formation *Onzole* inférieure a été interprétée comme s'étant déposée dans un milieu de dépôt pouvant s'étendre de la plateforme à des profondeurs bathyales (Evans and Wittaker, 1982) tandis que le terme supérieur se serait développé en milieu de plateforme continentale (Deniaud, 2000).

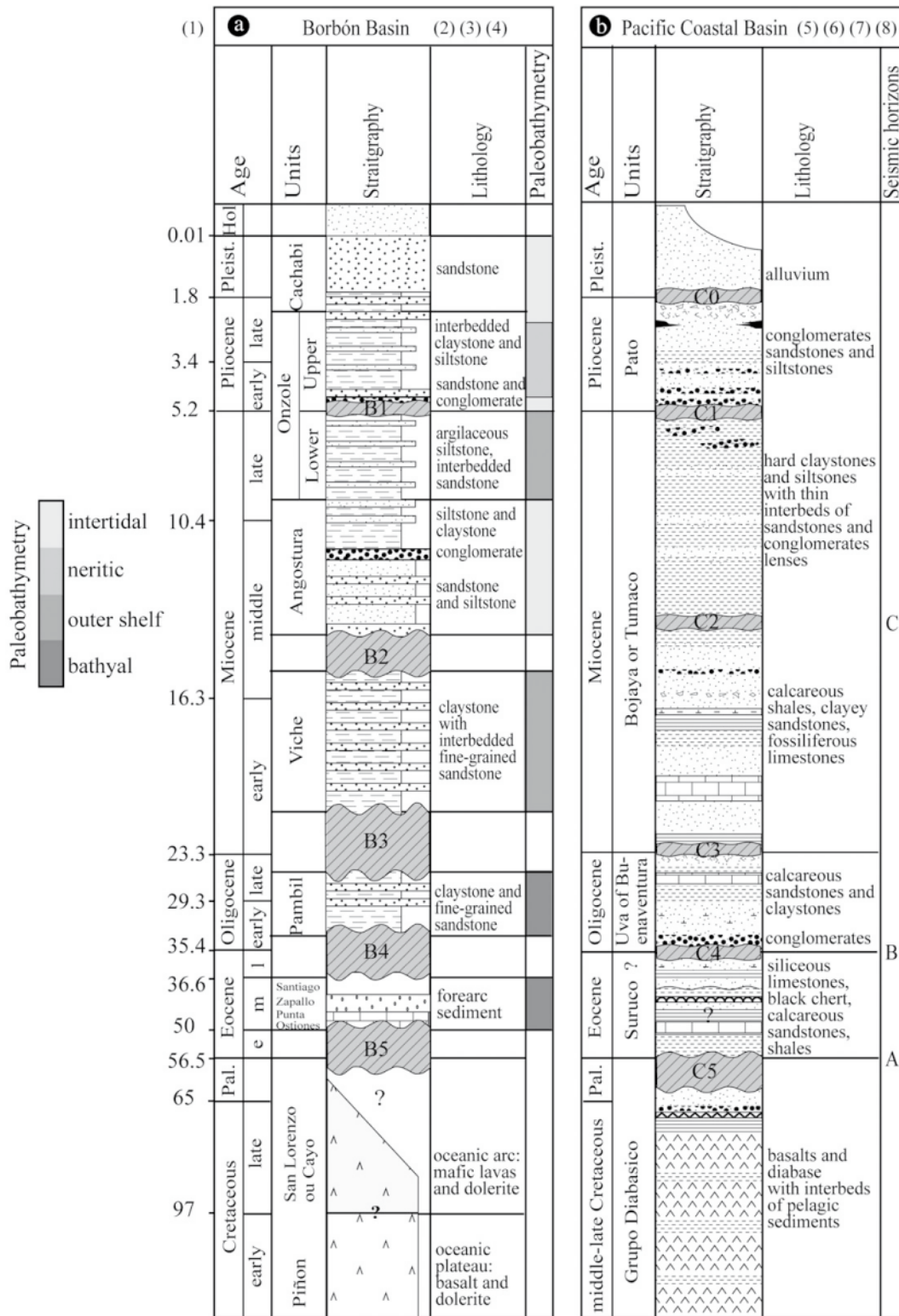


Figure 2.6: Charte chronostratigraphique (a) du bassin de Borbon (modifié d'après (Deniaud, 2000) par (Marcaillou and Collot, 2008)), et (b) de la partie nord du bassin de Borbon (modifié d'après (Bueno Salazar, 1989) par (Marcaillou and Collot, 2008)). Les zones hachurées représentent des discordances ou des hiatus sédimentaires. (1) (Harland et al., 1982), (2) (Deniaud, 2000), (3) (Evans and Wittaker, 1982), (4) (Jaillard et al., 1997), (5) (Bueno Salazar and Govea, 1974), (6) (Bueno Salazar, 1989), (7) (Escovar et al., 1992), (8) (Dietrich et al., 1981).

Pliocène Supérieur à l'actuel

La formation *Cachabi* caractérise le Plio-Quaternaire dans le bassin de Borbon. Elle est constituée de grès déposés en concordance avec les dépôts sous-jacents, témoignant d'une diminution progressive de la profondeur (Deniaud, 2000)

c) Bassin de Manglares

Le bassin de Manglares situés au large de la Colombie du Sud et Nord Equateur n'a pas été foré, et il est difficile d'identifier la nature exacte des dépôts. Toutefois une étude basée sur l'étude des profils de sismique réflexion a permis de dresser la chronostratigraphie de ces deux bassins.

Marcaillou et Collot (2008) identifient cinq surface discordantes (U1 à U5) qu'ils corrèlent avec les discordances régionales observées à terre à l'échelle du bassin de Borbon-Tumaco. Ces discordances séparent les unités A à F, de la plus jeune à la plus ancienne.

Unité F :

Cette unité est interprétée comme le socle océanique crétacé des bassins en accord avec les vitesses de propagation de 4-5 km.s⁻¹ des ondes P (Agudelo, 2005). Le sommet de l'unité caractérisé par des vitesses plus faibles et par des réflecteurs reste non-identifié.

Unité E :

Cette unité reposant en légère discordance sur le socle océanique serait formée de dépôts turbiditiques profonds ou des argiles de bassin avant-arc d'âge Eocène Moyen à Supérieur. Toutefois la variabilité du faciès sismique de l'unité suggère qu'il pourrait également s'agir de dépôts volcanosédimentaires.

Unité D :

Cette unité est limitée à sa base par la discordance U4. Ses réflecteurs se présentent de manière différente dans les segments de Manglares et de Tumaco. Dans le segment de Manglares, leur géométrie en onlaps permet de supposer qu'il s'agit de dépôts de bassin ou de fan. Dans le segment de Tumaco ils témoigneraient en faveur d'une paléo-dépression. La différence de faciès sismique avec l'unité E laisse supposer qu'il s'agit de dépôts terrigènes, que (Marcaillou and Collot, 2008) ont interprétés comme des conglomérats, des grès, ou des marnes d'âge oligocène en comparaison avec ceux présents sur l'île de Gorgona (Dietrich et al., 1981)

Unité C :

L'unité C repose en légère discordance (U3) sur les dépôts sous-jacents. Dans le segment de Manglares, elle a été interprétée comme correspondant à des dépôts de remplissage de bassin, tandis que dans le segment de Tumaco, elle correspondrait à du remplissage de bassin ou à des dépôts de plateforme en fonction de sa localisation. Par corrélation avec les dépôts de cet âge dans le bassin de Borbon-Tumaco, cette unité correspondrait à des grès ou des argilites du Miocène Inférieur à Moyen.

Unité B :

Cette unité couvre les dépôts sous-jacents par la discordance U2 et scelle toute déformation dans le segment de Manglares, tandis qu'elle est déformée dans le segment de Tumaco. Collot et al. (2008) interprètent cette unité comme correspondant à des alternances de silts et de grès du Miocène Supérieur.

Unité A

La géométrie des réflecteurs permet d'interpréter cette unité comme des dépôts de fan sous-marin dans le segment de Manglares, et de dépôts de levées dans la partie nord du segment de Tumaco. L'unité a été interprétée d'âge plio-pleistocène à actuel.

2.3.3 Evolution

Les bassins avant-arcs de la marge Nord Equateur Sud Colombie présentent cinq discordances majeures régionales qui correspondent à autant de phases dans l'évolution tectonique de la marge (Marcaillou and Collot, 2008) (Figure 2.7). Ces phases sont toutefois à prendre avec précaution du fait de la variabilité locale des structures et des multiples interprétations présentes dans la littérature.

a) Accrétion des plateaux océaniques

Le socle de la marge est constitué de plateaux océaniques essentiellement d'âge crétacé, possédant une couverture volcano-sédimentaire pouvant être paléocène. L'âge exact de l'accrétion est mal contraint actuellement. L'accrétion des plateaux en Colombie semble s'être produite en plusieurs phases entre 160 et 73 Ma (Marriner and Millward, 1984; McCourt et al., 1984). Elle a provoqué un saut de la subduction vers l'Ouest (Jaillard et al., 1997).

Bien que cette phase soit bien marquée à terre et notamment dans le bassin de Borbon-Tumaco, elle semble avoir eue peu d'incidence dans le bassin de Manglares au large (Marcaillou and Collot, 2008)

b) Eocène supérieur / Oligocène inférieur

A partir des données des traces de fission sur apatite et zircon, cette phase s'exprime à terre par des taux élevés de surrection dans la cordillère équatorienne entre 43 et 30 Ma (Spikings et al., 2001). Cette phase se traduit par la discordance régionale B4 dans le bassin de Borbon – Tumaco, et la discordance U4 dans celui de Manglares. Elle pourrait résulter de la réorganisation de la cinématique des plaques (Jaillard et al., 2007) et l'accélération de la convergence qui se sont produites entre 43 et 40 Ma (Gordon and Jurdy, 1986).

c) Oligocène Supérieur – Miocène Inférieur

Cette phase est marquée par les discordances B3 dans le bassin de Borbon – Tumaco, et U3 dans celui de Manglares. Elle se manifeste dans le bassin de Manglares par une surrection accentuée de la ride médiane, modérée dans celui de Tumaco. Elle coïncide avec la rupture de la plaque Farallon en plaques Nazca et Cocos qui entraîne une diminution de l'obliquité de la convergence de la marge. Cette diminution semble se traduire par une augmentation de la vitesse de convergence qui pourrait s'exprimer par une augmentation de la compression sur la marge (Noblet et al., 1996).

d) Miocène moyen à supérieur

Cette phase se matérialise par la présence de la discordance B2 dans le bassin de Borbon–Tumaco, et U2 dans celui de Manglares. Les dépôts sédimentaires durant cette phase dans le bassin de Borbon sont plus grossiers, ils pourraient correspondre à une plus faible profondeur d'eau, suite à surrection du bassin. Cette phase semble marquer le début de la surrection du haut de Remolino séparant ainsi les bassins de Borbon- Tumaco et Manglares (Lopez et al., 2008). Dans le bassin de Manglares, la ride médiane du segment de Manglares subit une

surrection modérée, tandis que cette surrection est plus marquée dans le segment de Tumaco et s'accompagne d'une subsidence à son arrière.

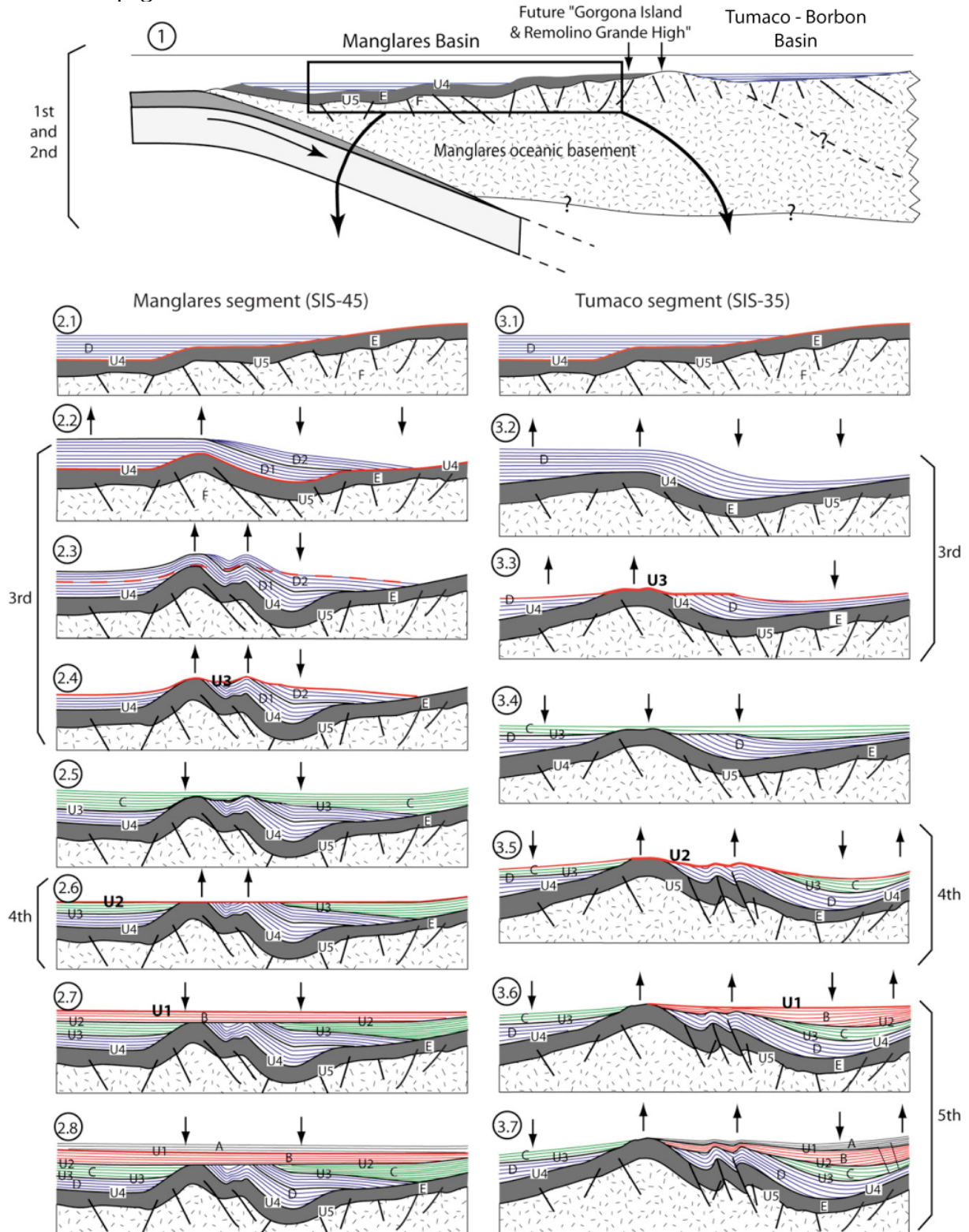


Figure 2.7: Modèle de l'évolution Cénozoïque des segments de Manglares et de Tumaco dans le bassin de Manglares. Les discordances U5 à U1 sont détaillées dans le texte. Les fleches verticales indiquent la surrection et subsidence relatives de la ride médiane et du bassin de Manglares. (modifié d'après (Marcaillou and Collot, 2008))

e) Du Pliocène à l'actuel

La base du Pliocène est marquée par la surface érosive B1 et U1 respectivement dans les bassins de Borbon–Tumaco et Manglares.

Le segment de Manglares est caractérisé par une subsidence générale depuis le Pliocène Supérieur, contrastant avec les segments de Tumaco et de Patia qui subissent quant à eux une phase compressive marquée depuis le Miocène Moyen, jusqu'à l'Actuel. Cette déformation a eu un pic d'activité autour de ~5 Ma, se manifestant par la discordance U1.

Les phases pliocènes à actuelles sont par ailleurs marquées par la subsidence générale dans le bassin de Borbon–Tumaco, contrastant avec la surrection de la Cordillère côtière et des terrasses marines en Equateur, associées à l'entrée en subduction de la ride de Carnegie.

2.4 La sismicité

Les données de sismicité historique et les réseaux d'enregistrement à terre ont permis de mettre en évidence deux types de sismicité sur la marge nord Andine (Figure 2.8):

- Une sismicité superficielle (<40 km de profondeur) de magnitude moyenne ($M_w < 5$), principalement associée aux failles actives de la Vallée Inter-andine, et qui traduit, au moins en partie, l'échappement du Bloc Nord Andin vers le NNE.

- Une sismicité directement liée à la subduction, pouvant être de magnitude supérieure. Ces séismes localisés le long de la limite interplaques soulignent le plan de Wadati-Benioff ainsi que les variations latérales de géométrie du slab (Gutscher et al., 1999). Ces derniers auteurs mettent en évidence quatre segments de la marge : 1) de 2,5 à 6,5°N (profil AA') montrant un panneau plongeant fortement incliné vers l'ESE, 2) de 1°S à 2,5°N (profil BB') correspondant à l'entrée en subduction de la ride Carnegie, et marqué par un gap de sismicité, 3) de 2°S à 1°S (profil CC') montrant un panneau fortement incliné vers le NE, et 4) au sud de 2°S, montrant une subduction plate.

La marge Nord Equateur – Sud Colombie sur laquelle est portée notre étude est située à cheval sur les deux premiers segments cités ci-dessus. Elle a subi quatre grands séismes de subduction, figurant parmi les forts du XX^{ème} siècle. Le séisme de 1906 (M_w 8,8) a été provoqué par une zone de rupture estimée à ~500km de long entre 0,5°S et 4°N (Kelleher, 1972; Kanamori and McNally, 1982). Cette zone fut partiellement réactivée au cours des trois événements de 1942 (M_w 7,8) (Beck and Ruff, 1984), 1958 (M_w 7,7) (Kanamori and McNally, 1982), et 1979 (M_w 8,2) (Beck and Ruff, 1984). L'étude de la localisation des ces séismes et de leurs répliques (Mendoza and Dewey, 1984) montre que les zones de rupture de chacun de ces séismes se succèdent sans se superposer. Cette observation laisse supposer que les zones de ruptures de ces séismes ont partiellement réactivé celle de 1906, et qu'elles sont probablement limitées par des différences de couplage interplaques. (Collot et al., 2004) ont montré à partir de données de sismique réflexion que les trois segments de marge : Esmeraldas, Manglares, et Tumaco bordées par des failles crustales, coïncident avec la localisation de zones de rupture des séismes historiques (Figure 2.9).

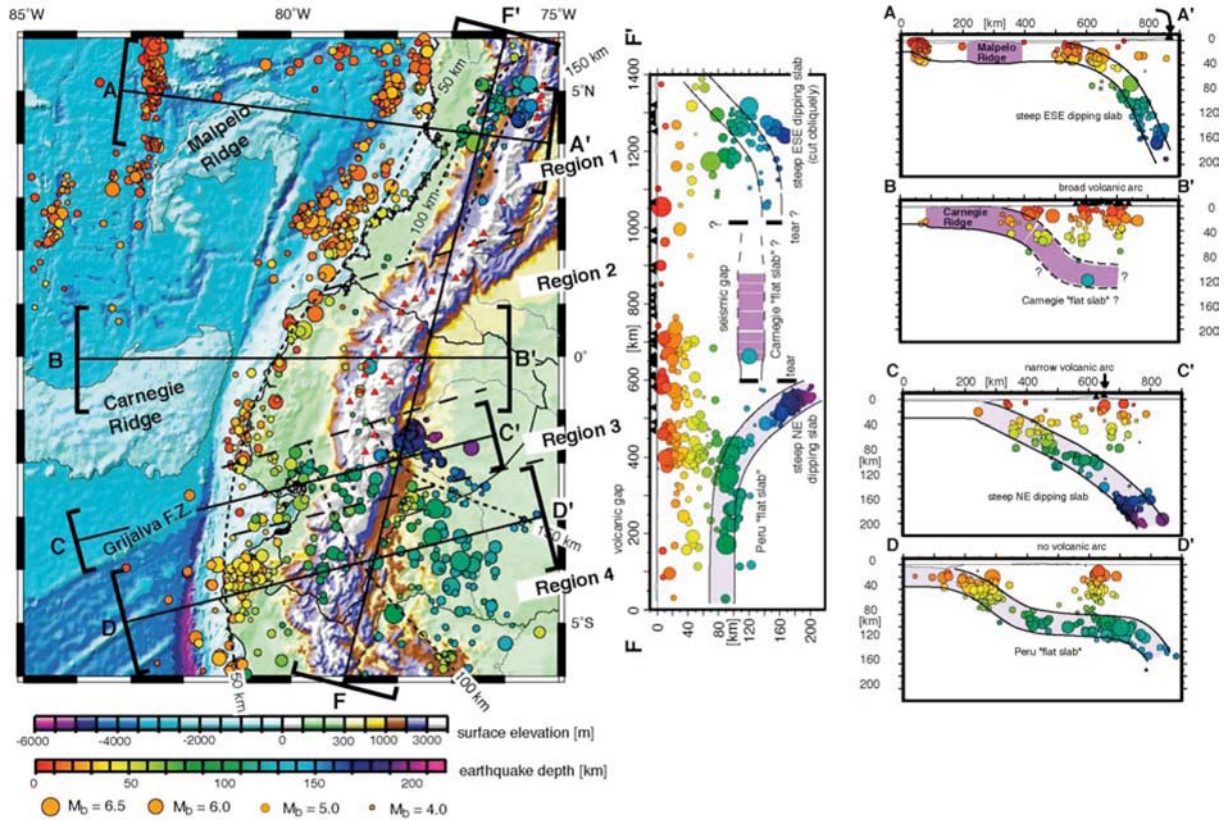


Figure 2.8: Sismicité régionale de la marge nord andine (1964-1995), comprenant 1230 événements $M_b > 4$, localisés selon (Engdahl et al., 1998). Segmentation sismotectonique et coupes caractéristiques de la marge : les coupes AA' à DD' montrent l'évolution de l'angle de subduction vers le sud. La coupe FF' montre l'évolution longitudinale du panneau plongeant. Modifié d'après (Gutscher et al., 1999).

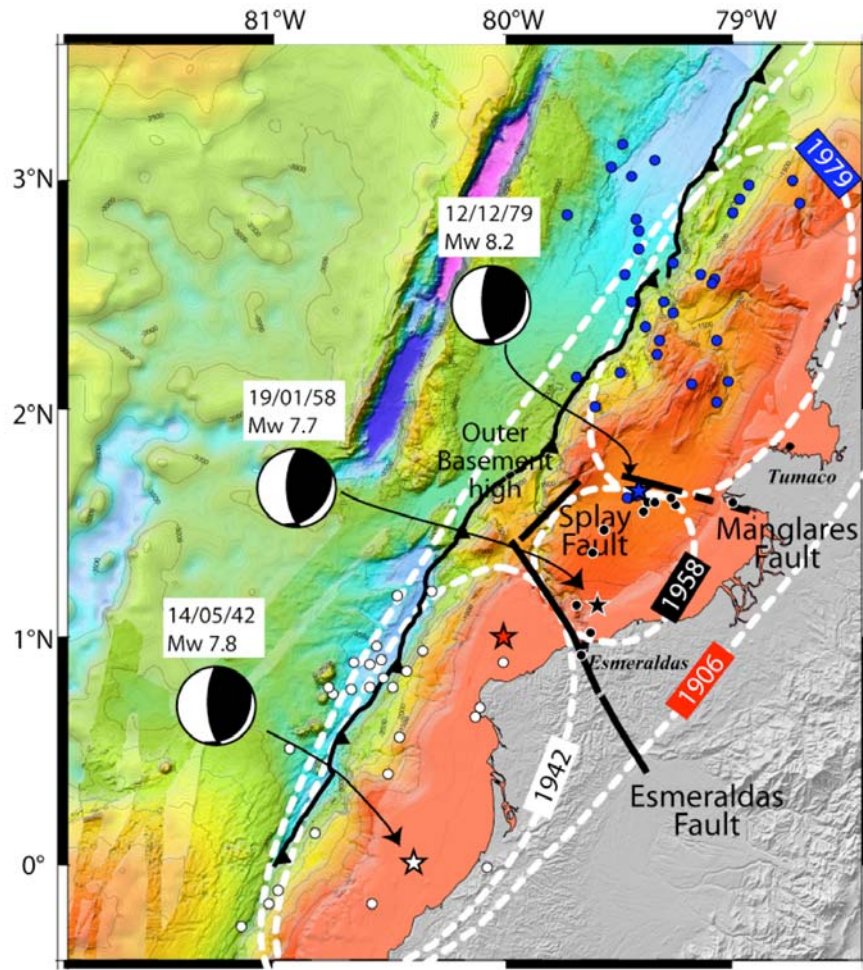


Figure 2.9: Sismicité de subduction de la marge Nord Equateur – Sud Colombie. Les Zone tiretées indiquent les zones de rupture des séismes de 1906, 1942, 1958, et 1979. Les étoiles représentent la localisation des épicentres des séismes, tandis que les cercles celles des épicentres de leurs répliques (Kanamori and McNally, 1982; Beck and Ruff, 1984; Mendoza and Dewey, 1984; Swenson and Beck, 1996). La couleur blanche indique les événements associés au séisme de 1942, la couleur noire ceux au séisme de 1958, et la couleur bleue ceux au séisme de 1979. Les traits noirs représentent les failles de Manglares, d'Esmeraldas, et d'Ancon interprétées comme limites structurales des segments activés lors des séismes. Modifié d'après (Collot et al., 2004)

Chapitre 3 Matériel et méthodes

3.1 Bathymétrie

3.1.1 Sondeur multifaisceaux Simrad EM12 Dual

Le sondeur fixé sur la coque du navire permet la cartographie du fond marin perpendiculairement à sa route, sur une largeur équivalente à environ sept fois la profondeur. Dans le cadre de cette étude, les bandes insonifiées avaient des largeurs variables entre ~1000m et ~25 000m. Les routes du navire ont été calculées afin d'obtenir une couverture la plus complète possible.

Le dispositif d'acquisition répond à la technique des « faisceaux croisés » qui consiste à s'affranchir des mouvements propres du navire en croisant les faisceaux d'émission et de réception (**Figure 3.1**). Le sondeur fixé sur la coque du navire est constitué de deux antennes d'émission inclinées et deux antennes de réception. Les antennes d'émission émettent un signal acoustique de fréquence 13kHz grâce à un faisceau couvrant une totalité de 150° perpendiculairement à la route du navire, et 1,8° dans le sens de la route. Les antennes de réception reçoivent le signal acoustique émis par l'intermédiaire de 162 faisceaux de 3,5° d'ouverture perpendiculaire au navire, et 20° dans le sens de la navigation.

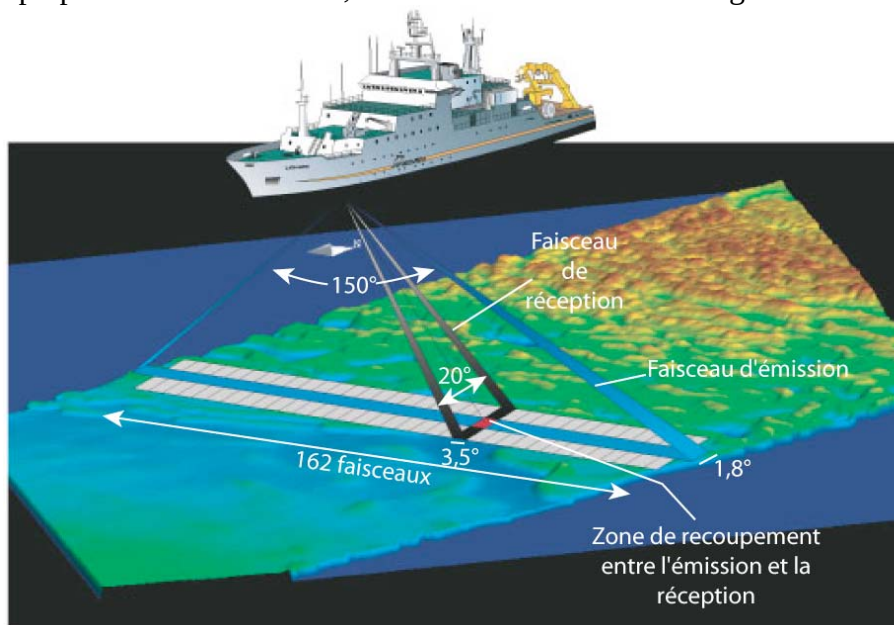


Figure 3.1: Principe d'acquisition du sondeur multifaisceaux Simrad EM12 dual. Les faisceaux d'émission croisent le faisceau de réception (technique des faisceaux croisés) (Figure IFREMER)

Le temps de trajet aller-retour du signal permet d'estimer la profondeur après correction par des profils de célérité calculés incorporant des mesures des salinité et de température par sonde *sippican*.

L'amplitude du signal reçu permet de générer une carte de réflectivité du fond marin. La valeur de la réflectivité dépend à la fois de la nature des sédiments et de la topographie locale.

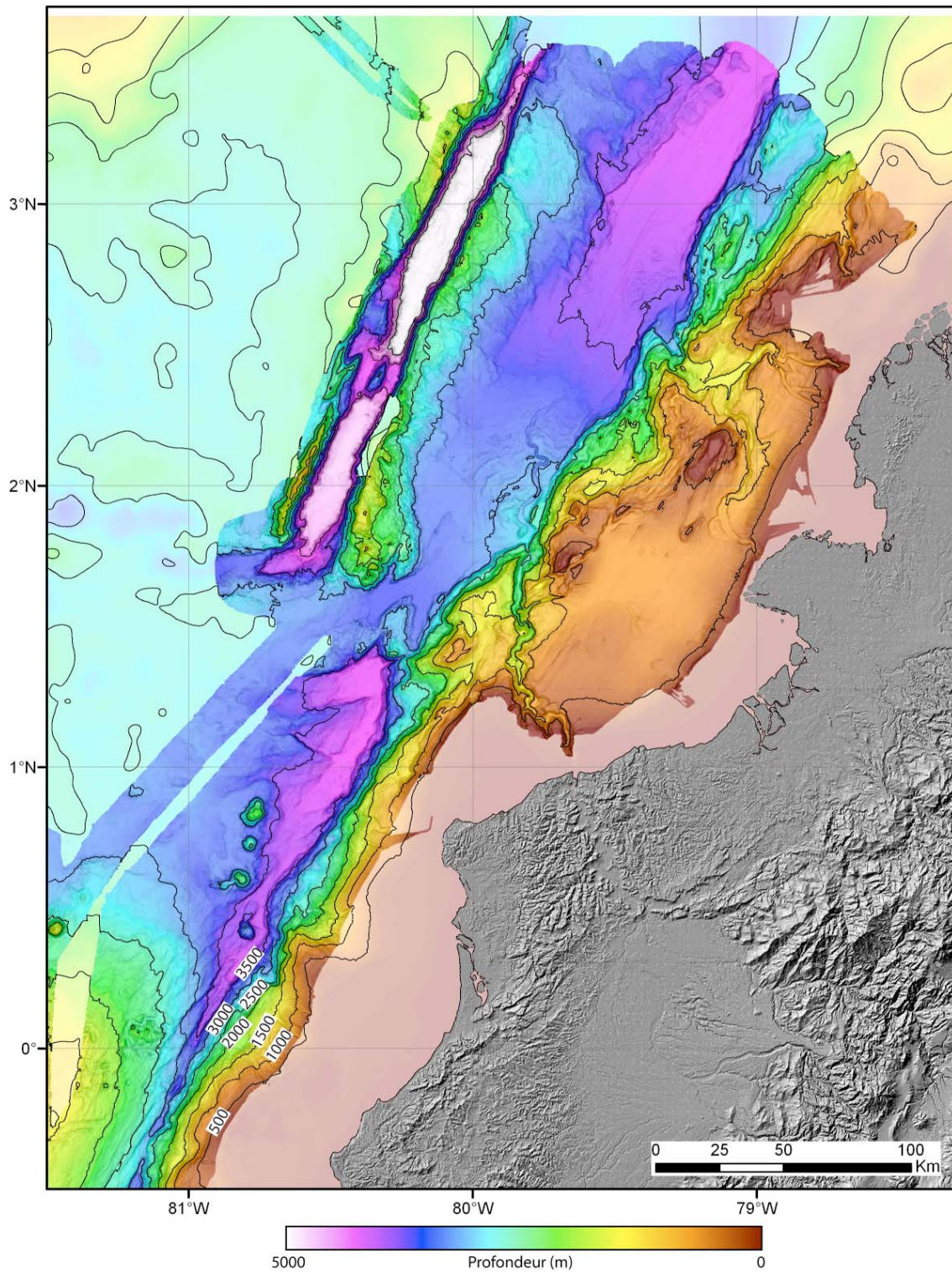


Figure 3.2: Carte de la bathymétrie acquise avec le sondeur multifaisceaux Simrad EM12dual lors de la campagne Amadeus (2005) et complétée par d'autres données bathymétriques multifaisceaux (des campagnes Esmeraldas (2005), Paganini (1999) et Pugu (1997).

3.1.2 Traitement bathymétrique – Logiciel CARAIBES

L'ensemble des données de la campagne a été traité par le personnel embarqué à bord du *N/O L'Atalante* lors de la campagne Amadeus. Un MNT de résolution 150m sur l'ensemble de la zone été compilé à l'issue de la campagne. Un second mnt de même résolution a ultérieurement été construit par Genavir à partir des campagnes Pugu (1997), Paganini (1999) Amadeus (2005), et Esmeraldas (2005). Nous utiliserons ce MNT comme base de travail (Figure 3.2).

J'ai toutefois retraité une partie des données de bathymétrie dans le cadre de l'étude du système de canyons de Mira et Patia. Les données ont été nettoyées afin d'obtenir une résolution de 60m pour les profondeurs inférieures à 2000m.

Tout le traitement a été effectué avec le logiciel CARAIBES développé par l'Ifremer. Une chaîne de traitement typique a été utilisée (Figure 3.3)

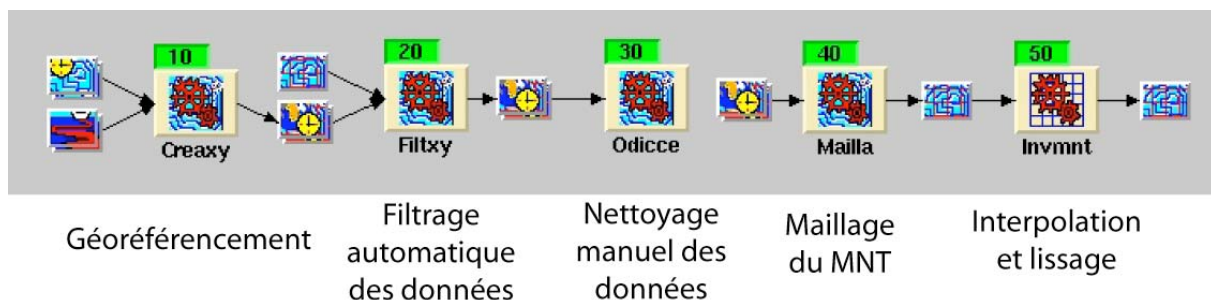


Figure 3.3: Chaîne de traitement bathymétrique utilisée avec le logiciel Caraïbes 2.3 développé par l'IFREMER

a) Fusion et Georeferencement des données – module CreaXY

Cette étape permet de compiler les données brutes, et de localiser géographiquement chaque sonde à l'aide du fichier de navigation.

b) Filtrage – module FiltxY

Ce module permet de comparer les sondes brutes à un MNT de référence lissé et plus grossier. Toutes les ondes qui s'écartent du MNT de référence au-delà d'un seuil fixé par l'utilisateur sont filtrées et invalidées (Figure 3.4). Le MNT de référence utilisé est celui qui est à 150m issu de la compilation des campagnes de bathymétrie multifaisceaux.

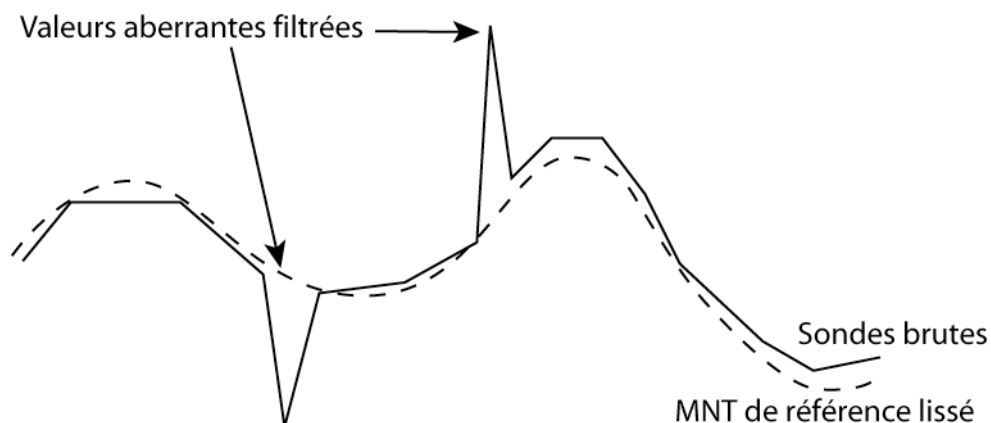


Figure 3.4: Filtrage des valeurs aberrantes effectué avec le module FiltXY

c) Élimination des sondes aberrantes – module Odicce

Ce module permet la visualisation en trois dimensions des sondes. On procède ensuite à une invalidation manuelle des sondes aberrantes (**Figure 3.5**). Cette étape peut s'avérer extrêmement longue en fonction du degré de précision et de « propreté » souhaité.

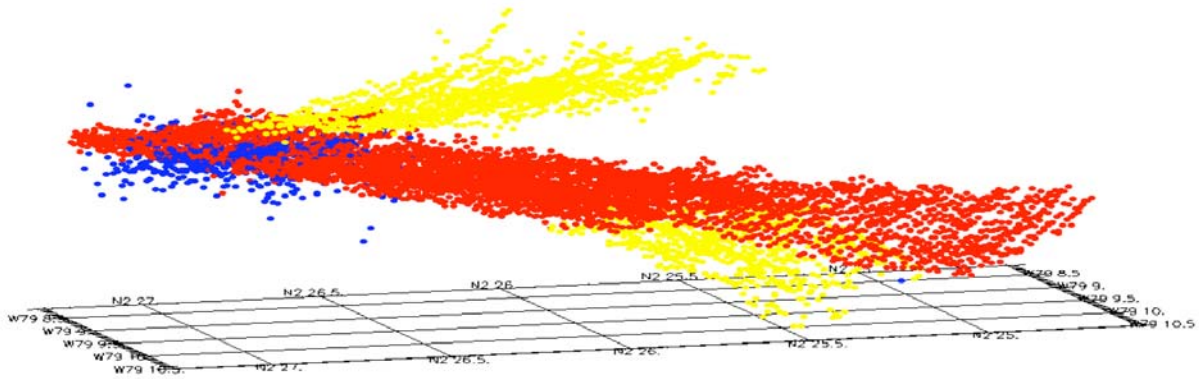


Figure 3.5: Nettoyage manuel des sondes aberrantes effectué avec le module Odicce. Les points jaunes représentent des valeurs invalidées.

d) Maillage des données – module Mailla

Ce module permet de générer un MNT avec une grille à pas régulier (en l'occurrence 60m). Lorsque plusieurs sondes sont présentes à l'intérieur d'un même pixel, la valeur du pixel est moyennée sur l'ensemble des sondes.

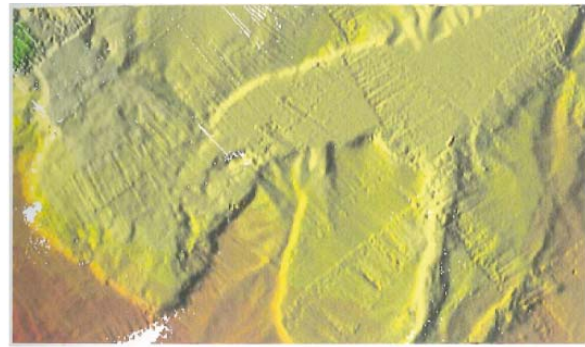
e) Interpolation et lissage – module Invmnt

Le MNT est finalement interpolé et lissé afin de combler d'éventuels trous de données et de diminuer les artefacts persistants.

Le résultat des différentes étapes du traitement sont synthétisés dans la **Figure 3.6**



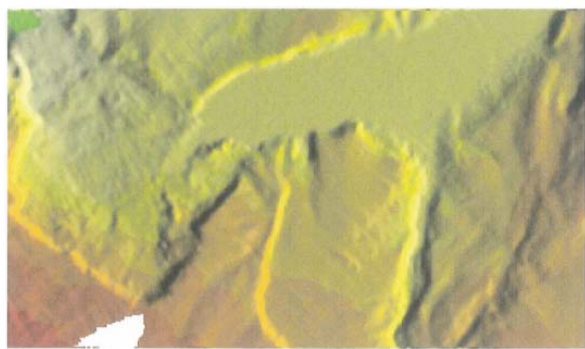
1: MNT initial à 150m



2: Données brutes à 60m



3: Filtrage automatique et
nettoyage manuel des données



4: MNT final à 60m, interpolé et lissé

Figure 3.6: Résultats des étapes intermédiaires du traitement bathymétrique. Le MNT initial a une résolution de 150 m, le MNT final a une résolution de 60m.

3.2 Sismique réflexion

Nous disposons de quatre types de données de sismique réflexion dans le cadre de cette étude.

3.2.1 Résolution verticale et pénétration :

La résolution sismique verticale est la distance minimale au dessus de laquelle on peut clairement séparer deux objets (càd deux réflecteurs). Elle dépend essentiellement de la longueur d'onde du signal reçu (Sheriff and Geldart, 1995). Ainsi :

$$R = \lambda / 4$$

Où R est la résolution, et λ la longueur d'onde du signal. Toutefois,

$$\lambda = v / f$$

Où v est la vitesse de propagation des ondes dans le milieu, et f la fréquence dominante du signal. Ainsi,

$$R = v / 4f$$

Le pouvoir de résolution est donc dépendant à la fois de la vitesse de propagation des ondes donc du milieu étudié, et de la fréquence dominante du signal, donc de la source utilisée.

Le paramètre que nous pouvons contrôler est la fréquence dominante du signal. La résolution est d'autant plus fine que la fréquence est élevée. Il faut toutefois noter que la vitesse de propagation des ondes dans le milieu augmente avec la profondeur dégradant ainsi la résolution. De plus, l'atténuation des hautes fréquences avec la profondeur contribue également à la détérioration de la résolution dans les milieux plus profonds. Cette atténuation est également responsable d'une mauvaise pénétration du signal pour les sources « hautes fréquences ». De même que la résolution, la pénétration est dépendante de la gamme de fréquence de la source utilisée. L'atténuation des hautes fréquences en profondeur engendre ainsi une mauvaise pénétration pour les hautes fréquences, tandis que les basses fréquences sont quant à elles beaucoup plus pénétrantes.

Il s'agit donc de faire un compromis entre la résolution et la pénétration du dispositif utilisé en fonction des objets géologiques étudiés.

3.2.2 Jeux de données

a) Sismique-réflexion 6 traces (Profils AMA)

L'ensemble de sismique dite « rapide » a été utilisé en routine au cours de la campagne Amadeus parallèlement au sondeur bathymétrique EM12D.

Deux configurations ont été utilisées : la configuration « standard » et la configuration « haute résolution »

La source était constituée de canons à air SODERA-SSI de 105ci et 45ci utilisés en mode GI (Genrateur Injecteur) harmonique.

La flûte sismique d'une longueur totale de 300m était constituée de six traces de 50m chacune. Elle était maintenue par un lest à une profondeur d'immersion de 7m pour la résolution standard, et de 3 m pour la haute résolution. L'intervalle entre deux tirs était de 50m pour la sismique rapide, et de 25 m pour la sismique HR, offrant ainsi une couverture d'ordre 3 et d'ordre 6 respectivement.

Tous les profils ont subi un traitement en série à bord comprenant une déconvolution prédictive, un anti-multiple, un filtrage, et une migration en temps (cf Rapport de campagne AMADEUS).

La localisation des profils est représentée sur la Figure 3.7

	Résolution standard	Haute résolution
Année	2005	
Campagne	Amadeus	
Commanditaire	Géosciences Azur	
Longueur de flûte	300m	300m
Nombre de traces	6	6
Couverture	3	6
Source	GI 105-105, 45-45	GI 45-45, 45-45
Fréquence de la source	17-85 Hz	17-120 Hz
Résolution verticale	~10m	~6m

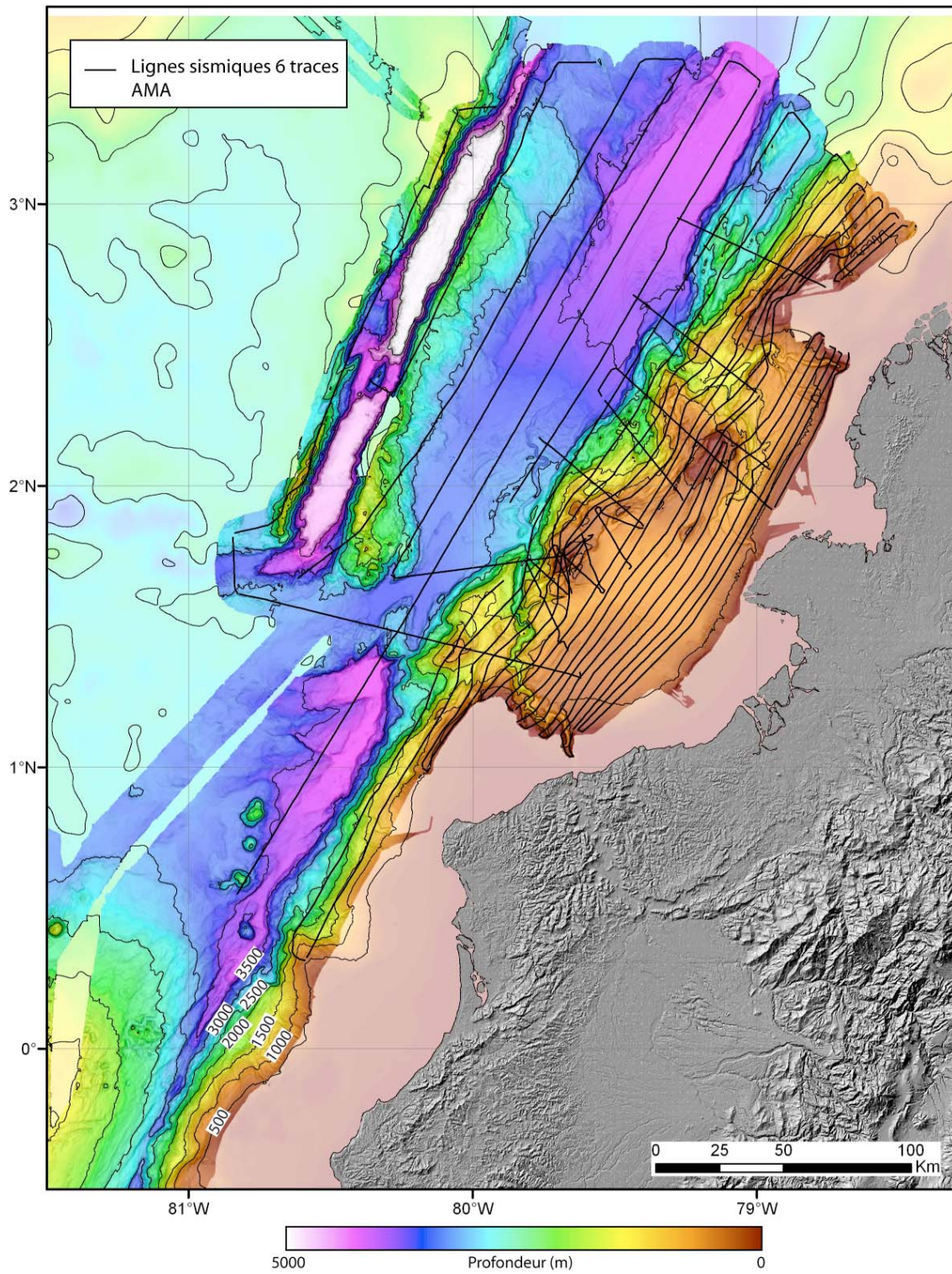


Figure 3.7: Localisation des profils de sismique réflexion 6 traces acquis lors de la campagne Amadeus (2005)

a) Sismique-reflexion pétrolière (profils ANH)

Ces profils sismiques nous ont été fournis par l'*Agencia Nacional de Hidrocarburos* (ANH) du gouvernement Colombien. Ils sont issus de campagnes de prospection pétrolière datant de 1973 et 1982.

Ces profils ont subi une déconvolution, un anti-multiple, et une migration en temps.

Campagne 1973 :

La flûte comportait 24 traces de 96m formant une longueur totale de 2300m. La source comportait un volume total de 1200ci. Nous ne disposons pas des informations relatives à l'enveloppe spectrale de celle-ci, toutefois un filtrage entre 8 et 60Hz effectué lors de l'acquisition indique que le spectre est contenu dans cette enveloppe de fréquences.

Le pas de tir de 50m utilisé était configuré pour obtenir une couverture d'ordre 24.

Campagne 1982 :

La flûte était constituée de 96 traces de 25m cumulant une longueur totale de 2375m. La source comportait un volume total de 3050ci avec une enveloppe spectrale comprise entre 8 et 90Hz. Le filtrage lors de l'acquisition réduit toutefois cette enveloppe à des valeurs comprises entre 14 à 65Hz.

Le pas de tirs de 25m était configuré afin d'obtenir une couverture d'ordre 48.

La localisation des profils des deux campagnes est représentée sur la Figure 3.8

Année	1973	1982
Campagne	?	?
Commanditaire	ANH	
Longueur de flûte	2300m	2375
Nombre de traces	24	96
Couverture	24	48
Source	GIs 1200ci	GIs 3050ci
Fréquence de la source	8-60Hz	14-65Hz
Résolution verticale	~14m	~12m

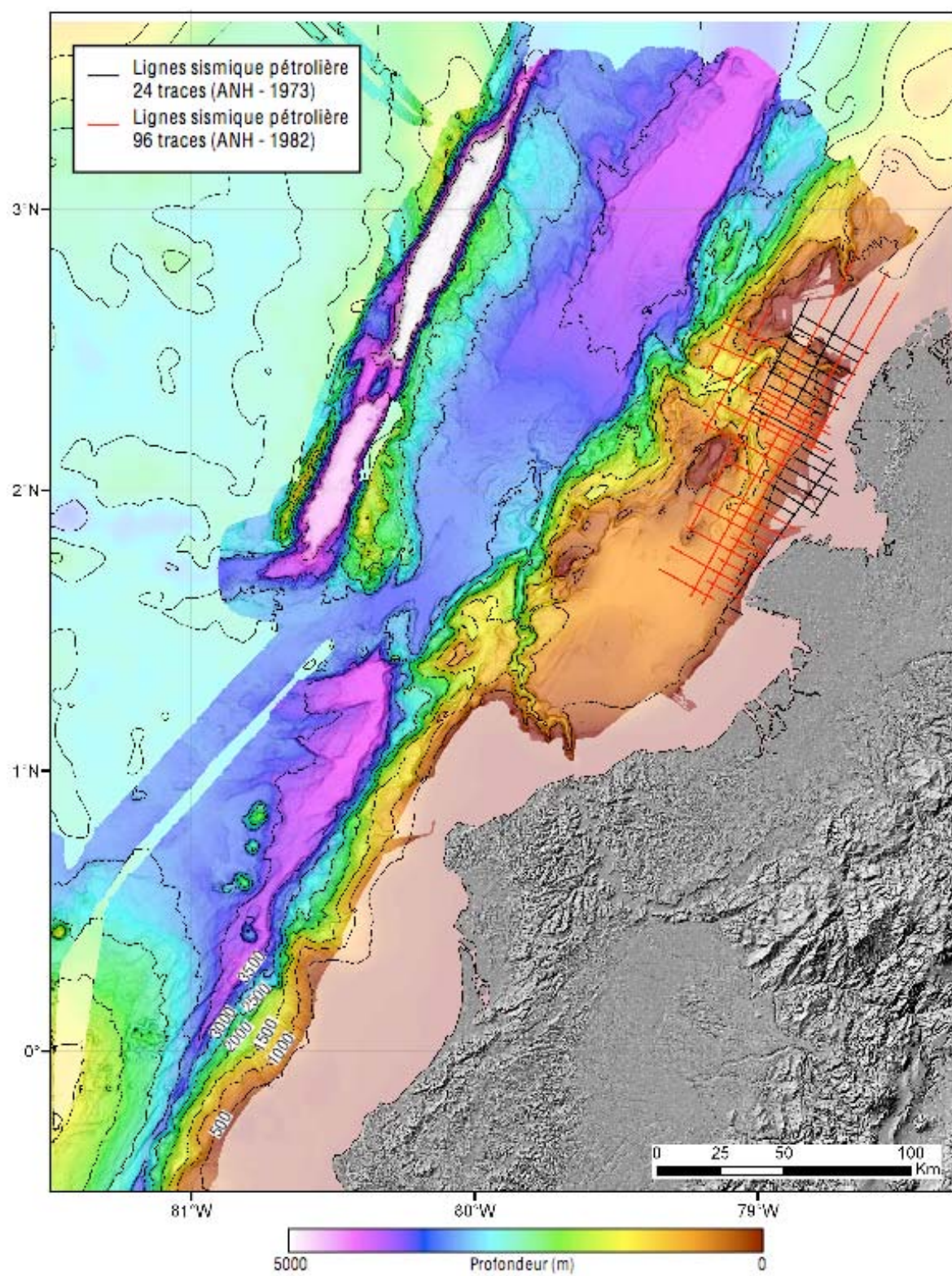


Figure 3.8: Localisation des profils de sismique réflexion 24 et 96 traces fournis par l'ANH

b) Sismique réflexion 360 traces Sisteur (profils SIS)

Ces profils sont issus de la campagne Sisteur menée de Septembre à Novembre 2000.

La source était constituée d'un dispositif contenant 12 canons à air totalisant un volume total de 2896ci associé à une flûte de 4,5km de long contenant 360 traces. Le dispositif était accordé afin d'obtenir une couverture d'ordre 45. Les fréquences dominantes varient entre 13 et 36Hz. Le traitement effectué par B. Marcaillou sur certains profils SISTEUR comporte une correction dynamique, un anti-multiple, une déconvolution, ainsi qu'une migration temps.

La localisation des profils de la campagne Sisteur est représentée sur la Figure 3.9

Année	2000
Campagne	Sisteur
Commanditaire	Géosciences Azur
Longueur de flûte	4500m
Nombre de traces	360
Couverture	45
Source	Gls 2896 ci
Fréquence de la source	13-36 Hz
Résolution verticale	~ 20m

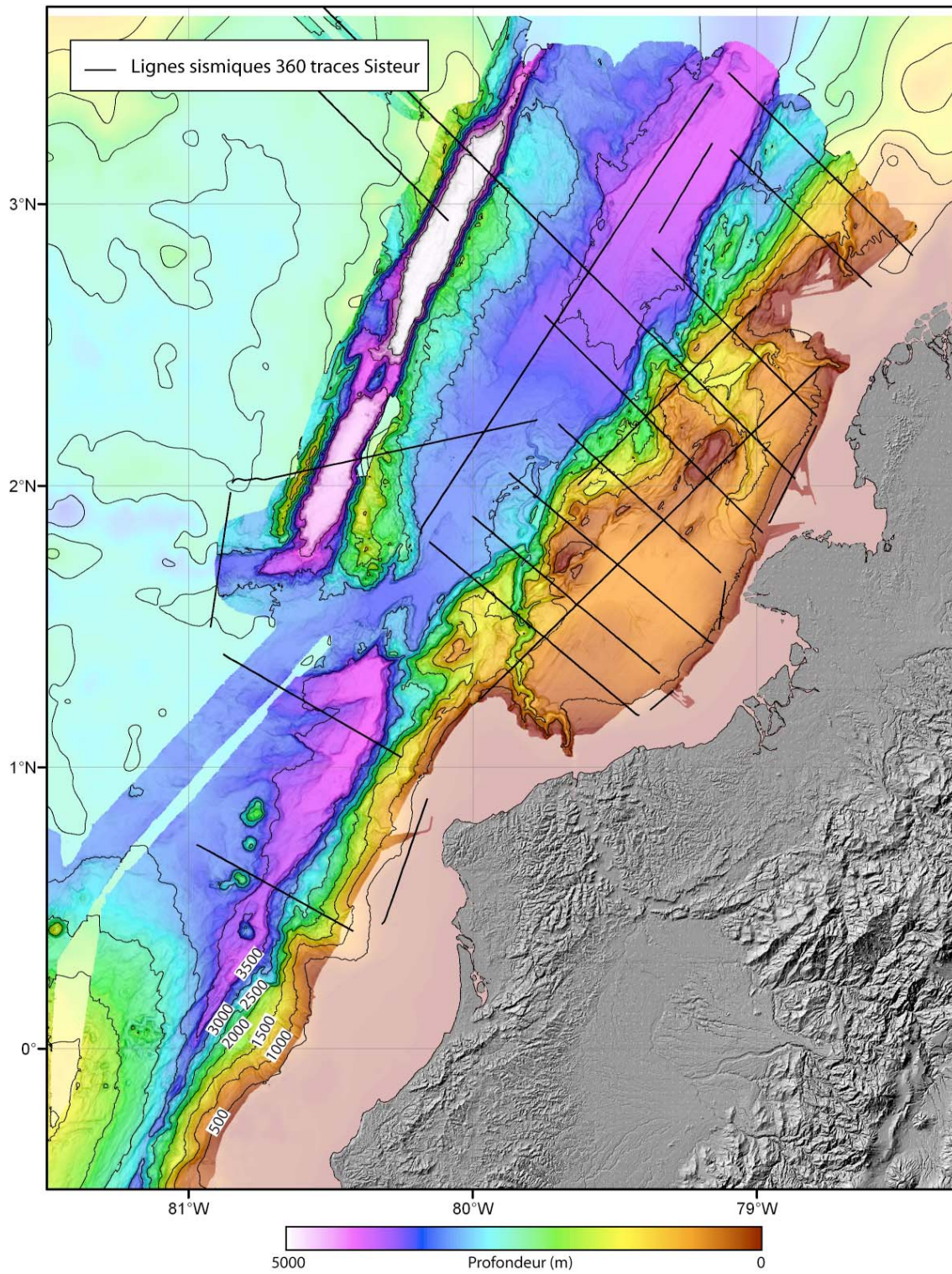


Figure 3.9: Localisation des profils de sismique réflexion 360 traces issues de la campagne Sisteur (2000)

c) Sondeur de sédiments 3.5kHz – CHIRP (profils Amad et Esmer)

Le sondeur de sédiments fixé également sous la coque du navire permet d'obtenir en temps réel des données de sismique-reflexion monotrace haute fréquence, et donc haute résolution, mais dont la pénétration n'excède pas 100m dans le meilleur des cas. La résolution verticale théorique de ce type de dispositif est de l'ordre de 10 cm.

Les données ont été acquises lors des campagnes Amadeus et Esmeraldas qui se sont déroulées en 2005. Leur localisation est représentée sur la Figure 3.10

Année	2005	
Campagne	Amadeus	Esmeraldas
Commanditaire	Géosciences Azur	
Longueur de flûte	monotrace	
Nombre de traces	monotrace	
Couverture	monotrace	
Source		
Fréquence de la source	2,4 - 4,5 kHz	
Résolution verticale	~10cm	

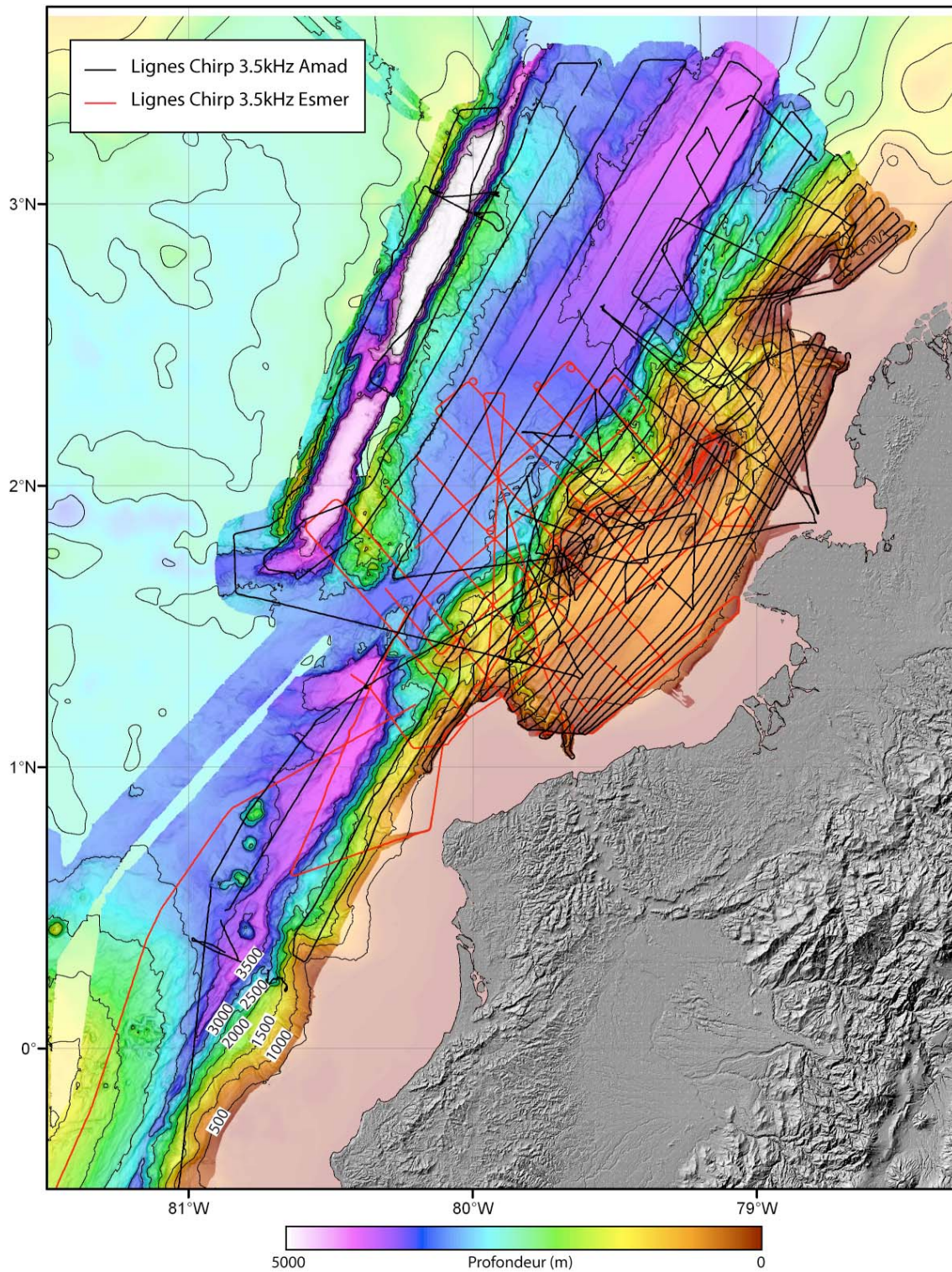


Figure 3.10: Localisation des profils de sismique monotrace Chirp 3.5 kHz de très haute résolution issus des campagnes Amadeus (2005) et Esmeraldas (2005)

3.3 Carottes sédimentaires

Neuf carottes initialement prévues pour cette étude ont été prélevées. Leur localisation est représentée sur la **Figure 3.11**

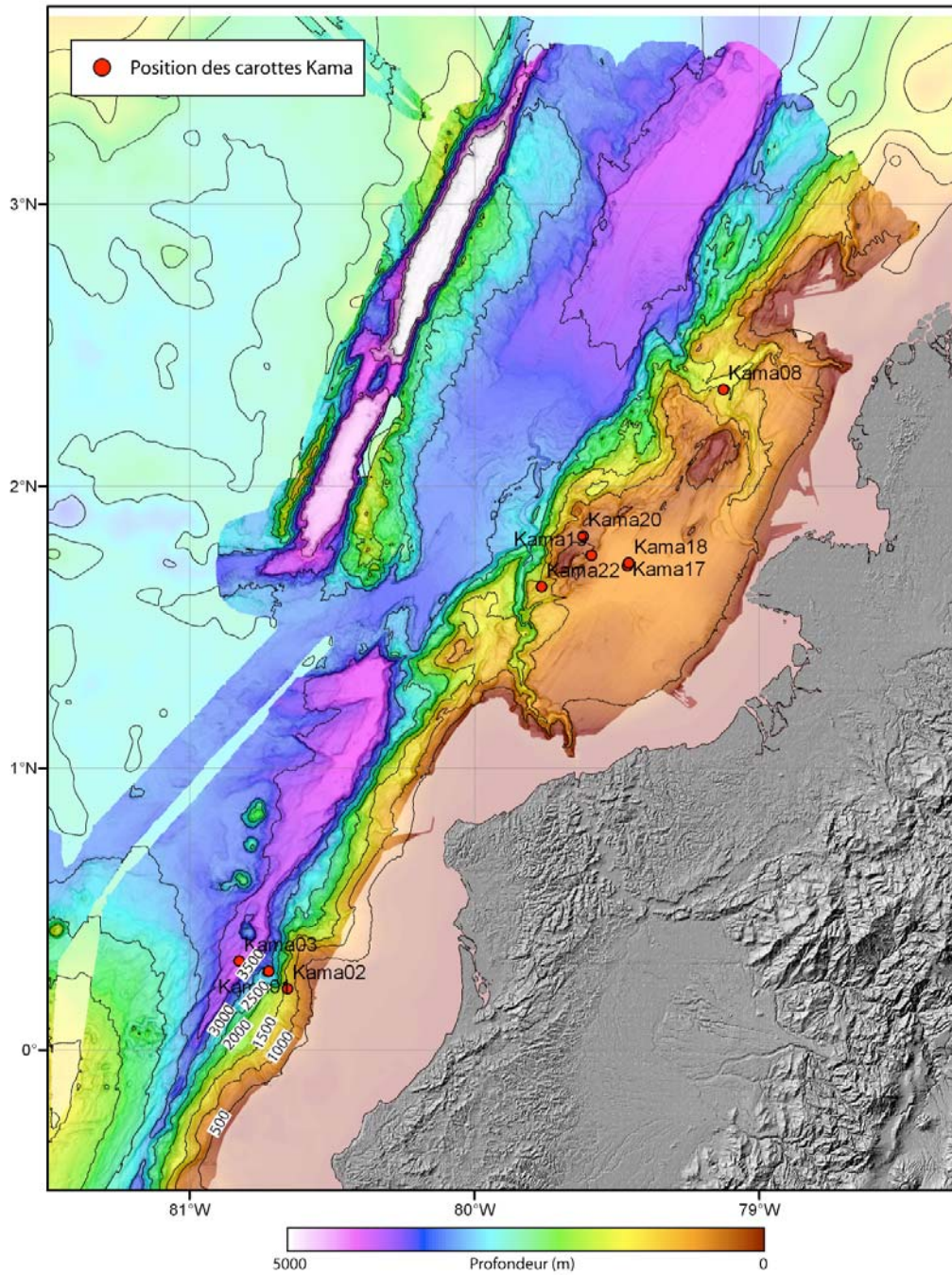


Figure 3.11: Localisation des carottes sédimentaires (Kama) prélevées lors de la campagne Amadeus (2005) et étudiées dans le cadre de cette thèse.

3.3.1 Prélèvement

Les carottages ont été réalisés à l'aide d'un carottier Kullenberg.

Le carottier est composé d'un tube de 10 m de long au sommet duquel est attaché un lest d'une tonne (**Figure 3.12**). Il est précédé par un carottier pilote relié au système de largage. Le dispositif descend à travers la colonne d'eau, suspendu à un câble. Lorsque le carottier pilote atteint le fond, il déclenche le système de largage qui libère l'ensemble carottier/lest. L'ensemble s'enfonce dans le sédiment sous son poids. Un système de piston à l'intérieur du tube en pvc facilite la pénétration du carottier par aspiration du sédiment. À la base du tube sont fixées des lamelles d'acier dites « en peau d'orange » qui permettent le passage des sédiments lors de la pénétration, mais qui les retiennent lors de la remontée du carottier.

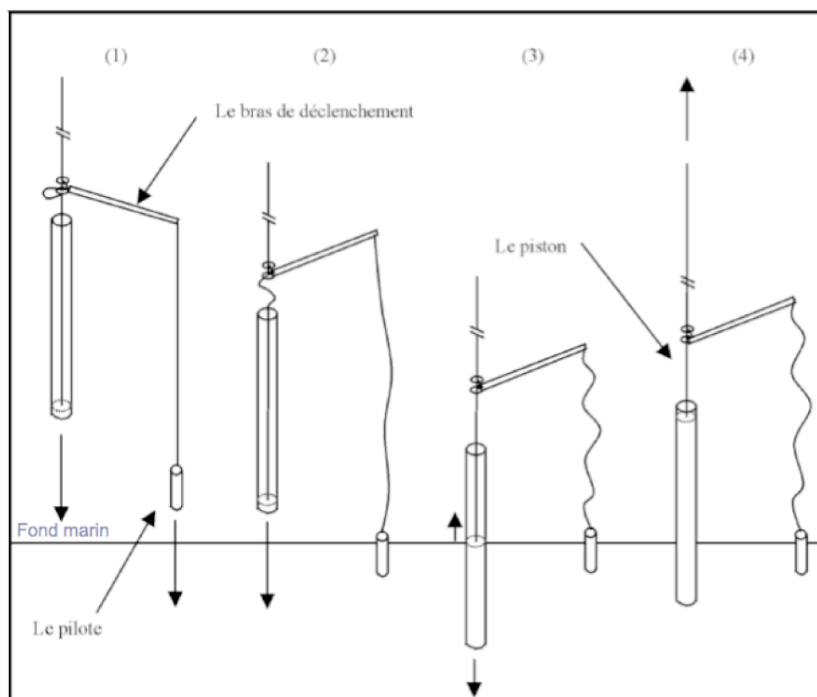


Figure 3.12: Principe du carottier Kullenberg: 1) descente, 2) déclenchement du carottier après contact du pilote avec le sol, 3) Enfouissement du carottier et remontée du piston, 4) Remontée du carottier rempli. (modifié d'après(Gaudin, 2006))

3.3.2 Description – Photographies

Les carottes ont été coupées en tronçons de 1m de longueur, puis ouvertes soit à bord du *R/V L'Atalante* lors de la campagne, soit à ultérieurement à Géosciences Azur - Villefranche sur mer.

Une description visuelle suivie de photographies a été effectuée, en prêtant particulièrement attention à la présence de dépôts gravitaires (turbidites, débris flow...), tephres pouvant potentiellement servir de marqueurs stratigraphiques.

3.3.3 Radiographies - rayons X (Rx)

Des plaquettes de 1 cm d'épaisseur, et 8cm de largeur ont été prélevées sur l'ensemble des carottes décrites, puis envoyées à l'UMR EPOC de l'université Bordeaux I pour des

radiographies au rayons X. La radioscopie se fait à l'aide du système *Scopix* (Migeon et al., 1999) et présente l'avantage d'être une méthode non-destructive. Le résultat est une image numérique de la plaquette restituée par la caméra en niveaux de gris. Ce système permet de visualiser l'organisation interne des sédiments et donne des informations sur les structures dynamiques et biologiques souvent non visibles lors de la description visuelle des carottes, et plus particulièrement lorsque les variations de nature des sédiments sont faibles.

3.3.4 Granulométrie (Q50)

La mesure de la taille des grains a été effectuée à l'aide du granulomètre *Coulter LS 200* qui utilise la diffraction laser. Les sédiments sont transportés par l'eau jusqu'à la cellule d'analyse traversée par des faisceaux laser. Ceux-ci sont diffractés par les particules, et déviés vers des détecteurs qui calculent l'angle d'incidence. L'angle est proportionnel à la taille des grains. Le pas d'échantillonnage pour les analyses horokilométriques est variable, de 10cm pour les sections de carottes particulièrement homogènes à 1cm pour certaines analyses fines de séquences turbiditiques. La valeur Q50 représentée indique la taille médiane des grains.

3.3.5 Susceptibilité Magnétique (SM)

La mesure de la Susceptibilité Magnétique (SM) a été effectuée à l'aide de l'appareil *Bartington meter* et du capteur *Bartington High Resolution Surface Sensor* donnant des valeurs en unités SI. La susceptibilité magnétique du sédiment est dépendante de la quantité de minéraux magnétiques qu'elle contient. Les changements dans la susceptibilité magnétique traduisent des changements lithologiques ou la présence de zones d'altération. Des pics de SM peuvent être liés à des dépôts volcaniques (tephras) ou encore à des niveaux terrigènes riches en minéraux ferromagnésiens. Les niveaux de faible susceptibilité magnétique sont quant à eux plus riches en carbonates ou plus pauvres en matériel terrigène. Les variations de basse fréquence peuvent également être utilisées dans certains cas comme un indice de variations climatiques.

3.3.6 Datations ^{14}C

L'isotope radioactif du Carbone, ^{14}C est fixé en équilibre par les organismes vivants (plantes, animaux, foraminifères...). À partir de la mort de l'organisme, le système devient fermé et le ^{14}C subit une désintégration radioactive dont la période de demi-vie est de 5730 ans. La datation est basée sur l'activité du ^{14}C . L'analyse est fiable sur une période de cinq demi-vies, soit environ 60 000ans. Les analyses sont effectuées sur les deux espèces de foraminifères *Neogloboquadrina dutertrei* et *Neogloboquadrina pachyderma* prélevées par I. Martinez (Université EAFIT - Colombie) J. Duprat (Univ. Bordeaux I) et C. Joanne (Géosciences Azur)

Les datations ont été effectuées par le *Laboratoire de Mesure du carbone 14 (LMC14)*, à Saclay dans le cadre du programme national *Artemis* selon la méthode AMS, à l'exception des échantillons prélevés sur la carottes Kama03 qui ont été effectués à GNS en Nouvelle Zélande.

Chapitre 4 Submarine landslides along the North Ecuador – South Colombia convergent margin. Possible tectonic control

Glissements sous-marins le long de la marge convergent Nord Equateur- Sud Colombie. Possible contrôle tectonique

La déformation d'une marge convergente peut se manifester sous forme de structures tectoniques (failles, plis...), mais aussi par la présence de cicatrices de glissements sous-marins. Les instabilités gravitaires qui peuvent être facilitées et déclenchées par des surcharges sédimentaires, les variations climato-eustatiques, et les surpressions de fluides (Hampton et al., 1996) sur les marges passives, peuvent également résulter du forçage tectonique (Hampton et al., 1996) en particulier sur les marges actives. En effet, la surrection le long de plis et chevauchements, ou la subsidence due à l'érosion tectonique augmentent localement la pente, et la contrainte cisailante, rendant ainsi le fond sous-marin instable. De plus, la fracturation le long de faille ou au sein de zones de fractures diminue la cohérence du fond et facilite également sa déstabilisation. Dans le cas d'une marge sismiquement active, le déclenchement des instabilités gravitaires suite à une déstabilisation préalable, est vraisemblablement causé par une accélération sismique du sol. Les glissements de terrain, s'ils présentent un volume suffisamment important, et une vitesse de déplacement suffisamment élevée peuvent générer des tsunamis. McAdoo et Watts (2004) ont montré sur la marge des Cascades que des glissements issus de cicatrice de ~5 km de largeur sont susceptibles d'avoir produit des tsunamis.

Notre zone d'étude sur la marge convergente Nord Equateur – Sud Colombie (~ 0° à ~N 3.5°) est caractérisée par une variation longitudinale du régime tectonique, passant du Sud au Nord d'un régime d'érosion tectonique à celui de l'accrétion tectonique (Marcaillou, 2003). Le segment en érosion tectonique présente une morphologie simple, avec un plateau continental de largeur comprise entre 10 et 50 km puis une pente continue jusqu'au front de déformation. La transition avec le segment en accrétion se manifeste par une morphologie plus complexe, soulignée par la présence d'un bassin avant-arc, piégé entre la plateforme continentale et des haut structuraux associés à des plis et chevauchements recoupant la marge. De plus la zone est recoupée par une faille crustale sub-v verticale dont la terminaison nord ressemble en carte à une queue de cheval. La zone d'étude présente donc une variété de structures tectoniques, sur lesquelles peuvent se produire des glissements sous-marins.

L'objectif essentiel de ce chapitre est d'identifier les zones de déstabilisation préférentielles de la marge et d'évaluer leur origine possible. Nous nous sommes focalisés sur les cicatrices de largeur supérieure à ~5 km, dont les glissements sont potentiellement tsunamigènes. Trois types de localités préférentielles des déstabilisations ont été mises en évidence le long de la marge : 1) Le front du segment de marge en érosion tectonique, est caractérisé par une série de trois escarpements semi-circulaires de 5-6 km de diamètre et ~1500 m de hauteur, mais aussi par un escarpement linéaire de ~35 km de long et jusque 2000 m de haut. 2) Les flancs de canyons sont affectés par des cicatrices pouvant atteindre une hauteur supérieure à ~500 m. 3) La continuité de la faille crustale d'Ancon, dont la terminaison ressemble à une structure en queue de cheval, représente une zone de ~20x50 km qui semble être en cours de déstabilisation. Toutes ces zones de déstabilisation sont contrôlées tectoniquement puisque le front de marge subit une subsidence due à l'érosion basale, et est affecté par la subduction de monts sous-marins. Les instabilités de flancs de canyon se sont produites quant à elles à l'aplomb de structures tectoniques actives. Enfin, la dernière zone située dans la prolongation Nord de la faille d'Ancon a subi une fracturation intense permettant la déstabilisation du fond marin sur le long terme.

Ce chapitre correspond également à un chapitre du livre « Submarine mass movements and their consequences » publié chez Springer, dans le cadre du 3^e symposium international du même nom qui a eu lieu à Santorin en octobre 2007.

Submarine landslides along the North Ecuador – South Colombia convergent margin. Possible tectonic control

G. RATZOV, M. SOSSON, J.-Y. COLLOT, S. MIGEON, F. MICHAUD, E. LOPEZ, AND Y. LE GONIDEC.
UMR Géosciences Azur, BP 48, Port de la Darse, 06235 Villefranche-sur-Mer. France

Abstract:

A morphometric analysis of submarine landslides on the continental slope of north Colombia – south Ecuador convergent margin provides insights into hazards, including mass movements locations, size of failures and location control. Bathymetric and seismic data acquired in 2005 revealed three distinctive types of locations with the occurrence of potentially tsunamogenic submarine landslides: 1) the erosive margin toe is characterized by three 5-6-km wide and up to 1500m high semi-circular scarps. The toe is also affected by a 35-km long area of linear scarps resulting from the imbrication of successive failures, 2) canyon walls are affected by five up to 500m high scarps, 3) the deformation front exhibits a 50x20km potentially destabilized area characterized by intensive fracturation. All these features are controlled by active tectonics. Slope oversteepening is a key parameter facilitating the onset of slope failure for the two first types, and is associated with 1) seamount subduction, 2) subsidence related to basal erosion of upper plate, and 3) uplift along active tectonic structures. Regarding the third type, the destabilisation area is influenced by the intensive fracturing at the vicinity of a splay fault.

4.1 Introduction

Slope failures play a major role on sediment transport and sediment distribution on continental margins, and are largely responsible for shaping the seafloor of both deep sea and coastal environments. These mass-wasting events represent a hazard for e.g., offshore exploration safety, and communication cables. Coastal cities are exposed to a tsunami hazard if submarine slopes are affected by medium- to large-scale (over 5 km wide) collapses (von Huene et al., 1989; McAdoo and Watts, 2004). A good understanding of processes associated with submarine instabilities and their triggering factors is fundamental in order to quantify the hazard and mitigate the risk. To date, most studies have been carried out along passive margins (Evans et al., 1996; Canals et al., 2004) and volcanic islands (Masson, 1996; Masson et al., 2002). Triggering factors of submarine landslides include rapid accumulation of sediment, slope increase, sediment excess pore pressure, high physical stresses related to wave loading, tectonics and earthquakes (Hampton et al., 1996), eustatic sea-level variations, and gas hydrates dissociation (Maslin et al., 1998).

Regarding active margins, similar mechanisms were already reported, and tectonic activity is one of particular importance in triggering medium-scale (von Huene et al., 2000) to giant submarine landslides (Duperret et al., 1995; Collot et al., 2001). North Colombia – South Ecuador convergent margin has been explored in 2005 during AMADEUS cruise on board of R/V *L'Atalante* (Collot et al., 2005), providing original data on the seafloor.

The principal aim of this paper is to map the areas of the margin undergoing mass wasting. We concentrated our study on failures which upper scarps are larger than 5 km, that could

possibly generate catastrophic tsunamis (McAdoo and Watts, 2004). The second aim is to better constrain what parameters are controlling localization and triggering of medium- to large-scale, submarine landslides on study area.

To achieve these objectives, this study is based on submarine landslides identification using: 1) Multibeam swath bathymetry (150m resolution except along Patia/Mira canyon where data was reprocessed to obtain a resolution of 60m), 2) Six channels seismic data from the Amadeus cruise (AMA profiles), and 24- channels seismic data provided by the *Agencia Nacional de Hidrocarburos* (ANH profiles), and 3) 10-m long gravity cores.

4.2 Geological setting

The north Ecuador - south Colombia active margin (from N0° to N3°30') is located along the subduction margin of the Nazca and South America plates (**Figure 4.1**). The eastward convergence rate of the Nazca Plate is 54 mm/year (Trenkamp et al., 2002). The margin is the scene of intense seismicity with the occurrence of four of the greatest earthquakes of the twentieth century ($M_w > 7.7$) in the region (Mendoza and Dewey, 1984). The northern part of the margin (N1°30' to N3°30') is characterized by an accretionary wedge decreasing in width southward (Mountney and Westbrook, 1997; Collot et al., 2006). In contrast, the southern part of the margin shows a narrow slope (N0° to N1°30') related to tectonic erosion (Collot et al., 2002). The upper plate consists of an upper Cretaceous mafic basement overlain by Cenozoic sedimentary series (Jaillard et al., 1997). Offshore Colombia, the slope is incised by the Esmeraldas and Mira/Patia submarine canyons (Collot et al., 2005) (**Figure 4.1**). Esmeraldas is V-shaped in cross section, sharply cutting the deformation front, thus indicating erosion is currently active. Patia and its tributary Mira are Z-shaped in map view and U shaped in cross-section, implying it has been less active than Esmeraldas, at least during the Holocene (Collot et al., 2005). The Ancon fault (**Figure 4.1**) is a northeastward trending crustal scale fault which activity on the long term may reflect tectonics of the seismogenic zone (Collot et al., 2005).

4.3 Results

4.3.1 Margin toe instabilities

a) Description

In the southern part of the margin (N0 to N1°30'), the slope is 30-km wide between 200 and 3600 meter of water depth. The mean slope angle is about 6-7°. This narrow slope is affected by numerous sub-circular and linear scarps (**Figure 4.1**).

Sub-Circular scarps

Near 0°20'N of latitude (**Figure 4.2A**), three semi-circular scarps, 5-6 km-wide, outline the top of a destabilized area covering about 300 km² and 22-km long. Scarps A and B are about 1500 m high, with a slope angle of 30°. Scarp C is up to 750 m high and dips 25° westward. Arcuate lineations, exhibiting a concavity toward the trench overhangs the scarps (**Figure 4.2A**). They are interpreted as creeping features. Moreover, a topographic knoll is present upslope from the scarps. Gravity core KAMA01, collected at the base of scarp B (**Figure 4.2A**), consists of decimetric blocks of consolidated clay in a muddy matrix that are interpreted as a debris flow deposits.

Linear scarps

At about 0°55'N of latitude, a 35-km long section of the slope is affected by linear scarps up to 2000 m high (**Figure 4.2B**). They are characterized by a sharp slope break, with a dipping angle increasing from 6 to 25°. From the bathymetric map analysis (**Figure 4.2B**), we interpret the linear shape of the scarps as the results of several imbricated small-scale scarps corresponding to successive sliding events. Lineations, parallel to the main direction of the scarps are also present on the upper part of the slope (**Figure 4.2B**). They could correspond to secondary normal faults due to the collapse of the margin or to possible creeping structures.

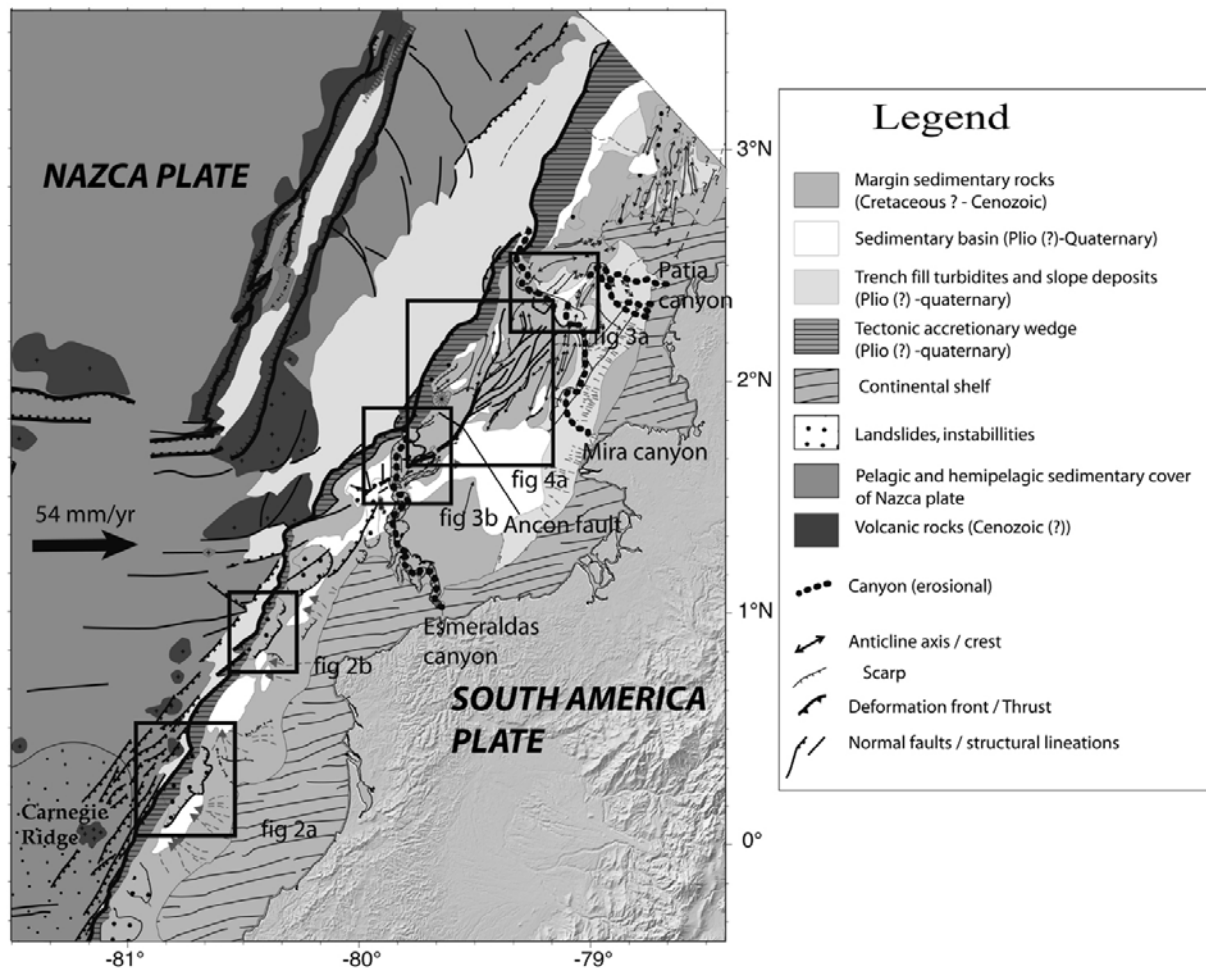


Figure 4.1. Structural map of North Ecuador - South Colombia margin. Black arrow is Nazca – South America plate convergence vector derived from (Trenkamp et al., 2002) GPS study. Black rectangles show localisation of bathymetric views of destabilisation areas. Bold dotted lines show submarine canyons systems (modified from Collot et al., 2006).

b) Margin toe instabilities control

The origin of the sub-circular scarps is thought to result from the subduction of seamounts (Collot et al., 2005). The indentations shapes and the presence of bathymetric knoll landward of the scarps are similar to those described along the Costa Rica margin and unambiguously associated with seamount subduction (von Huene et al., 2000). Sandbox models also show similar morphological response of the seafloor to seamount subduction (Dominguez et al., 1998). This interpretation is supported by aligned seamounts located on the subducting plate a few kilometers in front of the scarps (**Figure 4.2A**).

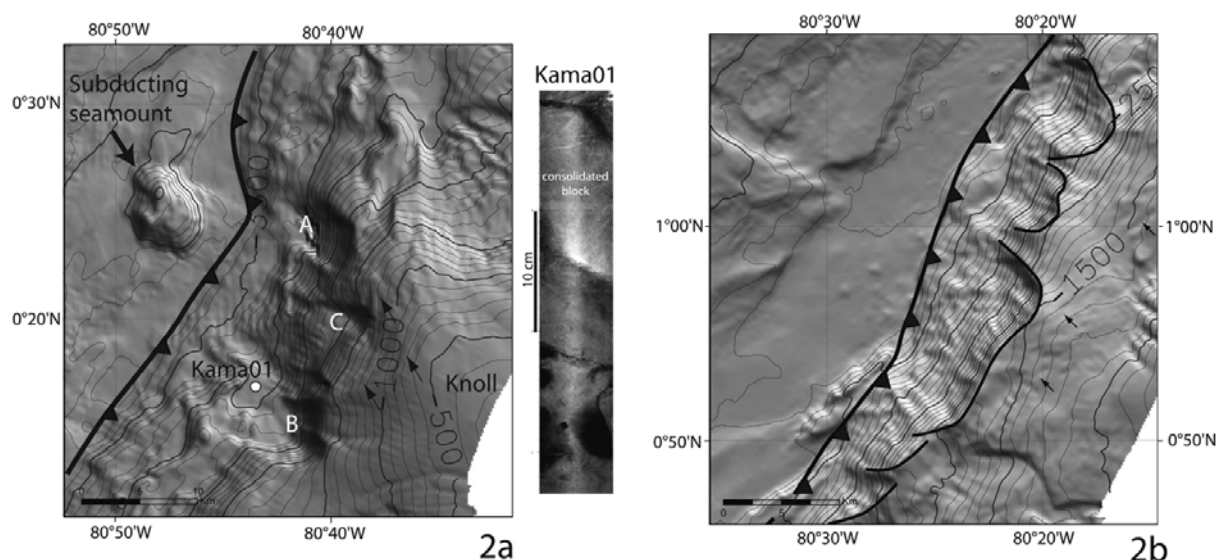


Figure 4.2. Seafloor bathymetric maps of margin toe failures. Bathymetric contour interval is 100m, grid size is 150m. Black arrows show parallel-to-the-scarps lineations. 2a) Circular scarps area: scarps are named A,B, and C. Kama01 is a Xray view from the sedimentary core with debris flow facies. 2b) Linear scarps area: black bold lines show scarps. Imbricated scarps on the SW corner lead to a general linear shape of the scarps.

The linear scarps are located at the base of the erosive margin (Collot et al., 2002). Their shapes are unlikely to be created by the subduction of a seamount as indentation or topographic knoll backward of the scarps are not present. Tectonic erosion are usually responsible for subsidence of the margin, as it was documented offshore Japan (Lallemand et al., 1992), or Peru (Sossion et al., 1994). In such a tectonic context, the lower slope is permanently oversteepened and undergoes failures (von Huene and Culotta, 1989). Oversteepening of the continental slope is likely to be the main factor leading to destabilization of the slope deposits, whilst the recurrent high-magnitude seismicity is believed to be the main trigger of sediment failure.

4.3.2 Canyon walls failures

a) Description

The Patia/Mira canyons system

Three major slides (S1 to S3) (**Figure 4.3A**) are located close to the junction between the two canyons:

S1: A sub-rectangular scarp (8.5x5 km in map view and 500-m high) is located at the sharp bend of the Patia canyon (**Figure 4.3A**). Hectometric blocks are located within the Patia canyon, downslope from the scarp. These deposits can be considered as a blocky avalanche (S1) in accordance with the classification of (Mulder and Cochonat, 1996). The length of rough seafloor morphology of the canyon axis beneath the scarp lead us estimate a 18 km run-out distance for the avalanche. The slid blocks in the canyon axis formed a dam that trapped the sediment supply and caused an infilling of the canyon (**Figure 4.3A – 3C**). The dam still overhangs the canyon floor by 30 m.

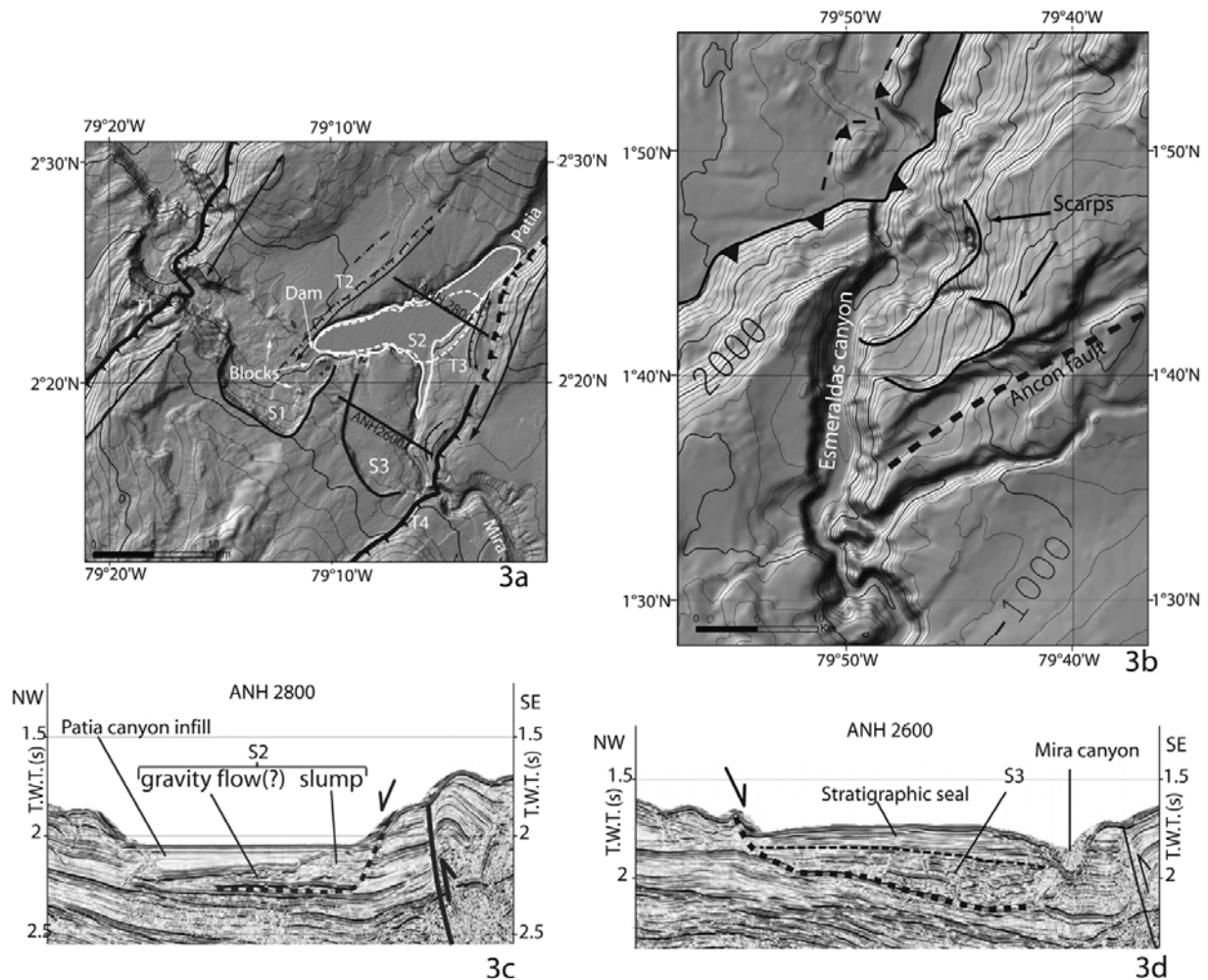


Figure 4.3. Bathymetric map from canyon walls scarps. Bathymetric contour interval is 100m, grid size is 60m for Fig. 3a, 150m for Fig. 3b. Black bold lines show scarps. 3a) Patia and Mira canyon walls failures. T1 to T4 are active thrusts. S1 to S3 are slides. White dashed line show buried S2 limits. White bold line show Patia canyon infill due to the dam. 3b) Esmeraldas canyon walls failures. Dashed line show location of Ancon fault. 3c) and 3d) Multichannel seismic profiles ANH2600 and ANH2800 across canyons junction area. Profiles are located on figure 3a).

S2: Seismic line ANH2800 shows tilted reflectors along a slip plane on the eastern wall of the Patia canyon (**Figure 4.3A**). The reflectors are undisturbed at least close to the slip plane, but are getting disturbed and loose coherency further away. This structure (S2) is therefore interpreted as a rotational slump that possibly evolved into a gravity (mud?) flow. Its run-out distance is about 11 km, but must be greater as deposits in the canyon axis must have been eroded by the later overlapping S1 event. The scarp associated with slump S2 is buried beneath the canyon infill (**Figure 4.3C**).

S3: A 12 km-wide, 100 to 200 m-high, amphitheater-like scarp is located at the junction of the Mira and Patia canyons (**Figure 4.3A**). Seismic-reflection data (**Figure 4.3D**) (ANH2600) shows weakly deformed material at the toe of the scarp. Reflectors are not tilted, and the Skempton ratio h/l between the depth h and the length l of the slide (0,04) is lower than 0,15. This allows us to interpret S3 as a translational slide (Mulder and Cochonat, 1996). The run-out distance of the slide is not clearly established, but it does not exceed a few hundred meters. The slide and scarp are buried under younger levee deposits that smoothed the pre-existing relief (**Figure 4.3D**).

Esmeraldas Canyon

The distal part of the Esmeraldas canyon is linear and oriented obliquely to the margin (**Figure 4.3B**). Its walls are up to 1000-m high. Two 10-12 km-wide scarps are present along the right-hand side of the canyon (**Figure 4.3**). They are 400 m high, with a 30° slope angle. The run-out distance of the sliding material cannot be estimated.

b) Canyon walls failures control

Canyon walls are destabilized by the local oversteepening of the slope generated by strong axial incision. However, the evidenced submarine landslides on canyon walls occur on specific locations:

The Patia and Mira canyons have both a complex channel pathway controlled by the growth of active thrusts and folds (Collot et al., 2005) mainly parallel to the margin. They merge in a slope basin located between these structures. Four thrusts (T1 to T4) (**Figure 4.3A**) are responsible for the uplift of topographic highs bounding the basin. S2 occurs directly in front of active thrusts T3 and T4 where the seafloor is locally oversteepened. The Ancon Fault, interpreted as a splay fault (Collot et al., 2004) crosses perpendicularly the Esmeraldas canyon axis and forms an anticline (**Figure 4.3A**). The location of the slump scarps correlates to the steepest flank of the anticline activated by the splay fault.

These series of scarps are located in front or above active structures. That is why we consider these structures could play a role on the localization of landslides as it locally oversteepens the seafloor.

A sub-rectangular scarp as S1 is unusual for a gravitational failure. Its north-west and south-east walls are parallel to the trend of active thrusts (**Figure 4.3A**). Hence we believe that the direction of these walls is tectonically controlled, mainly by a structural fabric that developed parallel to the tectonic structures. The south-west wall of the scarp is parallel to the canyon. Strong erosion occurring at the base of the concave flank of the canyon bend has oversteepened the slope angle, and thus has facilitated the occurrence of S1. Therefore, in that area, the oversteepening is also accentuated by tectonic uplift.

4.3.3 Ancon fault features

a) Description

In the prolongation of the Ancon fault (Collot et al., 2004), a 50x20-km area located on the deformation front is characterized by the presence of arcuate-to-the-slope ridges (**Figure 4.4**) that consist of east-facing and west-facing scarps and counterscarps. The scarps defined a staircase-like morphology descending to the west. Seismic-reflection data show that scarps are associated to sub-vertical normal faults affecting the sedimentary cover (**Figure 4.4B – 4C**). Some of the flats are small sedimentary basins with infilling showing fan-like structures (**Figure 4.4C**). Moreover, the size of the area encompasses the entire slope.

b) Structural control

The fault network suggests the area could be a horse-tail structure associated to the Ancon fault. However, the study area has geo-morphological features closed to Deep-Seated

Gravitational-Slope Deformation (DSGSD) as documented onland in mountain belts (Agliardi et al., 2001; Di Luzio et al., 2004). These features are: the presence of scarps and counterscarps, and arcuate structures facing downslope. The steepness of the faults suggests they are deep-seated structures, but poor seismic penetration prevents an estimation of their extent. The Ancon fault is likely responsible to intense faulting of the area, allowing the gravitational deformation on the fractures associated to the fault.

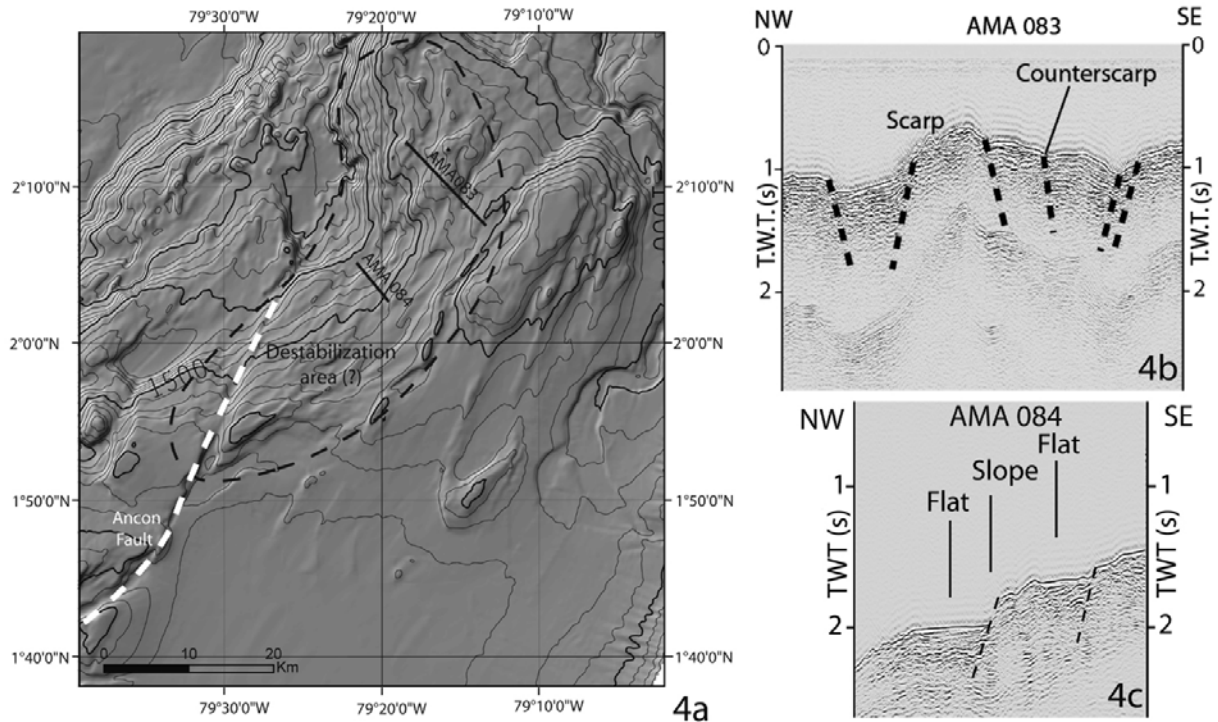


Figure 4.4: Bathymetric map and multichannel seismic reflection profiles across the possible giant destabilization area. Bathymetric contour interval is 100m, grid size is 150m. Black dashed line show the possible destabilization area. White dashed line show location of the Ancon fault.

4.4 Conclusions

On the North Ecuador – South Columbia active margin, medium (5-10 km) to large (50 km) - scale submarine failures have been observed 1) at the erosive margin toe (linear and sub-circular scarps), 2) along canyon walls (medium scale scarps), 3) in the vicinity of the Ancon fault (large scale margin destabilisation)

Destabilisation parameters:

- On the margin toe, the evidenced parameters controlling the localization of slope instabilities and the oversteepening of the margin are tectonically controlled. The oversteepening of the slope is associated to seamounts subduction, and strong subsidence of the margin caused by basal erosion of the upper plate.
- On canyon walls, oversteepening is associated to uplift along active thrusts. Strong canyon incision is a parameter that can also weaken the canyon walls and generate collapses. It is however not the only factor on canyon walls, as the failures are mainly located along active structures. The two parameters are considered act together.
- In the forearc, the 50-km wide area that could be undergoing a slow deep-seated gravitational deformation is located on the prolongation of a major crustal fault affected by

intensive fracturation. In that case the structural framework controls the margin destabilisation.

The triggering parameters can not be doubtlessly established, but tectonic oversteepening of the seafloor is facilitating the destabilisation. Earthquake induced ground shaking is also suggested for failures sliding triggering.

Acknowledgements:

We thank the Institut de Recherche pour le Développement (IRD), the French GDR-Marges and ECOS-Nord program for funding this research, and the IFREMER and GENAVIR crew of the R/V *L'Atalante* for their logistic support during the AMADEUS cruise.

We thank the Agencia Nacional de Hidrocarburos (ANH) from Colombia for providing seismic profiles. We also thank Dr Lies Loncke and Dr Geoffroy Lamarche for their rapid and constructive review. This is contribution from GDR-Marges n°2175.

**Chapitre 5 Plio-Quaternary canyons system evolution
on the South Colombian convergent margin. Tectonic
causes and implications**

**Evolution Plio-Quaternaire d'un système de canyons sur la
marge convergente Sud Colombienne. Causes et
implications tectoniques.**

Les canyons sous-marins sont des objets fréquemment rencontrés sur tout type de marge continentale. De nombreuses études ont mis en évidence leur initiation par des processus d'érosion régressive remontant la pente (Twichell and Roberts, 1982; Farre et al., 1983; Pratson and Coakley, 1996) et d'incision par des écoulement gravitaires (Daly, 1936; Pratson et al., 1994; Pratson and Coakley, 1996; Mulder et al., 1997). Sur une marge passive considérée comme stable, les processus érosifs dominant et aboutissent à un tracé plus ou moins rectiligne. L'activité et l'incision des canyons est directement liée aux phases eustatiques contrôlant l'intensité des flux sédimentaires qui transitent. Sur une marge active, ces processus peuvent également avoir une influence, mais les phases d'activité, le tracé, et l'incision des diverses parties sont fortement liés aux mouvements verticaux de la marge et à leur contrôle structural (Hagen et al., 1996; Kukowski et al., 2001; Greene et al., 2002; Laursen and Normark, 2002; Soh and Tokuyama, 2002; Huyghe et al., 2004). De fait, la morphologie des canyons peut donner des informations sur l'état de déformation de la marge avant la mise en place des canyons, et sur son évolution depuis l'apparition des canyons.

La marge convergente sud Colombienne est morphologiquement complexe, dominée par un prisme d'accrétion à son front, et des hauts structuraux dans la pente. La déformation de la marge résulte de plusieurs phases tectoniques depuis l'Eocène (Marcaillou and Collot, 2008), mais sa déformation récentes reste mal définie. La campagne Amadeus a mis en évidence le système de canyons de Mira et Patia incisant l'ensemble de la marge, et cheminant à travers les hauts structuraux et le prisme. Son tracé « en Z » suggère un contrôle structural lors de la mise en place du système. Le site se prête donc à l'étude des interactions entre le fonctionnement du système et la déformation de la marge depuis sa mise en place.

Les objectifs principaux de cette étude sont à partir de l'analyse morphologique, des séquences de dépôt, et de données sédimentaires 1) d'établir l'état de déformation de la marge avant et depuis la mise en place des canyons, 2) de contraindre les modalités de mise en place et de communication avec la fosse d'un système de canyon en marge active. La chronologie des événements et leur datation permettent de discuter sur les potentielles causes de déformation de la marge.

L'analyse des données reflète les relations entre la déformation tectonique de la marge et l'évolution du système de canyons. Ces données soulèvent les points important suivants :

A) Les hauts structuraux jouent un rôle-clef dans les étapes d'incision du système et sur sa morphologie.

B) L'incision des canyons est diachrone sur l'ensemble de la marge et résulte de trois phases principales : 1) incision de la pente supérieure au cours du Pleistocène, 2) remplissage d'un bassin de pente limité par des hauts structuraux, et 3) débordement du bassin et incision du haut limitant et du prisme d'accrétion.

C) Les glissements sous-marins contribuant à l'élargissement du système sont contrôlés stratigraphiquement et tectoniquement : les « grands » glissements se produisent sur des pentes peu inclinées et s'enracinent sur la stratification, tandis que des « petits » glissements récurrents, sécants à la stratification, se produisent sur des pentes raides et / ou surincisés.

D) La présence d'antécédence, de surincision et de profils d'incision convexes impliquent une surrection active des hauts structuraux au cours des derniers ~150 ka. Cette surrection témoigne d'un raccourcissement de la marge accommodé par des failles de socle probablement dues à la réactivation de structures héritées, et qui pourraient représenter actuellement des *splay faults*.

Ce chapitre est rédigé en anglais sous la forme d'un article scientifique devant être soumis prochainement.

Plio-IV canyons evolution on South Colombian convergent margin : Tectonic causes and implications

Gueorgui Ratzov, Marc Sosson, Jean-Yves Collot and Sébastien Migeon

Géoazur – Université de Nice – Sophia Antipolis – Villefranche sur mer - France

Abstract:

The newly discovered in 2005 Mira and Patia canyons system along the South Colombian convergent margin incises the margin slope into an unequivocal Z-shape in map view. The morphology of the canyon reflects the interplay between tectonic deformation and canyon evolution. High-resolution EM12D multibeam, seismic, and sedimentary data reveal: A) Structural highs play a key role on canyons incision as they control its path and incision stages. B) Canyons were incised on an asynchronous fashion along the margin in three main stages: 1) incision of the upper slope maybe partly by headward erosion, but probably by downward cutting during Pleistocene, 2) infill of a structurally bounded slope basin, and 3) overspill and breaching of the bounding ridge and accretionary prism. C) Slope failures contributing to canyon enlargement are structurally and stratigraphically controlled; large slides occur on gently dipping slopes and are rooted on beddings, whilst small repetitive slumps occur on oversteepened and / or overincised canyon walls. D) Occurrences of antecedence, canyon walls oversteepening, and convex-up profiles implies an active uplift of the structural highs during the last ~150 kyr, supporting a shortening over the whole margin accommodated by major out-of-sequence faults reactivated on inherited basement structures, which could presently play as splay faults. This study strongly reflects the interplay between tectonic uplift and canyon evolution thus providing a good example of the use of canyon morphology as an active marker of tectonic deformation.

5.1 Introduction

Submarine canyons are common features on continental margins, where they act as a major sediment conduit from the shelf to deep ocean basins (Normark and Carlson, 2003). Since their discovery in the XIXth century, various studies have evidenced their initiation by upslope retrogressive erosion (Twichell and Roberts, 1982; Farre et al., 1983; Pratson and Coakley, 1996) and downslope incision by gravity-flow processes (Daly, 1936; Pratson et al., 1994; Pratson and Coakley, 1996; Mulder et al., 1997). These processes act on both passive and active margins, however, in the later setting, deformation and margin uplift play a dominant control on canyon geometry and evolution (Hagen et al., 1996; Kukowski et al., 2001; Greene et al., 2002; Laursen and Normark, 2002; Soh and Tokuyama, 2002; Huyghe et al., 2004).

Submarine erosion by gravity flows involves similar processes to fluvial erosion inland (Mitchell, 2006). We therefore assume that submarine canyons pathways and morphology are mainly governed by the same mechanisms as for rivers. Hence, in order to reconstruct the recent tectonic evolution of an active margin, the studies on the shape of canyons, their sedimentary fill, and on the timing of their incision are some useful approaches.

The seismically-active South-Colombian convergent margin exhibits an accretionary wedge and structural high as a result of different tectonic phases probably since the Eocene (Marcaillou and Collot, 2008). However, the recent margin deformation is poorly constrained. The Mira / Patia submarine canyons system discovered in 2005 during the Amadeus Cruise

onboard of the R/V *L'Atalante* (Collot et al., 2005) cuts across the deformed active margin. In map view, its Z-shape suggests that the path is structurally controlled. The study of the canyon incision and evolution could therefore give insight into the margin deformation since canyon excavation.

In this paper, we use newly acquired high-resolution multibeam bathymetry data, together with seismic profiles and sedimentary core data, in order 1) to establish the state of margin deformation prior and since canyons incision, and 2) to constrain the major stages of canyon incision and its relationship with the trench on a morphologically complex convergent margin. The chronology of events and their age estimates will allow discussing on the potential causes of margin deformation.

5.2 Regional setting

5.2.1 Geodynamical setting

The N Ecuador - SW Colombia convergent margin is located at the boundary between the Nazca and the South America Plates. The Nazca Plate subducts following an eastward convergence rate of 58 mm.yr⁻¹ (Trenkamp et al., 2002) (**Figure 5.1**). The margin is still seismically active, as evidenced by the occurrence of four major earthquakes during the twentieth century. The 1906 earthquake (Mw 8.8) affected the margin over a 500 km-large area (Kanamori and McNally, 1982), which has been partly reactivated from south to north by the 1942 earthquake (Mw 7.8) (Swenson and Beck, 1996), the 1958 earthquake (Mw 7.7) (Kanamori and McNally, 1982) and the 1979 earthquake (Mw 8.2) (Beck and Ruff, 1984). The canyons investigated in this study are located in the area reactivated during the latest event.

The front of the margin is outlined by an accretionary wedge widening northward from 1° to 5° N (Mountney and Westbrook, 1997). NNE trending, parallel-to-the-margin folds and structural highs such as the Tumaco High and Tumaco Antiform, the Patia promontory, or the Guaiquer ridge (**Figure 5.2**) represent the seaward boundary of the Manglares forearc Basin. Onland, the sediments were trapped within the Borbon-Tumaco forearc basin, bounded landward by the Western Cordillera, and southward by the parallel-to-the margin Remolino

High.

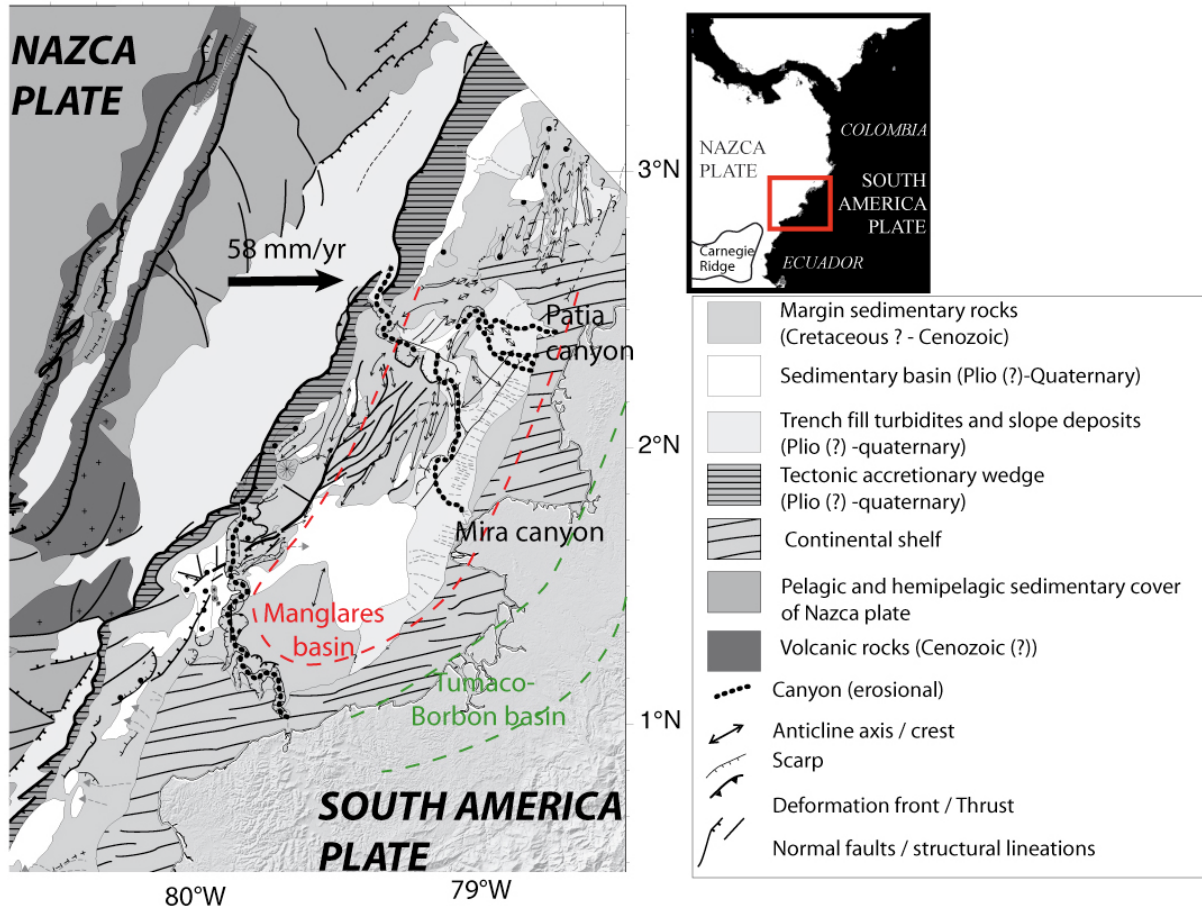


Figure 5.1 : Structural map of the North Ecuador – South Colombia convergent margin. The black arrow represents the convergence rate and direction inferred from GPS study (Trenkamp et al., 2002) of the Nazca plate underthrusting the South America plate (modified from (Collot et al., 2006))

5.2.2 Margin stratigraphy

The basement of the margin consists of oceanic rocks commonly assumed as Cretaceous accreted terranes of oceanic plateau origin (Goosens and Rose, 1973; Juteau et al., 1977; Feininger and Bristow, 1980; Kerr et al., 1996). In Ecuador, the basement is characterized by the *Piñon Formation*, mainly composed of andesitic basalts and massive tholeiitic basalts (Goosens and Rose, 1973; Juteau et al., 1977) overlain by Cretaceous to Palaeocene greywackes, ash deposits, and basaltic flows (Jaillard et al., 1997). In Colombia, the basement is associated to the *Dagua Formation* mainly made of basaltic rocks of oceanic affinity (Kerr et al., 1996). Offshore Colombia, the basement is supposed to correspond the *Gorgona Formation* (Cediel et al., 2003; Kerr, 2005) which outcrops on the nearby Gorgona island northward (Echevarria, 1980; Kerr et al., 1996). It is composed of a Late Cretaceous peridotite-gabbro complex, basaltic flows, and komatiites. These basement rocks define terranes collided the Ecuadorian margin during the Upper Cretaceous for (Luzieux et al., 2006) or the Upper Palaeocene for (Jaillard et al., 1997). According to Kerr and Tarney (2005) these oceanic plateau were accreted to the Colombian margin during the Middle Eocene or the Late Eocene (Kerr and Tarney, 2005) and thus causing the westward jump of the trench toward its current position (Franco and Abbott, 1999).

The sedimentary cover of the oceanic accreted terranes is trapped within the Borbon – Tumaco basin onshore, and within the Manglares Basin offshore (**Figure 5.1**). Characteristics

and ages of the sedimentary infill were obtained by correlation with chronostratigraphic regional synthesis (Marcaillou and Collot, 2008) inferred from field studies and well data within the Borbon – Tumaco basin (Bueno Salazar and Govea, 1974; Dietrich et al., 1981; Evans and Wittaker, 1982; Bueno Salazar, 1989; Escovar et al., 1992; Jaillard et al., 1997; Deniaud, 2000).

As evidenced by unconformities, five main sedimentary units have been identified.

Palaeogene to Lower Miocene sediments, mainly claystones and interbedded fine-grained sandstones, indicate a bathyal (*Santiago*, *Zapallo*, and *Punta Ostiones* formations) to outer shelf paleobathymetry (*Viche Formation*) (Evans and Whitaker, 1982). In contrast, the Middle Miocene siltstones, sandstones and conglomerates are interpreted as intertidal deposits highlighting a nearby emersion (*Angostura Formation*). Since the Middle Miocene, paleobathymetry has remained mainly intertidal to neritic (*Onzole*, *Pato*, and *Cachabi Formations*), revealing a shallowing of the seafloor of the Borbon –Tumaco basin. The northern part of the basin is outlined by the Pleistocene to Present-day alluvium sediment, corresponding to the emersion of the Borbon –Tumaco basin.

These sedimentary units can be correlated with five major seismic units within the Manglares basin offshore. These are from bottom to top: UE) Middle to Upper Eocene turbidites and claystones; UD) Oligocene fan deposits, such as conglomerates, sandstones or shales; UC)

Lower to Middle Miocene claystones, sandstones, or shales basin infill sediment; UB and UA) Upper Miocene and Plio-Pleistocene interbedded siltstones and sandstones sedimentary fans.

5.2.3 Tectonic Evolution

According to (Marcaillou and Collot, 2008), five main tectonic events deformed the Manglares offshore basin since the accretion of the oceanic terranes. The first deformation is related to the uplift of the axial bulges associated to the Tumaco High and Patia Promontory during the Late Cretaceous to Early Oligocene period, probably resulting from a major kinematics reorganization (Jaillard et al., 2007). The shortening peaked during the Late Oligocene to Early Miocene period (Marcaillou and Collot, 2008). This major tectonic phase was recognized regionally (Jaillard et al., 1997). Following a period of subsidence and sedimentation during the Early-Middle Miocene, intense Middle Miocene shortening, well expressed in the Ecuador and Colombia coastal areas, led to a widespread uplift and probably to an emersion of the structural highs (Marcaillou and Collot, 2008). Then the uplift ceased in the southern Manglares basin southward from the Tumaco High, but was significant again along the Tumaco High and Patia Promontory. In those areas uplift of the margin is imprinted from the Early Pliocene to present.

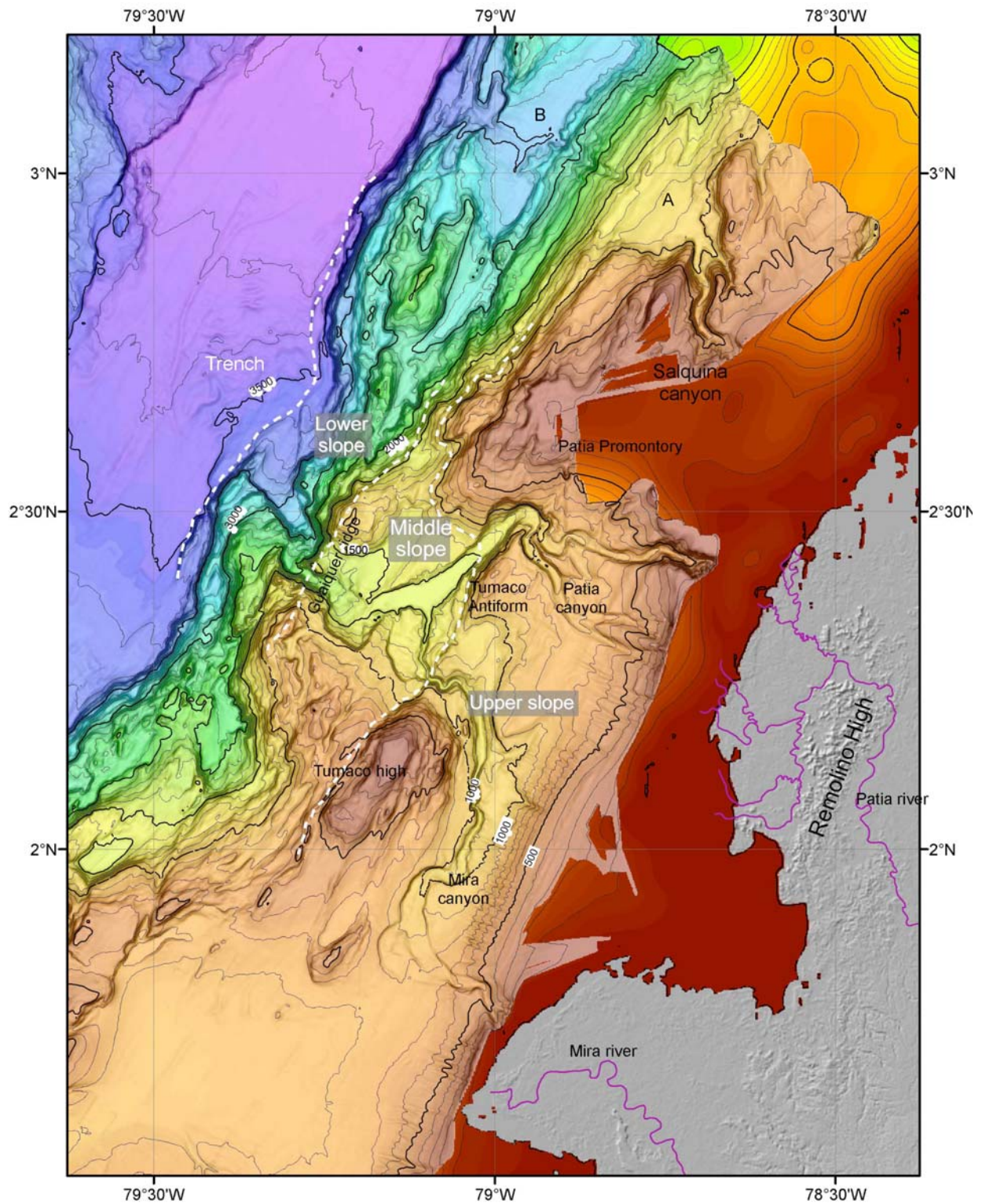


Figure 5.2 : Morphological map of the studied area. White dashed lines represent the limits between the defined morphological domains (Upper, middle, and lower slope, and the trench). A and B along the Salquina canyon represent slope basins. Bold isobaths are every 500 m, whilst thin isobaths are every 100 m.

5.2.4 Sediment input:

Sediment are mainly brought to the forearc basin and the canyons using the Mira and Patia rivers drainage systems. (**Figure 5.2**). Both drainage systems are located within the humid tropics climatic zoning, characterized by high but relatively constant temperatures, high rainfall rates, and high humidity (Restrepo and Lopez, 2008). The spring of the 272 km-long Mira river is located within the Western Cordillera at an altitude of 3346 m (Restrepo and Lopez, 2008). The river is draining a total basin area of 9 530 km². The average precipitations observed within the basin is 4703 mm.yr⁻¹ leading to a total sediment yield for the delta of 1025 t.km⁻².y⁻¹ (Restrepo and Lopez, 2008). Although longer (415 km), draining a larger basin (23 700 km²), and its spring located higher (4 580 m), the Patia river carries a smaller sediment yield (972 t.km⁻².y⁻¹) to the delta than the Mira river, probably due to a lower average rate of precipitation (3 296 mm.yr⁻¹).

5.3 Geophysical and sedimentology data

The Amadeus survey led onboard of the *R/V L'Atalante* in 2005 provided new swath bathymetry data with 150 m grid resolution, using a Simrad EM12D multibeam system (13kHz, 162 beams). Using the CARAIBES software developed by *Ifremer*, we reprocessed the data for water depth lower than 2000 m in order to obtain a 60 m grid resolution. The cruise provided superficial MCS data (AMA lines) using a set of two 45-ci and 105-ci air guns, combined with a 300 m-long 6-channel streamer, allowing a vertical resolution of 15 m (Collot et al., 2005). This seismic-reflexion dataset was accompanied by 24- and 48-channels seismic-reflexion data provided by the Colombian *Agencia Nacional de Hidrocarburos* (ANH lines), and lower resolution 360 channel seismic reflexion lines collected during the Sisteur survey (SIS lines) led onboard of the *R/V Nadir* (2000) (Collot et al., 2002).

A gravity core (Kama 08) was collected during the Amadeus survey using a Kullenberg corer. The core was cut into 1-m long sections, then split for visual descriptions and photographs onboard. Grain size measurements were done using a COULTER Laser granulometer. X-ray radiographies of split core have been made with D.G.O's SCOPIX system (University of Bordeaux I (Migeon et al., 1999)). Particular attention was paid to coarser terrigenous layers. Finally, we have dated samples of foraminifers (*Neogloboquadrina dutertrei* and *Neogloboquadrina pachyderma*) collected in hemipelagic sediment, using ¹⁴C accelerator mass spectrometry dating made by the French *Artemis* program.

5.4 Data description

Two well-expressed canyon systems, the Patia and Mira canyons, incise the upper slope, and merge on the middle slope (**Figure 5.2**). From there, a single canyon, called the Patia canyon, crosses the lower slope and reaches the subduction trench. We will present the data characterizing these canyon systems within the different morphological domains of the continental slope, from the upper slope to the trench, and then we present the inland connections of canyons.

5.4.1 The Upper slope

The upper slope of the margin extends from the shelf break, at ~200 m of water depth, to a water depth of ~1200 m (**Figure 5.2 and 3**). This domain is bounded by structural highs such as the Patia Promontory northward, and the N30° trending Tumaco High and Tumaco Antiform westward. The Tumaco High consists of a series of ~20-30 km long, <200 m-high,

and 1-1.5 km large elongate anticlines, whilst the Tumaco Antiform corresponds to a major ~20 km-long, 3 km-large, and ~500 m-high anticline. At the shelf break, the slope gradient is up to 5° steep, and the upper slope incised by numerous hectometric-large, and up-to 50 m-deep gullies.

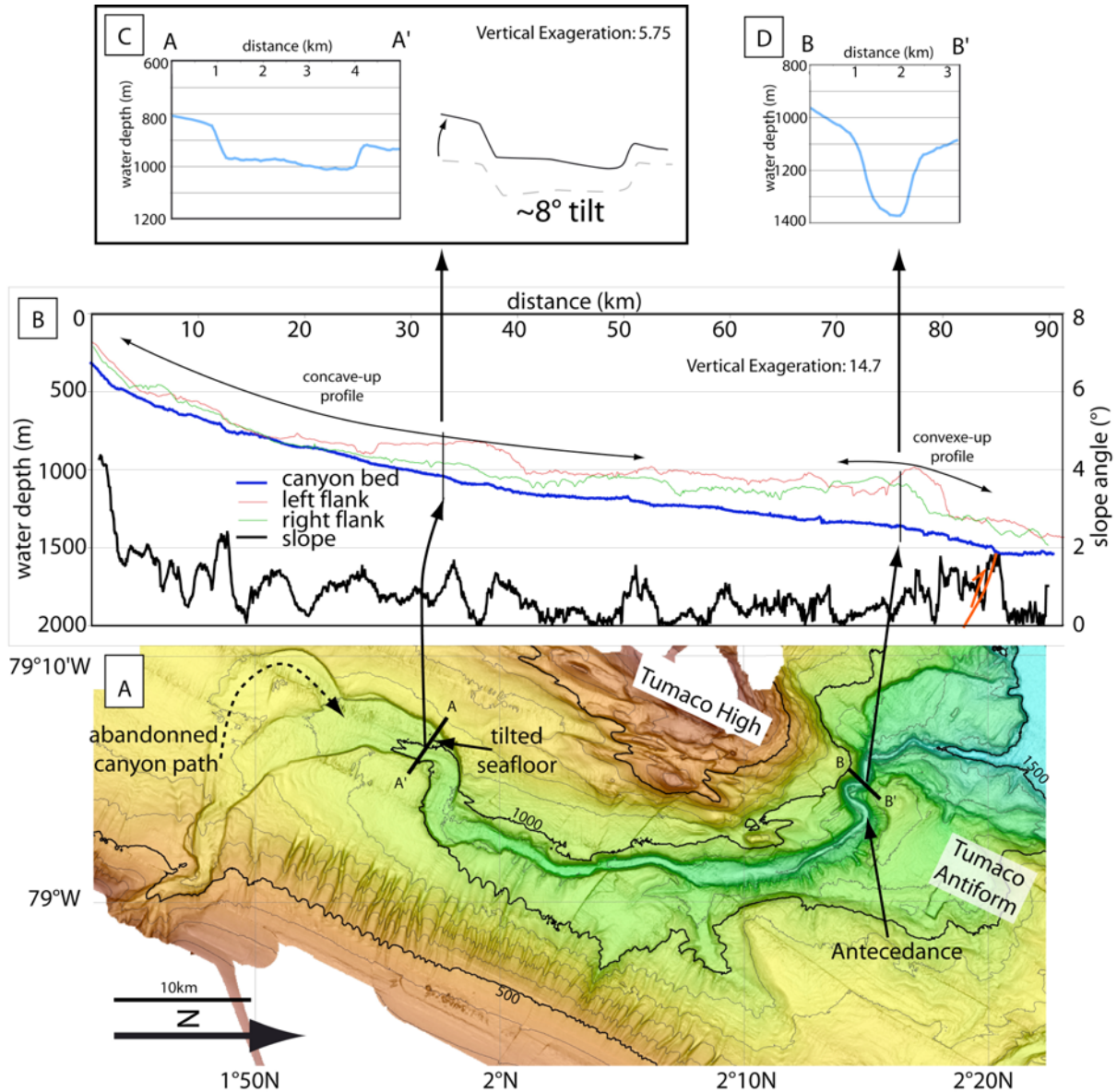


Figure 5.3 : (A) Detailed bathymetric map (60 m of grid resolution) of the Mira canyon incising the upper slope. The along stream canyon axis and flanks profiles are represented in (B), as well as the local slope gradient of the canyon axis. Cross-sections AA' and BB' are represented in (C) and (D).

On the upper slope, recent sedimentation consists of well-layered, medium-amplitude, and high-frequency continuous seismic reflectors. Reflectors dipping seaward, correspond to seaward prograding clinoforms (Figure 5.4B). However, along-strike seismic data (Figure 5.4A), evidences a recent slope sedimentation mainly composed of two sedimentary units, Fan1 and Fan2 incised by the Mira and Patia canyons and numerous gullies. Unit Fan1 progrades

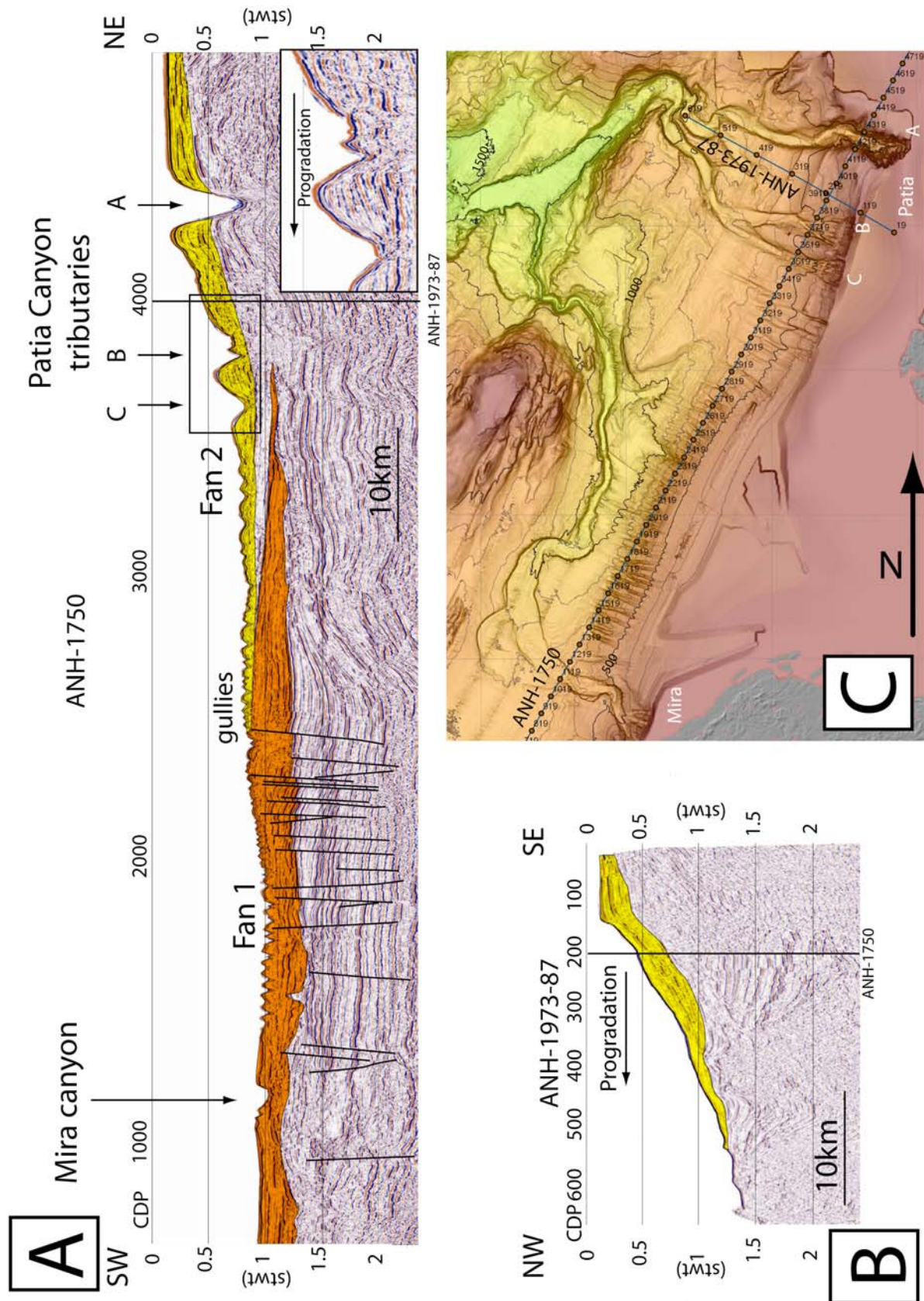


Figure 5.4 : Seismic lines outlining the sedimentation of the upper slope. **(A)** Parallel-to-the margin seismic line ANH-1750 showing the two sedimentary fans 1 and 2 incised by the canyons. The Fan 2 shows southward dipping downlaps implying a southward migration of the system. **(B)** Perpendicular-to-the margin seismic line ANH-1973-87 outlining the westward progradation of the Fan 2. **(C)** Position of the seismic lines.

northward, whilst unit Fan2 exhibits southward dipping downlaps, supporting a southward progradation. The slope sedimentation is therefore interpreted as corresponding to delta lobes associated to the Mira and Patia rivers, the youngest migrating southward.

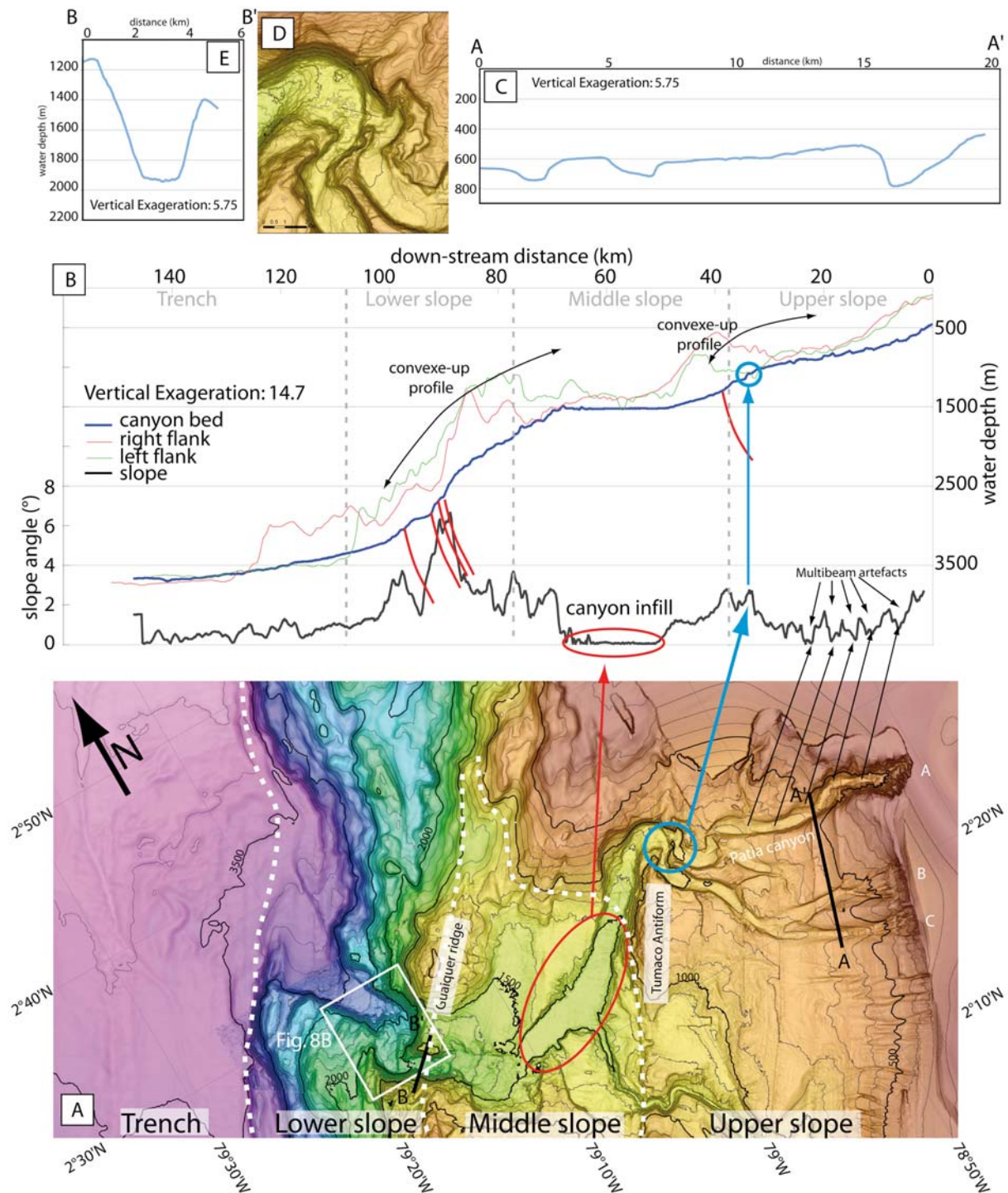


Figure 5.5 : (A) Detailed bathymetric map (60 m of grid resolution) of the Patia Canyon incising the whole margin until the trench. The along stream canyon axis and flanks profiles are represented in (B), as well as the local slope gradient of the canyon axis. The measurements were made from the tributary A of the canyon. Red lines represent thrust faults crossed by the canyon, inferred from slope gradient variation and seismic profiles. Cross sections AA' and BB' are represented in (C) and (E). (D) outlines a morphological scarps at the junction of canyon tributaries, implying a southward stream activity migration.

The Mira canyon incised the shelf break on a westward direction at a latitude of 1°45' N. Then, At 1000 m of water depth, it makes a sharp bend to the northeast, parallel to the Tumaco High (**Figure 5.3A**). Upstream from the bend, the canyon splits in two, exhibiting an abandoned meander. Downstream from the bend, the section of the canyon evolves from a broad, over 3 km-large and less than 100 m-deep U-shape (**Figure 5.3C**), to a more narrow, up to 2 km-large and up to 300 m deep V-shape (**Figure 5.3D**). The canyon axis has a slope angle lower than 1.2° at the shelf break, evolving to an almost horizontal slope angle (0.3-0.4°) at this transition. The path of the canyon in the last section, where it incises along the Tumaco High is almost linear (**Figure 5.3A**). The along stream profile in its upper part is concave-up (**Figure 5.3B**), suggesting a steady state between erosion and deposition processes. Further north, the Mira canyon crosses a threshold between the Tumaco High and the Tumaco Antiform. There, it exhibits a meandering pattern, with a wavelength of ~1.5 km, which is similar to the wavelength of the elongated anticline folds of the Tumaco High. The canyon walls within the threshold are over 30° steep, and considered to be overincised in regard with their slope angle compared to the one of the rest of the canyon. The along stream profile is convex-up along the threshold, and outlined by a greater slope (1.5-2°) (**Figure 5.3B**).

The Patia canyon consists of three main tributaries, named A, B, and C from north to south (**Figure 5.5A**). These tributaries incise the upper slope following a westward? direction. Tributary A is characterized by the deepest incision within the slope break (~500 m) with a V-shape cross section, whilst tributaries B and C are only 200 m deep, with a smoother U-shape profile (**Figure 5.5C**). Tributaries B and C breach the upper slope and merge at ~750 m of water depth. Tributary C extends northwestwards and changes abruptly direction northeastwards, thus contouring the Tumaco Antiform. Tributary A also incises northwestwards and slightly changes direction contouring the Tumaco Antiform and merging with tributary C at a water depth of ~1100 m. The junction between these tributaries is outlined by 80 m-high scarp (**Figure 5.5D**). According to its greatest incision height, the tributary A has been more active than B and C, or active during a longer time. Nevertheless, the 80 m-high scarp suggests that the erosional processes within tributaries B-C increased through recent time as a result of a southward stream migration.

The along stream profile of tributary A shows a concave-up morphology on the upper slope, whilst it changes to a convex-up morphology at the vicinity of the Tumaco Antiform, its slope changing from <1° to 2° (**Figure 5.5B**).

5.4.2 The Middle slope

The morphology of the middle slope is characterized by a ~20 to ~25 km-large slope-confined basin (**Figure 5.6A**), bounded northeastward by the Patia Promontory, eastward and southeastward by the Tumaco Antiform and Tumaco High, and westward by the Guaiquer Ridge. The Mira canyon incises within the slope basin, along a northward, parallel-to-the-Tumaco Antiform direction. In that area, it is less than 1000 m-wide, ~150 m deep. It merges southwestward with the Patia canyon that is ~4 km-wide, and 200 m-deep. At the junction between the two canyons, the Patia turns almost 80° on a northwestward direction, and its floor is nearly flat at a water depth of 2100 m.

Seismic data acquired within the slope basin reveals the presence of six main sedimentary units (**Figure 5.6B and C**) presented from base to top:

- The deepest unit of the margin is characterized by a chaotic seismic facies (B) interpreted as an acoustic basement. This unit could correspond to the basement of the margin (Lopez, in prep) in regard with its seismic facies, and seismic waves velocity of 4-5 km.s⁻¹ deduced by Agudelo et al. (2005). Within the Manglares basin, it is thought to consist of

peridotite-gabbro complex, massive basaltic flows, and komatiites (Echevarria, 1980; Kerr et al., 1996).

- Depending of the type of seismic data, and of the location of profiles, the top of the acoustic basement is overlain by poorly defined low frequency seismic reflectors (unit Ue). This unit is inferred to correspond to Eocene turbidites and claystones, and Oligocene fan deposits as correlated by Marcaillou and Collot (2008).

- The seismic facies of unit Ud consists of high amplitude and low frequency well-bedded discontinuous to continuous reflectors. On the -dip seismic line ANH-2800 (**Figure 5.6C**), the thickness changes from 0.3 stwt (CDP 700) to 0.7 stwt (CDP 300), with respect to its location from crustal faults. Along strike profiles (**Figure 5.6B**), this unit is deformed along the Tumaco High dipping northward, and along the Patia promontory dipping southward, suggesting a basin shape between these two structural highs. The unit's 0.7 stwt maximum thickness is reached along the Tumaco High (CDP 6100) thinning progressively northward to ~0.3 stwt (CDP 5000) along the Patia Promontory (**Figure 5.6B**). Unit Ud is likely to represent Lower to Middle Miocene claystones sandstones and shales (Marcaillou and Collot, 2008)

- Unit Uc slightly onlaps the underlying unit Ud, and is characterized by the same seismic facies. On the dip seismic line ANH-2800 (**Figure 5.6C**), the unit pinches out on unit Ud along the Guaiquer ridge. It thickens up to 0.25 stwt (CDP 650) beneath the Patia canyon. On strike seismic lines, the unit thins toward north on the Patia Promontory. Its maximum thickness reaches 0.3 stwt southward on the slope of the Tumaco High (~CDP 6350 on seismic line AMA-014 (**Figure 5.6B**)). The depocentre is slightly tilted by the Tumaco High deformation and is however located more northeastward (CDP 7100) than the depocentre of unit Ud (CDP 6360) pas facile a suivre sur les figures, il faudrait des zooms, implying a northeastward migration of the slope basin depocentre. Uc unit is likely corresponding to Lower Miocene to Pliocene interbedded siltstones and sandstones (Marcaillou and Collot 2008).

- Unit Ub consists of medium to high amplitude, high frequency, well-bedded and continuous seismic reflectors, contrasting with the facies of the underlying units composed of high amplitude, low frequency, continued to discontinued reflectors. The unit pinches out on unit Uc along the Gaiquer ridge on seismic line ANH-2800, and thickening eastward up to 0.35s twt (CDP 770) at the vicinity of the Tumaco Antiform. On the strike seismic line AMA014, the deposits onlap the underlying unit Uc, and are horizontal and not deformed, except along the Tumaco High where they slightly dip southward (**Figure 5.6B**). The maximum thickness (0.55 stwt at CDP 6700) correlates with the center of the basin, located north from the Patia canyon.

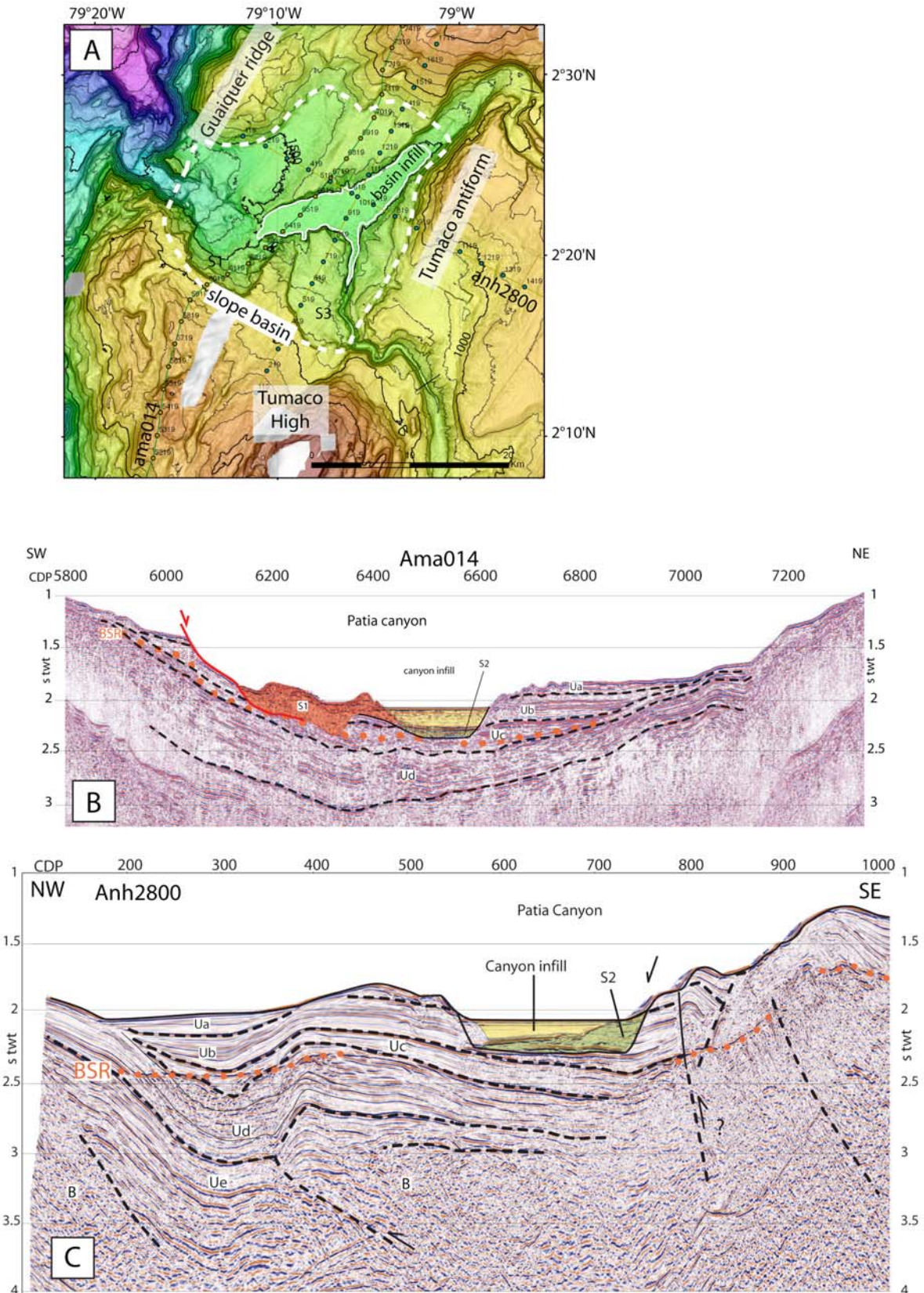


Figure 5.6 : (A) Detailed bathymetric map (60 m of grid resolution) of the middle slope. The white dashed line shows the limits of the slope basin, whilst the white bold line shows the limits of the canyon sedimentary infill. Thin isobaths are every 100 m, whilst bold isobaths are every 500 m. Parallel-to-the-margin seismic lines Ama 014 (B) and perpendicular-to-the-margin line Anh-2800 (C) show the seismic units Ua to Ue, the basement B and slope failure deposits S1 and S2. Location of the seismic lines is showed in (A).

- The unit Ua is the youngest. Its seismic facies involves high frequency, well bedded and continuous reflectors, with amplitudes lower than those of unit Ub. It pinches out on unit Ud along the Guaiquer ridge (**Figure 5.6C**), reaching a maximum thickness of ~0.15 stwt (CDP 300) in front of a blind thrust. Ua is mainly conformable on unit Ub, except along seismic line ANH-2800 (CDP 380) where it slightly onlaps the underlying deformed unit Ub. The Patia canyon incises within Units Ua and Ub; however, incision does not reach the base of unit Ub, suggesting that the canyon incision is coeval or posterior to unit Ub. The uppermost unit identified by Marcaillou and Collot (2008) comprises both units Ub and Ua. They interpret them as a Plio-Pleistocene sedimentary fan. These authors however used low resolution seismic data and were unable to discriminate these two units. Because unit Ub reflectors are onlapping the underlying units, and not drapping them, we interpret unit Ub to consist of tractive-currents deposits and not hemipelagites. These were probably brought to the slope basin by the upper slope canyons. The unit Ua has been cored by a 3.44 m-long piston core (Kama08) collected on the right side of Patia canyon, at a water depth of 1334 m (**Figure 5.7A**). The core contains homogeneous fine-grained olive-green clay sediment, showing a low median grain size (Q50) of ~6-7 μm (**Figure 5.7B**). The sediment is strongly bioturbated and contains some monosulfides spots, attesting for low sediment supply. It is also foraminifers-rich. X-ray images helped identifying seven fine-grained turbidites (**Figure 5.7C**), showing erosive base and in some cases cross laminae, suggesting overbank deposits (Piper and Deptuck, 1997). The core section beneath ~150 cm is dominated by fine-grained laminae visible only on X-ray images (**Figure 5.7D**), that we interpret to be low-regime laminae within turbidite beds. All these deposits are therefore associated to low energy tractive currents. The presence of foraminifers implies that the sediment is not purely detrital, but also contains a hemipelagic fraction. The whole core is hence interpreted to be an alternation of turbidite and hemipelagic sediment. The sediment nature, and the onlaps of the unit against the basin boundaries supports that unit Ua corresponds mainly to overbank sediment associated to the activity of the Mira and Patia canyons. Two ^{14}C datings made on pelagic foraminifers (*Neogloboquadrina pachyderma* and *Neogloboquadrina dutertrei*) give ages of 3535 ± 30 yr and 9340 ± 35 yr at 1.46m and 3.37m below the seafloor (**Figure 5.7B**), providing a mean sedimentation rate of 0.38 mm.yr^{-1} .

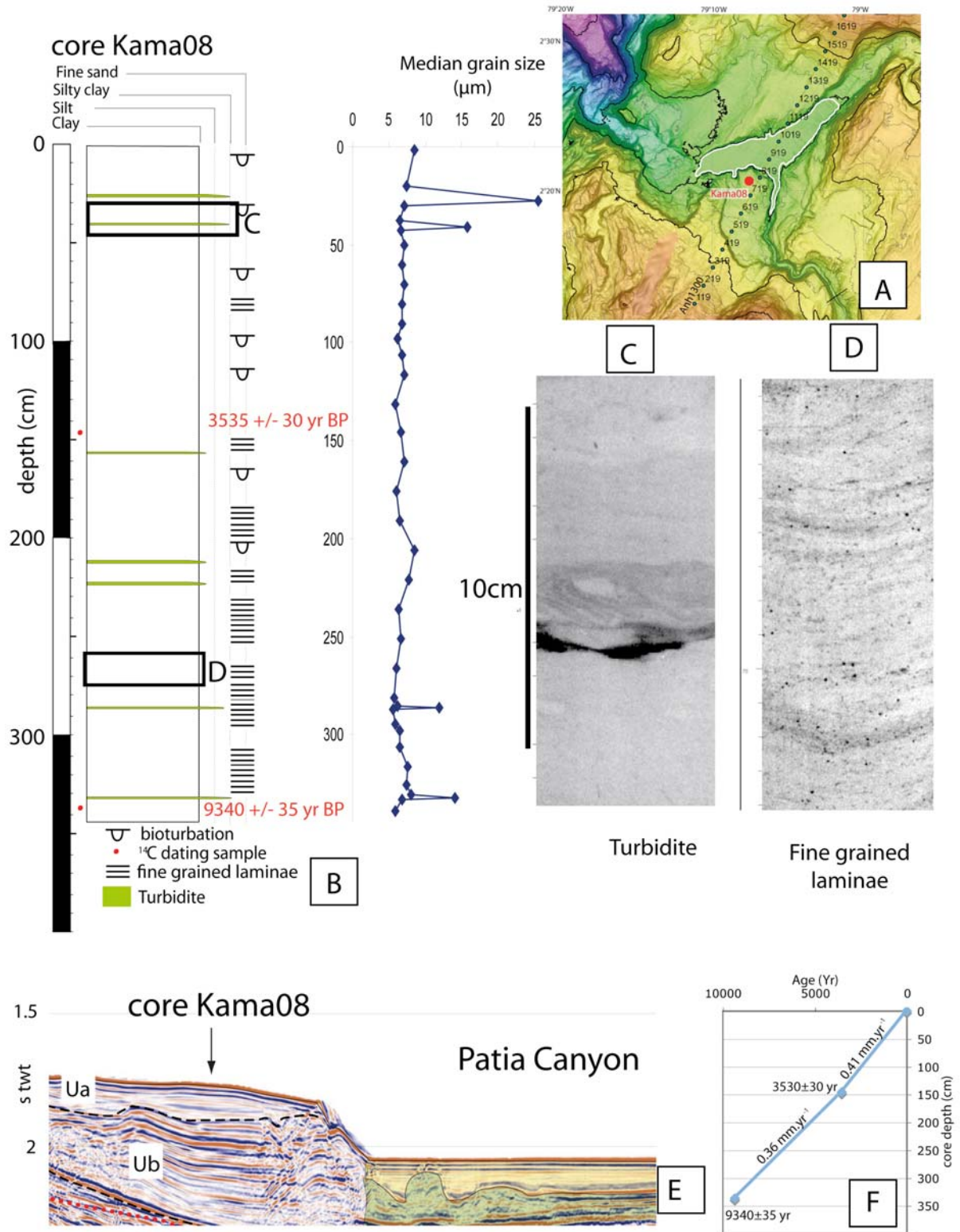


Figure 5.7 : (A) Bathymetric map showing the position of the sedimentary core Kama08. (B) Stratigraphic log and median grain size of core Kama08. Green layers represent turbidites. Red dots are ^{14}C dating samples. (C) and (D) represent X-ray images of the core outlining respectively a turbidite and fine-grained laminae. (E) represents seismic line Anh 1300 along which the core has been collected. (F) shows the age vs depth chart obtained from ^{14}C dating samples, and the inferred sedimentation rates.

5.4.3 The Lower slope

The lower slope is structurally outlined by a ~20 km –wide accretionary prism (Marcaillou, 2003) characterized by at least three morphological ridges, ranging from 1500 to 3000 m of water depth at the deformation front (**Figure 5.8A**). In map view, the canyon present a Z-shape firstly perpendicular to the margin, then marking a sharp 90° northeastward turn, parallel to the margin and to the overall tectonic structures. The canyon then turns again 90° northwestward until reaching the deformation front. Its walls are up to 1200 m high and 35° steep, whilst the canyon bed progressively widens from ~3 km at the middle slope boundary to over 7 km near the deformation front. The transition between the middle slope and the lower slope is outlined by a general convex-up along-stream profile, with slopes locally as steep as 6.5°. Along the deformation front, a smooth parallel-to-the margin anticline is rising, witnessing of an active deformation at the front of accretionary prism.

5.4.4 The Trench

The transition between the canyon mouth and the trench consists of a ~30 km-large and ~150 m-high sub-circular deep sea fan, at a water depth of ~3600 m (**Figure 5.8A**). The margin-parallel seismic line Ama07 crosses the fan and shows its internal structure (**Figure 5.8C**).

The fan is underlain by a seismic unit of well-stratified, continuous reflectors interpreted as the hemipelagic fill of the trench. The canyon was unlikely active during the deposition of this sequence. The uppermost seismic sequence includes several typical channelized units that define the deep-sea fan.

Units F1 to F3 are mound shaped, with thicknesses varying from 0.1 to 0.15 s (< 150 m). They consist of downlapping reflectors symmetrically arranged on both sides of an erosional track marked by a concave reflection. These units are interpreted as small channel – levee systems. They are overlain by the 0.4 s-thick (< 400 m) unit F4 consisting of chaotic, low-amplitude reflections. This unit is incised by a 0.25 s-deep (< 250 m) channel axis (CDP 4350), now partly infilled. Laterally, the low-amplitude chaotic reflections of F4 extend into well-layered continuous reflectors interpreted as the overbank deposits fading to hemipelagic / turbiditic fill of the trench. The occurrence of a well-incised channel and the geometry and facies of reflectors indicate that the channel – levee system F4 was developed at the mouth of the canyon.

The units F1 to F3 are significantly smaller than F4, suggesting that the channelized transfer of sediment was not yet well developed during their deposition. Moreover, according to their geographical distribution, the system was migrating, possibly with several small channels. Sediment supply to the trench was probably episodic at the time of deposition of F1 to F3. The subsequent development of the major unit F4, involving in one well-incised single channel axis suggests that turbidite transfer focused into one single path, possibly as a result of more intense and continuous sediment supply arriving from the Patia canyon.

The events observed across the seismic line AMA 07 can be summed up in four stages: 1) deposition of the hemipelagic trench fill, 2) deposition of episodic and migrating channel – levee systems, 3) development of a large fan with deeply incised channel, and 4) infilling of the channel system.

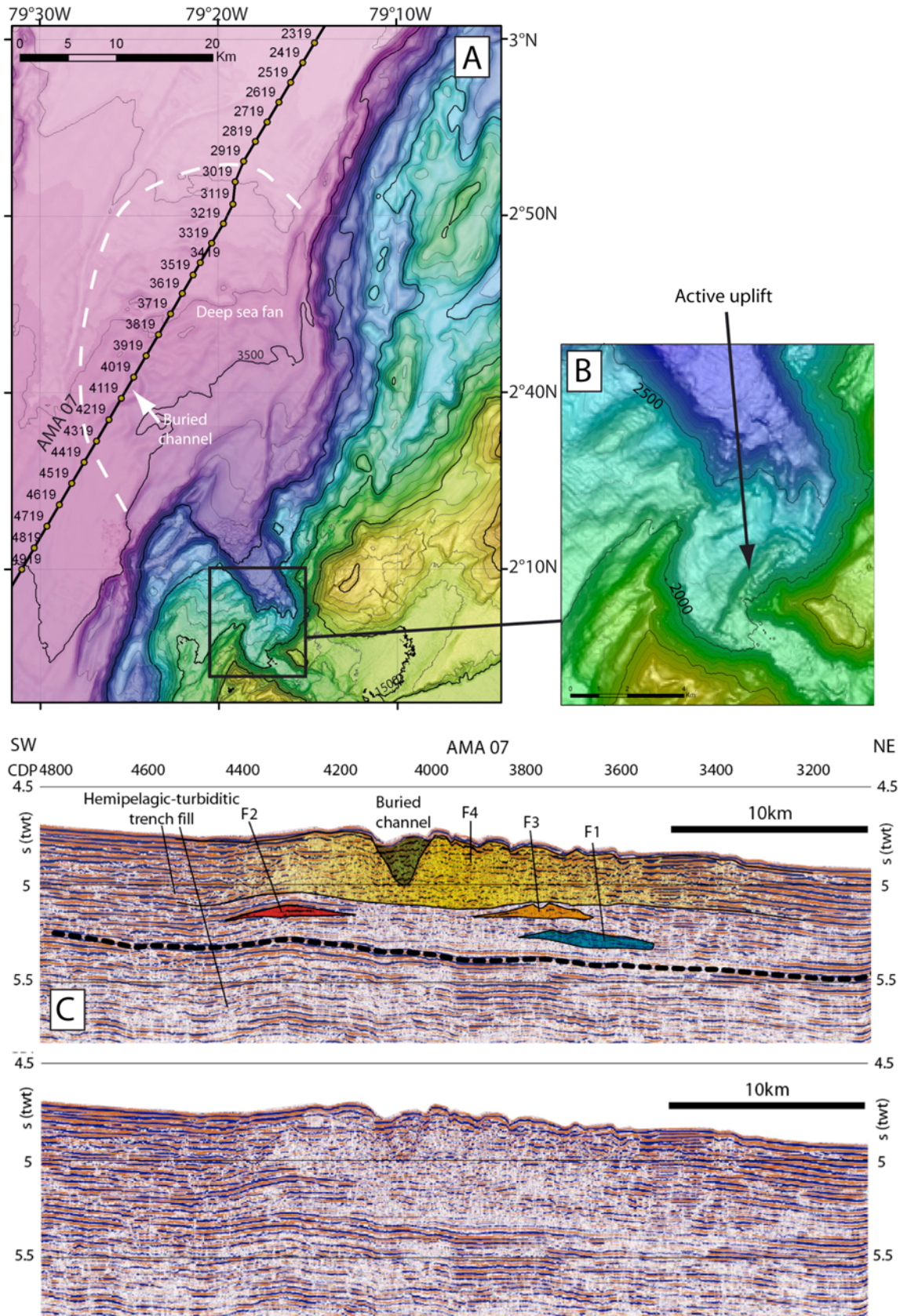


Figure 5.8 : (A) Bathymetric map showing the lower slope and the trench. The white dashed line outlines the limits of the deep sea fan located at the mouth of Patia Canyon. The insert (B) shows the Z-shape in map view of the canyon where breaching the Guaiquer Ridge, as well as the oversteepened walls and a 80-m high ridge crossing the canyon floor, associated to an active uplift. (C) Seismic line Ama 07 crossing the trench and the

Patia deep sea fan. F1 to F3 are isolated lobes or small channel-levée systems, whilst F4 represents a great channel-levée system incised by a well-developed presently buried channel. The black dashed line shows the transition from a hemipelagic trench fill to channel-levée systems.

5.4.5 Mass wasting

All along the canyon walls and surrounding structures, a variety of slope failure scarps can be observed. These scarps range on three main scales, depending on their location along the main structures.

- Large scale slope failures:

Two large-scale slope failure scarps are present on the left wall of Patia canyon within the middle slope area (Ratzov et al., 2007) (**Figure 5.6A**). A 8.5x5 km-large, and ~500 m-high subrectangular scarp located at the sharp bend of the Patia canyon overhangs hectometric blocks which infill the canyon. According to the classification of Mulder and Cochonat (1996), these deposits (S1) associated to the scarp are considered as a blocky avalanche. The blocks form a dam trapping up to 0.3s twt (~270 m) of sediment upstream (**Figure 5.6B**), the canyon infill upstream being outlined by the horizontal morphology of the canyon bed (**Figure 5.6A**) over ~12 km. As the lowest point of the dam is located ~30 m above the sedimentary infill level, it still prevents any downward streaming. The slope failure remobilized deposits from units Ua to Uc. Its slip plane is parallel to the underlying bedding, consequently this failure was initially corresponding to a translational slide. The overall surrounding slope varies between 2 and 3.5°, whilst the slip plane slope (i.e. the bedding slope) represents ~7.5°. The total area of failed slope is ~40 km².

The slope failure S3 is outlined by a 10x12 km large and only up-to 200 m-high spoon-shaped scarp located at the junction of Mira and Patia canyons (**Figure 5.6B**). It involves weakly deformed and untilted reflectors of unit Ub, which have slid along a slip plane located at the base of unit Ub, and parallel to its lower boundary (**Figure 3d** in Ratzov et al. 2007). S3 is interpreted to be a low runout translational slide (Ratzov et al., 2007). The slide deposits are overlain by the undeformed unit Ua smoothly sealing the slope failure scarp and deposits morphologies.

- Medium scale slope failures

The slope failure S2 identified on seismic line ANH 2800 (**Figure 5.6C**) shows tilted reflectors along a slip plane located on the eastern wall of the Patia canyon. The slope failure deposits reflectors are uninterrupted near the slip plane, but loose coherency and are disturbed further away, suggesting that the failure was a slump evolving into a density flow. S2 deposits and scarp are sealed by the canyon infill, thus hiding their morphological expression on the seafloor. The slump is located in front of the Tumaco Antiform related to a thrust fault, and has slid on an overall seafloor slope angle of ~17°.

Other medium-scale slump scarps are located on a bend of the Patia canyon, on the southern flank of the Patia Promontory (**Figure 5.9B**). These are ~5 km-large and up to 300 m high, involving a total slump area of ~6 km². Both failures have slid on a ~7.7° dipping slide plane, parallel to the local bedding. The overall slope angle surrounding the scarps is ~5°.

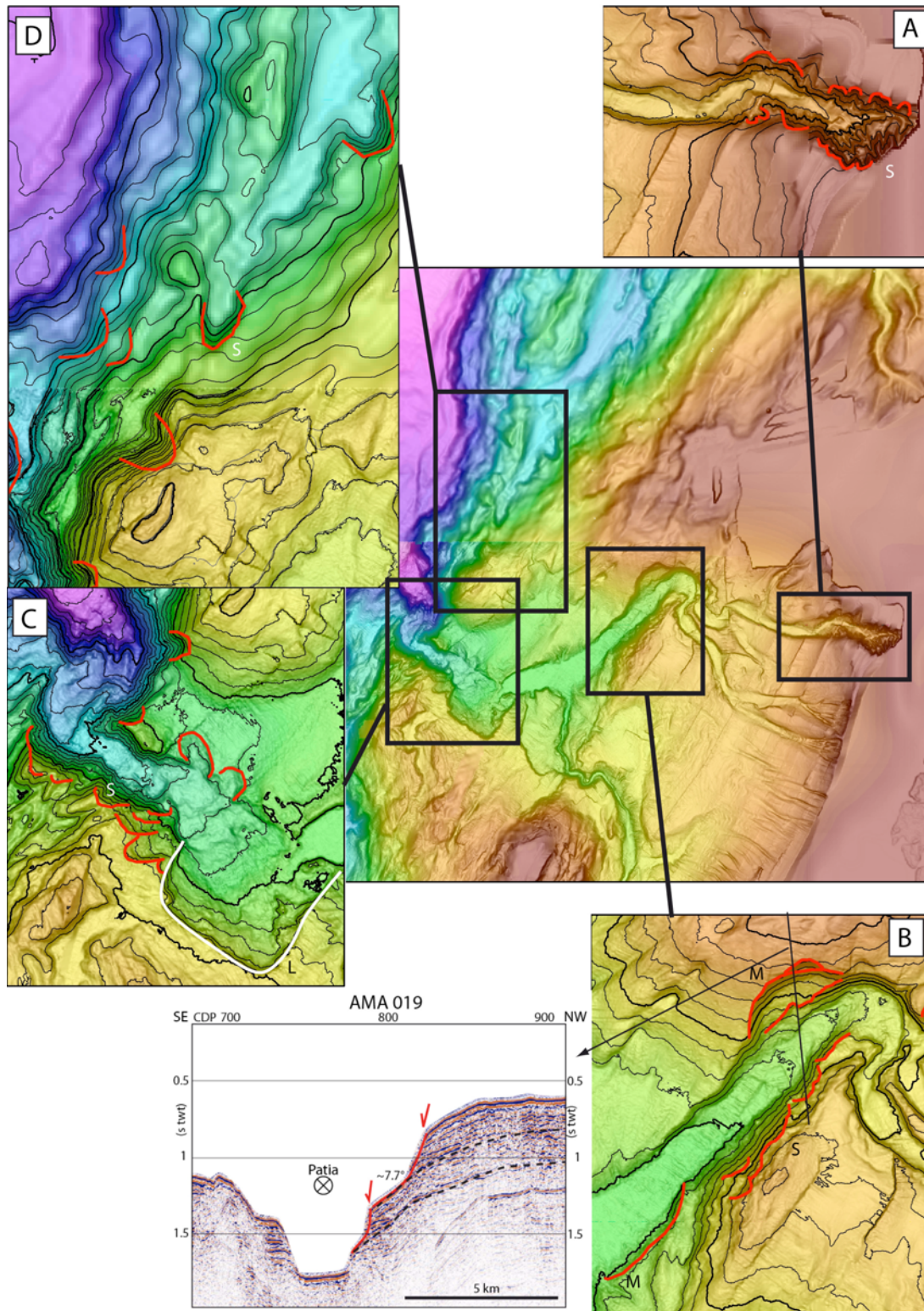


Figure 5.9 : Bathymetric maps showing the various mass wasting scarps along canyons path. **(A)** small-scale scarps located at the canyon head, attesting of a retrogressive erosion. **(B)** medium scale scarps (M) rooted on a stratigraphical level (Seismic line AMA 019). **(C)** Large scale-scarp S1 (L), and overlapping small-scale scarps located on the oversteepened canyon flanks by the uplift of the Guaiquer ridge. **(D)** Isolated small-scale scarps located on the forelimbs of the accretionary prism ridges.

- *Small scale slope failures*

Small-scale slope failures are retrieved on three main locations along the canyon walls: 1) at the head of the Patia Canyon, 2) on overincised steep slopes of the canyon walls, and 3) on the fore limb of folds. At the canyon head, the scarps are located on a step slope ($> 20^\circ$), and show a width that ranges from ~700 to 1500 m (**Figure 5.9A**). These scarps are the result of retrogressive erosion occurring at the head of the canyon, and thus enlarging it. On the overincised flanks of the canyon, the mean slope of the walls is $\sim 23^\circ$, and the scarps encountered range between 1200 and 2200 m of width (**Figure 5.9C**). Most of these scarps are overlapping themselves, attesting of small repetitive events, and each scarp affects only a minor slope area ($< 1.5 \text{ km}^2$). The third category of scarp that is located on the forelimb of folds is observable at the front of the Tumaco Antiform, as well as along the ridges of the accretionary prism. In front of the Tumaco Antiform (**Figure 5.9B**), the scarps locate on a $\sim 14\text{-}15^\circ$ overall slope, however, the slip plane of the scarps dips $\sim 19^\circ$. As scarps are overlapping and form an overall more or less linear shape, it is difficult to evaluate the exact width of each scarp. However, some spoon shapes are ~ 2000 m large. The area of the slope affected by each scarp is also difficult to estimate ($< 1.5 \text{ km}^2$ for the rare distinctively identified scarps), nevertheless almost the whole forelimb of the anticline is affected by slope failures. On the ridges of the accretionary prism, unlike on the Tumaco Antiform, the scarps affecting the forelimb are isolated (**Figure 5.9D**). The scarps show widths varying from 1800 to 2900 m, and they occur on a regional slope of $20\text{-}21^\circ$. The failed area of slope sediment is also rather small ($< 2 \text{ km}^2$). All these series of small-scale slope failures share a common characteristic apart their size: their slip plane is not parallel to the local bedding and they occur on steep slopes.

5.4.6 Inland connections

The Patia river streams northwards within the Borbon - Tumaco Basin, along the Remolino High (**Figure 5.2**). It crosses the Remolino High westwards, and stream towards the Pacific ocean in a meandering way, using a dendritic network. The main tributaries of the river have built typical barrier islands parallel to the coast and perpendicularly to the rivers (Martinez et al., 1995). The **Figure 5.10** based on *Landsat 7* images shows that the widest tributaries of Patia (130-180m wide rivers) are currently located on the southern part of the delta, whilst only a narrow tributary (~ 80 m wide) is located on the northern part. Consequently the most active tributaries of the Patia river, along which abundant volume of sediments have to be transported, are located on the southern part of the delta. These active tributaries are currently not facing the Patia canyon system heads. Moreover, the most incised Patia canyon tributary faces the narrowest (i.e. the less active) Patia river tributary.

The Mira river presents a much less dendritic network. It is wider (250-300 m) than the Patia river tributaries, probably due to the occurrence of a single main tributary. The river does not face the Mira canyon, reaching the Pacific Ocean ~ 13 km southwestward from the canyon head, forming a large littoral bar.

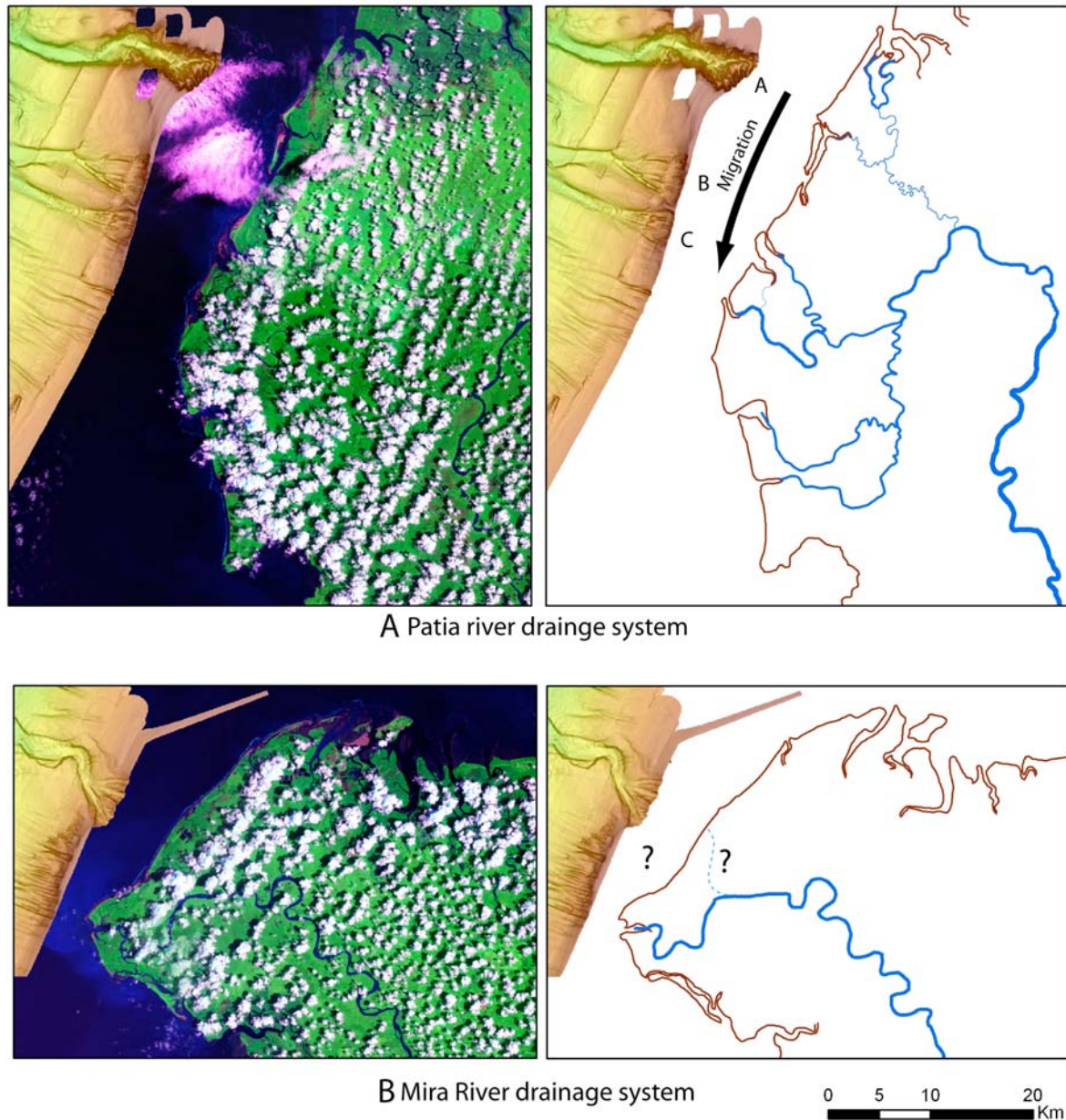


Figure 5.10 : Landsat 7 images and sketches illustrating the connections between Patia (A) and Mira (B) canyon heads and their respective inland drainage systems.

In summary, the active rivers tributaries mouths are not facing the canyon heads, indicating a southward migration of their respective drainage systems. This migration has been observed on a larger scale concerning Patia river, documented by a westward migration of the total drainage system from the Western Cordillera during the Quaternary (Gomez, 1986; Correa, 1996). The migration is also accompanied by a westward migration of deltaic deposits associated to the Patia river. Stronger erosion of coastal barrier at the North also suggests lower sediment input at the North than at the West (Martinez et al., 1995).

5.5 Discussion

5.5.1 Canyons incision vs margin deformation

The parallel analysis of seismic reflection data and of the submarine morphology allows us to evaluate the deformation state of the margin before and since the incision of the Patia –Mira submarine canyons system.

a) Margin deformation prior to canyons incision

Prior the excavation of the canyon systems, the state of deformation can firstly be inferred from the analysis of the canyons pathway. Three main structures are to be considered for the margin deformation: 1) the Tumaco High and Antiform, 2), the Patia Promontory and 3) the Guaiquer ridge.

- *The Tumaco High and Tumaco antiform:*

As described above, from its head, the Mira canyon incises the upper slope on a northeastward direction, perpendicular to the margin, but marks a northeastward turn of $\sim 90^\circ$ where it reaches the Tumaco High (Fig 3A N1°55' – W79°08'). This turn, and the parallel-to-the-margin stream clearly evidences the occurrence of structural highs prior the canyon excavation. Downward, the meandering way of the Mira canyon shows a ~ 1.5 km wavelength, similar to the wavelength of the Tumaco High folds. This similarity, as well as the position of the meanders at the periclinal termination of the folds supports a structural control of the canyon path by the Tumaco High folds. Moreover the Patia canyon contours the Tumaco Antiform (**Figure 5.5A**). Consequently these structures predate the canyon excavation..

- *The Patia Promontory*

As evidenced by onlaps of units Ub and Ua on the southern flank of the Patia promontory (**Figure 5.6B**) the flank of this structure was deformed before the deposition of these two units. As proposed previously units Ub and Ua are related to the activity of the canyon, therefore, we conclude that the canyon was incised after the uplift the Patia promontory

- *The Guaiquer ridge and the accretionary prism.*

As the result of the Z-shape of the Patia canyon crossing the Guaiquer ridge and the accretionary prism (**Figure 5.7A**) these structures were present before the canyon breached them, contouring them to reach the trench. Apart these morphological observations, the geometry of the deposits also attests of the pre-existence of the Guaiquer ridge at the time of canyon incision. Indeed, units Ub and Ua have been deposited within a preexisting slope basin. Unit Ub, which onlaps the southward dipping units Uc and Ud along the Guaiquer ridge (**Figure 5.6C**), attests for the occurrence of the ridge before deposition of these units and the canyon incision. Moreover, Uc shows growth strata which corresponds to a piggy-back deformation (**Figure 5.6C**). The uplift must therefore have been active at least since the deposit of unit Uc. Moreover, according to the northeastward depocentre migration between Ud and Uc and the greater dip of Ud along the Tumaco High than along the Patia Promontory, the uplift rate was higher along the Tumaco High than along the Patia promontory. This can be explained by a differential deformation from South to North before the canyons incision.

b) Margin deformation since canyons incision

- *The Tumaco High and Tumaco antiform*

The cross section of Mira canyon at the 90° right side bend (**Figure 5.3C**) shows a canyon floor dipping 1° southeastward. As compared to rivers inland, canyon floor erosion is usually stronger at the external side of the bend, leading to a lower seafloor level. The opposite observation made at the cross section AA' (**Figure 5.3C**) suggests that the canyon floor was tilted by the uplift of the Tumaco High. This interpretation is supported by an abandoned meander: the canyon has probably changed its path due to the Tumaco High uplift. Moreover, we interpret the steep ($> 30^\circ$) overincised canyon walls at the meandering part of the Mira canyon (cross section BB' in **Figure 5.3D**) as an antecedence, supporting a post incision uplift of the seafloor on both sides of the canyon (i.e. the Tumaco High and the Tumaco Antiform).

The concave-up along-stream profile in the upper part of the canyon (**Figure 5.3B**) implies that the canyon is in equilibrium, whilst the convex-up part (offset ~70-85 km) suggests that the canyon is not. Alike, the tributaries A to C of Patia Canyon show a concave-up profile on the upper slope (**Figure 5.5B**) attesting of a steady state, whilst their transition with the middle slope (i.e. along the Tumaco Antiform) shows a convex-up morphology. Accordingly, the canyon crosses structures with a differential uplift, as documented in the Himalaya belt by the rivers profiles (Seeber and Gornitz, 1983) or by submarine channels through the Barbados prism (Huyghe et al., 2004). Consequently, the Tumaco High and Antiform were still active since the incision of the canyons.

Moreover, the thrusts in front of the Tumaco antiform (Fig 6C) affect units Ua and Ub associated to the canyon activity, thus supporting the interpretation of an uplift of the antiform since the incision of the canyon. The uplift along the Tumaco high is also inferred from the tilt of these two units on its northern flank (Fig 6B).

- *Guaiquer ridge and the accretionary prism*

The Patia canyon bed morphology, where crossing the Guaiquer ridge, also gives insight into the ridge's activity. The general convex-up morphology of the along-stream profile suggests a non equilibrium state caused by the uplift of the margin. Indeed, the canyon floor exhibits a well developed 700 m-large, and 80-m high ridge across the canyon floor (**Figure 5.8B**). We interpret this ridge to have uplifted since canyon's incision; otherwise its relief would have been eroded, or at least smoothed by the canyon's stream activity. Moreover, the unequivocal V cross-section, the steep walls (30°) (**Figure 5.5E**) and the maximum incision (up to ~1200 m) looks like an antecedence, suggesting an uplift of the Guaiquer ridge since the canyon excavation.

The incision profile also outlines the occurrence of folds of the accretionary prism in front of the Guaiquer ridge. Indeed every slope changes within the lower slope occur where the canyon crosses a fold, suggesting that the ridges were at least partly active (**Figure 5.5B**). However, slope changes are lower where the canyon crosses the ridges of the accretionary prism, attesting for rear ridges lesser active than the Guaiquer ridge. This interpretation is also supported by the fact that the profile is concave-up in the lower part of the slope. The frontal ridge, which partly dams the canyon mouth, implies however an active accretion at the subduction front, which can not be balanced by the erosion power of sediment bypassing the canyon.

To sum up, seismic and morphology analysis led to establish the state of deformation before and since canyon incision. Before canyon incision, all the structural highs showed in this study (i.e. the Tumaco High and Antiform, Patia Promontory, the Guaiquer ridge, and

probably at least part of the accretionary prism) were already uplifted. The preexisting morphology controlled the path of the canyon, but its evolution was also imprinted in canyon's morphology, showing an uplift along the Tumaco High and Antiform, the Guaiquer ridge, and the accretionary prism. However there is no evidence for an active uplift of the Patia Promontory.

5.5.2 Major evolution stages

According to the presented data interpretations, several key sectors allow to determinate the incision evolution in four stages of a canyon on this active margin.

- Canyon incision on the upper slope (Figure 5.11A)

The two canyons were likely incised on the upper slope, connected to their respective sources, the Patia and Mira rivers. Given the widespread presence of gullies on the upper slope, the canyons were probably initiated on one of them. Indeed, the proximity of the rivers must have provided sufficient sediment that allowed canyon incision by two processes as proposed by Pratson and Coakley (1996) on a theoretical margin: 1) retrogressive erosion enhanced by slope failures, and 2) downward erosion. Retrogressive erosion outlined by numerous small-scaled scarps is a common feature in the upper part of canyons, especially when linked to a continental source of sediment. This interplay has been evidenced by a long-term bathymetric survey of the head of the canyon of Monterey (Smith et al., 2007) showing negative and positive volume variations between two surveys, interpreted as slope failures and re-sedimentation along canyon walls by continental sediment input. Moreover based on core study collected on the floor of the Nazaré and Setubal canyons offshore Portugal, Arzola et al. (2008) showed that most turbidites were originated on the upper slope and at the shelf. The headward retrogressive erosion in the upper part of the Patia canyon is supported by the presence of numerous small-scaled scarps at the head of the tributary A (**Figure 5.9A**).

Downward cutting is also inferred to play a major role on canyon incision as proposed by Pratson and Coakley (1996). Indeed, the proximity of the continental sources plays a major role on downward erosion because of the possibility of flood generated turbidity current (hyperpycnal current) entering canyons (Mulder et al., 2001). Such currents erode the seafloor during high amplitude flood, and contribute to the canyon entrenchment. Moreover, slope failures occurring at the canyon head can evolve into debris flow which in turn evolves into a turbidity current (Shanmugam et al., 1994) and erode the seafloor. Downward erosion is moreover supported by the tortuous pathway of canyons contouring bathymetric highs, as opposed to retrogressive erosion which evolves upslope on a straight path. As shown by our results, evidences of retrogressive erosion and the tortuous path of the Mira and Patia Canyons support that they have been incised by retrogressive erosion and downward cutting.

- Infilling of the structurally bounded slope basin (Figure 5.11A)

As we have demonstrated it above all the structural highs were uplifted prior the incision of the Patia canyon and even before, as evidenced by the tilting and growth strata of units Uc and Ud. Hence, in the absence of a bathymetric threshold allowing sediment bypass, these highs and especially the Guaiquer ridge formed a trap for sediment input coming from the freshly initiated canyons upslope. Sediment transiting canyons, mainly formed of debris flows and turbidity currents (Arzola et al., 2008), did probably not have a sufficient kinetic energy to overflow the surrounding topographic highs, resulting in a rapid development of a

slope basin infill. We interpreted the unit Ub to correspond to this infill as it is onlapping the underlying units, and because of its reflective echofacies, probably related to the alternation between debris flow and turbidites.

- Overspilling of the slope basin and canyon incision (Figure 5.11B)

The next stage in canyon evolution outlines the beginning of the overspill of the slope basin. It is evidenced by the sedimentary record of the trench showing a transition from trench fill hemipelagites to episodic lobes and channel-levees systems. This transition suggests the beginning of the canyon communication with the trench. During this stage when communication was not efficient, the level of Unit Ub infill must have been close to the level of a bathymetric threshold on the Guaiquer ridge. Probably only the volatile component of incoming turbidites transited over the threshold and reached the trench, as proposed by Sinclair and Tomasso (2002) in their model of confined basin evolution based on seismic data in the gulf of Mexico (gravitational deformations), and sedimentological data in the Annot Sandstones in the Southwestern French Alps (shortening tectonics). During this stage the flow crosses the Guaiquer ridge and contours the accretionary prism topographic highs, as indicated by the Z-shape in map view of the Patia canyon.

- Activity along the entire margin (Figure 5.11C)

The fourth stage of the canyon communication with the trench is suggested by the well-developed channel levees system within the trench (F4 in **Figure 5.8C**). This system attests of a continuous sediment input to the trench and therefore witnesses of an efficient communication between the upper slope and the trench. We propose that once the threshold of the slope basin reached, the canyon bed of Patia was incised by downward erosion downstream, and upstream by retrogressive erosion through unit Ub as usually observed on knickpoints evolution (Mitchell, 2006), thus allowing a connection with the incised canyons upstream.

In the middle slope, this stage is outlined by the transition from unit Ub to Ua. Indeed, both units exhibiting onlaps on the underlying units were associated to the activity of the canyons. As canyons carry debris flows, sands, and turbidites, we interpret the stronger amplitude of unit Ub reflectors to be associated to the contrast between these deposits. On the other side, the transition to low amplitude facies, consisting of fine-grained overbank deposits outlines a radical change in deposition process. Once the communication with the trench established, the major part of the sediment bypassed, whilst only the fine-grained deposits overbanked and formed unit Ua. Sediment flow incoming from the upper slope therefore transited along the slope basin, and only a canyon overbank was recorded as attested by the presence of unit Ua. As evidenced by the increasing of the incision height (up to 1200m) the canyon strongly incises the Guaiquer ridge and the accretionary prism (**Figure 5.8A**). Moreover, the canyon undergoes active uplift suggested by the general convex-up morphology (**Figure 5.5**) and the oversteepened canyon walls along the Guaiquer ridge, but also along the Tumaco High and Antiform.

During this stage, the canyon is active from the upper slope to the trench, hence we suppose that most of the canyon excavation took place. The excavation is enhanced by slope

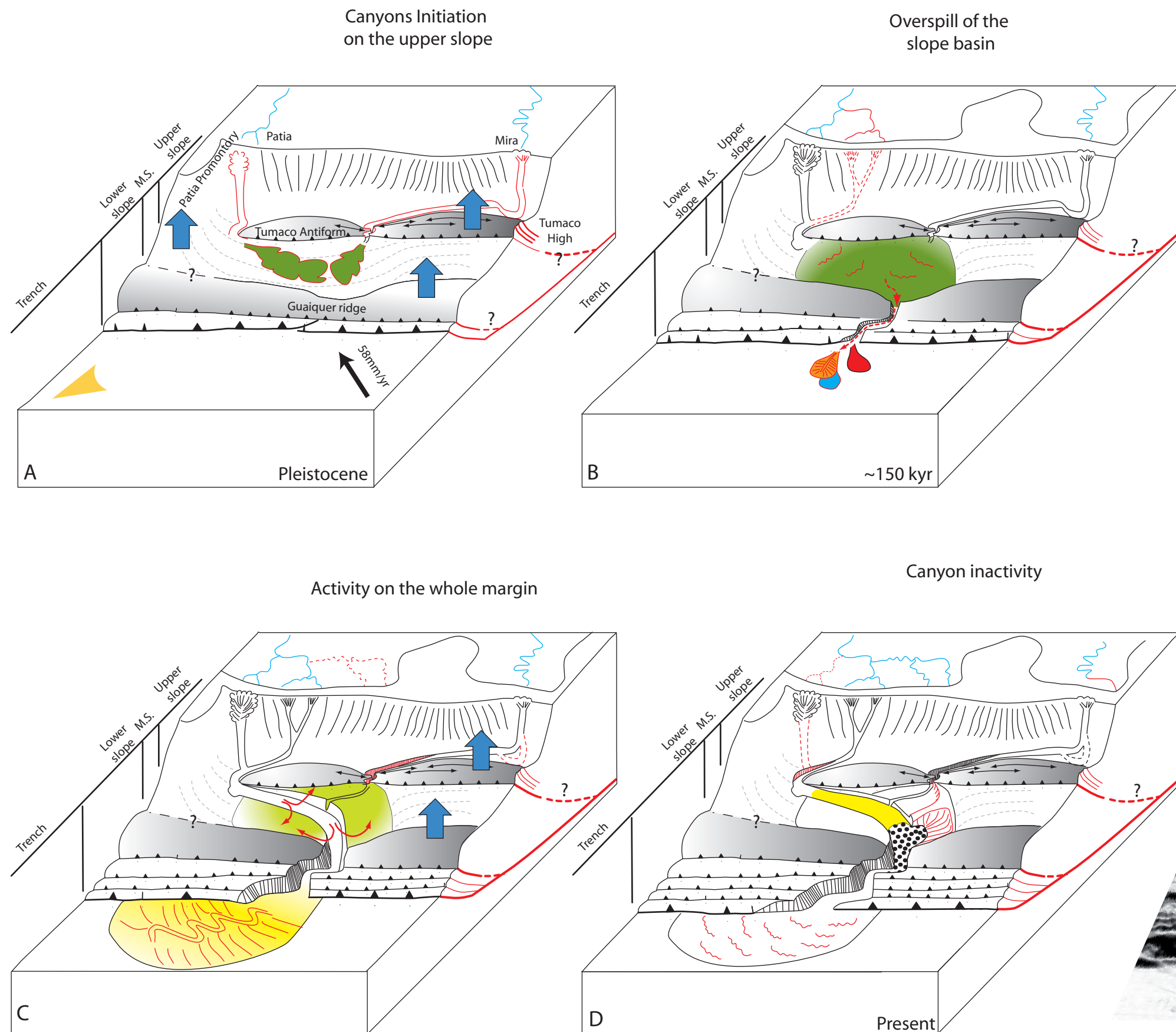


Figure 5.11: Evolution model proposed for the studied area. (A) Canyons are incised on the upper slope probably during a sea-level lowstand in the Pleistocene. They contour the Tumaco High and antiform, and Patia promontory. Debris flows and turbidites transported within the canyons are trapped within the slope basin bounded by the already uplifted Guaiquer ridge, Patia promontory, and Tumaco High and Antiform. (B) The slope basin is progressively infilled (unit Ub), hence part of the incoming sediment overspill the Guaiquer ridge along a bathymetric threshold and start breaching the ridge and the accretionary prism 150 kyr ago. Communication with the trench is not completely efficient and results in the deposition of isolated lobes and migrating channel-levée systems. (C) The Guaiquer ridge and accretionary prism have been breached, resulting in well-developed channel-levée system in the trench, and the deposition of fine grained levee in the slope basin (unit Ua). The uplift is active along the Guaiquer ridge and the Tumaco high and Antiform, as evidenced by overincised canyon walls, and the abandonment of a meander of Mira. Moreover the Patia drainage system is progressively migrating southwestward. (D) The present-day morphology is outlined by the disconnection of canyon head with their sources and slope failure obstructing the canyon bed. As a result, the canyon floor in the slope basin and the channel in the trench are infilled

failures occurring at canyon walls. As described above, the position and size of the slope failures appears to be structurally and stratigraphically controlled. Indeed, large scale scarps and one medium scale scarp occur on a moderate-dipping slope, with a slope angle lower than 5.5° , and a slip plane angle lower than 7.7° . The slip planes are moreover systematically rooted on the stratigraphic beddings, which likely promotes the failures. Alternately, small-scale scarps and other medium scale scarps occur on oversteepened slopes, associated to a tectonical uplift or to overincision, also associated to tectonical uplift. Indeed, these scarps occur at the canyon flanks along the uplifting Guaiquer ridge, and Tumaco Antiform, promoting the enlargement of the canyon. In both cases, the slip plane is not rooted on a stratigraphical bedding, and the overall slope is greater than 20° . The failures are certainly small because the slope is too steep and they occur repetitively, as evidenced by their overlap.

- Decline of canyons activity (Figure 5.11E)

Presently, the canyon seems to be inactive, as shown by the infilled channel within the trench. The inactivity of the canyon can be suggested by the occurrence of the damming landslide S1 located in the slope basin. However, the southward canyon stream activity migration and the present-day disconnection of both Mira and Patia canyons with their respective rivers is more likely to be the reason for canyon inactivity, rather than the canyon obstruction by a slope failure.

This evolution can be compared with the model of slope basin infill and spill over established by Sinclair and Tomasso (2002). Our model is moreover supported by the observations of the Salquina canyon north of the study area (**Figure 5.2**). This canyon has two main tributaries structurally guided by N-S trending folds. The tributaries bring the canyon to a series of two slope basins located at 1100-1300 (A) m and 2950 m (B) of water depth respectively, both bounded seaward by accretionary prism folds (Marcaillou, 2003). The channel incises the slope between the two basins, as well as slope basin B. Seaward from slope basin B, the channel breaches the ridges on bathymetric thresholds but does not reach the trench because the last ridge is not breached. This particular morphology illustrates the infilling stage of slope basin by active upper slope canyons. Presently, the active drainage systems onland has migrated southeastward (Gomez, 1986), tributaries are therefore not fed with sediment. The canyon is abandoned, explaining why the slope basin A is not incised by a channel. The inactivity of the canyon is also likely the reason why the frontal ridge is not breached by the channel.

The particular configuration of the Salquina canyon allow to point out the need to fill every slope basins before breaching ridges on bathymetric thresholds, and moreover the necessity to connect a canyon with an active continental drainage system to prevent its inactivity.

5.5.3 Age constraints

As we do not dispose of direct dating within the deposits of the deep sea fan at the mouth of the canyons system, it is difficult to establish the exact age of the canyon activity. We have therefore used indirect dating methods.

a) Incision of the upper slope

The base of the youngest unit identified by Marcaillou and Collot (2008) corresponds to this of unit Ub deposited within the slope basin. They interpreted this unconformity to be Early Pliocene in age. According to this dating, unit Ub would correspond to Plio-Pleistocene deposits. Consequently, the first stage of the canyon activity, during which only the tributaries of the upper slope were active is therefore initiated during the Plio-Pleistocene.

Another age constraint is obtained by data on the migration of the drainage system inland. Indeed the migration from the North to the West, across the Remolino High is supposed to have occurred during the Quaternary (Gomez, 1986), leading to the migration of deltaic deposits, from the Former Delta in the North, to the Modern Delta on the southwest. We interpreted the fan F2 (Figure 5.4A and B) located on the upper slope to correspond to southward-spreading deltaic lobe, which is a witness of the southward migration of the drainage system (see data description above). The canyons and gullies incise the fan F2, and are therefore posterior to it. Consequently, the incision of the upper part of the canyon could be limited to the Pleistocene, but we cannot hardly constrain their exact age.

b) Breaching of the Guaiquer ridge and accretionary prism

- Age of Ua deposits in the slope basin

The age of Ua deposits in the slope basin can be inferred from sedimentation rates based on ^{14}C dating samples collected on gravity core Kama08. The samples collected at a depth of 1.46 and 3.37 m below the seafloor, indicating respectively 3535 ± 30 yr and 9340 ± 35 yr, allow to estimate a mean sedimentation rate of 0.38 mm.yr^{-1} . We have measured the thickness of unit Ua, and after decompaction, applied the mean sedimentation rate to establish the unit's age. Ua's age measured at the unit's base beneath the core is ~ 125 kyr.

This age has to be carefully interpreted. Indeed, to establish that age, we have considered a constant sedimentation rate during all the deposit of the unit, implying that the canyon activity was constant during this time span. Canyon activity is closely linked to a glacioeustatic control as sediment supply is greater at glacial maximum because of enhanced glacier abrasion inland (Baztan et al., 2005), but also because a direct link between rivers and canyon heads is possible during a sea-level lowstand, thus providing directly sediment supply to the canyon (Aloisi et al., 1975).

Moreover, canyon activity is unlikely to have been constant, as we have established the progressive southward migration of the stream activity, and the disconnection of canyons with the present-day location of rivers. Finally, the overbank sedimentation might have been modified after the slope failure S1 that dammed the canyon.

- Age of the deep sea fan system.

	depth (stwt)	depth (m) below the seafloor)	porosity	decompacted depth (m)	dx (m)	apparent convergence (mm.yr ⁻¹)	dt (yr)	sedimentation rate (mm.yr ⁻¹)
Top	4,917	246,6	0,509	275	0	34,7	0	
Bottom	6,571	1735,2	0,189	2796	21300	34,7	613833	4,1

Table 5.1 : Measurements made to estimate the mean sedimentation rate of the trench fill along seismic line SIS 35 (Figure 5.12). The two lines represent data concerning the top and the bottom reflectors used for the calculations. The depth was measured on the seismic line in twt, then converted in meters assuming a 1800 m.s^{-1} seismic waves velocity as evidenced by Calahorrano et al. (2008) offshore southern Ecuador. Porosity and

decompaction of sediment were estimated using a decompaction law (Hutchinson, 1985; Marcaillou et al., 2008). Then, we measured the distance between the top and bottom onlaps (dx) and using the apparent convergence rate along the seismic line, calculated the time between the two onlaps, finally allowing to obtain a mean sedimentation rate (see (Mountney, 1997) for details).

In order to better constrain the age of the canyon activity, we tried to date the deep sea fan deposits, corresponding to the breaching of the Guaiquer ridge and the beginning of the communication of the slope basin with the trench. We calculated a mean sedimentation rate based on the geometry of the trench fill, plate convergence direction and velocity as proposed by Mountney (1997). With a $\sim 50^\circ$ obliquity between the orientation of the profile SIS 35 and the convergence direction (**Figure 5.12**), the along-profile convergence rate is $\sim 37 \text{ mm.yr}^{-1}$. We assume that the trench fill has been deposited uniformly since the ocean crust formed, and that the convergence rate has not changed during the investigation time span. After decompaction, the overall sedimentation rate of hemipelagic deposits in the trench is calculated to 4.1 mm.yr^{-1} (**Table 5.1**). On seismic line Ama 07 (**Figure 5.8C**) showing the deep sea fan and trench fill deposits, we measured the thickness of deposits from present-day to the isochron reflectors outlining the change from hemipelagic trench fill, to episodic channel-levees systems. After decompacting sediment thickness, and using the calculated sedimentation rate of the trench fill, the age of the transition from hemipelagic to channel-levees system is estimated to 154 ky (Table 5.2). This age actually corresponds to the beginning of episodic communication between the slope basin and the trench.

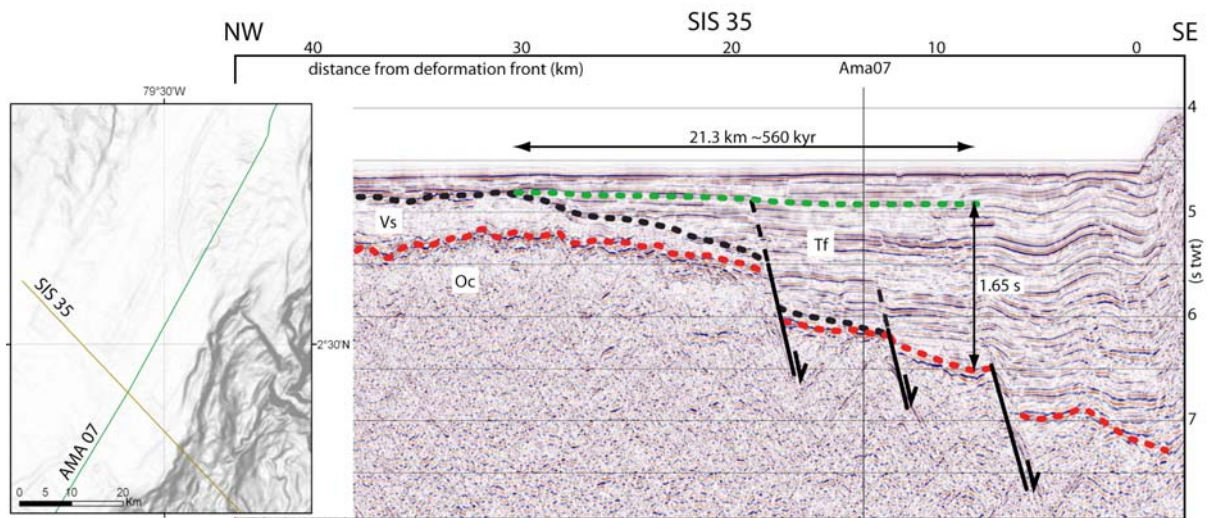


Figure 5.12 : Perpendicular-to-the-margin seismic line SIS 35 showing the geometry of the trench fill southwestward from the Patia deep sea fan. **Oc** and the red dashed line represent the Nazca plate oceanic crust and its roof. **Vs** and the black dashed line represent the volcano-sedimentary and pelagic cover of the Nazca plate. **Tf** represents the trench fill. The green dashed line outlines the uppermost reflector onlapping on the Nazca plate, used for estimating the thickness and sedimentation rate of the trench fill.

time below the seafloor (stwt)	depth below the seafloor (m)	porosity	decompacted depth (m)	sedimentation rate (mm.yr ⁻¹)	age (yr)
0,572	514,8	0,426	633	4,1	154266

Table 5.2 : Estimation of the age of the transition from hemipelagic trench fill to migrating channel-levée system (see dashed line in **Figure 5.8C**). The time slice was converted to depth assuming a 1800 m.s^{-1} seismic waves velocity as evidenced by Calahorrano et al. (2008) offshore southern Ecuador, and decompacted using a

decompaction law (Hutchinson, 1985; Marcaillou et al., 2008). The thickness was finally converted in an age using the sedimentation rate of the trench fill calculated along seismic line SIS 35.

5.5.4 Causes of recent deformations along the margin

The morphological and seismic data analysis of both canyons, and their dating evidenced that the margin has still undergone an active uplift since canyon incision, occurring at least since 154 kyr along the Guaiquer ridge, and maybe during the Pleistocene on the upper slope, along the Tumaco High and Antiform. Such uplift is unusual all along a convergent margin, hence in this section, we discuss on the potential origin of these structures.

The Tumaco High and Antiform, as well as the Guaiquer ridge are all structures involving the oceanic basement of the margin (**Figure 5.6C**, (Lopez, in prep)), suggesting that these structures might be bounded by major crustal-scale faults. Southward from the study area in the Manglares margin segment, the compressional structures affecting the oceanic margin basement are inferred to represent a positive flower structure developed by the inversion of an oceanic graben (Collot et al 2008). Another alternate possibility would be to root these fault on the suture area accreted terranes during the Palaeogene (Lopez, in prep) in both cases, these faults would be rooted on inherited structures of the margin. Even if we do not dispose the appropriate data in this study to investigate the behaviour of these faults at a great depth, the involvement of the margin basement in faults activity suggests that they might be continued until the interplate boundary. In such case, these faults could correspond to splay faults that are out-of-sequence major faults breaking through the upper plate. Indeed, the multiple fault activity since the Palaeogene, and since ~150 kyr implies that these structures are major out-of-sequence faults, also supporting the previous hypothesis.

In summary the main structures along this margin (Tumaco High, Patia Promontory, Tumaco Antiform, and Guaiquer ridge) are morphological evidences of active deformations during also inter-seismic periods, and which control the course of the sedimentary transfer from the Western Cordillera to the trench along the non-rectilinear Patia and Mira canyons since Pleistocene.

5.6 Conclusions

The joint analysis of bathymetric, seismic, and sedimentary data collected on the South Colombian convergent margin allows to constrain the origin and evolution of the Mira and Patia submarine canyons system, as well as the interactions between their evolution and tectonic activity. This analysis put into the light the following main results.

- Along an active margin, the path and shape of the submarine canyon have undergone a structural control allowing to estimate the state of deformation before and since canyons incision.
- The canyon incision and evolution corresponds to three main stages to connect the upper slope with the trench: 1) canyons incisions on the upper slope related to a possible retrogressive erosion and to downward cutting associated to the Patia and rivers drainage systems during the Pleistocene, 2) infilling of a slope basin surrounded by uplifted structural highs, and 3) overspilling of the slope basin, and breaching of the Guaiquer ridge and accretionary prism ~150 kyr ago, leading to the construction of isolated and migrating lobes, and then to a well developed channel-levees system.
- Due to inland rivers migration, the disconnection of canyon heads from their respective sources conduct to the inactivity of the canyons. As the results are a buried

channel in the trench, and the in-filled canyon bed upstream from slope failure deposits.

- Mass wasting, contributing to canyon evolution, appear to be structurally and stratigraphically controlled, as large slope failures slip along stratigraphical bedding on gentle dipping seafloor and slip planes, whilst small-scale slope failures are recurrent, appearing on steep slopes caused by a tectonic uplift and / or canyon overincision.
- The Tumaco High and Antiform, and the Guaiquer ridge have undergone an uplift probably at least since 154 kyr or during the Plio-Quaternary. Accordingly the studied area is undergoing an active shortening over the whole margin, and not only at the subduction front. The shortening is responsible for the reactivation of inherited basement structures initiated during the Palaeogene oceanic plateau accretion and which could presently play as splay faults.

**Chapitre 6 Mass transport deposits in the northern
Ecuador trench: result of multiple co-seismic seafloor
deformation along an erosive margin.**

**Dépôts de transport en masse dans la fosse Nord
Equatorienne : résultat de déformation co-sismique
multiple sur une marge en érosion**

La sédimentation dans les fosses de subduction est majoritairement composée de boue hémipélagique, intercalée entre des sédiments gravitaires plus grossiers, tels que des turbidites ou des dépôts résultants de transports en masse (MTD en anglais). Ces dépôts catastrophiques peuvent être liés à des phénomènes climatiques, des crues, ou encore des séismes, et dans le dernier cas ils peuvent servir de marqueur paléosismique (Beck et al., 1996; Carrillo et al., 2006; Chapron et al., 1999; Goldfinger et al., 2007). Toutefois, bien que des travaux récents tentent d'établir des critères rigoureux d'identification des dépôts d'origine sismique (Goldfinger et al., 2007; Gorsline et al., 2000; Nakajima and Kanai, 2000), la distinction reste particulièrement difficile dans le cas où les dépôts de fosse sont reliés à des réseaux de drainage à terre, comme cela peut être le cas pour des canyons menant à des systèmes turbiditiques profonds. Cependant, lorsque la sédimentation de fosse est protégée des apports sédimentaires majeurs, les dépôts gravitaires qu'elle contient peuvent être utilisés comme marqueurs paléosismiques.

Le segment de fosse localisé au large de la marge Nord Equateur est associé à une marge en érosion tectonique (Collot et al., 2002) secouée à plusieurs reprises par des séismes majeurs ($7.7 > M_w > 8.8$) de subduction au cours du XX^e siècle (Beck and Ruff, 1984; Kanamori and McNally, 1982; Swenson and Beck, 1996). Ce segment présente la particularité d'être peu sédimenté (Lonsdale, 1978), car il est isolé (1) des apports sédimentaires axiaux par l'absence de canyons et la surrection de la Cordillère Côtière (Pedoja et al., 2006a) qui a dévié les flux sédimentaires andins vers le Sud et le Nord de la zone d'étude, ainsi que (2) des apports sédimentaires longitudinaux par la ride de Carnégie et le mont sous-marin de Galera, tous deux formant des verrous transverses à la fosse. Ce site sismiquement très actif et protégé de contaminations sédimentaires latérales, révèle l'existence de plusieurs MTDs remarquables que nous avons étudiés et replacés dans un contexte de marge active en érosion.

Les objectifs principaux de ce chapitre sont : 1) d'identifier les MTDs récents de la fosse à partir de données de sismique réflexion, carottes, et bathymétrie, 2) de quantifier leur extension spatiale et leur volume, 3) de caractériser leurs sources, et d'évaluer leur âge, et 4) de discuter leur origine, en comparant leur temps de retour depuis ~20 ka: - à la remontée du niveau marin sur cette même période, - à la fréquence des turbidites depuis ~5 ka, et - à la sismicité de la zone depuis ~100 ans. Ces corrélations permettent de proposer un modèle de déstabilisation d'une marge en érosion aux échelles allant d'un à une multitude de cycles sismiques.

L'analyse des données géophysiques a permis d'identifier sept MTDs mis en place depuis ~20 ka dans des sous-bassins de la fosse séparés par des hauts structuraux, ainsi que 27 turbidites déposées depuis 4,7 ka dans le sous-bassin le plus au sud. La répartition des cicatrices d'arrachement et des dépôts, la comparaison des volumes déposés, et l'analyse de figures d'érosion suggèrent que tous les MTDs proviennent de la pente continentale, à l'exception d'un qui serait issu de la pente externe de la fosse. La corrélation temporelle des MTDs à travers les sous-bassins isolés, sur la base de datations ¹⁴C, montre que les dépôts sont associés à cinq événements majeurs survenus il y a 20 ; 13,7 ; 5,2 ; 1,4 ka, le dernier étant sub-actuel. La corrélation temporelle des dépôts à travers les sous-bassins permet d'établir que les MTDs ont été déclenchés par trois événements locaux et deux régionaux permettant la mise en place dans des sous-bassins isolés. L'occurrence des MTDs ne semble pas directement liée aux variations du niveau marin, puisque deux événements se sont produits en période de bas niveau marin, tandis que les trois événements les plus récents ont eu lieu en période de haut niveau marin. Les temps de retour des MTDs estimés entre 1,4 et ~12 ka contrastent avec ceux des turbidites, dont la majorité se situent entre 50 et 250 ans. Le

temps de retour des turbidites est en accord avec la récurrence des séismes du XX^e siècle de magnitude supérieure à 8,2 (≥ 73 ans), laissant supposer que les turbidites ont une origine sismique. Nous proposons que le temps de retour élevé des MTDs résulte d'un processus de déformation et d'affaiblissement mécanique des roches de la marge sur le long terme, en réponse à des variations répétées de la friction basale le long du contact interplaques, et du régime de contraintes alternativement en compression et extension sur une multitude de cycles sismiques. Ce processus contribuerait à l'érosion sur le long terme des marges convergentes.

Ce chapitre est rédigé en anglais sous la forme d'un article scientifique pour une soumission prochaine.

Mass transport deposits in the northern Ecuador trench: result of multiple co-seismic seafloor deformation along an erosive margin.

Gueorgui Ratzov, Jean-Yves Collot, Marc Sosson, Sébastien Migeon
Géoazur, Université de Nice Sophia Antipolis, Villefranche sur mer, France

Abstract

Investigations of Mass Transport Deposits (MTDs) and turbidite depositions in a confined segment of the North Ecuador subduction trench provide access to paleo-seismic information and insights into long-term mechanisms for frontal tectonic erosion at a convergent margin. The studied trench segment has been the site of four great subduction earthquakes ($7.7 \leq M_w \leq 8.8$) during the 20th century, and is morphologically isolated both across and along strike from major continental sediment input, so that investigated MTDs and turbidites are considered local and perhaps related to earthquakes. Seismic reflection and high resolution Chirp data, together with swath bathymetry, sedimentary cores, and ¹⁴C datings revealed seven MTDs emplaced in distinct trench sub-basins since ~20 kyr, and 27 turbidites deposited since ~4.7 kyr and identified only in the southernmost trench basin. The identification of relatively fresh seafloor morphologic indentations, together with the comparison between volumes of both MTDs and their inferred slump scars, and the interpretation of scours features at the base of MTDs imply that all MTDs but one stemmed from the margin lower slope, while a single one derived from the outer trench wall. Temporal correlations between the MTDs emplaced within trench sub-basins separated along strike by a structural saddle indicate that the seven MTDs emplaced during five main events tentatively dated 20, 13.7, 5.2, 1.4 kyr and sub-actual. The three most recent were triggered by local events, whereas the four oldest were emplaced two by two in distinct trench sub-basins as a result of regional events at 20 and 13.7 kyr. None of the identified MTDs occurred during the fast stage of the last sea level rise (~14 to 8 kyr), although the four oldest and the three youngest MTDs occurred during slow sea level rise stages. As supported by the presence of BSR in the margin sediment, MTDs occurrence might have been favored by the dissociation of gas hydrates. The return time of the investigated MTDs ranges from 1.4 kyr to ~12 kyr in remarkable contrast with that of turbidites, which varies from 50 to 250 yr. The turbidites return time is consistent with the observed return time of $M_w \geq 8.2$ or ≥ 8.8 subduction earthquakes (73 to > 102 yr), implying that turbidites trigger might be related to large earthquakes. The very large MTDs return time is attributed to long-term tectonic deformation processes and mechanical weakening of the margin outer wedge, in response to repeated variations in basal friction and margin extensional/contraction strain over multiple seismic cycles. This process contributes to long-term erosion at non-accretionary convergent margins.

6.1 Introduction

Sediments in subduction trenches are dominantly composed of hemipelagic mud with intercalated coarser-grained gravity-flow deposits such as turbidites (Thornburg and Kulm, 1987). Such deposits mainly originate from major flood discharge and seismically triggered mud and sand flows. Moreover, climatic phenomena such as El Niño events result in extreme rainfalls responsible for major devastating flooding in particular in Ecuador and Peru

(Goldberg et al., 1987). Such events generate large sediment transports inland, and reworked materials are transported offshore by rivers and submarine canyons. The quantity of trench sediment is strongly dependent on the distribution, frequency and activity of major canyons eroding the margin. When linked to major rivers, submarine canyons may lead to construction of large submarine fans and channel-levée systems like within the Hikurangi (Lewis and Barnes, 1999), the Chili (Thornburg and Kulm, 1987; Thornburg et al., 1990) or the South Colombia (Collot et al., 2005) subduction trenches.

Contrastingly, in absence of well-developed canyons river systems to deliver large amount of detrital sediment to the trench, the trench is either sediment-starved or may contain mass transport deposits (MTDs) resulting from submarine slope destabilizations. MTDs are likely tied to tectonic deformation, especially at a convergent margin affected by seamount subduction and subduction earthquakes as exemplified by the large-scale Ruatoria avalanche in New Zealand (Collot et al., 2001) and a submarine landslide that obstructed the trench offshore Paita on the Peru margin (Duperret et al., 1995; von Huene et al., 1989).

Various authors classically used mass-transport and turbidite deposits as markers of the seismic activity (Adams, 1990; Beck et al., 2007; Carrillo et al., 2006; Chapron et al., 1999; Goldfinger et al., 2003). To discriminate seismically-triggered deposits from other types of gravity-driven deposits, Gorsline et al., (2000) assume that classical turbidites involve a lower volume of sediment than earthquake-triggered turbidites, whilst Nakajima and Kanai (2000) base the identification of seismoturbidites on sedimentological criteria such as irregular structure sequences and vertical grain-size fluctuations. Synchronicity over a large area of mass-transport deposits related to multiple source areas was also used by Goldfinger et al., (2003) to demonstrate their seismic origin. At this time, the lack of reliable criteria made the discrimination from gravity-driven and seismically triggered deposits hazardous.

The spatial organization of trench deposits relative to their source, which is important to assess the origin and hence the cause of mass transfer deposits, has been recently studied offshore the Northern San Andreas Fault (Goldfinger et al., 2007). This approach is complicated when local trench sedimentation is obscured or diluted by onshore-derived sediment transported from remote canyons over long distances along the trench. To avoid this situation, we choose to study the sedimentary history of a segment of the Ecuador subduction trench that is isolated from both major onshore sediment sources and lateral transport along the trench by the subducting Carnegie Ridge (**CR**) to the south (Lonsdale, 1978), and the Galera seamounts to the North (Collot et al., 2005) (**Figure 6.1**). This trench segment is of particular interest because it is poorly sedimented (Lonsdale, 1978), contains several MTDs that are studied hereafter, and is associated with a narrow and steep erosional margin (Collot et al., 2002) that has been frequently shaken by great subduction earthquakes during the 20th century (**Figure 6.1, right insert**) (Beck and Ruff, 1984; Kanamori and McNally, 1982; Swenson and Beck, 1996).

The objectives of this paper are -1) to identify recent mass transport deposits (MTD) in the northern segment of the Ecuador trench on the basis of morphology, seismic data and sediment cores; -2) to tentatively date the deposits and estimate their extent, volumes and sources, and -3) to discuss their potential causes by comparing their frequency over the last 20 kyr with well-constrained geological processes operating at different time-scales such as –the last sea-level rise since ~20 kyr, –turbidites frequency over ~5 kyr, and –local earthquakes frequency since ~100 yr. Based on these comparisons, we suggest temporal relationships between the earthquake cycle, turbidites and MTDs, which provide a novel insight into the long-term tectonic processes that shape erosive convergent margins

6.2 Geological setting

The North Ecuadorian active margin is located along the Northwestern South America, where the Nazca plate underthrusts the South America plate eastward with a 58 mm.yr^{-1} convergence rate (Trenkamp et al., 2002) (**Figure 6.1**). In the study area, the Nazca plate consists of 8 to ~15 My oceanic crust formed at the E-W trending Malpelo rift, during the N-S

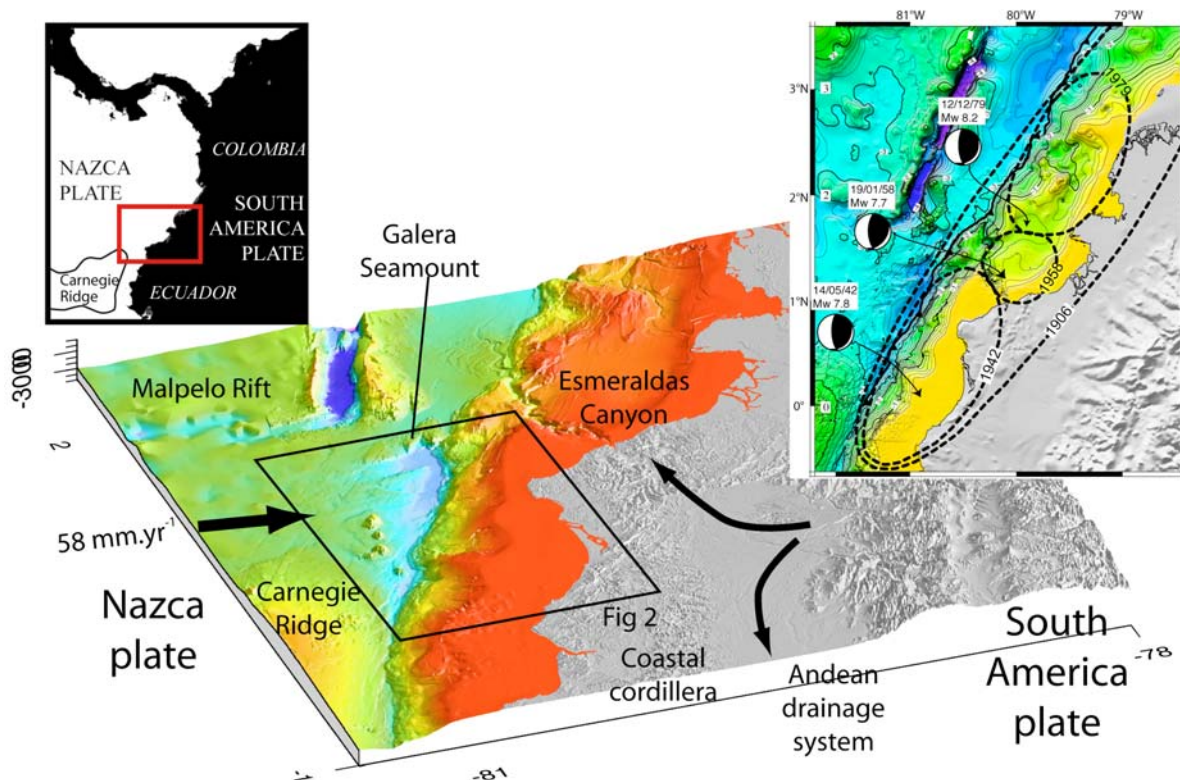


Figure 6.1 : Detailed 3D view of the bathymetry/topography of the North Ecuador - South Colombia arc trench system. The 3D block is obtained from SRTM data onland, and from multi-beam data offshore after the *Amadeus* cruise (Collot et al., 2005). The resolution of the grid is 150m. The thick black arrow indicates the convergence rate between the Nazca and South America plates inferred from GPS study (Trenkamp et al., 2002). (Insert) Rupture zones associated with the four large to great subduction earthquakes of the twentieth century (modified from (Collot et al., 2004)). Rupture zones and focal mechanisms are from (Beck and Ruff, 1984; Herd et al., 1981; Kanamori and McNally, 1982; Swenson and Beck, 1996).

separation of the Carnegie and Malpelo ridges, as inferred from magnetic anomalies (Lonsdale, 2005). The Nazca oceanic crust thickens southward along the trench from a ~7 km-thick crust north of the Galera seamount (Gailler et al., 2007) to a ~12-14 km-thick crust beneath the Northern flank of the Carnegie Ridge (CR) (Sallares et al., 2005). Crust thickening is associated with the southward shallowing of the N-30°E-trending north Ecuador trench from 3900 m near the Galera seamount to less than 3500 m at the CR northern flank (**Figure 6.2**). The inner trench wall, which has been interpreted to undergo subduction erosion (Collot et al., 2002), is characterized by a steep (8°) average slope, a rough morphology and a short (10 to 40 km) trench-coast line distance (Collot et al., in prep). Onshore, the coast is bounded by the Coastal Cordillera. The drainage system from the Andes is presently split into a northward path to the Esmeraldas Canyon and Manglares fore-arc basin, and a southward path to the Gulf of Guayaquil. This drainage pattern has been ongoing since at least the Quaternary as indicated by Pleistocene uplifted marine terraces identified along the coast (Pedoja et al., 2006b). A consequence of these two main sediment pathways is that sediment

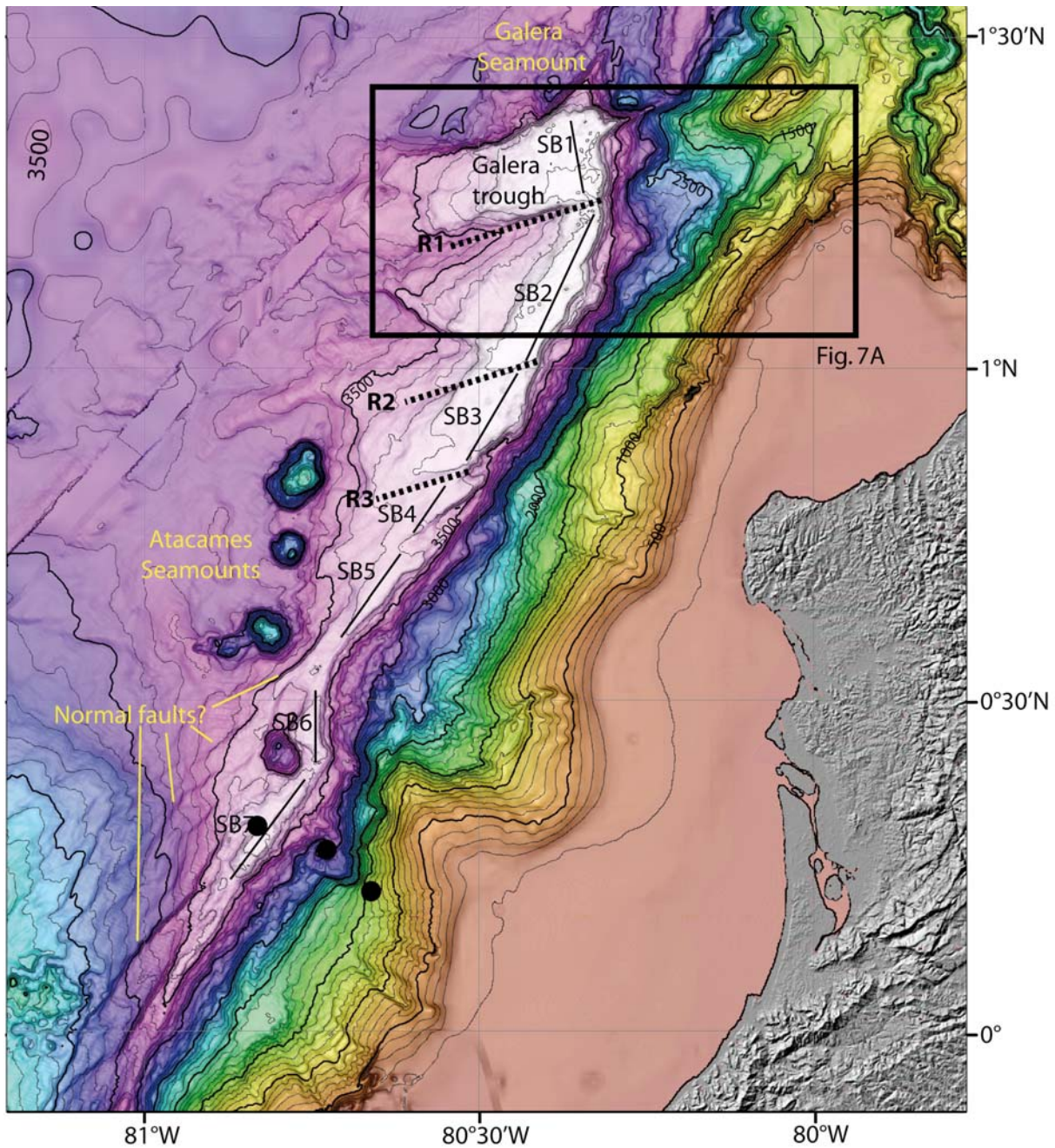


Figure 6.2 : Bathymetric map of the study area obtained from the *R/V l'Atalante* multibeam data (150 m horizontal resolution). Thick isobaths contours every 500 m of water depth; thin contours are every 100 m of water depth. R1 to R3 outline N70° trending structural ridges oblique to the trench. SB are trench sub-basins separated by structural ridges and seamounts

delivered to the trench in the studied area is quantitatively limited, and may derive mainly from the Coastal Cordillera.

The study area is also part of a margin segment that is seismically active. In 1906, one of the greatest subduction earthquakes of the 20th century (Mw 8.8) ruptured the plate boundary northward from the Carnegie Ridge over a distance of 500-km. This rupture zone was reactivated by earthquakes with Mw of 7.8 and 7.7 in 1942 and 1958 respectively in the study area, and by the 1979 earthquake (Mw 8.2) further north in Colombia (**right insert in Figure 6.1**) (Beck and Ruff, 1984; Kanamori and McNally, 1982; Swenson and Beck, 1996).

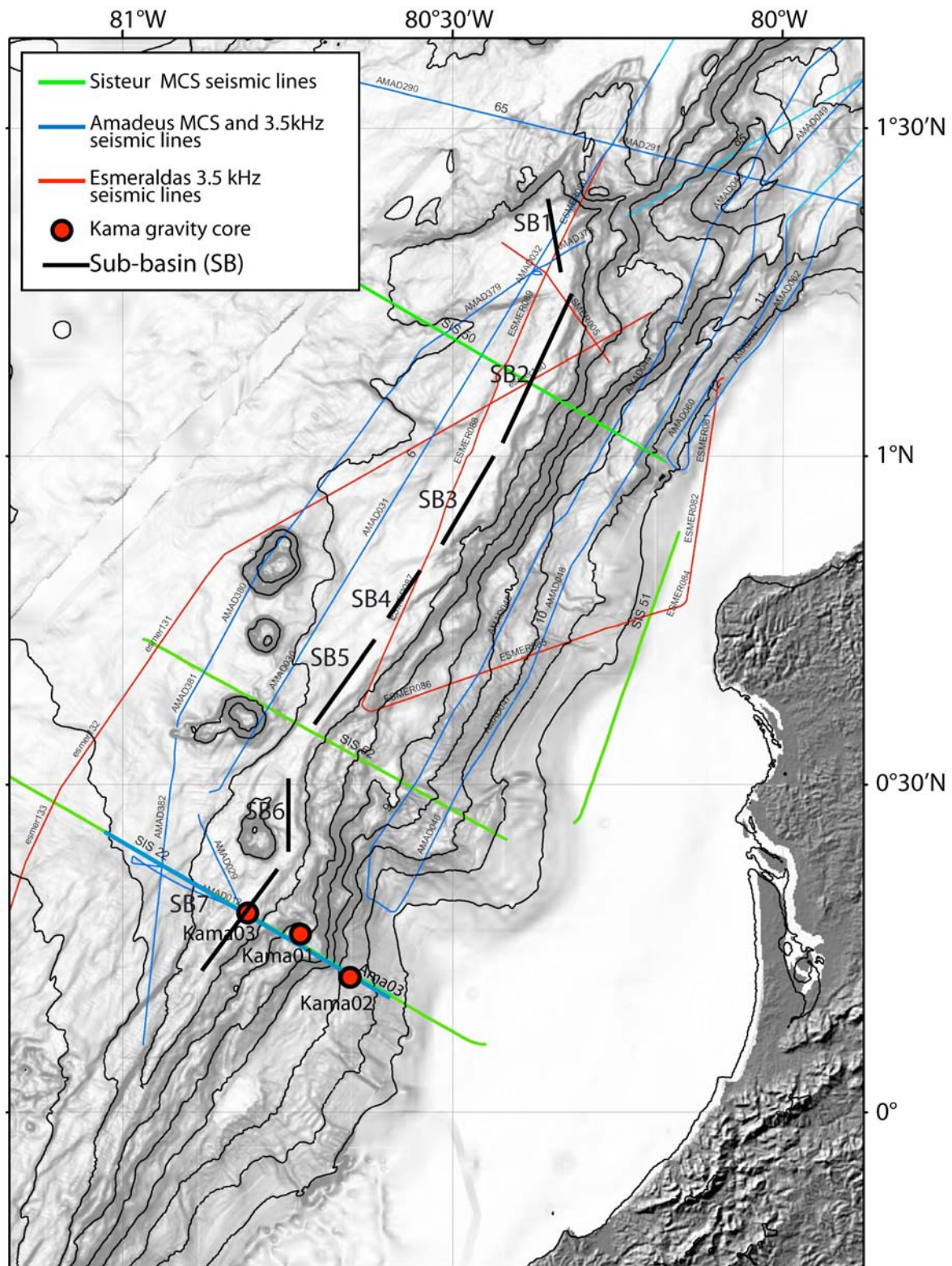


Figure 6.3 : Location map of geophysical and geological data used in this work

6.3 Geophysical and Geology Data

Three surveys have been carried out offshore north Ecuador (**Figure 6.3**): 1) the Sisteur Survey (*R/V Nadir* in 2000), 2) the Amadeus survey (*R/V l'Atalante* in 2005), and 3) the Esmeraldas survey (*R/V l'Atalante* in 2005). Swath bathymetry with 150-m resolution was collected during the Amadeus and Esmeraldas cruises using a Simrad EM12D multibeam system (13 kHz, 162 beams). The data were processed with IFREMER's Caraïbes software. Deep penetration MCS data (SIS lines) have been acquired during SISTEUR cruise using a 45L air gun seismic source and a 4.5-km long, 360-channel streamer (Collot et al., 2002) allowing a maximum vertical resolution of 40 m. Amadeus cruise provided more superficial MCS data (AMA lines) using a set of two 45-ci and 105-ci air guns, combined with a 300 m-long 6-channel streamer, allowing a vertical resolution of 15 m (Collot et al., 2005). Moreover, Chirp high-resolution seismic-reflection data was acquired using the Raytheon PTR 3.5 kHz sub-bottom profiler during Amadeus (AMAD lines) and Esmeraldas (ESMER lines) cruises which theoretical vertical resolution is 10 cm.

Gravity cores (Kama) were collected during the Amadeus cruise using a Kullenberg corer. Cores were cut into 1-m long sections, then split for visual descriptions and photographs at Geosciences Azur (Villefranche-sur-Mer). Grain size measurements were performed using a COULTER Laser granulometer. X-ray radiographies of split core have been made with D.G.O's SCOPIX system (University of Bordeaux I (Migeon et al., 1999)). Particular attention was paid to coarser terrigenous layers, and to possible liquefaction structures. Finally, we have dated foraminifers (*Neogloboquadrina dutertrei* and *Neogloboquadrina pachyderma*) sampled in cores using ^{14}C accelerator mass spectrometry datings. Samples collected in cores Kama 01 and Kama 02 were dated by the French dating program *Artemis*, whilst samples from core Kama 03 were dated in GNS – New Zealand.

6.4 Data description

6.4.1 The trench and outer trench wall

We will first describe the trench morphology, structure and content as it represents a sink for recent MTDs. The margin slope, considered as the potential source for most MTDs, will be described next.

a) Morphology and structure

The studied Ecuador trench segment consists of seven up-to 19 km-long and, 5 to 15 km-wide, sub-basins (**SB**) with a flat to irregular seafloor (**Figure 6.2**) that deepens unevenly northward from 3.6 to 3.9 km of depth. Sub-basins are structurally separated by one of the Atacames seamounts (**Figure 6.2**) or by ENE-trending, morphologic lineaments oblique to the trench (R1-R3 in **Figure 6.2**). The lineaments consist of ridges up to 350 m-high (**R**), and normal faults that offset vertically the acoustic basement of the oceanic crust (R1 in **Figure 6.4**). Other morphologic scarps up to 400-m high trend N30°E, sub parallel to the trench

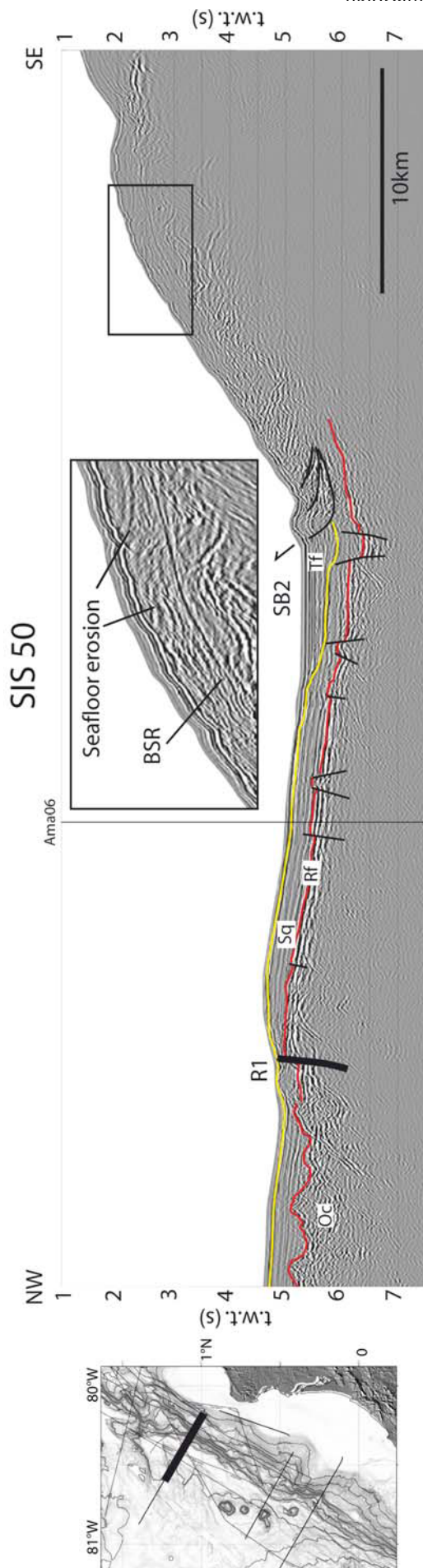


Figure 6.4 : Multichannel seismic reflection line SIS 50 across the north Ecuador margin and trench. Location is in Fig. 3. Oc: Oceanic crust, Rf, seismic reflector at the top of the oceanic crust, Sq: Pelagic / Volcano-sedimentary cover of the Nazca plate, Tf: Trench fill mainly hemipelagic and turbidites, R1: Structural Ridge associated with a basement fault. Insert: Shallow reflectors are truncated at the seafloor, attesting for seafloor erosion. A Bottom Simulating Reflector (BSR) outcrops gas hydrates in shallow sediment

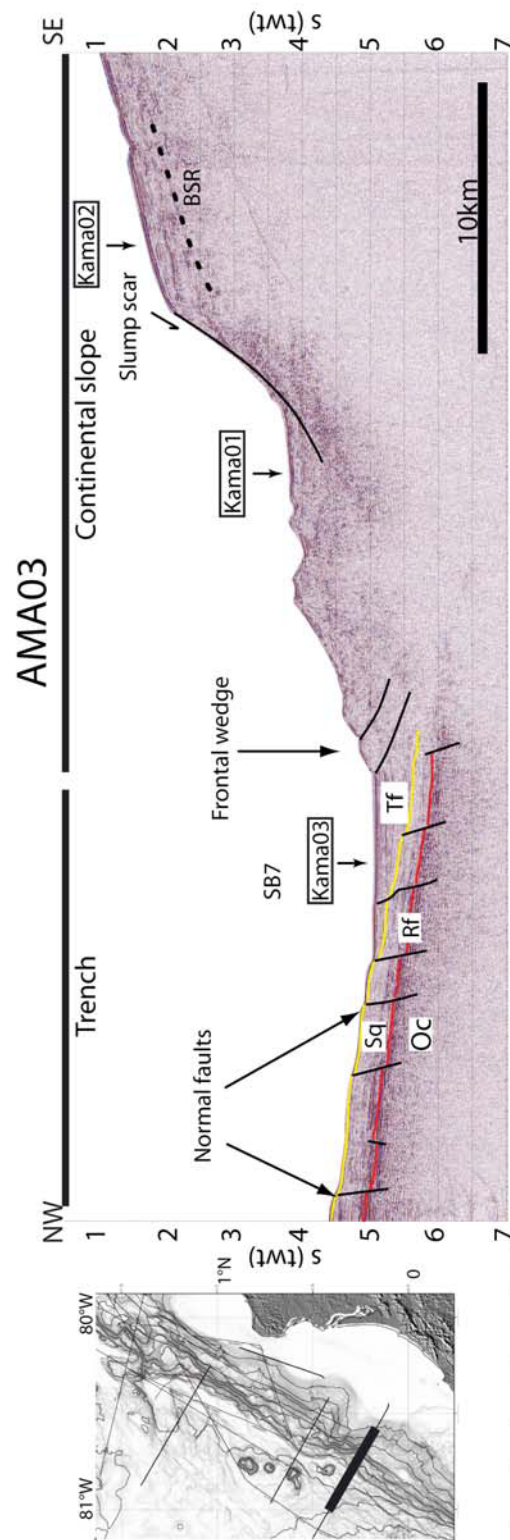


Figure 6.5 : Seismic reflection line AMA 03 across trench sub-basin 7 and the lower slope re-entrant, which is characterized by a ~1500 m-high slump scar, and a wedge of chaotic deposits. Kama 01 - 03 are the sedimentary cores collected across the transect. Location is in Fig. 3 Oc: oceanic crust, Rf, seismic reflector at the top of the oceanic crust, Sq: Pelagic / Volcanosedimentary cover, Tf: Trench fill sediment

. According to seismic reflection data the scarps are interpreted as normal faults (**Figure 5**) related to plate bending. The faults locally cut through sub-basins. Sub-basin 1 (Galera Trough; **Figure 6.6A and 6B**), sub-basin 2 (**Figure 6.6C**), and sub-basins 6 and 7 form morphological sinks for the most recent deposits. In contrast, sub-basins 3, 4, and 5 coincide with a gentle seafloor rise that forms a saddle in the trench at 3670 m of water depth, and shows tectonically deformed sediment (SB3 in **Figure 6.6C**). The trench saddle is shallowest (3650 m) between SB5 and SB6 (**Figure 6.2A**). The Galera trough appears as a 20x14 km sub-rectangular structurally-controlled basin bounded northward by the 1200-m high wall of the Galera seamount, and southward by the faulted ridge R1 (**Figure 6.7A and B**). Although linear, the ridge's northern flank exhibits a 7x2.5 km large and up to 300 m-high indentation that we interpret as a slope failure scar (S1 in **Figure 6.7A and B**)

b) Seismic units and their sedimentary nature

On a large scale, seismic reflection line SIS 50 that cuts across sub-basin 2 (**Figure 6.4**) revealed two main superposed sediment sequences: a 0.5 stwt-thick, highly reflective, subhorizontal trench fill (tf in **Figure 6.4**) onlapping a 0.3-0.4 stwt-thick well-stratified sequence (sq in **Figure 6.4**). Sequence sq dips gently landward and drapes the top of the oceanic crust characterized by a strong amplitude reflector (Rf in **Figure 6.4**). In the Galera trough, where the trench is the deepest, the total sediment thickness reaches 1.4 stwt, and comprises three sedimentary sequences (us, ms, ls in **Figure 6.7C**) separated by unconformities. Lower sequences ms and ls show evidence of tectonic deformation, whereas us, which is only 0.12 stwt (~ 90 m) thick is not affected at the scale of the MCS data (**Figure 6.7C**).

The high-resolution Chirp data allows discriminating shallow mass-transport deposits from hemipelagic and turbidite deposits on the basis of their acoustic facies calibrated with core sampling. Outer trench wall deposits are characterized by well-stratified and poorly reflective echofacies (**Figure 6.8A**). This facies extends over the Carnegie Ridge, where IODP site 1239 recovered carbonate ooze with some ash layers (Blum et al., 2002). We therefore interpret this facies as dominantly pelagic deposits.

Trench axis deposits exhibit well-stratified, strongly reflective high-frequency facies interbedded with transparent facies units (**Figure 6.8B**). Core KAMA03 collected within sub-basin 7 (**Figure 6.3**) recovered deposits corresponding to the strongly reflective, high-frequency facies in the trench. The dominant lithology of the beds consists of monotonous greenish-brown hemipelagic silty clay, poorly bioturbated, with very few sedimentary structures (**Figure 6.8C**). Fragments of wood and oxides are also present, as well as pelagic and benthic foraminifers corresponding to a characteristic ~200 µm peak in grain size distribution (**Figure 6.8C**). A second lithology interbedded within the hemipelagic silty clay on centimeter-to-decimeter scale, consists of coarser and darker material. Coarser layers display sharp erosive basal contact and grade upward into silty clay. Coarser material has median grain size of 70 µm. The sharp erosive contact and the normal grading indicate that these deposits are turbidites (Bouma, 1962). In addition to visual identification of turbidites, many fine-grained, dark laminae also interpreted as turbidites were revealed by the X-ray images. (**Figure 6.8C**). Grain size distribution at the base of turbidites shows well-sorted coarse material (40% of clayey silt, and ~30% of silt). According to Kama 03 core sampling, the well-stratified, strongly reflective acoustic facies of the trench fill deposits is interpreted as hemipelagic sediment inter-bedded with approximately ~30% of turbidites. The transparent to semi-transparent acoustic facies of units deposited in the trench allows characterizing eight

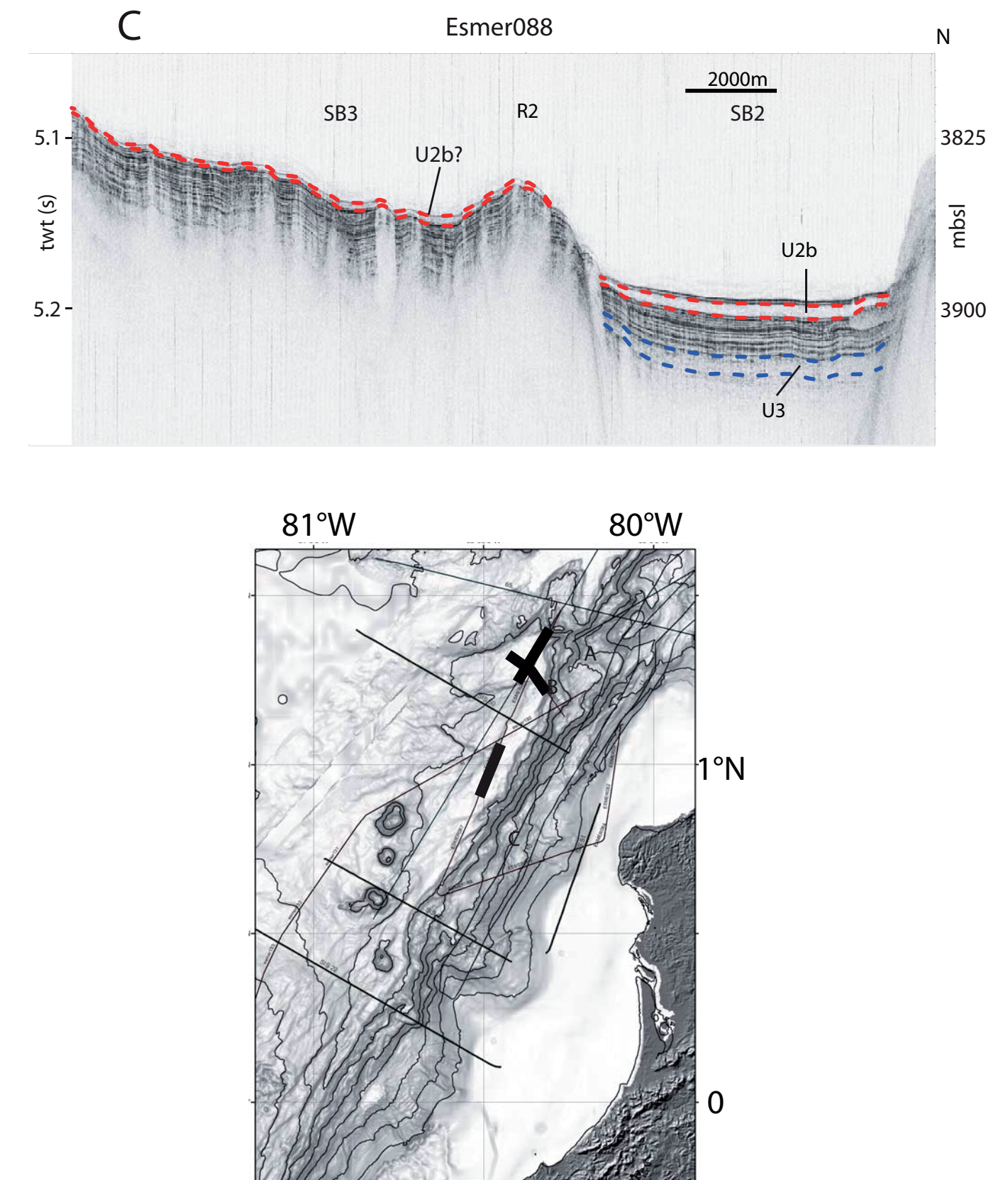
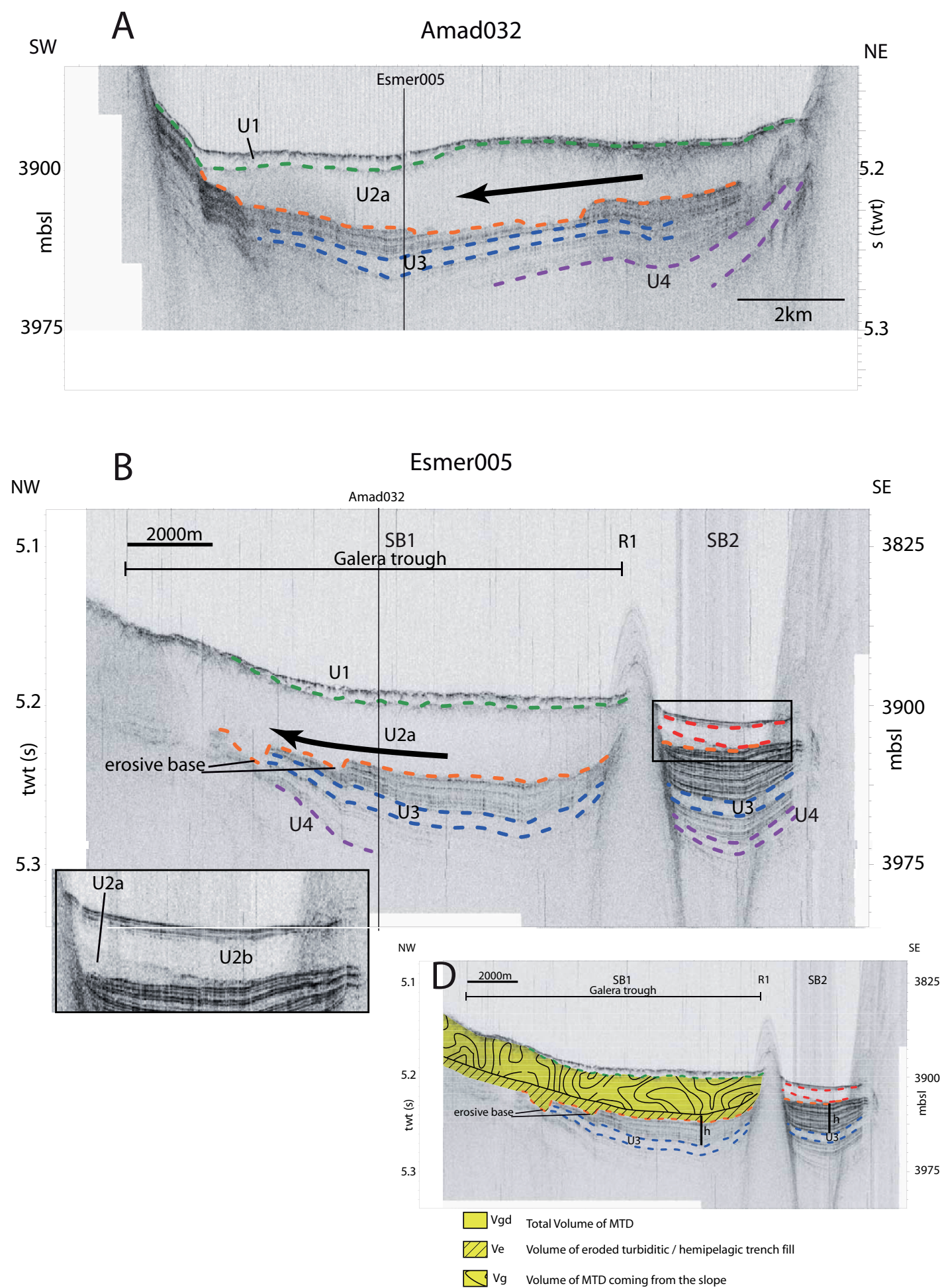


Figure 6.6 : 3.5 kHz seismic lines within the trench sub-basins SB1 to SB3 showing the sequence of 5 transparent units U1 to U4 interpreted as MTDs, separated by well stratified deposits interpreted as hemipelagic / turbidite deposits. Line Amad032 (A) crosses only the Galera Trough parallel to the trench. Line Esmer005 (B) shows the presence of the MTDs in both the Galera Trough and SB2. The inset in sub-basin 2, shows sedimentary bodies U2a and U2b with different acoustic facies. U2b immediately overlies U2a suggesting in-sequence events. Black arrows on A and B show the transport direction of MTD U2a inferred from basal scours morphology. Line Esmer 088 (C) along trench sub-basins SB2 and SB3, although MTD U2b deposited dominantly in sub-basin 2 where it is covered by a veneer of recent sediment, U2b may have deposited as a thin layer in sub-basin 3. U3 is well identified in sub-basin 2, but can hardly be followed southward from R2. The schematics (D) indicates how the estimated volume of eroded sediment incorporated into Unit 2a was calculated. Vgd is the total gross volume of U2a deposit. As no erosion occurs at the base of U2b in SB2, we assumed that the same thickness of hemipelagic sediment deposited in SB1 and SB2. We then used the thickness h of hemipelagic sediment deposited over U3 prior to U2b, to estimate the amount of eroded hemipelagic / turbidite sediments V_e incorporated within V_{gd} during emplacement of U2a. $V_g = (V_{gd} - V_e)$ represents the gross volume of sediments failed from the margin, west of R1.

seismic units: U1 to U4 within sub-basins 1 to 3 and US1 to US3 within southern sub-basin SB7. Based on their dominantly transparent echo facies, these units are classically interpreted as MTDs (Canals et al., 2004; Lastras et al., 2004):

- U1 and U2a are both characterized by a semi-transparent low-amplitude chaotic facies with a hummocky top surface. Unit U1 can be recognized only in the Galera trough and is up to 7 m thick (**Figure 6.6A and B**). Unit U2a exhibits irregular upper and lower surfaces, the lower being clearly erosive on hemipelagic sediment and shows asymmetric basal scours (**Figure 6.6A and B**). Mean thickness of U2a is 30 m in the Galera trough, and reaches a maximum of 50 m in its center (**Figure 6.6B**). Southward from R1, in sub-basin 2, the unit is lens-shaped and is only up to 15 m-thick (**Figure 6.6B - insert**).
- U2b has regular and sharp lower and upper boundaries (**Figure 6.6B and C**). The base of the unit is outlined by a high amplitude reflection. The unit is identified only in sub-basins 2 and 3. Its thickness decreases from 15 m on the flank of R1 (**Figure 6.6B**) to 8 m near R2 (**Figure 6.6C**). Farther south, U2b might be interpreted as a 2 m-thick unit draping conformably R2 and sub-basin 3 (**Figure 6.6C**).
- U3 seems concordant with both underlying and overlying strata. Its thickness is nearly constant (~10 m) in the Galera trough and in sub-basin 2 (**Figure 6.6A, B and C**). It is however difficult to follow the unit southward from R2 beneath sub-basin 3, where transparent, subvertical bodies mask the reflectors (**Figure 6.6C**).
- U4's boundaries are not clearly defined because of poor seismic penetration, however the unit seems conformable with both underlying and overlying hemipelagic strata. Its average thickness is about 11.5 m, increasing towards the centre of the Galera trough, (**Figure 6.6A**). U4 is also located in sub-basin 2, where it is only ~6.5 m thick (**Figure 6.6B**).
- US1, US2 and US3 units are identified in sub-basin 7 and exhibit transparent facies (**Figure 6.8**). Their lower boundaries do apparently not erode the underlying deposits, and their upper limit is regular. Their maximal thickness is 2.1 m, 5.7 m, and 8.1 m respectively. These units are interbedded with deposits with a facies similar to the hemipelagic / turbidite trench fill. The lack of chirp data between sub-basins 3 and 7 (**Figure 6.3**) prevents however direct correlation between US1-US3 units and units described beneath sub-basins 1 to 3.

In conclusion, in the north Ecuador trench, 5 MTDs (U1-U4) are stratigraphically recognized in sub-basins 1 to 3, and 3 within sub-basin 7. In between, no MTD is recognized

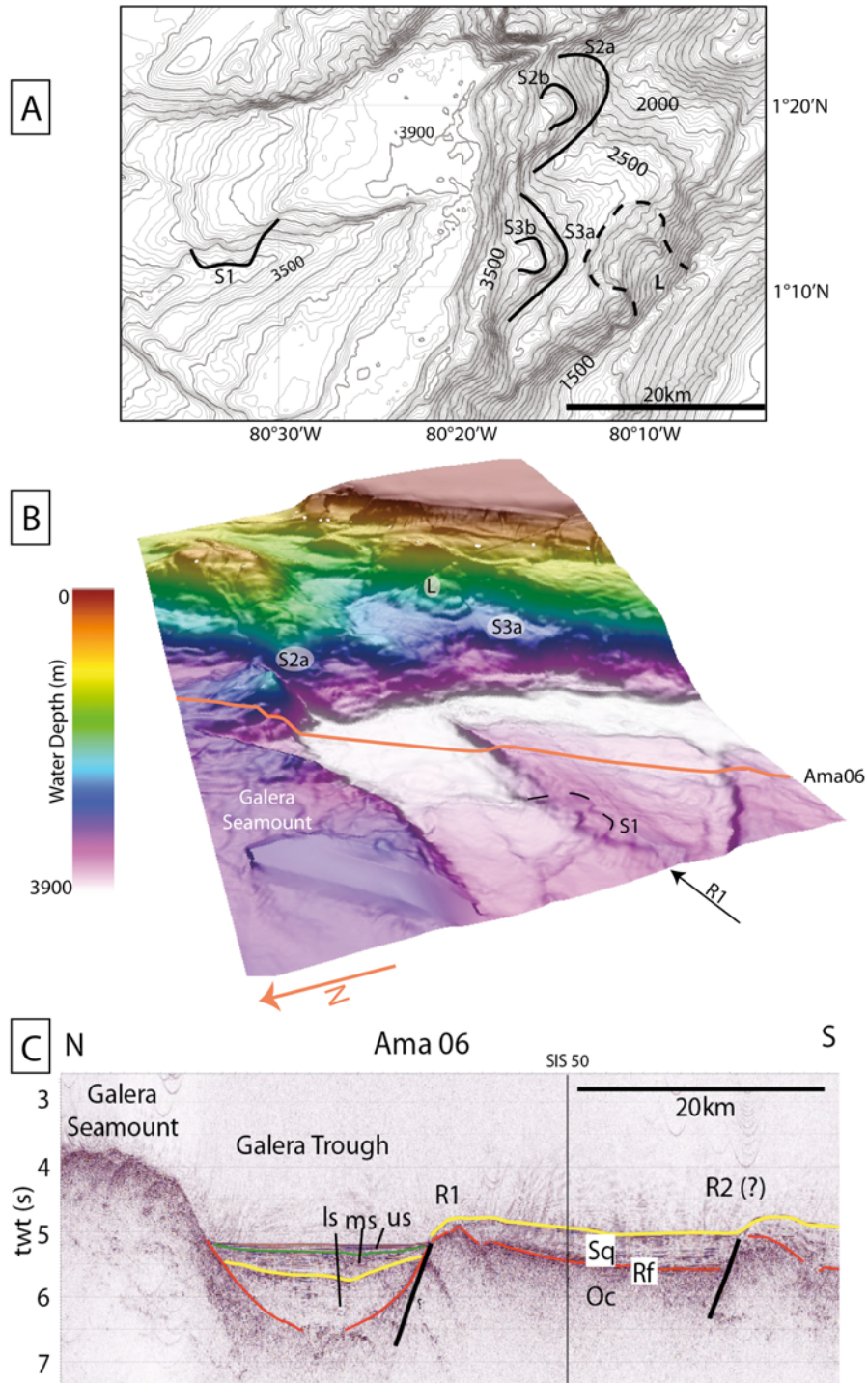


Figure 6.7 : A and B: 3D view and map of the continental slope and trench showing the slope failure scars used for volume estimation and potential sources of MTDs in the trench. S1 is located on the outer trench wall on the flank of the Ridge R1. S2a and S2b are both located on the lower slope and exhibit imbricated smaller scale S2b and S3b at their base. Thin isobath lines are every 20 m whilst bold isobath lines are every 100 m **B)** Trench-parallel, seismic reflection line Ama 06 on the outer trench wall showing the segmentation of the Nazca Plate and the sedimentary infill of the Galera Trough. Oc: Oceanic crust, Rf: top of the oceanic crust, Sq: Pelagic / Volcanosedimentary cover, Tf: Trench fill sediment, R: Structural Ridge, us: upper sequence, ms: middle sequence, ls: lower sequence.

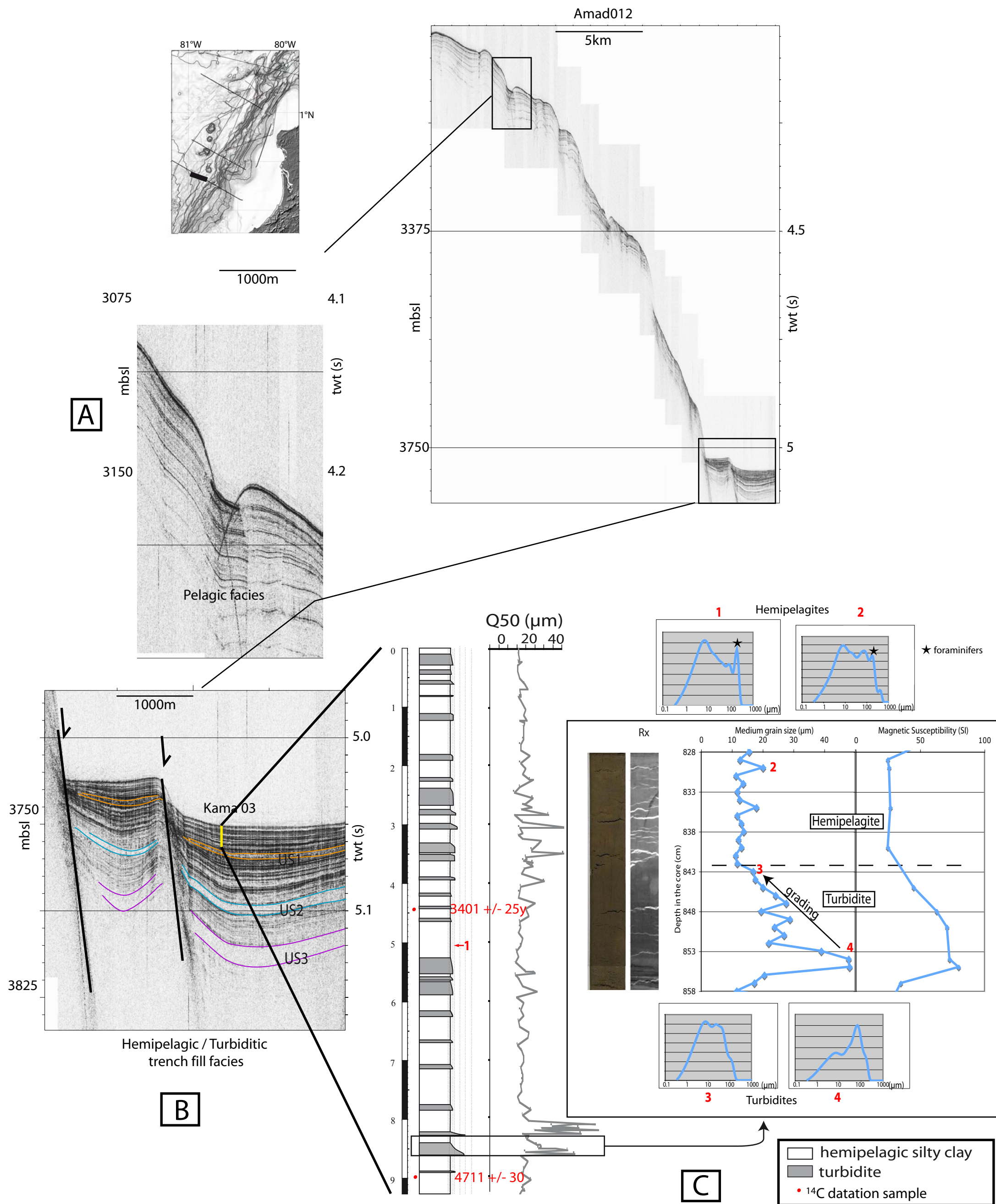


Figure 6.8 : 3.5kHz Amad012 seismic line across trench sub-basin 7 showing : (A) well-bedded poorly reflective Pelagic facies on the outer-trench slope, and (B) well layered, highly reflective seismic facies in the trench deposits. (C) Gravity core Kama03 interpreted from granulometry, visual description and X Ray views (Rx). Turbidites (grey in interpreted column) are graded upward, and exhibit a dark Rx facies at their base (coarser material), and lighter Rx facies upward (fine grained material). Hemipelagic lithology (white in interpreted column) is outlined by a poorly sorted grain size distribution (C1-2) exhibiting a secondary 200 μm peak representing foraminifers, whilst turbidite lithology (C3-4) show well sorted grain size distribution with no 200 μm peak. Two ¹⁴C dating were obtained on foraminifers samples : 3401 ± 25y BP at 4.47m below the seafloor, and 4711 ± 30y BP at 8.95m below the seafloor.

in the trench saddle zone associated with sub-basins 4 to 6 because of the absence of seismic data.

6.4.2 The continental slope

The continental slope overhanging the North Ecuador trench sub-basins is of major importance as its morphology and structure provide constraints on slope stability and further allows to investigate the spatial origin and occurrence mechanisms for the MTDs preserved in the trench.

a) Morphology

The overall morphology of the area exhibits a relatively narrow (~35 to ~75 km-wide) and steep margin (5° to 7.5° average slope), characterized by a rough morphology. The continental slope can be divided into two main morphological domains from shallow to deep water (**Figure 6.2**):

The *upper slope* is defined by water depth ranging from 200 to 1500 m. It exhibits a steep slope (~7°) affected by up to 7.5 km-wide spoon-shaped scarps northward from 0°50'N whilst the upper slope is smoother southward (3.5-5.5°). Some gullies incise the upper slope. A 22 km-wide re-entrant located between 0°20'N and 0°30'N affects the upper slope, breaches the shelf break, and bounds a 20-25 km-wide promontory on its southern flank.

The *lower slope* extends from 1500 to 3900 m of water depth. North of latitude 1°N, the transition between upper and lower slopes is outlined by 30 km-wide, semi circular, 2000-2600 m-deep terrace (**Figure 6.7A and B**) bounded by a scarp inferred to have been active lately, as evidenced by the presence of 5 km-large lobate body interpreted as a MTD (L in **Figure 6.7A and B**). Southward, (0°45'N to 1°N) the terrace is continued by a 30 km-wide linear scarp that is up to 2000 m-high and 27° steep (**Figure 6.2**). This feature likely represents the major head scarp of slope failures. Beneath the terrace, the slope is affected by two semi-circular slope failure scarps, 10 to 12 km-large and 800 to 1000 m-high (S2a and S3a in **Figure 6.7A and B**). Smaller-scale indentations up to 200 m high are imbricated at their bases (S2b and S3b respectively on **Figure 6.7B**). The smaller scarps exhibit a sharper indentation than the larger ones, implying they are younger than the large scarps S2a and S3a. The presence of several generations of imbricate scarps of different sizes is of critical in the attempt to correlate the scarps with MTDs.

The southernmost part of the lower slope (0°10'N to 0°25'N) is characterized by three semi-circular connected scarps. The scarps are 5-6 km wide and up to 1500 m high and are characterized by a slope angle that can reach 30°. The scarps, facing the southernmost Atacames seamount located in the trench, outline a re-entrant that we name the Atacames re-entrant. Its linear base implies that the associated slope failure is old because sediment have re-accreted to the margin toe.

All the slope scarps described above are considered potential sources for the MTDs identified in the trench.

b) Margin structures, seismic units and their sedimentary nature

The slope deposits on line SIS 50 exhibit gently seaward dipping reflectors with medium amplitude and frequency. They are truncated at the seafloor (**Figure 6.4- zoom**), suggesting that the slope deposits are undergoing erosion. A reflector mimicking the seafloor morphology cuts through the slope reflectors at a depth of 0.5 stwt below the seafloor. It is interpreted as a Bottom Simulating Reflector (BSR), attesting of the presence of gas hydrates

within slope deposits (Kvenvolden, 1999) on both lines SIS 50 (**Figure 6.4 – zoom**) and AMA03 (**Figure 6.5**).

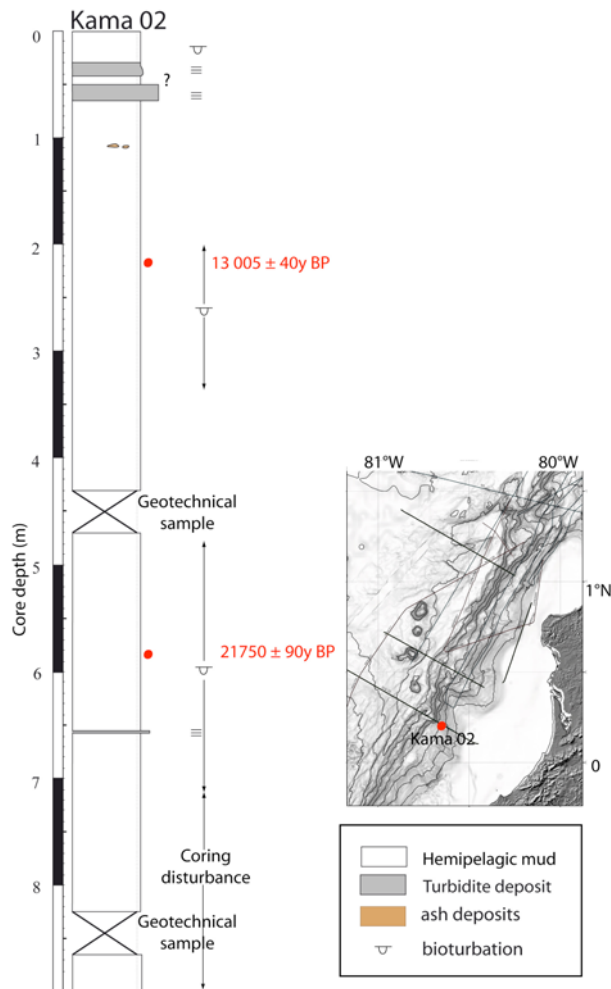


Figure 6.9 : Synthetic log of core Kama02 collected on the upper margin slope unaffected by slope failures. The core consists of homogeneous and monotonous hemipelagic sediment, with only three turbidites. Two ^{14}C dating on foraminifers samples indicate 13005 ± 40 yr BP at 2.15 m below the seafloor, and 21750 ± 90 yr BP at 5.84 m below the seafloor.

Seismic line AMA03 (**Figure 6.5**) shows a section of the margin across the Atacames re-entrant. The seismic unit draping the upper slope consists of well-bedded and continuous reflectors gently dipping seaward, parallel to the seafloor. This unit sampled by core Kama02 at 1315 m of water depth, upslope from the Atacames re-entrant, consists of homogeneous greenish-brown fine-grained silty clay (mean $Q_{50} \sim 8 \mu\text{m}$) (**Figure 6.9**). It is foraminifers-rich and bioturbated almost along the whole section. Three beds with laminae that could be interpreted as turbidite or bottom current structures are present along the whole core. Kama02 sediments are interpreted as being mainly hemipelagic slope deposits. Two ^{14}C datings made on pelagic foraminifers (**Figure 6.9**) revealed that the upper slope sedimentation decreased from 0.42 mm.yr^{-1} to 0.17 mm.yr^{-1} since ~ 13 kyr (**Figure 6.13**).

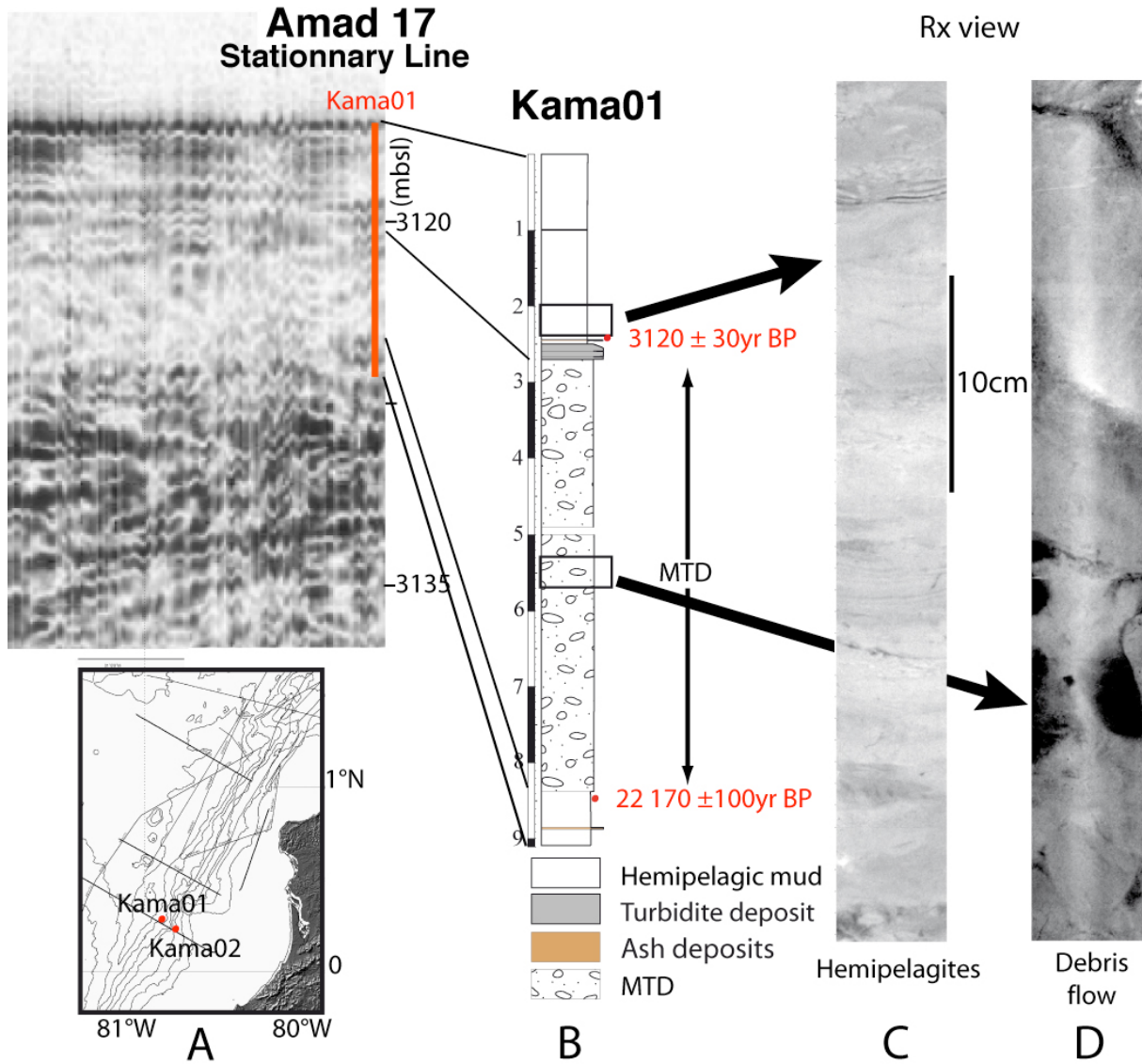


Figure 6.10 : (A) Stationary 3.5kHz seismic line on the chaotic wedge ensconced within the lower slope reentrant cut by seismic line AMA03 (**Figure 6.5**). The 3.5 kHz data acquired on a pounded basin overlying the wedge show shallow stratified reflectors of moderate amplitude, overlying a unit with a transparent acoustic facies underlain by a reflective unit. The three seismic units correlate with core Kama01. (B) The top of the core consists of hemipelagic sediments as inferred from Rx view (C), whilst the middle part is composed of a debris flow comprising decimetric mud clasts (D). The lower part is similar to the upper part. Two ^{14}C dating on foraminifers samples indicate $3401 \pm 25 \text{ yr BP}$ at 2.39 m below the seafloor, and $22170 \pm 100 \text{ yr BP}$ at 8.48 m below the seafloor.

The hemipelagic slope deposits are sharply truncated by the ~1500 m-high slope failure scarp. The wedge that extends from the base of the scarp to the front of the margin is 1.5 twts thick and shows chaotic reflectors revealing a MTD. A small slope basin that overlies the MTD was sampled by core Kama01 (**Figure 6.10**). The core contains three distinctive sedimentary units. The top unit consists of hemipelagic silty clay with few interbedded turbidites (**Figure 6.10C**) similar to those observed in core Kama03 (**Figure 6.8C**). The previous unit overlays a chaotic sedimentary unit including by mud clasts, up to 10 cm in diameter, scattered in a silty clay matrix (**Figure 6.10B and D**) that we interpreted as a debris flow. The basal unit that underlies the debris flow exhibits a lithofacies similar to the one from the top unit, containing mainly hemipelagic silty clay.

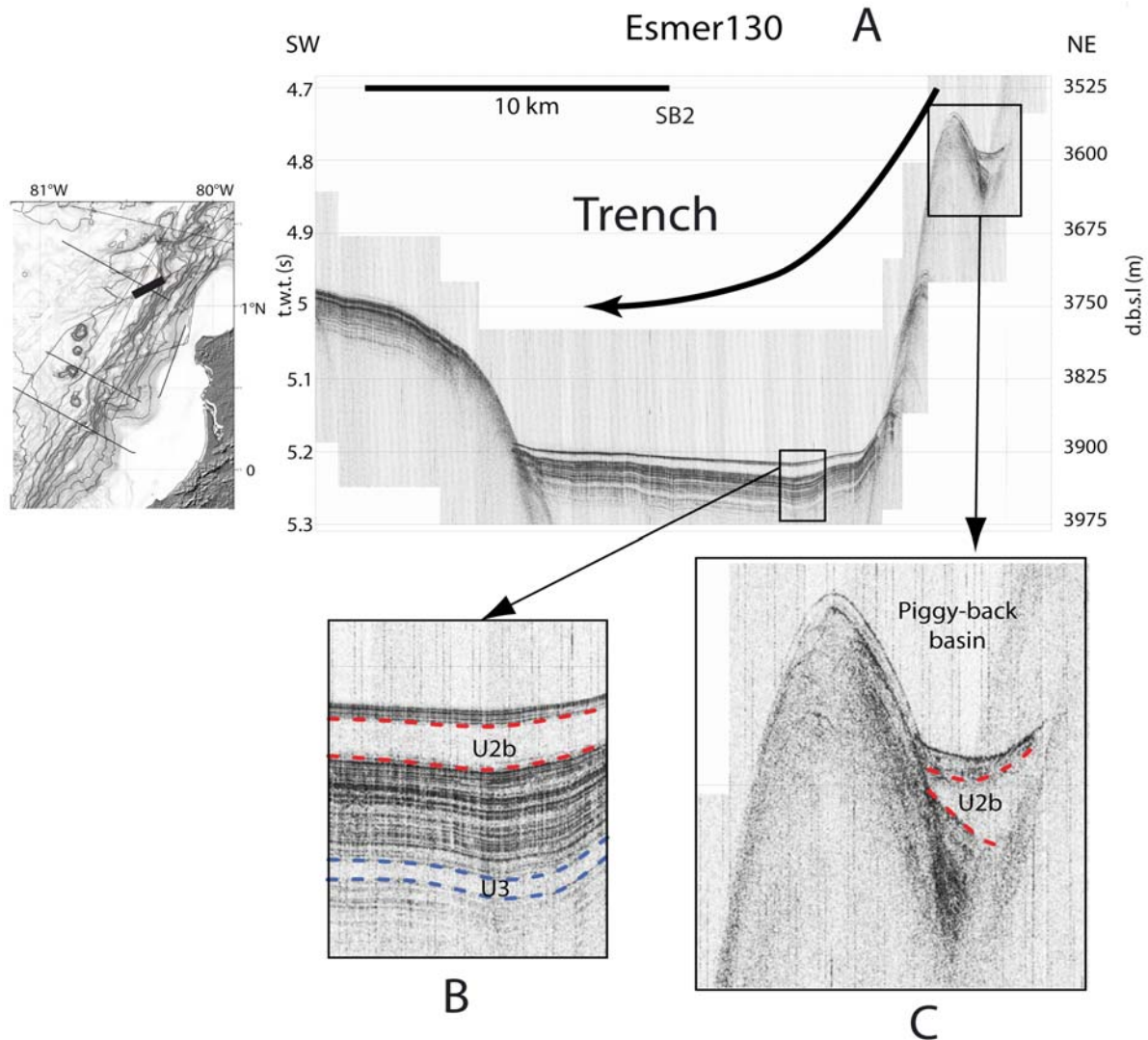


Figure 6.11 : (A) 3.5 kHz seismic line Esmer130 across trench sub-basin 2 and lower margin slope. This line shows MTDs U2b and U3 intercalated with well stratified hemipelagites and turbidites. The black arrow shows the transport direction inferred from the presence of unit U2b that deposited synchronously within the trench (B) and a piggy-back basin behind the frontal ridge (C).

One ^{14}C dating made within the hemipelagic cover of the MTD gives a 0.77 mm.yr^{-1} sedimentation rate since $3\,120 \pm 30 \text{ yr}$ (**Figure 6.13**), and dates the MTD to $\sim 3\,160 \pm 30 \text{ yr}$. A second dating performed in the sediment underlying the debris flow dates the hemipelagic deposits to $22\,170 \text{ yr}$ (**Figure 6.10B**). Considering the hemipelagic sedimentation rate as

constant over the 22 kyr time period , the debris flow likely eroded at least ~24 m of the underlying deposits during its displacement.

In the study area, the base of the lower slope is locally outlined by a frontal ridge, as shown by seismic line SIS-50 (**Figure 6.4**). On Chirp line Esmer 130 (**Figure 6.11**), the frontal ridge is associated with a perched piggy-back basin characterized by syntectonic, landward dipping, growth strata (**Figure 6.11C**). A unit with a transparent acoustic facies similar to unit U2b identified in the adjacent trench sub basin (**Figure 6.11B**) overlies the unit of growth strata, and is in turn overlain by up to 5.4 m of stratified sediments. The similar succession of facies identified in the piggy-back basin and in the adjacent trench sub basin, implies that U2b deposited synchronously in both basins and necessarily originated from the margin slope.

6.4.3 Volumes estimations of MTDs and slump scars

Estimating MTDs volumes in the trench basins, and slump scars volumes on the slope is a prerequisite to discuss the geographic origin of the failed material identified in the trench. MTDs derived from the scarps overhanging the 2000-2500 m deep flat terrace, should dominantly have trapped on the terrace, as revealed by sediment lobe L in **Figure 6.7A**. We will therefore focus on volume estimations of slump scars located exclusively near the toe of the lower slope (S2 and S3 in **Figure 6.7**).

During transport, MTDs incorporate large amount of water, thus increasing the volume of the deposit compared to the initial volume of the slump sediment. In order to compare positive volume of the MTDs with negative volume of slope scars, both gross volumes need to be compacted to zero porosity net volumes, representing the volume of particles without interstitial water.

The first step was to calculate the gross volumes of both slump scars and MTDs. We calculated the slump scars volumes by subtracting the present-day Digital Terrain Model (DTM) of the bathymetry from the reconstructed pre-failure bathymetry. As pre-failure morphology is difficult to constrain, we assumed an 30% error on gross volumes estimates. Gross volume of MTDs were derived from isopac maps computed on the basis of the seismic units distribution (**Figure 6.12**), and assuming a 1500 m.s^{-1} seismic wave velocity. Errors on gross volumes of MTDs were calculated using the same method as described in (Collot et al., 2001) (see **Table 6.1** captions for detail). A potential additional source of error relates to sediment incorporation into the MTD by basal erosion, during transportation. We quantified the amount of sediment incorporated into Unit U2a during its transportation to correct U2a final gross volume (See explanations in **Figure 6.6D**)

The second step was to convert the calculated Gross Volumes into Net Volumes. We assumed a mean porosity of 60% for slope sediments, based on porosity measurements made on similar deposits during ODP Leg 204 conducted on the Cascadia continental margin (Riedel et al., 2006). We assumed an average 75% porosity for MTDs, on the basis of porosities measured within superficial debris flows cored during DSDP leg 64 offshore California (Curry et al., 1982) and ODP Leg 170 offshore Costa Rica (Kimura et al., 1997). Volumes of MTDs and slump scars are summarized in **Table 6.1** and **Table 6.2**, respectively.

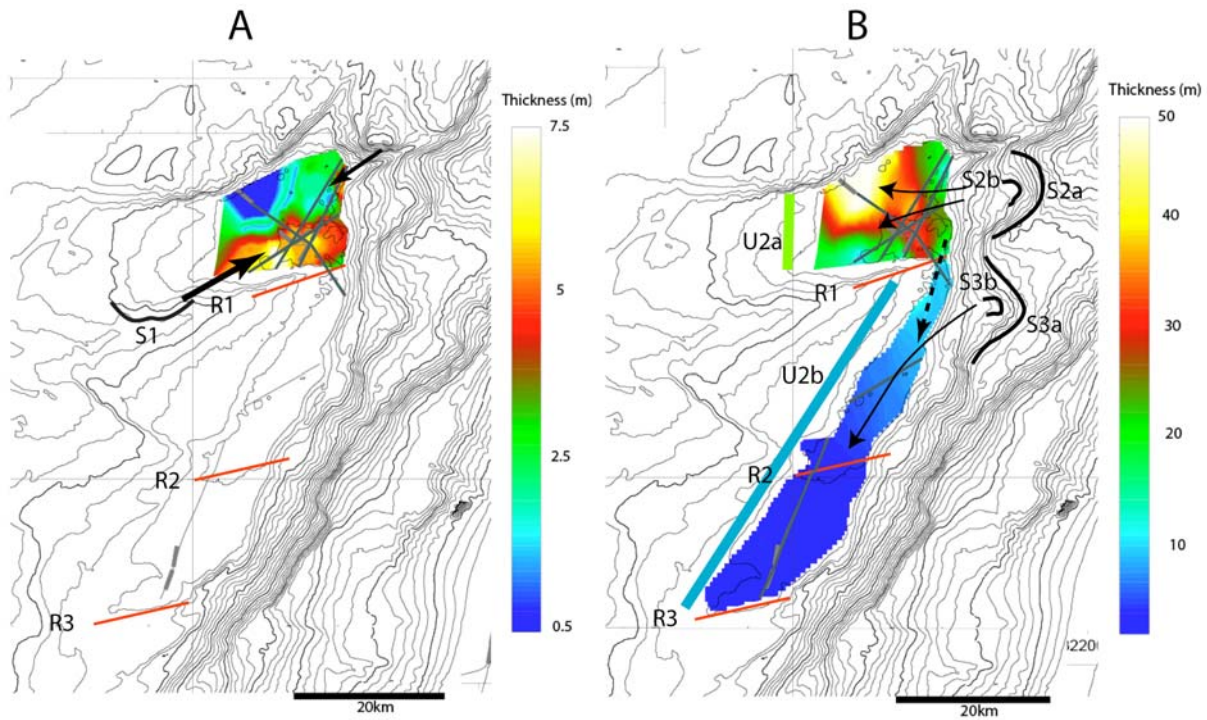


Figure 6.12 : Isopach maps of units U1 (A), and U2a and U2b (B). Straight grey lines represent seismic lines used to construct the isopach maps. Black arrows indicate possible sources areas of deposits. Black dashed arrow in (B) suggests the possibility of U2b to have over flown ridge R1.

6.4.4 Dating of MTD and turbidites

The limited penetration and coverage of seismic data prevents a good correlation of MTDs between trench sub-basins 1-2 and sub-basin 7. So, correlating MTDs along between these trench sub-basins may be achieved through their respective ages.

a) Methodology for Dating MTDs

Dating each MTD in the trench requires estimating a mean sedimentation rate of the hemipelagic / turbidite deposits, and measuring the thickness of hemipelagic / turbidite deposits from the top of each MTD to the seafloor. A mean sedimentation rate of 2.1 mm.yr^{-1} was estimated from core Kama03 where two ^{14}C datings were obtained in the middle section and at the base of the core (**Figure 6.13** and **Table 6.3**).

Unit	Gross Volume (km ³)	Block sizes X(km)xY(km)x Z(m)	Block sizes errors X(km)xY(km)x Z(m)	Gross volume errors (%)	Gross volume of eroded part (km ³)	Porosity (%)	Net Volume (km ³)	Net Volume errors (km ³)
U1	0,81	16x14x3,6	1x1x1	41,00	?	75,00	0,20	0,08
U2a	5,85	16x14x26,1	1x1x2	21,00	2,07	75,00	1,46	0,31
U2b	1,60	42x5x7,6	1x1x2	48,00	?	75,00	0,40	0,19
US1	0,10	14,3x3,1x2,2	1x1x1	83,70	?	75,00	0,02	0,02
US2	0,25	14,3x3,1x5,7	1x1x1	55,79	?	75,00	0,06	0,03
US3	0,36	14,3x3,1x8,1	1x1x1	50,59	?	75,00	0,09	0,05

Table 6.1: Synthesis of MTDs volume calculations. Gross volume of MTDs U1 to U2b have been calculated by recreating isopac maps of units in the basis of seismic lines. 1500m.s-1 seismic waves velocity was used for time / depth conversion. Gross volumes for MTDs US1 to US3 were calculated using a mean thickness of units observed on the single line crossing the units, and extrapolating to the basin area. Errors bars were estimated with the same method as used in (Collot et al., 2001): MTDs were converted to a monolith which has the same area as MTDs area and an equivalent volume. We then used error of 1km on X and Y based on lack of seismic coverage, and an error of 1 or 2m on the height of the monolith based on picking uncertainties and velocity uncertainties, and on isopach map computation. The eroded part was also calculated when possible (see text for description). The conversion from gross to net volume was made assuming a mean 75% MTDs porosity based on observations made in superficial debris flows cored during ODP sites 474 (Curaray et al., 1982) and 1040 (Kimura et al., 1997).

Scarp	Gross Volume (km ³)	30% gross volume Errors (km3)	Porosity (%)	Net Volume (km ³)	Net Volume errors (km ³)
S1	0,57	0,17	60,00	0,23	0,10
S2a	11,30	3,39	60,00	4,52	2,03
S2b	1,30	0,39	60,00	0,52	0,23
S3a	8,60	2,58	60,00	3,44	1,55
S3b	0,80	0,24	60,00	0,32	0,14

Table 6.2: Synthesis of sediment volumes missing along slump scarps. Gross volumes were calculated by the difference between actual morphology and reconstructed prefailure morphology using ESRI's ArcGIS 9.1 software. We assumed 30% error bar based on uncertainties on prefailure morphology reconstruction. We used 60% of slope sediment porosity for net volume based on comparison with slope deposits containing hemipelagic sediment with few inter bedded turbidites on the Cascadia continental margin cored during ODP Leg 204 (Riedel et al., 2006)

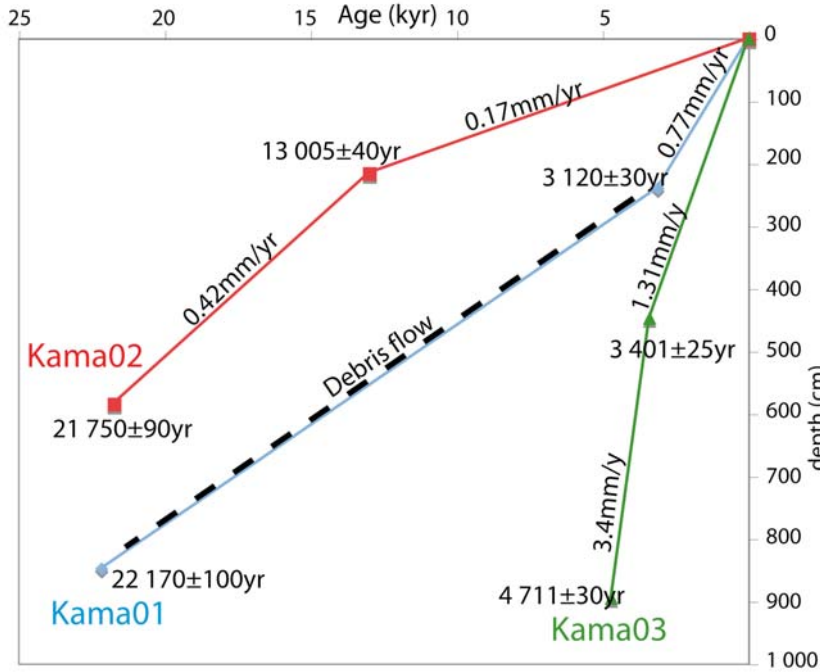


Figure 6.13 : Ages and sedimentation rates for cores Kama01, 02 and 03, derived from ^{14}C dating obtained on pelagic foraminifers *Neogloboquadrina dutertrei* and *Neogloboquadrina pachyderma*. Note that sedimentation rate is ~10 times larger in the trench (Kama03) than on the upper margin slope (Kama02).

We decompacted the measured thickness of trench hemipelagic / turbidite deposits within SB 2 and 7 using the following compaction law (Hutchinson, 1985):

$$P(z) = P_0 \exp(-z/\lambda),$$

where P_0 is the sediment porosity at the seafloor, z the depth below the seafloor, and λ a constant (Hutchinson, 1985). Considering the low thickness of the investigated units, applying the compaction law did not significantly change the thickness of hemipelagic / turbidite sediment measured on the Chirp profiles (**Table 6.3**).

The mean sedimentation rate was applied to the thickness of decompacted hemipelagic / turbidite sediment covering each MTDs. Errors made on MTDs age estimation result from uncertainties on thicknesses, porosities, and sedimentation rates. We assumed that the dated MTD were not erosive with the exception of U2a, which will be dated by correlation with U2b, which is not erosive. All the data have been synthesized in **Table 6.3**. Unit U1, which is the uppermost MTD in the Galera Trough, is not overlain by hemipelagic / turbidite deposits on Chirp data (**6A and 6B**), implying that U1 is sub-actual. U2b overlies U2a within sub-basin 2 (**Figure 6.7B**). Because no hemipelagic sediment is inter-bedded between the two units (**Figure 6.7B - insert**), and the base of U2b is not erosive (**Figure 6.7C and Figure 6.11**), U2b is thought to be emplaced shortly after U2a. The overall age of U2 is estimated at $1,431 \pm 136$ yr (**Table 6.3**).

Units U3 and U4 deposited within sub-basins 1 and 2 are respectively estimated to be $13,414 \pm 1,277$ yr and $20,083 \pm 1,913$ yr old (**Table 6.3**). Units US1 to US3, which deposited within the sub-basin 7 are respectively estimated to have occurred at $5,207 \pm 496$ yr, $13,966 \pm 1,330$ yr, and $19,846 \pm 1,890$ yr (**Table 6.3**). The MTD cored in the Atacames slope reentrant overhanging sub basin 7 occurred $3,160 \pm 30$ yr ago on the basis of the ^{14}C age obtained from its hemipelagic cover (**Figure 6.10**). These data allowed establishing a MTD return time ranging from 1,431 yr to ~11,982 yr. Three MTDs have a return time comprised between 5,880 and 8,759 yr (**Table 6.3**).

unit		depth (s twt)	depth (m)	thickness (m)	Hemipelagic / turbiditic cover (m)	Porosity of the cover	decompacted hemipelagic / turbiditic cover (m)	sedimentation rate (mm.yr ⁻¹)	age (yr)	error on age (yr)	return time (yr)
US1	top	14,5	10,9	2,2	10,9	0,596	10,9	2,1	5207	496	8759
	bottom	17,4	13,1			0,595					
US2	top	41,4	31,1	5,7	28,9	0,588	29,3	2,1	13966	1330	5880
	bottom	49	36,8			0,585					
US3	top	64,8	48,6	8,1	40,7	0,581	41,7	2,1	19846	1890	
	bottom	75,6	56,7			0,578					
U1	top	0	0,0	6,0	0,0	0,600	0,0		sub actual		1431
	bottom	4	3,0			0,599					
U2	top	4	3,0	11,0	3,0	0,599	3,0	2,1	1431	136	11982
	bottom	18,6	14,0			0,594					
U3	top	51,3	38,5	5,0	27,5	0,585	28,2	2,1	13413	1277	6671
	bottom	58	43,5			0,583					
U4	top	75,8	56,9	?	40,9	0,578	42,2	2,1	20083	1913	

Table 6.3: Age and return time calculations for MTDs. We calculated the depth and thickness of each MTD using 1500m.s⁻¹ seismic waves velocity in the upper sediment. We then calculated the thickness hemipelagic sediment between the top of each MTD and the seafloor. We used a decompaction law (Hutchinson, 1985; Marcaillou et al., 2008) to establish the real thickness of hemipelagic / turbiditic sediment cover. We applied a 2.1 mm.yr⁻¹ mean sedimentation rate for hemipelagic / turbidite sediment based on 14C dating made on core Kama03 sampled in the trench (see text for details) for the thickness / age conversion. Age errors were calculated based on uncertainties made on sedimentation rate calculation. The return time of MTDs was calculated between each MTD and the previous one.

b) Dating turbidites

A first visual analysis allowed identifying several turbidites within core Kama03. However, because of the relatively homogeneous sediment in the core, the upper limit of fine-grained turbidites with respect to overlying hemipelagic deposits is difficult to discriminate visually. The upper limit could be identified by comparing the respective grain size distributions for each type of deposit. Grain-size distribution within turbidites exhibits no 200 μm peak (**Figure 6.8C** 3-4) even in their upper part, whilst grain size distribution in hemipelagic sediment shows the characteristic $\sim 200 \mu\text{m}$ peak (**Figure 6.8C** 1-2). We use this criterion to identify the upper limit between fine-grained turbidites and overlying hemipelagic deposits. The discrimination was also made from the presence of bioturbation and oxides within hemipelagic deposits, supporting a low sedimentation rate rather than an instantaneous turbidite deposit. We eventually identified 27 turbidites in core Kama03 (**Fig. 8C**) collected in the sub-basin 7, representing $\sim 30\%$ of the total sediment of the core. Dating each turbidite will allow comparing their recurrence with the return time of potential triggering factors as earthquakes. Dating turbidites requires calculating the hemipelagic background sedimentation rate between successive ^{14}C ages. To do so, all identified turbidites were virtually removed from the sediment record and hemipelagic intervals were only considered. The calculated hemipelagic sediment rates decreases from 2.4 mm.yr^{-1} between 4,711 and 3,401 yr, to 0.89 mm.yr^{-1} for younger sediments (**Table 6.4**). Then, to estimate the ages of the 27 turbidites, we replaced each turbidite within a synthetic continuous hemipelagic section, and used the appropriate sedimentation rate (**Table 6.4**). These data revealed that the return time of turbidites varies from 13 yr to 404 yr (**Table 6.4**). Most turbidite events have a return time ranging from ~ 50 yr to 250 yr (**Figure 6.14**), the mean return frequency being 177 yr (**Table 6.4**).

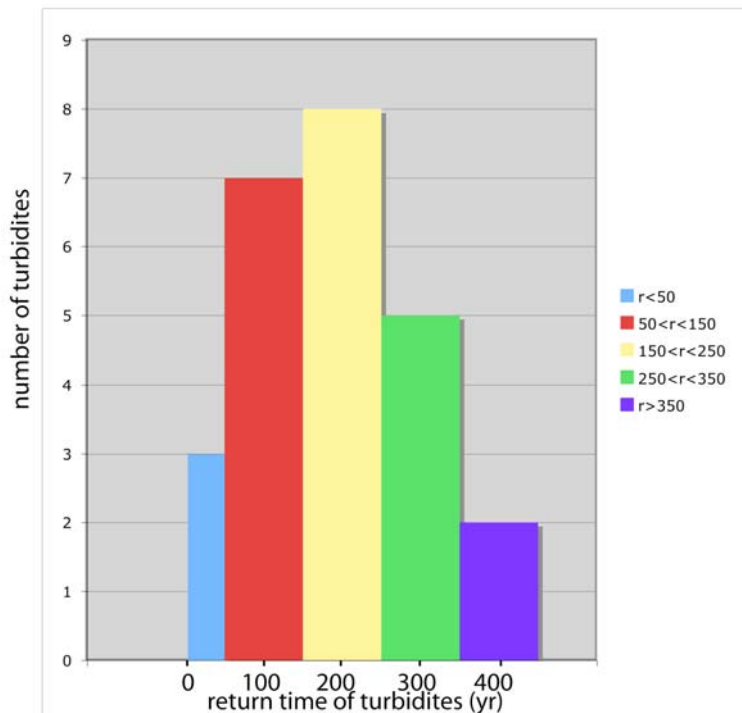


Figure 6.14 : Histogram of return times of turbidites measured from core Kama 03 collected in trench sub basin 7. Most turbidites (15 of 27) show a return time that spans between 50 and 250 years

Turbidites					Hemipelagic sedimentation rate (cm.yr ⁻¹)	Age of turbidite(yr)	Return time(yr)
Turbidite id	Turbidite thickness (cm)	Total turbidites thickness (cm)	Depth in the core (cm)	Depth in a continuous hemipelagic column (cm)			
A	21,00	21,00	8,00	8,00	0,089	90	79
B	9,00	30,00	36,00	15,00	0,089	169	90
C	6,50	36,50	53,00	23,00	0,089	258	163
D	5,00	41,50	74,00	37,50	0,089	421	351
E	10,00	51,50	110,20	68,70	0,089	772	316
F	9,10	60,60	148,30	96,80	0,089	1088	302
G	11,00	71,60	184,30	123,70	0,089	1390	203
H	5,00	76,60	213,40	141,80	0,089	1593	246
I	20,00	96,60	240,30	163,70	0,089	1839	404
J	3,00	99,60	296,30	199,70	0,089	2244	337
K	16,00	115,60	329,3	229,70	0,089	2581	45
L	7,00	122,60	349,3	233,70	0,089	2626	236
M	2,00	124,60	377,3	254,70	0,089	2862	340
N	4,80	129,40	409,60	285,00	0,089	3202	191
O	3,15	132,55	431,40	302,00	0,089	3393	85
P	4,40	136,95	454,00	321,45	0,240	3478	235
Q	27,70	164,65	514,75	377,80	0,240	3713	13
R	2,79	167,44	545,50	380,85	0,240	3725	27
S	17,90	185,34	554,85	387,41	0,240	3753	100
T	9,75	195,09	596,65	411,31	0,240	3852	85
U	3,70	198,79	626,70	431,61	0,240	3937	53
V	4,05	202,84	643,20	444,41	0,240	3990	154
W	6,00	208,84	684,20	481,36	0,240	4144	220
X	9,25	218,09	742,90	534,06	0,240	4364	145
Y	7,76	225,85	786,90	568,81	0,240	4509	64
Z	15,64	241,49	809,90	584,05	0,240	4572	107
AA	5,00	246,49	851,30	609,81	0,240	4679	
						mean return time (yr)	177

Table 6.4 : Age and return time calculation for turbidites observed in core Kama03 sampled in the trench. In order to correctly measure the thickness of each sedimentary interval along core Kama03, we closed the opened fractures related to core disturbances. Each turbidite was identified and measured. The total turbidite thickness was also calculated and subtracted from the core section in order to calculate a hemipelagic background sedimentation rate. The depth of the top of each turbidite was measured in the core section, and replaced within a continuous hemipelagic sedimentation column. Two background sedimentation rates were applied for depth / age conversion, based on two ¹⁴C dating. The return time of turbidites was calculated between each turbidite and the previous one.

6.5 Discussion

Based on volumes, spatial organization and age, we will estimate the source locations of MTDs, and discuss their potential correlation along the margin. A comparison between return frequencies of MTDs, turbidites and earthquakes will be used to investigate the pre-conditioning and triggering factors of MTDs to propose a conceptual slope-stability model at the scale of the margin.

6.5.1 Sources of MTD

The analysis of the spatial organization of MTDs identified along the trench together with the comparison between their individual volume and the ones from scars on the slopes, allowed constraining their possible source areas. MTDs could originate from both the outer and the inner trench slopes. Although the margin morphology is highly complex and affected by numerous slope-failure scars, we tried to correlate trench MTDs with well identified, best preserved lower slope scars. The ~30 km long linear steep scarp, up to 2000 m-high, and extending from latitude 0°45'N to 1°N (**Figure 6.2**), is not considered as a potential source for recent MTDs because the missing slope volume is an order of magnitude larger than MTDs volumes evidenced in the trench.

The top unit U1 was only identified within the Galera trough (**Figure 6.12A**). It is thickest at the base of the structural ridge R1, indicating that R1 may be the source area of U1. The net volume of U1 ($0.20 \pm 0.08 \text{ km}^3$) is equivalent to the one of the arcuate scarp S1 ($0.23 \pm 0.10 \text{ km}^3$) located on the southern flank of the Galera trough (**Figure 6.12A**). These observations suggest that U1 mainly derived from a slope failure affecting the outer trench wall. A minor contribution to U1 could have also come from the base of the continental slope, as indicated by a local thickening of U1, in the area where the Galera Seamount is subducting.

Unit U2a, the thickest unit in the Galera trough and northern tip of sub-basin 2 (**Figure 6.6A and B**), exhibits a clear erosive base. The specific asymmetric basal morphology of the unit can be used as a criteria to identify the direction of transport (Gee et al., 2006). In this case, it gave a transport direction to the northwest along seismic line Esmer 005, and a direction to the southwest along line Amad 032 (**Figure 6.6**). The overall transport direction is therefore interpreted to be westward, suggesting unit U2a originated from the continental slope (**Figure 6.12B**). Unit U2b, which is almost synchronous with unit U2a, also derived from the continental slope as indicated by its lateral spreading. The difference of seismic facies between the units indicates that U2a has deposited dominantly within the Galera trough whilst more volatile component of the debris flow may have overflowed R1 southward and deposited U2b within sub-basins 2 and 3 (**Figure 6.12B**). In this case, a single source of deposits could be possible. This hypothesis can however be ruled out as U2b deposited both in the trench sub-basin 2 and in a small piggy-back basin overhanging the base of the slope (**Figure 6.11A**), supporting a source located on the continental slope. We conclude that units U2a and U2b both originated from the continental slope and are likely part of a single slope-failure event with two potential source areas.

The closest failure areas associated with U2a are the imbricated failure scars S2a and S2b (**Figure 6.7A and B**). Because S2b is ensconced within larger scar S2a, it is considered to be the youngest and the potential source of U2a. The net volume of U2a ($1.46 \pm 0.31 \text{ km}^3$) (**Table 6.2**) is however intermediate between S2a ($4.52 \pm 2.03 \text{ km}^3$) and S2b ($0.52 \pm 0.23 \text{ km}^3$) volumes. This volume difference suggests that U2a not only required the contribution of S2b, but also probably an additional contribution of the older S2a scar, which may have been reactivated during the failure event related to U2a (**Figure 6.12B**). An alternate hypothesis involving sediment erosion during MTD transport might account for the volumes difference between U2a and S2b. Volume calculation of U2a considered basal erosion on the flat trench seafloor (Fig. 6D), but did not consider potential erosion on the continental slope. Debris flows are usually considered as non-erosive mass transport processes because of hydroplaning and clay remolding inferred to occur at the base of the flow (De Blasio et al., 2004). However, the debris flow cored at site Kama01 within the Atacames re-entrant (**Figure 6.10**) shows a clear evidence for strong basal erosion (~24 m) on the continental slope, implying that a significant thickness of underlying sediment have been incorporated to the MTD during its transport. Therefore, the difference between the estimated volume of U2a and that of its potential source S2b could result from incorporation of sediment during the flow.

The U2b deposits interpreted in sub-basins 2 and 3, and piggy-back basin may have derived directly from the adjacent imbricate scars S3a and S3b (**Figure 6.7B**). The net volume of U2b ($0.4 \pm 0.19 \text{ km}^3$) is similar to S3b ($0.32 \pm 0.14 \text{ km}^3$) (**Table 6.2**), suggesting that U2b may have derived dominantly from S3b, with a possible minor contribution of the older scar S3a (**Figure 6.12B**). Because U2b immediately postdates U2a, and that they likely derived from S2 and S3 lower slope scars, the scarps were created or reactivated during the same sequence of events.

Units U3 and U4 were deposited in the Galera trough and sub-basin 2. Their burial depth is close to the penetration limit of the Chirp data, thus preventing from clearly defining their boundaries, estimating their respective volume and therefore attempting a comparison with any missing volumes in the margin slope. Unit U4 appears, however thicker in the Galera Trough than in Sub-basin 2 (**Figure 6.6A and B**) pointing to a similar spatial organization to that of unit U2a-U2b, and therefore suggesting a common continental slope source area.

The association between MTDs US1 to US3 in sub-basin 7 and a series of large slump scarps of the adjacent Atacames re-entrant suggest that the MTDs derived from three continental slope failures. US1 to US3 0.02 to 0.09 km^3 approximately estimated volumes are much smaller than the $\sim 98 \text{ km}^3$ missing gross volume Atacames re-entrant. This volume difference supports that MTDs US1 to US3 probably result from secondary slope failures postdating a major collapse event whose products form most of the $\sim 10 \text{ km}$ -wide frontal wedge that bridges the reentrant (**Figure 6.5**). The 3,160 yr-old, 5.7 m-thick MTD, identified in Kama01 and deposited on the frontal wedge is consistent with a secondary slope failure.

In conclusion, the MTDs deposited in the trench mainly derived from the lower continental slope except unit U1, which may have originated from the outer trench wall.

6.5.2 MTDs time correlation across trench sub-basins.

Although independent, some of the MTDs identified along structurally separated sub-basin of the Ecuador trench may have been synchronous. In absence of lateral continuity between northern and southern MTDs, their respective age was used to test their potential synchronicity.

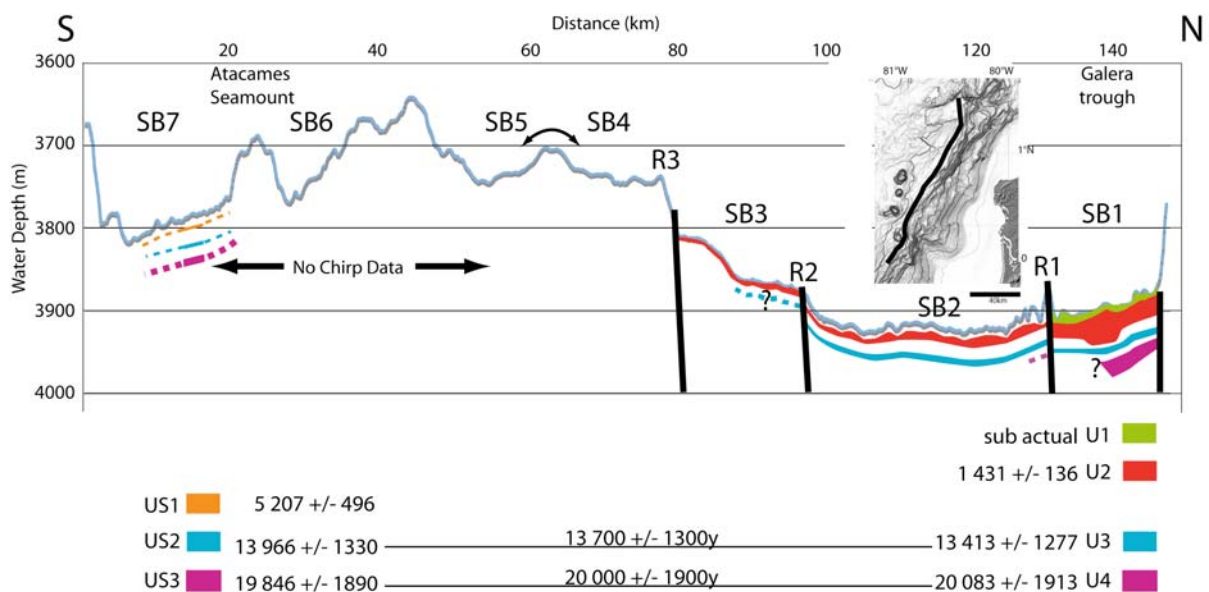


Figure 6.15 : Synthetic cross section along the north Ecuadorian trench showing MTDs identified in this work. SB1 to SB7 = trench sub-basins 1 to 7 separated by structural ridges R1 to R3,. Sub-basins 1 to 3 are

disconnected from sub-basin 7. Dated MTDs suggest that units US2 and U3, as well as US3 and U4 are part of the same events or are, contemporaneous, within their error bars

The three most recent MTDs (U1, U2 and US1 (**Table 6.4**) are not time correlated across the trench saddle (**Figure 6.15**). Unit U1, the most recent one, and unit U2 dated at 1431 ± 136 yr deposited exclusively within the northern trench sub-basins, whilst, unit US1 deposited $5,207 \pm 496$ yr ago only in sub-basin 7, thus supporting local source areas. Deeper units US2 and U3 deposited respectively in the southern and northern sub-basins have similar ages within their error bars ($13,966 \pm 1,330$ yr and $13,413 \pm 1,277$ yr, (**Table 6.4** and **Figure 6.15**), suggesting likely contemporaneous events. Following the same rationale, units US3 and U4 dated at $19,846 \pm 1,890$ yr and $20,083 \pm 1,913$ yr respectively are assumed to be contemporaneous (**Figure 6.15**). The trigger events responsible for US2-U3 and US3-U4 MTDs are therefore considered regional. However, their source areas appear to be local as inferred from our analysis of the source areas in the previous paragraph; and, because of the trench saddle separating the northern sub-basins from the southern ones, MTDs were prevented to be transported along the trench axis.

6.5.3 MTDs and turbidite trigger mechanisms

Because of the large gap between the return time of MTDs, turbidites, and the frequency of modern seismicity, it is now necessary to discuss the potential factors and processes that may be of major importance to account for MTDs and turbidites causes. They include sea-level variations, sediment loading, climate effects related to El Niño, and earthquakes. The available dataset allowed investigating the history of the slope stability along the North Ecuadorian subduction trench on three timescales: 20 kyr, 4.7 kyr and 100 yr.

a) The occurrence of MTDs during the last 20 kyr Sea-level rise

Glacio-eustatic sea-level changes can influence the triggering of slope failures on continental slopes because of the different nature of sediment deposited during high and low sea level stands (Einsele, 1996). On the Norwegian shelf and margin slope, Bryn et al. (2003) reported marine clay sediment slowly deposited during interglacial periods alternating, with unsorted, higher porosity tills rapidly deposited during glacial periods. Clayey impermeable cover deposited over a permeable layer creates excess pore pressure which may produce a weak décollement layer, as evidenced by the systematic slide planes on such deposits associated with the Storegga Slide (Bryn et al., 2003). Moreover, sea-level drop may also reduce the hydrostatic pressure on superficial slope sediment, leading to the build-up of some excess pore pressure within buried sediment if they are overlain by a low permeability layer (Einsele et al., 1996), further lowering slope stability (Lee et al., 1996).

Comparing the occurrence of the five main identified MTD events with the last sea-level curve by Camoin et al. (2004) revealed that these events occurred during the early and late stages of sea level rise, which are characterized by rather low rise rates (**Figure 6.16**).

Regional slope failure events US3-U4 occurred during the early stage of low rate sea-level rise, at $20,000 \pm 1,900$ yr, whereas regional slope failure events US2-U3 were triggered at the beginning of the rapid sea-level rise, at $13,700 \pm 1,300$ yr. The three other slope failures (US1, U2 and U1) were locally triggered since ~ 8 kyr, during the last stage of very low rate of sea level rise. The lack of slope failure during the fast sea-level rise stage (~ 14 to ~ 8 ky), when hydrostatic pressure increased rapidly implies that the triggering of slope failures does not directly relate to the rate of sea-level rise and its associated hydrostatic pressure change.

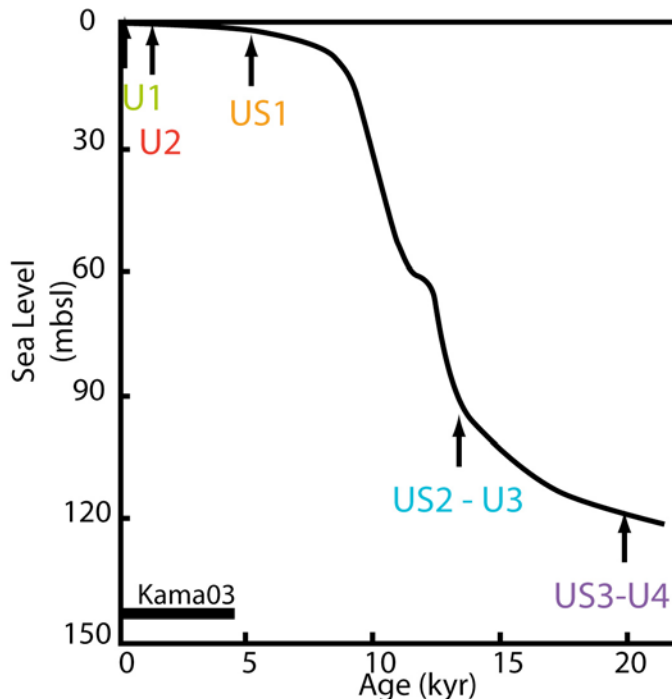


Figure 6.16 : MTDs reported on the sea-level variation curve since 22kyr, as derived from (Camoïn et al., 2004).

The homogeneous hemipelagic muds deposited on the upper margin slope during the last ~21 kyr (**Figure 6.9**), indicates that the sea-level rise had no local effect on porosity variations and therefore did not contribute to promoting instability pre-conditioning factors.

The BSR identified on seismic lines SIS 50 (**Figure 6.4– zoom**) and AMA 03 (**Figure 6.5**), attests the presence of gas hydrates on the North Ecuador continental slope. An increasing pressure increases gas hydrate stability, whilst an increasing temperature tends to decrease its stability and leads to hydrates dissociation, transforming stable ice into gas (Kvenvolden, 1999). In case of an increasing bottom-water temperature during a deglaciation, or hydrostatic pressure drop associated to sea level lowering, the dissociated gas produce a zone of mechanical weakness at the base of the gas hydrates stability zone (Kvenvolden, 1999), which may cause a slope failure. Modeling the natural increases of pressure and temperature over the last 10 kyr, Sultan et al. (2007) showed that slope failures were likely to occur in relation to gas hydrates dissociation. Gas hydrates in the sediment of the Ecuador continental slope might therefore account for a higher MTDs recurrence since ~8 kyr when the sea-level was in its final, low rate, rise stage.

In conclusion, along the studied Ecuador trench segment, the 20 kyr sea-level rise rates do not show a direct correlation with MTDs occurrence. However the MTD events that occurred during the last 8 kyr may have been favored by gas hydrates dissociation during the final stage of sea level rise and sea temperature increase.

b) Triggerring factors and turbidites frequency over the last 4.7 kyr

MTDs result from large-scale slope failures with a return time greater than 1.4 kyr in the studied area, whilst turbidites result from smaller-scale slope failures exhibiting a mean return time of 177 yr. Because the 4.7 kyr turbidite history continuously recorded in core Kama03 overlaps the time span of the last two MTDs (U1 and U2 in **Figure 6.15**), we will first discuss turbidite triggering factors, which might be common to MTDs.

Trigger mechanisms associated to turbidite events include continuous slope loading with sediment, abrupt sediment discharges during flood events and storm-wave loading (Einsele,

1996) which are considered to generate classic turbidite, whereas earthquakes generate seismoturbidites (Nakajima and Kanai, 2000),.

(Einsele et al., 1996) pointed out the need of a pre-turbidite event phase of significant sediment accumulation to generate turbidites. However, the low sedimentation rate (0.17 mm.yr^{-1}) (**Figure 6.13**) calculated for the last 13 kyr on the upper slope from core Kama02 is unlikely to have caused sufficient sediment loading for failure to occur. Moreover, the remarkably confined location of the studied area, which is isolated from the Andean drainage system by the Coastal Cordillera, prevented large amounts of sediment to reach the continental shelf and upper margin slope. Therefore, turbidites recovered in the trench sediment were unlikely triggered by sediment loading.

Storm waves should also be considered as trigger for turbidity currents. However, as the maximum water depth of wave-induced effects is estimated to be $\sim 100 \text{ m}$ for 80% of wave dominated continental shelves (in (Rabineau, 2001)) and the north Ecuador continental shelf limit being deeper than 150 m, no significant storm effects on turbidite trigger is expected, at least since 8 kyr, when the sea level was close to its actual level.

El Niño events are known to produce heavy, short-lived floods and associated onshore erosion (Goldberg et al., 1987). Rodbell et al. (1999) reported a periodicity of El Niño of 2 and 8.5 yr since 7 kyr from the study of sedimentary cores collected in an Ecuadorian lake located 75 km inland. Although, a single turbidite recognized in core Kama03 shows a 13 yr return time comparable to that of El Niño, most turbidites show much longer return time (177 yr on average, **Table 4**) supporting that El Niño events can be ruled out as a dominant trigger mechanism for the turbidites encountered in the study area.

Discrimination between ‘classic’ turbidites and seismically-triggered turbidites is still a matter of debate and doubtless identification criteria on the basis of sedimentologic analysis are not established yet. However, because the other hypothesis of turbidite genesis have been denied, and the study area is seismically very active, we consider that the turbidites recorded in the trench may have been triggered seismically. To test this hypothesis, we compare the turbidites return times calculated over 4.7 kyr, with the return time of major earthquakes ($M_w > 6.5$), the only ones that were recorded since ~ 1900 .

c) Turbidite average frequency versus Local earthquake frequency over ~ 100 years

To evaluate local frequency of $M_w \geq 6.5$ earthquakes, we considered the centennial earthquake catalog (Engdahl and Villasenor, 2002) from 1900 to 1999 completed by the SISRA catalog (<http://neic.usgs.gov/neis/epic/>) in the area comprised between $N3^\circ \text{ W}82^\circ$ and $S2^\circ \text{ W}78^\circ$, and limited to $\sim 110 \text{ km}$ eastward from the coastline (**Figure 6.17**)

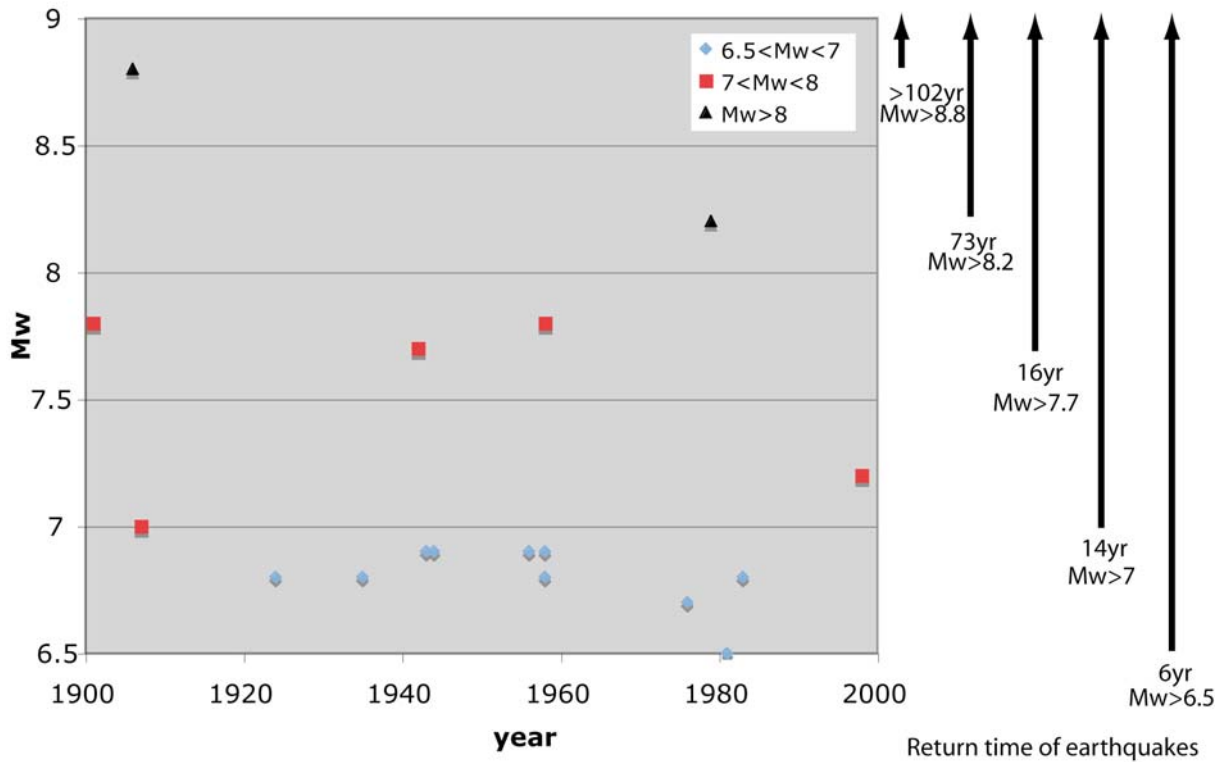


Figure 6.17 : $M_w \geq 6.5$ seismicity recorded during the 20th century, over an area comprised between 3°N and 2°S , and limited to 1° inland. The seismicity have been obtained in the USGS centennial catalog (Engdahl and Villasenor, 2002) and in the south American SISRA catalog (<http://neic.usgs.gov/neis/epic/>). The return time of earthquakes with $M_w \geq 6.5$ is estimated to be ~ 6.5 yr, ~ 14 yr for $M_w \geq 7$ earthquakes, ~ 16 yr for $7.7 \geq M_w$ earthquakes, ~ 73 yr for $M_w \geq 8.2$ earthquakes, and greater than 102yr for $M_w \geq 8.8$ earthquakes

The trench segment studied in this paper has not been shaken by a subduction earthquake of magnitude 8.8 since 1906 (Kanamori and McNally, 1982) implying a return time for $M_w \geq 8.8$ earthquake greater than ~ 102 years. Four large subduction earthquakes with magnitude greater than 7.7 occurred in the region in 1901 (M_w 7.8), 1942 (M_w 7.7), 1958 (M_w 7.8), and in 1979 (M_w 8.2) (Beck and Ruff, 1984; Herd et al., 1981; Swenson and Beck, 1996). This sequence of events reveals a 73 yr return time for earthquakes with $M_w \geq 8.2$ and a 16 yr return time for earthquakes with $M_w \geq 7.7$ (**Figure 6.17**).

The turbidites recurrence (**Figure 6.14**), which spans for most of them between 50 and 250 yr, appears consistent with a recurrence of 73 yr to over 102 yr for earthquakes with $M_w \geq 8.2$ and $M_w \geq 8.8$.

Besides subduction earthquakes, relatively large downgoing plate normal-fault earthquakes may also occur along bending-related faults that are shown to be seismically active in the study area (**Figure 6.18** and (Pontoise and Monfret, 2004)). Large downgoing plate earthquakes cannot be excluded and are considered as potential trigger for both turbidites and MTDs, as exemplified with U1 MTD inferred to have originated from a fault scarp on the Nazca plate (**Figure 6.12A**).

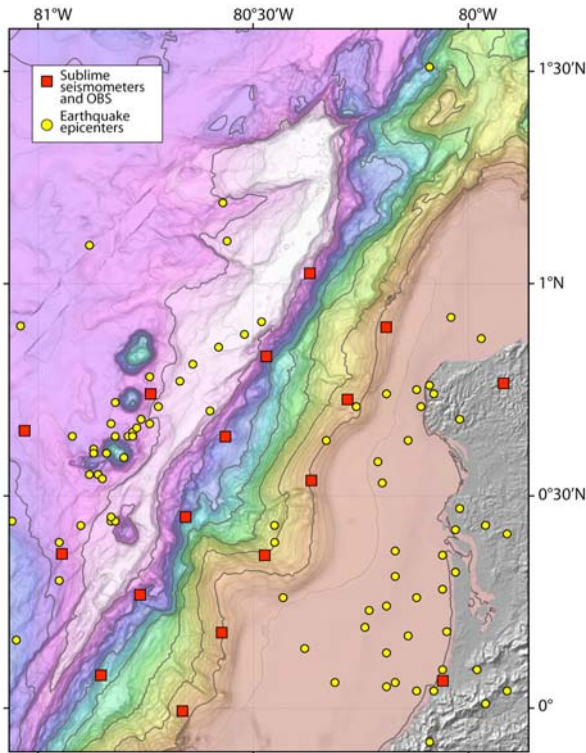


Figure 6.18 : Seismicity map obtained from the Sublime OBS experiment (modified from (Pontoise and Monfret, 2004)). Seismicity on the outer trench wall denotes bending-faults reactivation

Although the above analysis allows inferring a time correlation between turbidites and earthquakes, MTDs return times are in the order of 60 to 120 times larger (**Figure 6.15**) than those of earthquakes with $M_w \geq 8.8$, thus requiring additional mechanisms to account for their occurrence. Goldfinger et al. (2007) used the synchronicity of turbidites within independent canyons along the Oregon margin as a criterion to identify paleoseismic events. Following the same logic, synchronous MTDs along the studied Ecuador trench segment imply multiple source areas and a single causal event of regional influence, which we interpret to be an earthquake. This rational supports that MTDs U3-US2, and U4-US3 were triggered by earthquakes, which affected entire the North Ecuador trench segment, in a similar manner as the 1942 earthquake (**Figure 6.1 – right insert**). However, although turbidites and MTDs might both occur in response to an earthquake, their great return time discrepancy likely requires distinct pre-conditioning factors.

d) MTDs: result of faults reactivation and slope deformation over multiple earthquake cycles ?

The relatively long MTDs return time with respect to turbidites recurrence suggests that slope failures were preceded by long term weakening and margin deformation processes.

Slope failures occur when shear stresses oriented down slope exceed the strength of the slope sediment. Earthquakes, tidal changes and sedimentation are considered to reduce sediment strength, whereas both short-term and long-term processes, such as storm wave loading, earthquakes, sediment loading (Hampton et al., 1996), and basal erosion increase shear stress in slope sediment. Effect of storm wave loading does not readily affect sediment in water deeper than 120 m. Hence, this effect is neglected in this study, where sources of the MTDs are interpreted to be deep water. Basal erosion is generally considered as a long-term process that removes the underside of the upper plate leading to subsidence and seaward tilt of the margin slope (Lallemant et al., 1994), thus progressively increasing the shear stress due to gravity. Earthquakes generate horizontal and vertical accelerations that induce

corresponding shear and normal stresses in the sediment, but the shear stress responds most strongly to horizontal acceleration (Hampton et al., 1996). Depending on the sediment strength and level of environmental stress, a single earthquake might not be sufficient to initiate slope failure. Indeed, earthquake loading occurs over a short time span and is considered to be cyclic. The excess pore pressure generated by shear may be appreciable, and cannot fully dissipate (Hampton et al., 1996) in undrained conditions. In cohesive sediment (i.e. mud and clay), the resulting excess pore pressure increases during each seismic loading, thus eventually leading to slope failure, during an ultimate earthquake. This multiple-loading process could account for MTDs return times that are larger than that of significant earthquakes.

In addition to the effects of multiple earthquakes on cohesive sediment, stress fluctuations over multiple earthquake cycles, as described by (Wang and Hu, 2006) in the framework of the dynamic coulomb wedge theory, also drive tectonic deformation and rock weakening processes, that affect the whole margin wedge stability, in particular at erosive margins, which are likely to be on the verge of slope failure (Lallemand et al., 1994). Erosive margins such as Chile (Sallares and Ranero, 2005) and central Ecuador (Sage et al., 2006) commonly show extensional faulting cutting deeply through the outer wedge margin basement (**Figure 6.19**). During the earthquake cycle, margin stresses vary from compressively critical to extensionally critical, thus affecting the margin stability (Wang and Hu, 2006). The plate interface, which underlies the margin, consists of two segments that have different mechanical behavior during the seismic cycle. The seismogenic zone of the plate interface is locked during the interseismic period (**Figure 6.19A**), and exhibits a velocity-weakening behavior during the co-seismic slip, which means that frictional resistance decreases with increasing slip rate (**Figure 6.19B**). Conversely, the updip zone of the plate boundary fault beneath the outer wedge shows a low basal resistance during the interseismic period (**Figure 6.19A**), and tends to increase during the co-seismic slip because of a velocity-strengthening behavior (Wang and Hu, 2006).

During the co-seismic slip, strain increases the outer wedge slope, and the stress field moves from a stable to a compressively critical state (**Figure 6.19B**). Synchronously, co-seismic stress tends to increase the pore fluid pressure ratio within the outer wedge so that the wedge weakens. Both the slope increase and the ground acceleration caused by the earthquake, are likely to trigger seismoturbidites (**Figure 6.19B**) and occasionally MTDs. A second process related to the earthquake cycle may favor MTDs trigger. During the post-seismic phase, trenchward stress relaxation is considered to drive extension in the margin wedge as a result of the decrease of the effective basal friction along the updip fault zone (**Figure 6.19C**). Outer wedge normal faults may occasionally be reactivated during this phase. However, it is likely that an extreme stress relaxation is required to reach the extensionally critical state, which in turn could generate gravitational collapses along normal faults, and produce significant MTDs (**Figure 6.19D**). This extensionally critical state is expected to be reached only once in many earthquake cycles (K. Wang, person com.), thus supporting our observation of thousand-years return time between MTDs.

In conclusion, multiple great earthquakes cycles over thousands of years will contribute to incrementally weaken and deform margin rocks and slope, in the end, bring the slope on the verge of failure. Ultimately, a great earthquake will trigger a large slope failure either during the co-seismic or post-seismic phase. MTDs are interpreted to be the result of such long-term process, in contrast with more frequent turbidites, which might be associated to most large earthquakes.

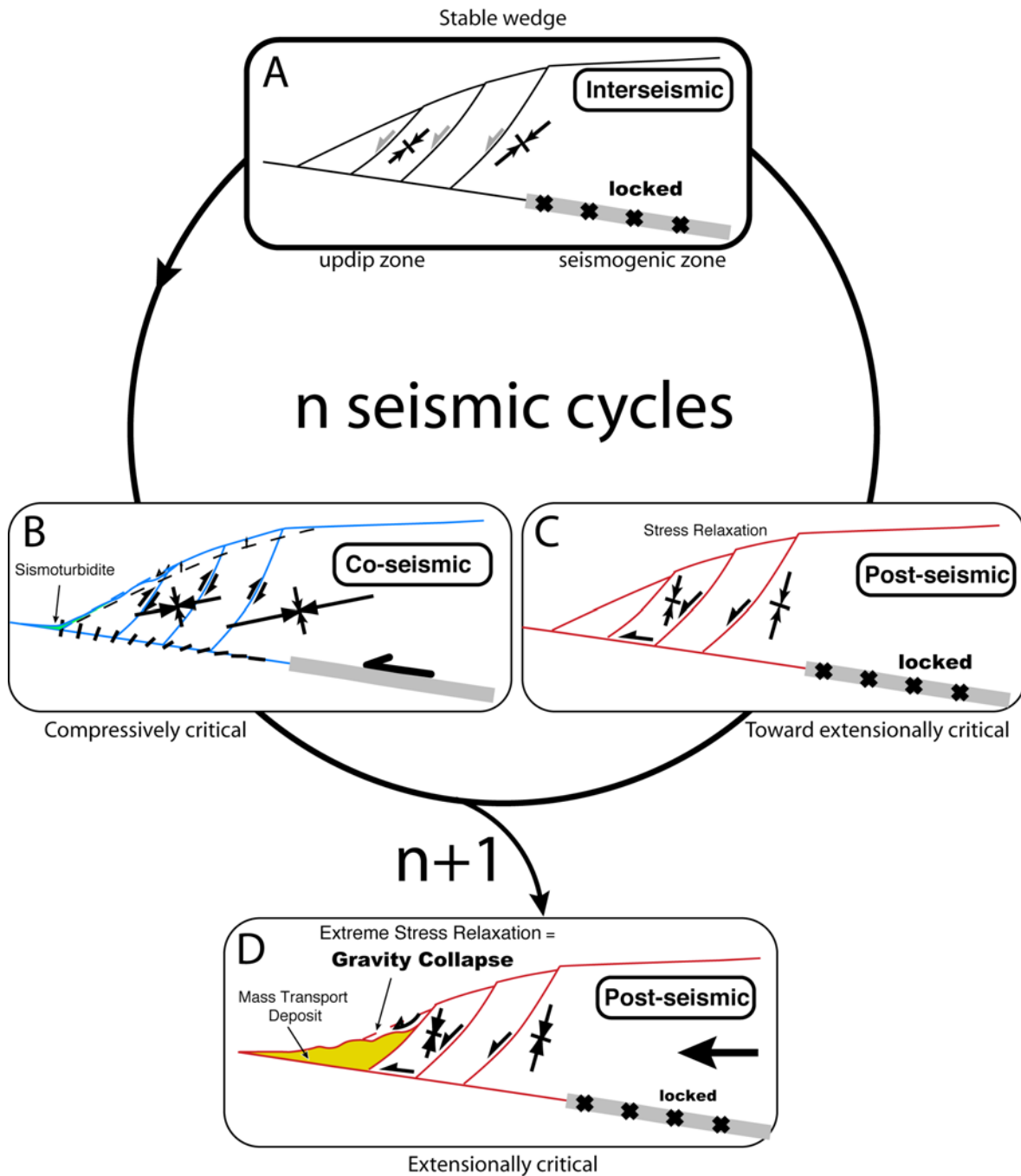


Figure 6.19 : Synthetic sketch showing the relationship between the earthquake cycle and the trigger of MTDs. During the interseismic stage (A), the outer wedge is stable: the seismogenic zone is locked allowing the updip zone of the fault to be controlled by weak basal shear stress. During the co-seismic stage (B) the outer wedge is brought into a compressively critical state: the seismogenic zone accommodates the slip, which is dampened in the updip zone because of its rate strengthening behavior. The outer wedge responds to co-seismic slip by a trenchward tilt of the seafloor that may trigger seismoturbidites. During most post seismic stages (C), the outer wedge goes toward an extensionally critical state : the seismogenic zone returns to locking, while the updip zone weakens and the outer wedge undergoes trenchward stress relaxation, the normal faults may be reactivated. Once in many earthquake cycles, (D), the wedge undergoes extreme stress relaxation during the post seismic stage, leading to a gravity collapse and MTDs.

6.6 Conclusions

The analysis of seismic reflection and sedimentological data collected along the North Ecuadorian erosive active margin and associated confined trench segment allowed us to constrain the local history of slope failures events and to get new insights into the processes leading to MTDs and frontal erosion at a convergent margin. We recognized five slope failure events outlined by seven MTDs since ~20 ky, as well as 27 turbidites deposited since 4.7 ky. Their investigations lead to the following conclusions:

- A single MTD is inferred to have locally derived from the outer trench wall, whilst the others originated from the continental slope.

- The time correlation of MTDs within isolated trench sub-basin on each side of a trench saddle supports that three slope failures are local, whilst two events are regional suggesting simultaneous deposits in independent sub-basins.

- The occurrence of MTDs doesn't seem to be directly linked to the last sea-level rise since 20 kyr, however, the three last MTDs occurring during the high stand sea level might have been generated by the dissociation of gas hydrates.

- The turbidites dominant return time, which varies between 50 and 250 yr, is consistent with the return time of local $M_w \geq 8.2$ subduction earthquakes. Turbidites trigger could therefore be associated to such regional earthquakes, or to lower magnitude earthquakes if they occurred close to the source area of turbidites.

- The low time-frequency occurrence of MTDs (return time >1000 yr) could result from complex processes involving tectonic deformation and progressive mechanical weakening of the margin outer wedge, in response to repeated variations in basal friction and margin extensional strain over a great number of seismic cycles. This process contributes to the long-term erosion of convergent margins.

Chapitre 7 Risque tsunamigène associé aux instabilités gravitaires des côtes nord-équatoriennes et influence de l'évolution morpho-structurale

7.1 Problématique

Hormis leur rôle sur l'architecture de la marge, ainsi que sur les transferts sédimentaires du bassin avant-arc et de la fosse, les instabilités gravitaires représentent un facteur de risque naturel non négligeable. Les transports en masse peuvent détruire les infrastructures offshore comme des plateformes pétrolières ou des câbles de communication, mais ils peuvent également générer des tsunamis. L'évaluation du risque tsunami est devenue une problématique scientifique majeure après le tsunami meurtrier du 26 décembre 2004 au large de Sumatra et les dégâts considérables causés. Ce tsunami a causé plus de 200 000 victimes principalement sur la pointe nord de l'île de Sumatra, mais également sur la plupart des côtes du golfe du Bengale. Il fut déclenché par un séisme de magnitude $M_w \approx 9.2$ ayant généré une rupture de ~ 1200 km de la zone de subduction entre la plaque Indienne et la microplaque d'Andaman (Socquet *et al.*, 2006). Les tsunamis générés par les mouvements en masse sous-marins peuvent également se révéler destructeurs, comme l'a montré l'effondrement des fondations du complexe aéroportuaire de Nice lors de son extension en 1979. Ce tsunami a provoqué des vagues atteignant 2-3 m, principalement à Antibes. Le glissement et le tsunami associé ont fait 11 victimes (Nisbet and Piper, 1998). Le volume de sédiments remobilisé lors de cet événement était d'environ 8.10^{-3} km^3 (Mulder *et al.*, 1997). Des vagues beaucoup plus hautes ont été simulées récemment pour le cas de glissements plus profonds mais plus volumineux (de l'ordre de 2 km^3) dont on observe les cicatrices en mer Ligure. Il est donc vraisemblable que des glissements sous-marins impliquant des volumes de plusieurs km^3 mis en évidence sur la marge nord Equateur – sud Colombie aient pu générer des tsunamis dont les vagues auraient atteint des amplitudes importantes.

Des outils de simulation numérique permettent aujourd'hui d'estimer le potentiel tsunamigène des mouvements en masse. Les codes numériques simulent ou estiment le déplacement de la masse glissée, la vague initiale générée par l'effondrement, la propagation de l'onde jusqu'au rivage et son impact sur la côte. Le volume remobilisé et la vitesse de déplacement sont des facteurs déterminant pour l'amplitude des tsunamis générés. Les progrès technologiques en matière de reconnaissance des fonds océaniques permettent une meilleure identification des dépôts associés aux instabilités et une quantification plus précise des volumes glissés ou à fort potentiel d'instabilité. L'approche actuelle la plus commune consiste à comparer des événements tsunamigènes historiques avec des simulations numériques de vagues provoquées par des glissements identifiés dans la zone source potentielle (Koshimura *et al.*, 1998; Rahiman and Pettinga, 2006; Rahiman *et al.*, 2007). La démarche permet une calibration des modèles et une estimation correcte des incertitudes associées. L'autre approche, consistant en une estimation d'un risque associé à un événement potentiel à venir, est plus rare en raison des incertitudes liées aux modèles de simulation du glissement à l'origine.

L'étude de la marge nord Equateur – sud Colombie a révélé la présence de plusieurs cicatrices d'arrachement associées à des glissements sous-marins, essentiellement en pied de pente, en front de marge et le long des flancs de canyons (Ratzov *et al.*, 2007). Ces cicatrices sont d'un ordre de grandeur similaire à celui décrit par Mc Adoo et Watts (2004) sur la marge active des Cascades, et pour lesquelles des simulations ont montré un potentiel tsunamigène. Ces mouvements en masse dont la récurrence est encore mal contrainte représentent donc un risque par leur potentiel tsunamigène. Par ailleurs, nous avons vu que certaines de ces cicatrices contiennent des cicatrices imbriquées de plus petite taille à l'origine de MTDs identifiés dans la fosse. Le temps de retour de ce type d'instabilités gravitaires varie entre ~ 1400 et $\sim 12\,000$ ans (chapitre 5). Le potentiel tsunamigène de ces effondrements reste encore à démontrer.

Nous savons par ailleurs que les séismes de subduction de 1906 ($M_w \approx 8.8$), 1958 ($M_w \approx 7.7$) et 1979 ($M_w \approx 8.2$) (Beck and Ruff, 1984; Kanamori and McNally, 1982) ont

tous les trois causé des tsunamis affectant les côtes, et plus particulièrement les villes de Tumaco en Colombie et Esmeraldas en Equateur. Ces deux villes de 170 000 et 95 000 habitants respectivement représentent aussi bien des lieux touristiques en expansion que des centres économiques vitaux en raison des ports et de la raffinerie pétrolière qu'abrite Esmeraldas. Les objectifs de cette étude sont d'établir deux simulations synthétiques d'effondrements gravitaires d'échelles différentes s'étant produits sur la marge du nord Equateur ; de caractériser les effets de site sur l'amplification des tsunamis résultants ; et d'évaluer le risque associé au glissement de blocs d'échelles différentes. Nous essaierons de comprendre par la suite l'origine et l'évolution des structures morphologiques influant sur l'amplification des vagues.

7.2 Généralités

7.2.1 Genèse et directivité

Un tsunami est une vague à grande longueur d'onde générée par un mouvement rapide du fond marin et de l'ensemble de la colonne d'eau. Sa longueur d'onde, pouvant atteindre plusieurs dizaines de kilomètres, ainsi que sa basse fréquence (période jusqu'à plusieurs dizaines de minutes) impliquent que:

- du fait de sa basse fréquence, l'onde sera très peu dissipative: Elle est quasi-conservative et pourra donc se propager sur de longues distances sans perdre d'énergie de manière significative.
- la longueur d'onde étant nettement supérieure à l'épaisseur de la tranche d'eau, la vitesse horizontale de déplacement des particules d'eau sera quasi-uniforme sur l'ensemble de la colonne d'eau contrairement aux vagues « classiques » de courte longueur d'onde. En particulier les vitesses orbitales relatives aux ondes courtes décrivent des ellipses relativement peu aplaties qui décroissent en amplitude avec la profondeur. À l'opposé, les vitesses orbitales des ondes longues décrivent des ellipses très aplaties, dont l'axe vertical décroît avec la profondeur, tandis que l'axe horizontal demeure inchangé (Figure 7.1) : le champ de vitesse est de ce fait relativement homogène sur l'ensemble de la tranche d'eau et purement horizontal au fond. La vague pourra donc générer une importante érosion sur le fond et charrier du matériel, ce qui la rend plus destructrice.
- Le phénomène se matérialise généralement par une inondation rapide (élévation du niveau d'eau de plusieurs mètres) plutôt que par un déferlement franc.

Un tsunami est généré lorsque les deux conditions suivantes sont réunies : 1) un déplacement vertical de l'ensemble de la colonne d'eau, et 2) une composante de déplacement horizontal de la colonne d'eau nettement supérieure à la profondeur d'eau, créant ainsi une grande longueur d'onde. Ces deux conditions peuvent être réunies, entre autre, lors d'un mouvement vertical co-sismique du fond marin (**Figure 7.2A**) (tsunami d'origine sismique) ou encore lors de l'effondrement d'un grand volume de sédiments (**Figure 7.2B**) (tsunami d'origine gravitaire). Il est important d'identifier les contributions respectives de diverses sources potentielles d'un tsunami lorsque plusieurs sources tsunamigènes coexistent. C'est le cas, par exemple, lorsqu'un séisme génère une instabilité sédimentaire (Rahiman *et al.*, 2007). Dans le cas d'un mouvement en masse, la longueur d'onde initiale est principalement contrôlée par la quantité de déplacement tandis que l'amplitude dépend essentiellement de la pente de glissement et de l'épaisseur du volume glissé.

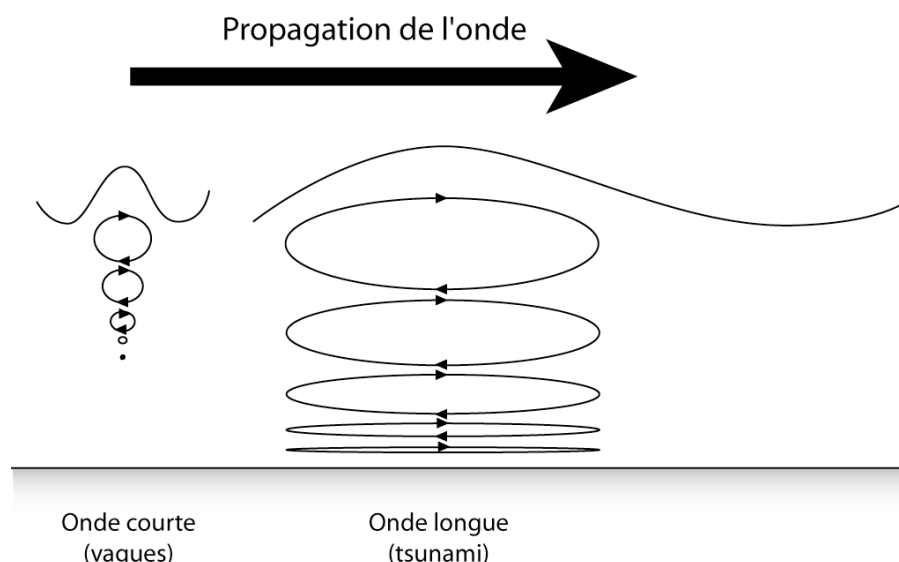


Figure 7.1: Déplacement de la colonne d'eau et variation des vitesses orbitales en fonction de la profondeur dans le cas d'ondes courtes (vagues "classiques") et d'ondes longues (tsunamis)

Le mode de genèse d'un tsunami contrôle sa direction principale de radiation ou "directivité" (direction normale au grand axe du plan de rupture pour le cas d'un séisme). Un mouvement en masse génère en surface une dépression associée à la perte de volume en profondeur et un soulèvement à l'endroit du dépôt. La dépression est de plus forte amplitude que le soulèvement car celle-ci correspond au mouvement initial nécessairement plus proche de la surface d'eau. La forme d'onde qui atteint la côte dépend de la direction de déplacement. Les cas les plus fréquents sont des glissements vers le large sur pente continentale ouverte, générant un creux se propageant vers la côte, appelé "tsunami local" et une crête se propageant vers le large, appelée "tsunami distant". Dans ce cas, le train d'onde du tsunami est précédé d'une phase de retrait de la mer sur la zone côtière (**Figure 7.2**).

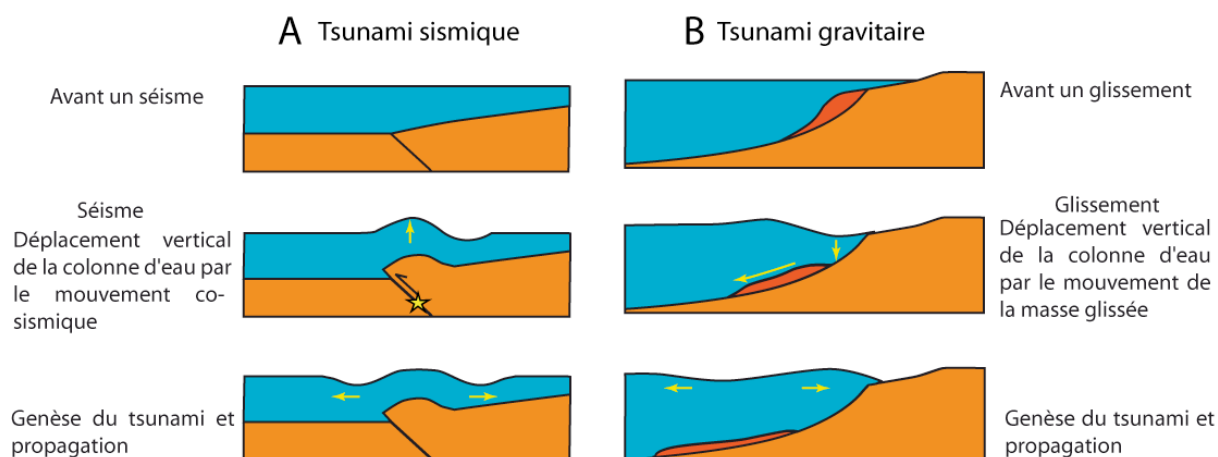


Figure 7.2 : Genèse et propagation d'un tsunami provoqué par un séisme (A) ou par un glissement sous-marin (B)

7.2.2 Vitesse de propagation

Au large, un tsunami a un comportement linéaire dont la vitesse de propagation c est proche de l'expression (approximation linéaire d'une onde longue (Airy, 1845)):

$$c \approx \sqrt{gh}$$

où g est l'accélération de la gravité, et h la profondeur de la colonne d'eau.

À titre d'exemple, pour une profondeur de 2500 m, la vitesse de propagation de l'onde atteint 560 km/h. La profondeur du fond marin détermine donc les temps d'arrivée. Comme la vague est conservative au cours de la propagation, sans amortissement visqueux important, l'énergie est redistribuée lors du ralentissement de la vague. Le phénomène est donc susceptible d'être fortement amplifié sur le plateau continental (phénomène du levage).

7.2.3 Processus d'amplification

L'amplification du tsunami est principalement déterminée par trois processus :

- L'effet de pente (levage ou *shoaling* en anglais). Lorsque la profondeur diminue, le train avant de l'onde ralentit (cf. § précédent), provoquant ainsi une accumulation de l'onde qui ne peut être compensée que par une extension verticale de la vague. En effet, dans l'hypothèse d'un comportement linéaire, la conservation du flux d'énergie au travers de deux sections verticales entraîne une dépendance en puissance $h^{1/4}$ (loi de Green):

$$a_2 = a_1 (h_1/h_2)^{1/4}$$

où a représente l'amplitude de la vague (demi-hauteur crête-creux), et h la profondeur d'eau aux sections 1 et 2. L'amplitude de la vague augmente donc lorsque la profondeur d'eau diminue (**Figure 7.3**). Ce processus est dominant sur la pente continentale et les effets s'en font ressentir à l'approche des côtes.

Processus de shoaling

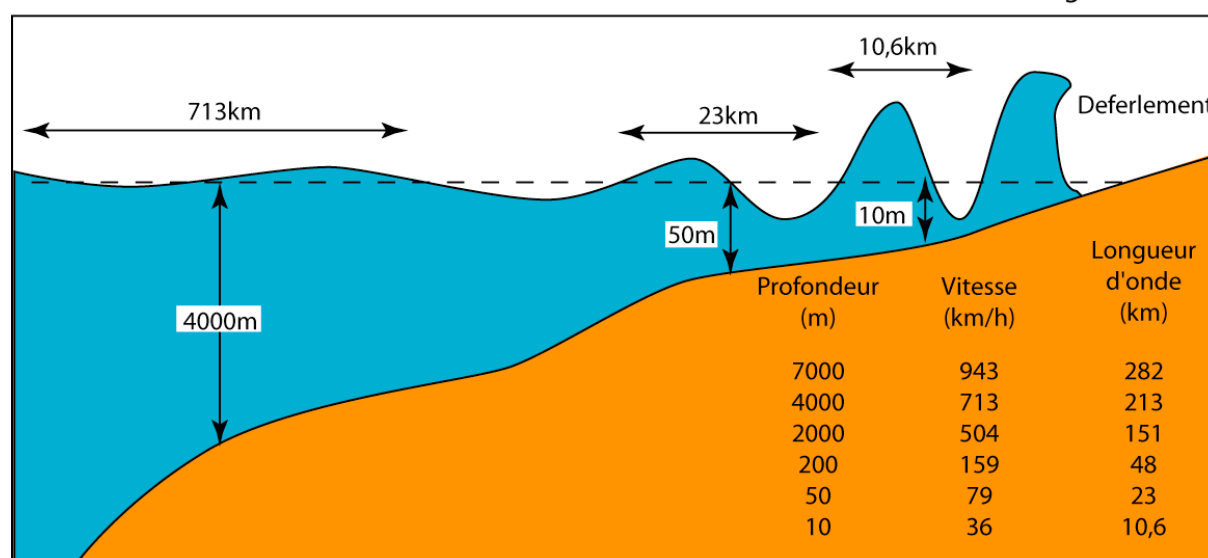


Figure 7.3 : Phénomène du levage ou *shoaling*: la hauteur des vagues augmente lorsque la profondeur diminue.

- la convergence ou focalisation (*focusing* en anglais), associée au phénomène de réfraction de la vague : la célérité de l'onde étant directement liée à la profondeur de la colonne d'eau et sa direction étant localement perpendiculaire à la ligne de crête (donc des isobathes), lorsque la vague rencontre un changement d'orientation des structures du fond marin, alors la vague épouse

les lignes isobathes. La loi de réfraction de Snel-Descartes s'applique ici : lorsqu'une vague rencontre un changement de profil bathymétrique (et donc un changement de célérité de c_1 vers c_2 , i.e., de milieu par analogie) avec une incidence de vague θ_1 alors elle est réfractée à une incidence θ_2 telle que : $\sin(\theta_1)/c_1 = \sin(\theta_2)/c_2$. Ainsi, lorsque la vague rencontre une courbure bathymétrique centrée sur un point de la côte, elle converge également en ce point de convergence (**Figure 7.4**). Ce phénomène est particulièrement intense au niveau des caps, mais peut, plus généralement, se produire lorsque les courbes de niveau sont convexes.

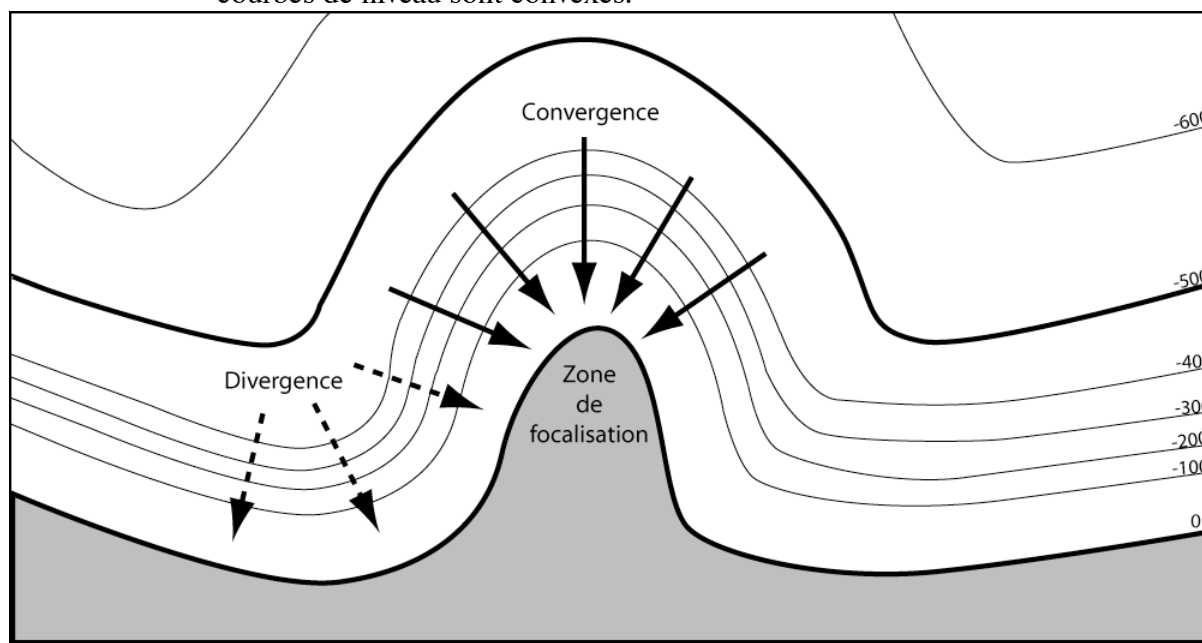


Figure 7.4 : Phénomène de focalisation de la vague le long des courbes de niveau convexes

- La résonance : lorsque la fréquence d'un tsunami entre en résonance avec le mode d'une baie (associé à sa géométrie). Ce phénomène provoquant l'amplification de la vague intervient essentiellement dans le cas de baies fermées. Physiquement, la fréquence d'oscillation de la baie se propage avec la même vitesse de phase qu'un mode privilégié du train d'onde tsunami (accrochage de phase).

Les trois modes d'amplification décrits ci dessus s'expliquent par la théorie linéaire. Pour exemple, Ioualalen *et al.* (2007) ont montré que des processus physiques plus complexes tels que la non-linéarité et la dispersion n'ont contribué qu'au second ordre pour l'événement de Sumatra sur les côtes du golfe de Bengale.

7.3 Outils et méthode

7.3.1 Outils logiciels

Le code GEOWAVE combine deux outils numériques pour simuler le potentiel tsunamigène d'un mouvement en masse :

- le programme TOPICS qui estime la vague initiale provoquée par le glissement;
- le programme FUNWAVE qui simule la propagation du tsunami.

Les conditions initiales du tsunami estimées par le programme TOPICS sont transférées vers FUNWAVE qui calcule son évolution.

a) Simulation du mouvement en masse

La version 1.2 du programme “Tsunami Open and Progressive Initial Conditions System” (TOPICS) estime l'élévation initiale de la surface libre.

Le mouvement de masse considéré correspond au déplacement d'un bloc semi-ellipsoïdique homogène, rigide et indéformable. Le modèle prévoit une différenciation du mode de rupture avec un module “*slide*” et un module “*slump*”. Le module “*slide*” simule un glissement translationnel, simple et sur une pente constante. Le module “*slump*” simule quant à lui la rotation d'un bloc se déplaçant d'un certain angle le long d'un arc de cercle (**Figure 7.5**).

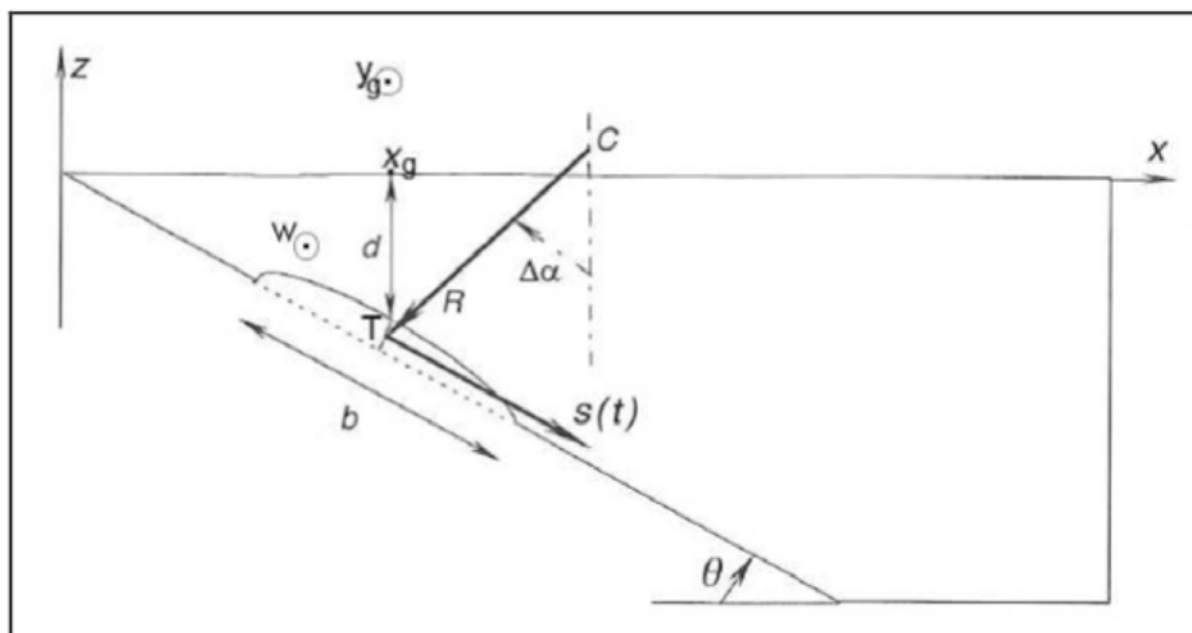


Figure 7.5 : Schéma conceptuel de glissement montrant les paramètres morphométriques susceptibles d'influencer les caractéristiques d'un tsunami et correspondant aux données d'entrée du code TOPICS, modifié d'après Grilli et Watts, 2005. Sur un diagramme $z = f(x)$, X_g étant la latitude du centre de masse; Y_g sa longitude; d représente la profondeur de la projection au fond marin du centre de masse; R est le rayon de courbure pour le cas d'un *slump*, c étant centre de courbure et $\Delta\alpha$ l'angle de rotation; s est le déplacement caractéristique, b : la longueur du bloc, w sa largeur et T son épaisseur du bloc; θ est l'angle de glissement (cas d'un *slide*).

Les caractéristiques dynamiques du mouvement en masse sont approchées dans TOPICS par des coefficients déduits de calculs numériques, validés à l'aide de dispositifs expérimentaux (Enet et al., 2003; Grilli et al., 2002; Grilli and Watts, 2005; Watts et al., 2003). En particulier, les coefficients nécessaires à l'estimation de l'accélération initiale, la vitesse terminale de déplacement (fin de l'accélération), la distance caractéristique parcourue et le temps de mouvement du solide, sont obtenus en fonction des paramètres de glissement (densité, géométrie) et de la bathymétrie locale (pente, profondeur, etc....).

Les équations utilisées pour la simulation de la vague initiale ont été validées à partir de modèles analogiques effectués en bassin. Ces modèles ont simulé essentiellement le déplacement d'un bloc sur un plan incliné (*slide*), les simulations de *slumps* étant plus complexes. La vague initiale générée par un *slump* est donc moins bien contrainte, et nous utiliserons donc uniquement des modèles basés sur des *slides*.

La détermination de l'élévation initiale de la surface libre et des champs de vitesse initiaux s'effectue par simulations numériques basées sur la résolution d'équations non-linéaires tridimensionnelles d'écoulement potentiel (Grilli et al., 2002). Cette méthode de suivi d'interface de type “Boundary Element Method” (BEM) nécessite de lourds calculs. Grilli et al. (2002) ont déduit, d'un ensemble de simulations, des relations empiriques qui déterminent les longueurs d'onde et élévations initiales en fonction des paramètres caractéristiques du mouvement en

masse. Ces estimations sont incluses dans TOPICS et nous dispensent d'effectuer le calcul complet des déformations initiales de la colonne d'eau. En contrepartie de ce gain, l'onde initiale n'est qu'une estimation du mouvement réel et les mouvements transitoires ne sont pas pris en compte. La longueur d'onde et l'élévation initiale dépendent donc explicitement des caractéristiques de mouvement en masse ci-dessus et de la profondeur. Elles sont notamment liées aux échelles de temps du mouvement : plus la pente est forte et la submergence (ratio longueur du bloc/profondeur) faible, plus l'accélération initiale est forte et plus l'amplitude initiale du tsunami est grande. TOPICS transfère ces conditions initiales au modèle de propagation de tsunami à $t = t_0$ qui correspond à la fin d'accélération de la masse glissée (Watts *et al.*, 2003).

Le modèle de rupture et de déplacement est très simple et constitue très probablement une importante source d'erreur sur l'amplitude de la vague à l'origine. Par exemple, le module "slide" dans TOPICS ne tient pas compte de la topographie du fond marin mais uniquement d'une pente constante de glissement ; la masse glissée n'interagit donc pas avec la bathymétrie. Ceci induit des glissements susceptibles de "remonter la pente" et génère une incertitude sur les amplitudes initiales calculées. Par conséquent, la modification de l'azimut de déplacement teste l'impact de la directivité de la vague, et non celui de la bathymétrie et d'un obstacle potentiel. La simulation de *slumps* reste faiblement validée mais des études récentes mettent en évidence une certaine fiabilité du modèle (Watts *et al.*, 2003).

Compte tenu des incertitudes associées à la complexité des mouvements en masse, aux scénarii choisis et aux limitations du code de calcul du mouvement initial, **les valeurs absolues de l'élévation des vagues simulées ne constituent que des indicateurs et des ordres de grandeur et sont à considérer avec précaution. Cependant, les résultats restent fiables en valeurs relatives.** Les incertitudes liées à la faible représentation du mouvement en masse étant relativement similaires dans tout le domaine, il est possible de valider les données relatives d'un point à un autre de la grille. **Ceci rend possible l'étude des variations de vulnérabilité le long de la côte.**

b) Simulation de la propagation du tsunami

La propagation du tsunami est simulée avec FUNWAVE, un modèle résolvant les équations non-linéaires de Boussinesq, développé par l'Université du Delaware (Chen *et al.*, 1995; Kennedy *et al.*, 2000; Wei and Kirby, 1995; Wei *et al.*, 1995). Ce modèle retient jusqu'au second ordre les processus de dispersion [$O((kh)^2)$] et est entièrement non-linéaire en a/h , où k représente le nombre d'onde, a l'amplitude, et h la profondeur de la colonne d'eau. Wei et Kirby (1995) ont montré que la résolution des équations complètes non-linéaires de Boussinesq est très importante pour reproduire convenablement les effets de *shoaling* des crêtes et, par conséquent l'inondation de la côte. La prise en compte des effets dispersifs est essentielle pour le cas des ondes courtes (vagues de vent, houle). Pour les ondes longues (tsunamis), les effets dispersifs peuvent générer des modes de courte longueur d'onde, proche des longueurs d'onde caractéristiques des baies fermées. Ce phénomène est susceptible de générer des effets de résonance. FUNWAVE modélise la dissipation des vagues déferlantes et simule le *runup* et l'inondation à la côte grâce à un schéma de côtes mobiles (*moving shoreline*). Contrairement aux modèles d'ondes longues, les vitesses horizontales simulées dans FUNWAVE dépendent de la profondeur, et les accélérations verticales ne sont plus négligées : l'hypothèse hydrostatique n'est pas retenue. La simulation de propagation FUNWAVE a pu être validée par diverses simulations, dont les résultats ont été comparés à des observations sur le terrain (e.g. (Grilli *et al.*, 2007; Ioualalen, 2007; Rahiman *et al.*, 2007; Tappin *et al.*, 1999)).

7.3.2 Matériel

Le calculateur utilisé pour traiter le code est le cluster de Géosciences Azur. Il s'agit d'une grappe de serveurs (ou ferme de calcul) installée en réseau. Les serveurs (noeuds) partagent une baie de disques commune pour répartir la charge de calcul. Huit unités du cluster (32 Go de RAM) sont

réservées aux calculs numériques de GEOWAVE.

7.3.3 Création de la grille de calcul

Une grille de calcul est générée autour des zones d'instabilités à partir des données de bathymétrie et topographie. Elle est matérialisée par un fichier ascii en colonnes x, y et z, correspondant aux longitudes, latitudes, et élévations. La grille doit répondre aux contraintes suivantes :

- 1) Elle doit être suffisamment large autour de la zone source, i.e., la zone de glissement, afin de permettre la simulation la plus complète de la propagation et de la hauteur d'inondation à terre (*runup*), et éviter d'éventuels effets de bord sur les zones d'intérêt.
- 2) Elle ne doit pas être tronquée aux abords des côtes afin de ne pas omettre de possibles réflexions.
- 3) Elle doit être suffisamment fine pour reproduire de manière détaillée la bathymétrie, la géométrie des baies (zones de divergence, mais aussi celles potentielles de résonance), et des caps (zones de convergence et de focalisation des vagues), afin de simuler de façon satisfaisante la propagation et les variations d'amplitudes du tsunami.
- 4) Elle doit être suffisamment étirée: le nombre de nœuds doit être adapté à la capacité de calcul du calculateur disponible.

La grille a été générée avec le logiciel ESRI ArcGIS 9.1. Le MNT original a été compilé à Géosciences Azur, avec des données de bathymétrie multifaisceaux (Simrad EM12D) pour la pente et la fosse (résolution 150 m), des données sondes et de la bathymétrie satellite pour la plateforme (résolution de l'ordre d'un arc de minute), et des données USGS *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) pour la terre (résolution 90m).

Les données sont ensuite intégrées sous le logiciel Surfer 6.2.

la maille de la grille est $dx = 200$ m, et la zone de travail a été dimensionnée au cadre suivant qui comprend la ville d'Esmeraldas :

Xmin : 81,25°W	Ymin : 1,87°N
Xmax : 79,14°W	Ymax : 0,71°N

La grille contient donc 768 300 noeuds ($n_x = 1182$; $n_y = 650$), permettant d'effectuer les modélisations en une semaine de temps CPU. Notons qu'une grille plus précise ($dx = 150$ m) et d'extension plus large (incluant notamment la ville de Tumaco en Colombie) avait initialement été choisie. Cependant, les impératifs de temps ne nous ont pas permis de mener les simulations à terme car celles-ci nécessitaient trop de temps de calcul CPU (environ 5 semaines). Le pas de temps a été fixé à $dt = 0.3$ secondes pour éviter toute création et propagation d'instabilités numériques.

7.4 Sources de l'alea tsunami

Ratzov *et al.* (2007) ont mis en évidence plusieurs zones d'instabilités sédimentaires essentiellement localisées sur les flancs de canyon et en pied de pente. Par ailleurs, nous avons montré la présence dans la fosse de MTDs avec un temps moyen de retour des instabilités d'environ 7000 ans et dont les volumes sont comparables à des cicatrices de petite

taille imbriquées à l'intérieur de cicatrices plus larges, résultant d'évènements potentiellement tsunamigènes.

Les glissements intervenant sur les flancs de canyons sont difficiles à modéliser car leur déplacement est confiné et guidé, tandis que le modèle nécessite une pente libre et constante. Il nous a donc été impossible de les modéliser. Par ailleurs, par contrainte de temps, nous avons décidé de nous focaliser uniquement sur deux simulations intervenant en pied de pente de pente : le glissement S2a et le glissement S2b imbriqué à l'intérieur de la cicatrice du précédent.

7.4.1 Morphologie de la zone d'étude

Au sud de 0°48'N, la côte est rectiligne, d'orientation N-S (**Figure 7.6A**). A 0°48'N, elle forme une pointe (Punta Galera) au nord de laquelle la côte reste relativement rectiligne, mais son orientation change et devient ~70°N (**Figure 7.6B**). La côte est escarpée et soulignée par des falaises de hauteur supérieure à 100 m, à l'exception de quelques plaines alluviales. Les deux principales villes, Atacames à l'ouest à une longitude de 79°50'W (11 000 habitants) et Esmeraldas à l'est à une longitude de 79°38'W (95 000 habitants) sont bâties sur des plaines alluviales et s'étendent sur les hauteurs avoisinantes (**Figure 7.6B**). La morphologie sous-marine de la façade ouest montre une pente inférieure (profondeur > 1500 m) escarpée (~9°) d'orientation N30°, parallèle au front de subduction. Elle est affectée par de nombreuses cicatrices de glissements (Chapitres 4 et 5), induisant localement des pendages voisins de 25°. Les cicatrices des glissements considérés pour les simulations y sont localisées, à une latitude de ~1°34'N, et à ~3050 m de profondeur (**Figure 7.6C**). La pente supérieure (profondeur < 1500 m) est moins forte (7°) et présente une morphologie plus douce, moins affectée par l'érosion. Elle est caractérisée par la présence de ravines et seulement trois cicatrices d'arrachement, dont le diamètre est inférieur à 5 km. La pente supérieure est à peu près rectiligne, orientée N25° jusqu'à la latitude de 1°15'N, à ~45 km au nord-est de la pointe de Galera, puis change progressivement d'orientation jusqu'à atteindre l'azimut N120°. Dans cette zone, le plateau continental est localement élargi (~40 km) en comparaison avec la largeur de ~10 km le long de la façade ouest au niveau de Punta Galera et ~15 km le long de la façade nord face à Esmeraldas. Le plateau continental forme un promontoire sous-marin que nous appelons « promontoire d'Atacames ». A l'est du promontoire, le plateau continental représente la terminaison de la baie (sous-marine) de Manglares et présente une forme concave. Il est incisé par les quatre segments du canyon d'Esmeraldas orientés N-S, dont le segment oriental se termine directement à l'embouchure du fleuve Esmeraldas. Le canyon Esmeraldas allant jusqu'à la fosse incise le plateau et la pente continentale sur une profondeur pouvant atteindre ~1000 m.

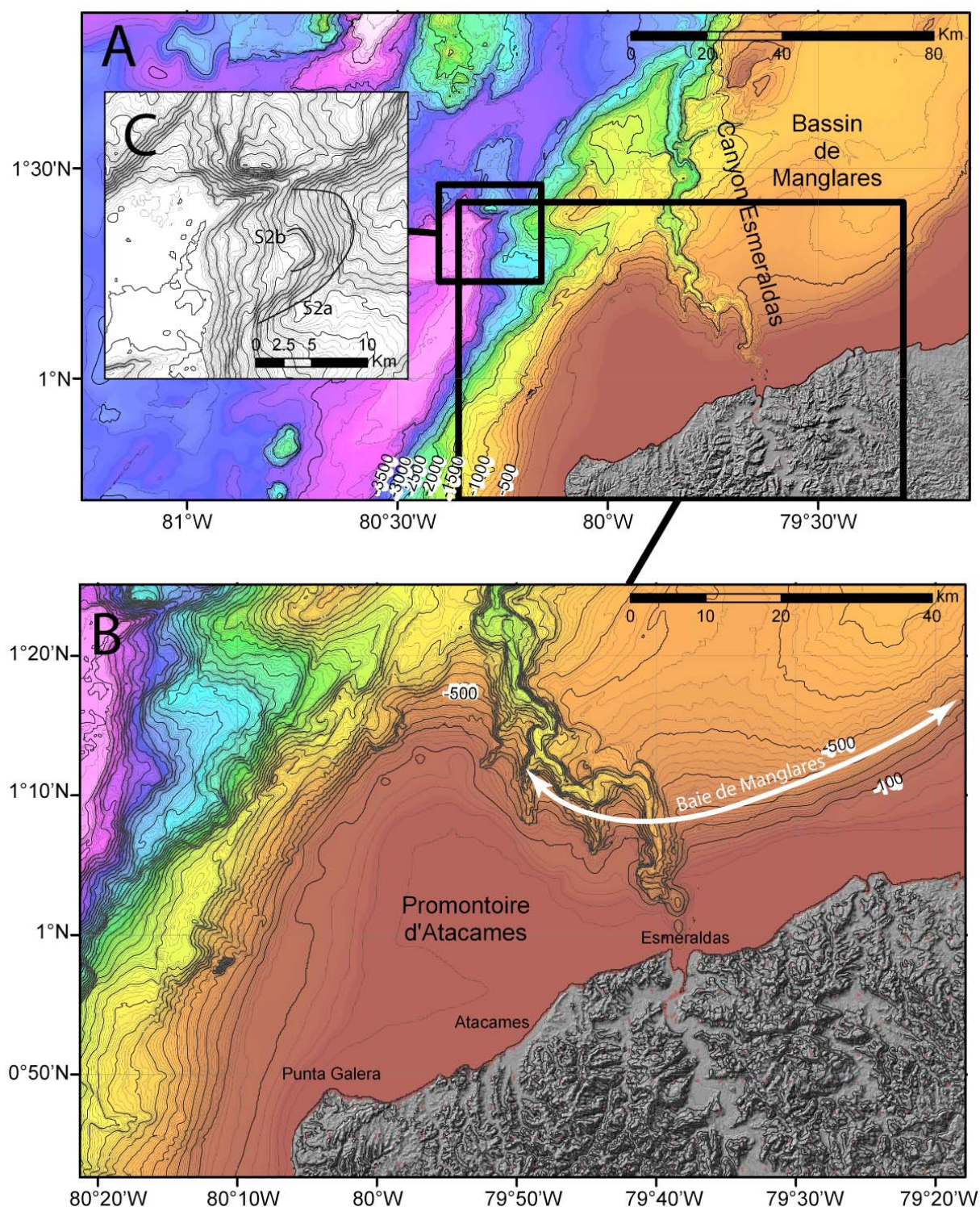


Figure 7.6 A) Carte morphologique illustrant la zone utilisée pour les simulations. Les courbes de niveau maîtresses sont espacées de 500 m B) Détail de la morphologie de la zone côtière centrée sur les villes principales d'Atacames et d'Esmeraldas. Les courbes de niveau maîtresses sont espacées de 100 m. C) Détail des cicatrices de glissement S2a et S2b utilisées pour les deux simulations de tsunamis. Les courbes de niveau maîtresses sont espacées de 100 m et les courbes de niveau secondaires sont espacées de 20 m.

7.4.2 Scenarii des mouvements en masse et paramètres morphométriques.

Les paramètres morphométriques nécessaires aux simulations ont été définis par Watts *et al.* (2005). Dans le cadre de cette étude, ces paramètres ont été déduits à partir de l'analyse des données bathymétriques et sont résumés dans la Table 7.1. Bien que les deux blocs glissés correspondent probablement à des *slumps* (Chapitre 5), nous allons les considérer comme étant des *slides* pour les raisons citées précédemment.

Les blocs choisis sont délimités par des cicatrices de glissements marquées dans la topographie. Dans les deux cas, nous avons opéré de manière identique :

- 1) Nous avons mesuré la longueur dans le sens du glissement, la largeur, la localisation du centre du bloc, et sa profondeur.
- 2) Nous avons reconstitué la surface bathymétrique anté-glissement à l'aide du logiciel ArcGIS afin de calculer le volume du bloc, et en déduire sa hauteur équivalente en le considérant comme un semi ellipsoïde.
- 3) Nous avons mesuré l'azimut du glissement et le pendage de sa pente moyenne qui peut être différente du pendage de la surface de rupture, mais qui tient compte du pendage de la pente sous-jacente au bloc sur lequel celui-ci se déplace.

Dans le but d'éviter la création d'instabilités numériques un pas de temps $dt = 0.3$ s a été choisi. La simulation couvre 26 400 pas de temps, représentant une durée de propagation du tsunami de ~2h10. Cette durée a été estimée suffisamment grande pour l'arrivée des crêtes maximales au niveau de la côte.

La cicatrice S2b est imbriquée au sein de la cicatrice S2a, les deux blocs glissés possèdent donc certaines caractéristiques communes (**Table 7.1**) telles que la localisation de leur centre de masse (à quelques millièmes de degré près), leur profondeur (à 40 m près), l'azimut du glissement, le pendage de la pente, et la densité du matériel glissé. Les simulations diffèrent donc essentiellement par les dimensions des deux blocs, la taille et le volume du bloc S2a étant supérieurs à ceux du bloc S2b (**Table 7.1**)

		S2a	S2b
Entrée	Longitude (degrés décimaux)	-80,257	-80,254
	Latitude (degrés décimaux)	1,34	1,331
	Profondeur du centre de masse projeté à la surface du bloc avant glissement (m)	3050	3090
	Longueur du bloc (le long de la direction du mouvement, il peut s'agir de l'axe court du volume glissé) (m)	6418	2817
	Largeur du bloc (axe perpendiculaire à la direction de glissement) (m)	9772	3882
	Epaisseur équivalente du bloc (calculée à partir du volume pour ramener le bloc à un semi-ellipsoïde) (m)	229	151
	Angle de glissement (°)	8	8
	Azimut de glissement (°)	273	273
	Volume (km ³)	11,3	1,3
	Densité des sédiments	1900	1900
Sortie	Accélération initiale du bloc (m/s ²)	0,408	0,408
	Vitesse terminale (Km/h)	390	258
	Distance parcourue en accélération (m)	28 768	12 627
	Durée de l'accélération (s)	265	175
	Longueur d'onde du tsunami (Km)	45,9	30,6
	Position du creux par rapport au centre de masse (m)	10 573	3 999
	Amplitude du creux (m)	-5,2	-0,57
	Amplitude de la crête (m)	2,4	0,42

Table 7.1: Paramètres morphométriques des blocs glissés fournis en entrée du code TOPICS, et paramètres de la vague initiale résultante en sortie.

7.5 Résultats

7.5.1 Déformation initiale

Les paramètres du glissement simulé et ceux de la vague initiale sont donnés en sortie par le programme TOPICS, et sont synthétisés dans la Table 1. La vague initiale est représentée dans la **Figure 7.7**.

Le mouvement en masse, pendant sa phase d'accélération, génère une déformation caractéristique de la colonne d'eau qui contrôle les paramètres fondamentaux du tsunami. Cette déformation est contrôlée entre autres par les dimensions du bloc, mais également par la durée de l'accélération du bloc, sa vitesse terminale, et la distance parcourue. Le tsunami initial est caractérisé par une amplitude de crête et de creux qui ne sont pas nécessairement identiques. En effet, un glissement génère un creux dont l'amplitude est supérieure à celle de la crête. Le tsunami est également caractérisé par sa longueur d'onde qui définit ses caractéristiques dissipatives (une courte longueur d'onde implique une dissipation plus rapide).

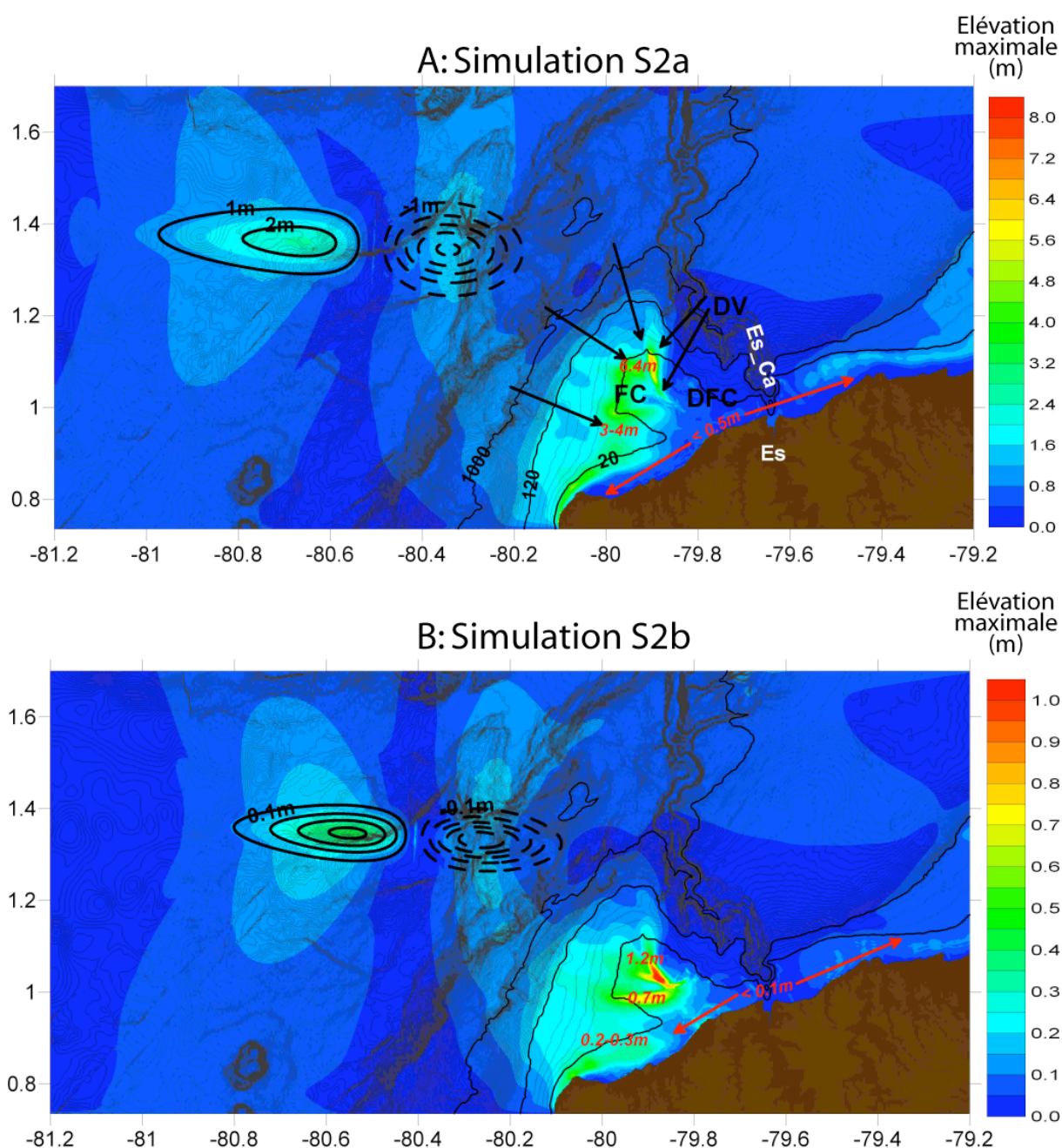


Figure 7.7 : Résultats des simulations des élévations maximales enregistrées pendant la durée de propagation des tsunamis S2a et S2b (~2,2h). Le creux initial est représenté par les ellipses en trait pointillé (iso-valeurs tous les mètres pour S2a, tous les 0,1 mètre pour S2b), la crête initiale est représentée par les ellipses en trait plein (iso-valeurs tous les mètres pour S2a, tous les 0,1 mètre pour S2b). Les isobathes sont espacées de 20 m. Les isobathes à -120 m représentent la position du niveau marin lors du dernier maximum glaciaire. Les isobathes à -20 m représentent la limite d'émersion du promontoire d'Atacames. FC : focalisation de la vague, DFC : défocalisation de la vague, DV : Divergence de la vague. Es : Ville d'Esmeraldas, Es_Ca : Canyon Esmeraldas. A noter que les coordonnées géographiques du cadre sont indiquées en degrés décimaux contrairement aux autres figures.

Les deux simulations montrent une direction d'allongement de la vague initiale parallèle à l'azimut du glissement, et donc identique dans les deux cas (N273°), mais également un creux initial situé dans le sens amont du glissement, et une crête initiale située dans le sens aval. Il existe par contre une différence de localisation du creux et de la crête initiaux. En effet, le

creux initial généré dans le cas de la simulation S2b est à environ 4000 m en aval du bloc glissé, tandis que celui généré dans la simulation S2a est situé à environ 10 600 m en aval du glissement. De plus, l'amplitude des creux initiaux issus des deux simulations varie d'ordre 10 en faveur du bloc S2a (-5,2 m contre -0,57 m pour S2b), et celle de la crête varie d'ordre 5 (2,4 m pour S2a, 0,42 m pour S2b). La longueur d'onde est également supérieure dans le cas du bloc S2a (45,9 km) à celle générée par le glissement du bloc S2b (30,6 km). Ces différences impliquent une amplitude supérieure dans le cas de S2a, ainsi qu'un déplacement de la localisation du tsunami initial vers l'aval du glissement.

Toutes ces quantifications sont toutefois à considérer avec précaution du fait des incertitudes de la modélisation de la vague initiale, mais on peut retenir les variations relatives entre les deux simulations. À paramètres identiques, le bloc plus volumineux (S2a) génère une onde ayant une plus forte amplitude, mais également ayant une longueur d'onde supérieure. Le tsunami résultant de la simulation S2a est donc plus important.

7.5.2 Propagation du tsunami

La **Figure 7.7** représente la localisation des élévations maximales de la surface libre en tout point du domaine pendant la durée de la simulation. Ces cartes ne représentent donc pas la situation à un instant donné, mais permettent de visualiser l'ensemble des zones à risque associées à un événement sur une même carte. Le détail de la propagation dans le temps est quant à lui représenté sur la **Figure 7.8**. Trois résultats principaux se dégagent des simulations :

- Élévation maximale des vagues au large

Dans le cas de la simulation S2a, les élévations maximales des crêtes atteignent localement 6,4 m au dessus du niveau de la mer. Ces élévations sont atteintes au large, à environ 25-30 km au nord des côtes ($\sim 1.06^\circ\text{N}$ 79.86°W), à l'aplomb du promontoire d'Atacames. Cette élévation est liée à la fois au phénomène du levage à l'approche du plateau continental, mais elle est aussi, et surtout, le résultat d'une focalisation discutée ultérieurement. À l'exception de cette zone, l'élévation maximale des vagues est voisine de 3-4 m et est à peu près constante sur le plateau au niveau du promontoire d'Atacames. La simulation du glissement S2b montre les mêmes tendances à la hauteur des vagues près (**Figure 7.7**), celles-ci n'atteignant qu'une hauteur maximale de 1,2 m à l'aplomb du promontoire d'Atacames, et n'excédant pas 0,2-0,3 m sur le reste de la zone investiguée.

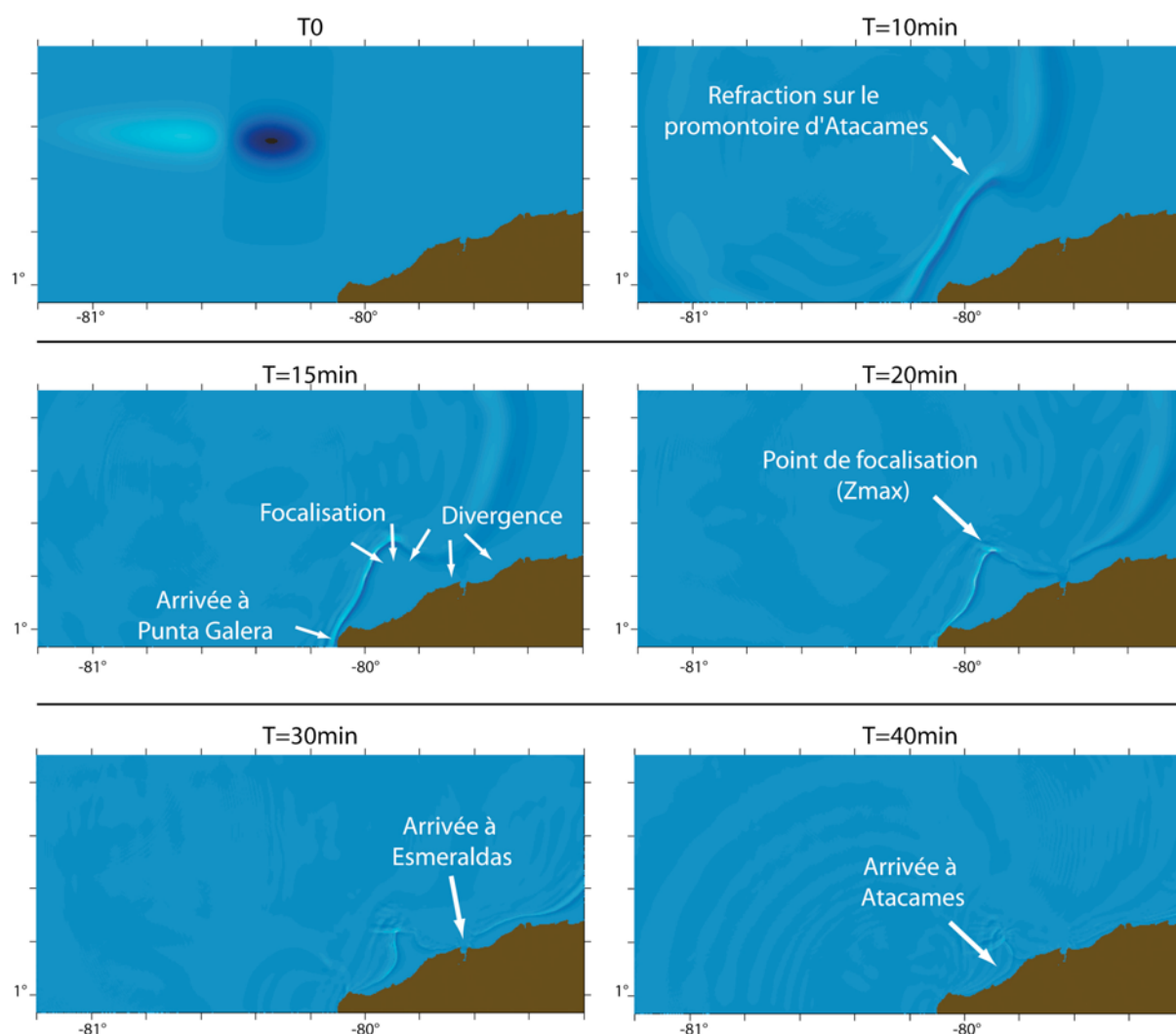


Figure 7.8 : Propagation du tsunami généré par le glissement S2a. Les zones sombres représentent un creux, tandis que les zones claires représentent une crête. À noter que ce sont des creux qui arrivent en premier à la côte.

- Élévation des vagues réduite sur la côte face à Esmeraldas

Les deux simulations montrent un impact réduit sur les côtes et en particulier face à la ville d'Esmeraldas. L'élévation maximale des vagues est à peu près constante, et n'excède pas 0,5 m de part et d'autre d'Esmeraldas. Toute la zone s'étendant à ~30 km de part et d'autre de la ville représente ainsi des valeurs minimales locales. Pour la simulation S2b, les résultats relatifs et les rapports d'amplitudes sont similaires. La hauteur des vagues arrivant dans cette zone inférieure à 0,1 m. À noter toutefois que la zone de valeurs minimales s'étend légèrement moins à l'ouest que dans le cas de la simulation S2a. **Insistons encore que nous ne retiendrons pas les valeurs absolues des élévations simulées, mais uniquement les ordres de grandeurs et les tendances (variabilité spatiale).**

- Temps d'arrivée aux villes d'Esmeraldas et Atacames de 30 et 40 minutes

La **Figure 7.8** et le fichier d'enregistrement du temps d'arrivée des maxima d'élévation (non montré ici) montrent que le tsunami arrive à la côte nord en ~30 minutes (la vague est lente car elle doit parcourir le plateau très peu profond) alors que la Punta Galera est atteinte dès ~15 minutes. La ville d'Esmeraldas est la première ville à être touchée par le train d'onde au

bout de ~30 minutes, tandis que le tsunami arrive à Atacames au bout de ~40 minutes environ. Il est intéressant de noter que la vague atteint la ville d'Esmeraldas en premier, tandis que la ville d'Atacames est plus proche de la source du tsunami.

7.6 Discussion

Ces résultats posent dans un premier temps les questions suivantes : Pourquoi les élévations maximales se produisent-elles au large? Pourquoi la région d'Esmeraldas est-elle relativement protégée, et pourquoi la ville d'Esmeraldas est-elle atteinte avant celle d'Atacames alors que cette dernière est plus proche de la source du tsunami? On débattera ainsi également sur la vulnérabilité des côtes.

7.6.1 Risques tsunami : influence de la bathymétrie.

Dans le cas d'une configuration simple et régulière du fond sous-marin schématisé par une plaine abyssale, une pente continentale et un plateau continental menant à la côte, un tsunami s'amplifie par effet de levage, atteignant la côte avec une amplitude maximale (**Figure 7.3**). Cet effet peut être observé sur le segment ouest de la pente continentale où la pente est régulière et à peu près rectiligne jusqu'à la côte. En effet à cet endroit, le tsunami ralentit et gagne en amplitude, et atteint la côte ouest face à Punta Galera avec une amplitude localement maximale. Les modèles testés diffèrent toutefois de ce schéma simple, puisqu'on trouve des élévations maximales au large tandis que les élévations à la côte sont nettement moins importantes. De plus, les élévations face aux villes d'Esmeraldas et d'Atacames représentent un minimum local.

La répartition des élévations maximales peut être directement corrélée avec la morphologie du fond marin. Sur la façade ouest de la pente continentale, le mode d'amplification est principalement le levage (**Figure 7.8**) (les élévations atteignent ainsi 1,5 à 2 m au voisinage du plateau continental, **Figure 7.7**). Les valeurs maximales simulées de 6,4 m affectent la pointe du promontoire sous-marin d'Atacames. Nous attribuons cette amplification locale à un processus de focalisation provoqué par la morphologie convexe du promontoire. Les ondes se focalisent ainsi dans sa zone centrale (FC dans **Figure 7.7**) et se défocalisent en aval (DFC dans **Figure 7.7**), avec une élévation quasiment inchangée le long du plateau continental restant (pas de levage puisque la pente est très faible, **Figure 7.7**).

Les élévations minimales face aux villes d'Esmeraldas et d'Atacames peuvent elles aussi s'expliquer par la morphologie du fond marin. En effet, cette zone de minimum local se situe à la fois à l'arrière du promontoire d'Atacames, mais aussi face à la baie de Manglares. L'alliance de ces deux morphologies remarquables peut causer des valeurs minimales locales. En effet, la défocalisation à l'arrière du promontoire d'une part a tendance à faire diminuer la hauteur des vagues. D'autre part, on n'observe pas de phénomène de levage au niveau de la baie de Manglares. Sa géométrie concave génère donc une divergence des vagues ce qui a également pour effet d'amoindrir leur hauteur maximale. De plus, le canyon Esmeraldas ayant sa tête ancrée directement à la sortie du port d'Esmeraldas, sa morphologie concave à sa terminaison provoque également un effet local de divergence. La zone d'Esmeraldas est ainsi protégée par les effets conjoints de la défocalisation et de la divergence.

Outre l'effet de levage qu'elle génère, la faible profondeur du promontoire d'Atacames influe également sur les temps d'arrivée des vagues à la côte. En effet, nous remarquons que la ville d'Esmeraldas est atteinte par la vague avant celle d'Atacames, alors que cette dernière se situe plus près de la source. Le promontoire se situe sur le trajet de la

vague, et du fait de la faible profondeur, la vague ralentit. La ville d'Esmeraldas étant plus excentrée par rapport au promontoire, la vague se propage dans une tranche d'eau plus profonde, et donc plus vite. Cette morphologie particulière génère donc une variation de la vitesse de propagation des vagues et explique de ce fait pourquoi la ville d'Esmeraldas est atteinte avant celle d'Atacames.

Ces résultats basés sur la description de la simulation S2a sont concordants avec ceux observés à l'issue de la simulation S2b. Seules les amplitudes varient, celles-ci étant nettement moins importantes dans le cas de la seconde simulation. En résumé, la répartition des élévations maximales s'explique par la morphologie du fond marin générant une focalisation à l'aplomb du promontoire sous-marin d'Atacames, et une divergence au niveau de la baie d'Esmeraldas.

7.6.2 Risque tsunami : Influence de la topographie sur la vulnérabilité des côtes

La configuration particulière du fond marin influe directement sur l'amplitude et le temps d'arrivée des tsunamis arrivant à la côte. La ville d'Esmeraldas semble ainsi protégée par la présence de la baie sous-marine de Manglares générant une divergence. Toutefois, le relief terrestre joue également un rôle prépondérant dans le risque d'inondation des côtes. Ainsi, la morphologie de la cote marquée par de grandes falaises rectilignes de plusieurs dizaines de mètres de hauteur protège la majorité de la côte de l'impact des tsunamis. Bien que les villes soient bâties sur des plaines alluviales de faibles altitudes (moins de 15 m pour la majorité de la ville d'Atacames), celles-ci ne semblent courir que peu de risques du fait de la morphologie particulière du haut-fond marin de la plateforme d'Atacames. L'absence de carte topographique précise de la zone ne nous permet pas d'estimer précisément l'étendue de la zone inondée, mais la faible élévation des crêtes ($<0,5$ m) arrivant aux villes d'Atacames et d'Esmeraldas laisse supposer que les villes subissent des amplitudes de vagues considérablement atténuées.

L'impact des tsunamis sur ces villes est toutefois à prendre avec précautions, puisque la source des tsunamis modélisés se situe au large à l'ouest. Le promontoire sous-marin d'Atacames est situé sur le trajet du tsunami et a de ce fait un effet important sur les amplitudes et le temps d'arrivée du tsunami sur la côte. Les résultats seraient différents dans le cas d'une source située ailleurs comme par exemple au nord. Cependant, la baie de Manglares par sa forme concave et la divergence qu'elle génère réduirait sans doute l'amplitude des vagues et donc amoindrirait le risque pour ces villes côtières.

7.6.3 Evolution morpho-structurale et tsunamis

La morphologie de la marge à proximité de la côte influence de façon majeure la hauteur des vagues de tsunami ainsi que leur direction de propagation. Il est donc intéressant de comprendre l'évolution structurale de la marge et les variations morphologiques qui en résultent afin d'envisager l'évolution des impacts tsunamiques à la côte.

Il est évident que l'échelle de temps considérée dans l'évolution morpho-structurale d'une marge active est tout à fait incompatible avec une étude de risques applicable à l'échelle humaine. Cependant, il est intéressant de comprendre les interactions entre morpho-structure et tsunamis, par exemple dans le cadre de l'étude de l'enregistrement sédimentaire d'anciens événements tsunamiques.

a) Origine du promontoire d'Atacames

Le caractère immergé du promontoire d'Atacames joue un rôle clef dans la diminution du risque tsunami de la façade nord de l'Equateur. En effet, si celui-ci était émergé (cas de la majorité des caps à terre) la focalisation autour de lui provoquerait une amplitude maximale qui atteindrait directement la côte. Nous nous sommes de ce fait intéressés à l'origine et à l'évolution d'une telle structure influant sur la propagation et l'impact d'un tsunami sur la côte.

Pedoja *et al.* (2006a) ont montré la présence de terrasses marines soulevées sur la côte Pacifique d'Equateur et notamment à Punta Galera (**Figure 7.9A**). Trois terrasses élevées de 45 à 101 m d'altitude ont été observées, et les deux premières datées à 98 et 220 ka. Elles impliquent une surrection de la côte depuis au moins 220 ma et probablement ~320 ma en extrapolant le taux de surrection ($\sim 0,32 \text{ mm.an}^{-1}$) jusqu'à la troisième terrasse. Les auteurs interprètent cette surrection comme le résultat de la subduction de la ride de Carnégie, édifice de 400 km de large et 2 km de hauteur situé sur la plaque Nazca (Lonsdale, 1978) au sud ouest de la zone d'étude (**Figure 7.9A**). Sur la base de critères morphologiques et cinématiques, (Collot *et al.*, in prep) ont proposé un modèle faisant intervenir la subduction de la ride de Carnegie depuis au moins 4 Ma. Selon ces mêmes auteurs, la présence de terrasses surélevées s'expliquerait également par la présence de la ride à l'aplomb de Punta Galera. La limite septentrionale de la ride de Carnégie, mal contrainte actuellement par manque de données géophysiques sur le plateau continental, pourrait se trouver sous le promontoire sous-marin d'Atacames. La présence de la ride expliquerait dans ce cas la surrection et l'apparition du promontoire.

Se basant sur des données bathymétriques, Dumont *et al.* (2003) proposent que le promontoire d'Atacames correspond à un ancien delta de la rivière Esmeraldas déposé dans le bassin de Manglares. Cette hypothèse ne peut être vérifiée à cause du manque de données de sismique réflexion dans la zone. Bien que ne tenant pas compte de la surrection côtière, elle n'est pas incompatible avec la surrection du promontoire causée par la ride de Carnegie, et pourrait intervenir en second ordre dans la construction de cet édifice.

7.6.4 Evolution du promontoire

En raison de la morphologie actuelle de la marge, le promontoire sous-marin d'Atacames réduit la hauteur des vagues à la côte. Cette configuration serait toutefois modifiée en cas d'émergence du promontoire. En effet, la focalisation générée par celui-ci amènerait les vagues à forte élévation directement à terre. Plusieurs paramètres peuvent contrôler seuls ou conjointement l'émersion du promontoire à des échelles de temps géologiques et non humaines.

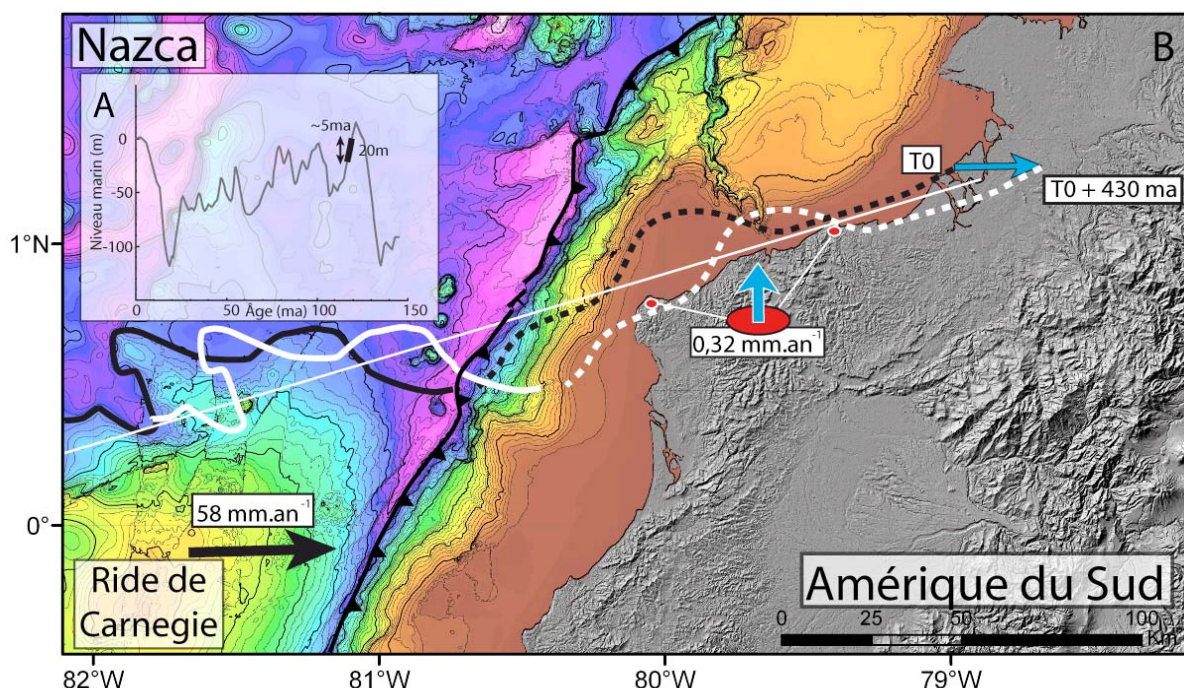


Figure 7.9 : A) Variations du niveau marin depuis 150 ma (modifié d'après Labeyrie et al.; 1987). Le tronçon noir représente une variation de 20m se produisant en ~5 ma. **B)** Carte de la zone de subduction au large du bord Equateur. La ligne noire pleine représente la limite actuelle de la ride de Carnegie, la ligne noire en tirets représente la limite potentielle de la ride de Carnegie sous la marge (modifiée d'après (Collot et al., in prep)). Les lignes blanches représentent la position de la ride de Carnegie décalée de 25 km selon le vecteur convergence de la plaque Nazca par rapport à la plaque Amérique du Sud (Trenkamp et al., 2002). Les petites ellipses rouges représentent la position des terrasses marines soulevées à 0,32mm.an⁻¹ (d'après Padoja et al. ; 2006)

- Variations glacio-eustatiques :

Le niveau de la mer était 120 m au-dessous du niveau actuel au cours du dernier cycle glaciaire (Haq *et al.*, 1987). La partie « plate » du sommet du promontoire étant située entre 20 et 120 m de profondeur, une variation glacio-eustatique a pu provoquer son émergence, notamment lors du dernier maximum glaciaire (20 ka). En se basant uniquement sur la vitesse de baisse du niveau marin mise en évidence à 120 ka au début de la dernière phase glaciaire (Lea *et al.*, 2002), en supposant qu'on se trouve en période de niveau maximum de la mer, et en écartant tout mouvement vertical tectonique, on peut estimer que la prochaine période d'émergence du sommet du promontoire (20 m) se produira dans 5 ka. (**Figure 7.9A**)

- Surrection et subsidence tectoniques

Les mouvements verticaux d'origine tectonique, indépendamment des variations eustatiques du niveau marin contrôlent également l'émergence ou l'immersion du promontoire. En se basant sur un taux de surrection constant de ~0,32 mm.an⁻¹ depuis 320 ka observé sur les terrasses marines de Punta Galera (Padoja et al., 2006a), on peut prévoir une surrection de 20 m en ~62,5 ma. Cette prévision doit toutefois être prise avec précaution. En effet, l'expansion de la limite septentrionale de la ride de Carnégie est mal contrainte sous la marge. La ride est absente au front de subduction à l'ouest du promontoire d'Atacames selon la direction du vecteur de convergence de la plaque Nazca. Cette observation implique que si la ride est présente actuellement sous le promontoire, celle-ci disparaîtra en subduction vers l'est et ne pourra plus soutenir le promontoire. Celui-ci subira de ce fait une subsidence et disparaîtra probablement lui aussi à terme. Cette subsidence se manifestant certainement déjà

sur la pente inférieure de la marge. En effet, son pendage moyen élevé (9°) et la pente fortement déstabilisée ont été interprétés par Collot *et al.* (in prep) comme le résultat du balayage de la ride de Carnégie. Dans le cas d'une disparition du promontoire tout phénomène de focalisation serait éliminé. À cause de l'absence de ride au front de subduction et du caractère déstabilisé de la pente, on peut supposer que la limite de la ride de Carnégie se trouve en dessous du promontoire, et non plus à l'ouest. Dans ce cas, en se basant sur un taux de convergence de 58 mm.an^{-1} (Trenkamp *et al.*, 2002), et une migration de la ride de $\sim 25 \text{ km}$ vers l'est afin de libérer le promontoire, on peut supposer une disparition de celui-ci en $\sim 430 \text{ ka}$ (**Figure 7.9A**).

Les étapes de l'évolution morpho-structurale de la marge ont donc une influence immédiate sur l'impact des tsunamis à la côte. La recherche de dépôts de tsunamites à terre, notamment dans les zones basses autour des plaines alluviales, peut être envisagée afin de contraindre avec d'avantage de précision l'impact passé des tsunamis sur la côte. En plus des enjeux évidents d'estimation et de prévention des risques et de protection des populations, l'analyse des variations de l'impact tsunamigène sur les côtes pourrait ainsi être envisagée comme une approche novatrice pour l'étude de l'évolution morpho-structurale d'une marge.

7.7 Conclusions

Deux simulations de tsunamis générés par des glissements issus d'escarpements emboîtés en pied de pente de la marge active du nord Equateur et dont les volumes diffèrent d'un ordre 10 amènent les résultats principaux suivants :

- Les tsunamis subissent une augmentation d'amplitude par effet de levage à l'approche du plateau continental. Toutefois, du fait de la présence du promontoire sous-marin d'Atacames entre la côte et le glissement, les élévations maximales sont observées à l'aplomb de ce promontoire par effet de focalisation.
- Des élévations localement minimales atteignent les principales villes d'Esmeraldas et d'Atacames en réponse à un effet de divergence provoqué par la baie sous-marine de Manglares.
- Du fait de la vitesse de propagation des vagues moins élevée à l'aplomb du promontoire d'Atacames, la ville d'Esmeraldas est atteinte avant celle d'Atacames, alors que cette dernière est plus proche de la source du tsunami.
- Les deux simulations montrent une répartition équivalente des élévations maximales, et des amplifications de même rapport. Les élévations des vagues générées par le plus petit glissement sont toutefois peu importantes.
- La ville d'Atacames est relativement peu touchée par les effets des tsunamis simulés ayant une source à l'ouest. Il serait intéressant de comparer ces résultats avec des tsunamis générés par des sources situées au nord par exemple.
- Le promontoire d'Atacames, interprété comme le résultat de la subduction de la ride de Carnégie, focalise le tsunami au large car il est immergé mais peu profond.
- L'évolution du promontoire d'Atacames se produit à une échelle de temps géologique. On peut de ce fait estimer que la carte des risques de la côte ne subit pas de changements majeurs liés à l'évolution de ce promontoire.
- En se basant sur des calculs simples liés à l'eustatisme ou aux mouvements verticaux tectoniques, nous avons estimé que le promontoire pourrait se retrouver immergé en 5 ka ou $62,5 \text{ ka}$ selon les variations eustatiques ou tectoniques. La hauteur des vagues arrivant aux côtes serait alors profondément modifiée, le tsunami atteignant des valeurs maximales à terre.

- Des estimations basées sur la géométrie de la ride de Carnégie et le taux de convergence de la plaque Nazca vers Amérique du Sud montrent toutefois que le promontoire pourrait disparaître définitivement par subsidence au bout de 430 ka ce qui limiterait les probabilités de focalisation de tsunami dans cette zone.

Chapitre 8 Conclusions Générales et Perspectives

A partir d'un jeu de données nouvelles de bathymétrie multifaisceaux, de sismique réflexion, de sondeur de sédiments, et de carottes sédimentaires, nous avons étudiés les processus gravitaires et l'évolution des canyons rencontrés sur la marge Nord Equateur – Sud Colombie afin de caractériser la déformation de la marge à court terme (plusieurs cycles sismiques) et à moyen terme (à l'échelle du Quaternaire). Nous avons pour cela guidé notre étude selon quatre axes principaux. 1) La reconnaissance morphologique permet d'établir les zones de déstabilisations préférentielles de la marge et leurs causes. 2) L'analyse de la morphologie et des séquences de dépôts permet de contraindre la mise en place d'un système de canyons en contexte de marge active, et de relier son évolution à celle de la déformation de la marge au cours du Pléistocène. 3) L'étude des dépôts dans la fosse permet de contraindre la déformation d'un segment de marge en érosion tectonique à l'échelle de quelques cycles sismiques. 4) Enfin, le potentiel tsunamigène de la déformation du fond marin a été contraint à l'aide de simulations numériques.

- *Zones de déstabilisation préférentielles*

Les résultats de ce travail confirment que les instabilités gravitaires sur une marge active sont majoritairement contrôlées par des facteurs tectoniques.

En effet, l'analyse morphométrique de la marge a permis de mettre en évidence que des glissements potentiellement tsunamigènes se produisent aux localités types suivantes : 1) sur le front du segment de marge en érosion, 2) sur les flancs de canyons, et 3) dans la continuité d'une faille crustale majeure. Ces trois types de zones semblent contrôlés par la déformation de la marge. En effet, dans le premier cas, les cicatrices sont soit liées à l'entrée en subduction de monts sous-marins, soit localisées sur la pente continentale en érosion tectonique, dont le pendage augmente progressivement du fait de la subsidence qui s'y produit. Dans le second cas, les flancs de canyons déstabilisés se trouvent à l'aplomb de structures anticlinales actives générant une pente critique. L'analyse détaillée des cicatrices d'arrachement sur les flancs du canyon de Patia indique toutefois que les glissements de plus grande taille se sont produits sur un plan de décollement relativement peu incliné ($<7.7^\circ$ en l'occurrence) parallèle à la stratification. Les flancs les plus escarpés ($>18^\circ$) liés à une surrection plus active ou une surincision montrent une multitude de « petites » cicatrices jointives, témoignant de glissements récurrents et de faible ampleur. Contrairement au cas des plus gros glissements, leur plan de décollement n'est pas parallèle à la stratification locale. En ce qui concerne le dernier type de zones, la fracturation du sous-sol semble faciliter la déstabilisation de la marge à une plus grande échelle (20x50 km) et sur le long terme.

Les données bathymétriques et de sismique réflexion permettent de relativement bien contraindre les glissements sous-marins. Toutefois la zone de ~20x50km que nous avons identifiée dans la prolongation de la faille d'Ancon et que nous avons tenté d'interpréter comme un glissement lent et profond (Deep Seated Gravitational Slope Deformation ?) est peu exploitable avec les données actuelles (sismique 6 traces, CHIRP, et 1 ligne SISTEUR 360 traces basse résolution). Nous proposons donc d'utiliser une sismique de plus haute résolution (72 traces numérique) et tracer quatre lignes perpendiculaires au glissement et deux ligne parallèles, afin de voir l'organisation en profondeur de cette zone d'instabilité, et sa potentielle connexion avec la faille d'Ancon. Enfin, nous proposons de prélever deux carottes dans les bassins de pente limités par les escarpements et présentant un remplissage en éventail afin de connaître la vitesse de déformation de cette zone.

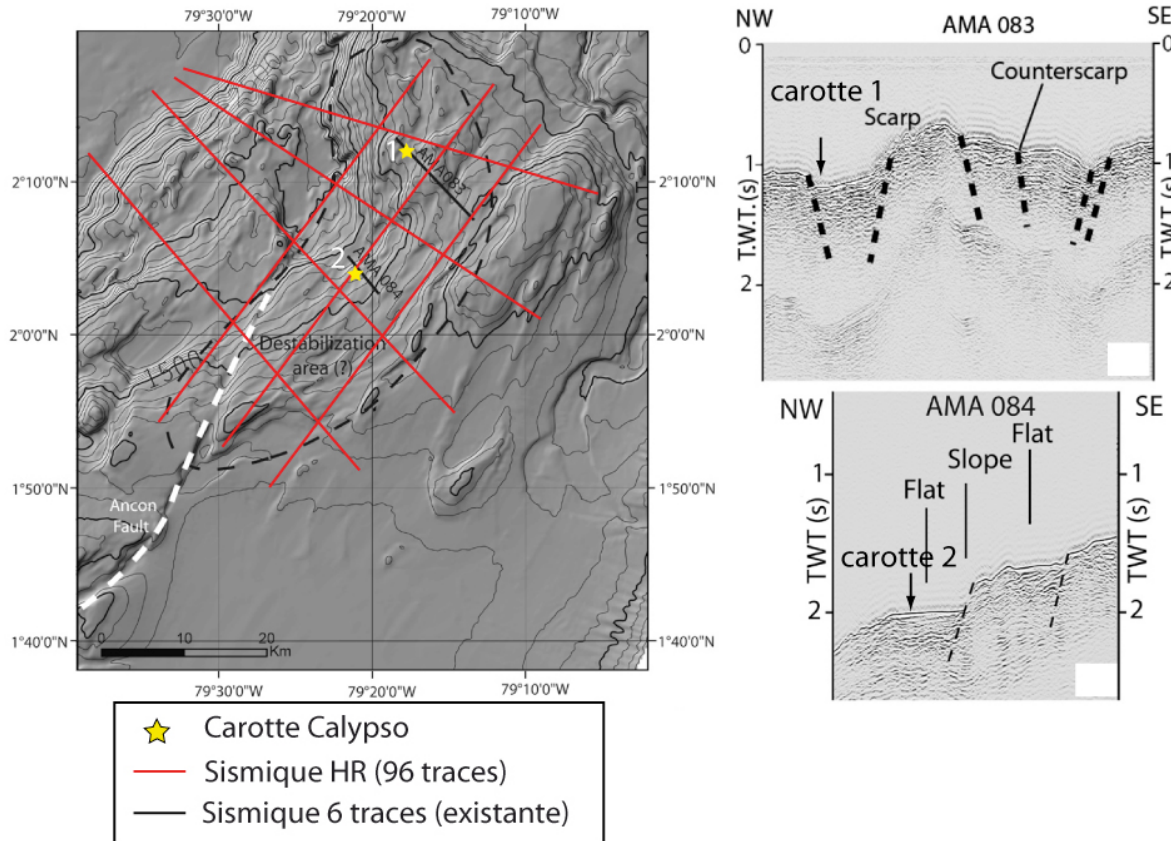


Figure 8.1: plan de position des lignes sismiques et des carottes envisagées dans le cadre d'une étude ultérieure portant sur le glissement lent et profond supposé dans la continuité de la faille d'Ancon

- *Interactions entre les déformations Quaternaires de la marge et l'évolution d'un système de canyon en marge active*

L'analyse de la morphologie et des séquences de dépôts du système de canyons de Patia et Mira révèle d'une part le rôle de la déformation sur l'initiation des canyons, mais aussi inversement, la progression de la déformation de la marge depuis la mise en place du système de canyons.

L'initiation des canyons s'est produite dans un domaine dominé par des hauts structuraux. Ceux-ci jouent un rôle clef dans la mise en place du système, car ils contrôlent d'une part son tracé, et d'autre part les étapes de son incision. Cette dernière s'est opérée de façon diachrone sur les différentes parties de la marge avec : 1) une incision sur la pente supérieure au cours du Pléistocène, 2) le remplissage d'un bassin de pente bordé par des hauts structuraux, et 3) le franchissement du seuil topographique du bassin et du prisme d'accrétion il y a environ 150 ka. Les profils longitudinaux convexes du cours des canyons et la présence d'antécédentes et de surincision, prouvent une surrection active des hauts structuraux au cours des derniers 150 ka. L'activité intermittente des failles à l'origine de ces hauts structuraux depuis le Paléogène jusqu'à l'Actuel est démontrée par cette étude. Ces résultats montrent une déformation distribuée sur la marge au moins au cours des derniers ~150 ka, et non pas localisée sur le front de déformation. Il s'agit de failles majeures hors séquence. Le décalage du socle de type océanique de la marge montre que celles-ci pourraient être ancrées sur le contact interplaques.

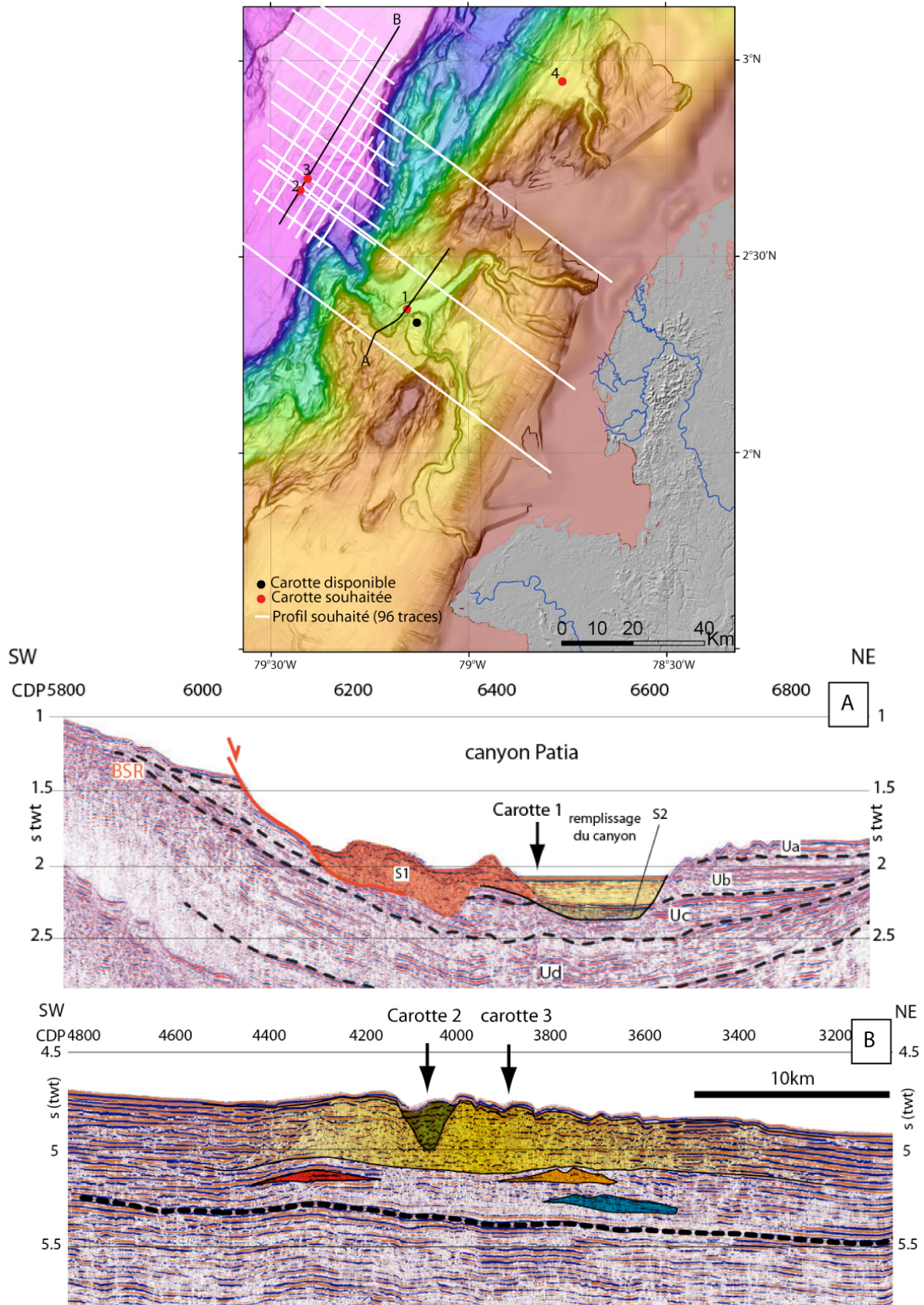


Figure 8.2: Plan de position des carottes et profils sismiques souhaités dans l'cadre d'une étude ultérieure du système de canyons Mira et Patia

Dans le cadre de l'étude du système de canyons de Mira et Patia, nous avons été limités par le manque de données sédimentaires et géophysiques. Nous proposons ainsi dans un premier temps quatre sites de carottages (Figure 8.2)

Le site 1 échantillonnerait le remplissage sédimentaire du canyon à l'arrière du glissement qui l'obstrue. L'analyse des résultats permettrait d'une part de voir les variations d'activité du canyon depuis le début du remplissage, mais également de contraindre l'âge du glissement ayant obstrué le canyon en estimant un taux de sédimentation moyen du remplissage. Cette carotte pourrait aussi potentiellement permettre d'enregistrer la migration du réseau de drainage à terre.

Le site de carottage 2 permettrait quant à lui d'échantillonner le remplissage du chenal du système dans la fosse, et permettrait ainsi de contraindre l'âge du déclin d'activité du système, et permettre ainsi de le relier à la migration du réseau de drainage et/ou à l'obstruction du canyon par les débris du glissement sous-marin. Ce site serait complété par le site 3 échantillonnant la levée du système

Enfin, un quatrième site situé dans le bassin de pente du canyon de Salquina serait intéressant, dans la mesure où celui-ci permettrait de contraindre la fin d'activité du canyon, et de ce fait la migration du réseau de drainage à terre.

Les éventuelles turbidites enregistrées dans ces quatre carottes devront être datées et leurs âges comparés avec les résultats obtenus sur les turbidites du système profond d'Esmeraldas (Garibaldi, 2006), mais aussi celles enregistrées dans la fosse de Galera (cf Chapitre 6 et partie suivante).

Outre les quatre carottes proposées, des lignes sismiques de la même qualité que celles fournies par l'ANH seraient souhaitables, et plus particulièrement dans les zones clef suivantes :

- perpendiculairement à la marge afin de mieux en contraindre sa structure
- dans la fosse, quadrillées de manière fine afin de mieux contraindre les étapes d'activités du canyon à partir du système de chenaux-levées.

- *Déformation de la marge à l'échelle de quelques cycles sismiques*

L'analyse des dépôts gravitaires dans la fosse le long du segment de marge en érosion tectonique permet de contraindre les relations entre les déstabilisations de pente et la déformation de la marge au cours des cycles sismiques. La configuration morphologique particulière de ce segment protège la fosse des apports sédimentaires continentaux majeurs et des contaminations latérales par des courants, laissant supposer que les dépôts en place, résultant de transport en masse (MTDs), ont été générés par des séismes. L'analyse de la répartition des MTDs, la comparaison des volumes de masses glissées avec celui des cicatrices surplombantes, et les datations des dépôts révèlent qu'au cours des derniers 20 ka, certains MTDs ont été déclenchés localement, tandis que d'autres, localisés dans des sous-bassins isolés ont été déclenchés régionalement. Il ne semble pas y avoir de relation directe avec la variation du niveau marin, puisque des MTDs se sont produits en période de haut et bas niveau marin. La déstabilisation pourrait avoir été facilitée par la présence de gaz hydrates (signalés par des BSR) dans la pente.

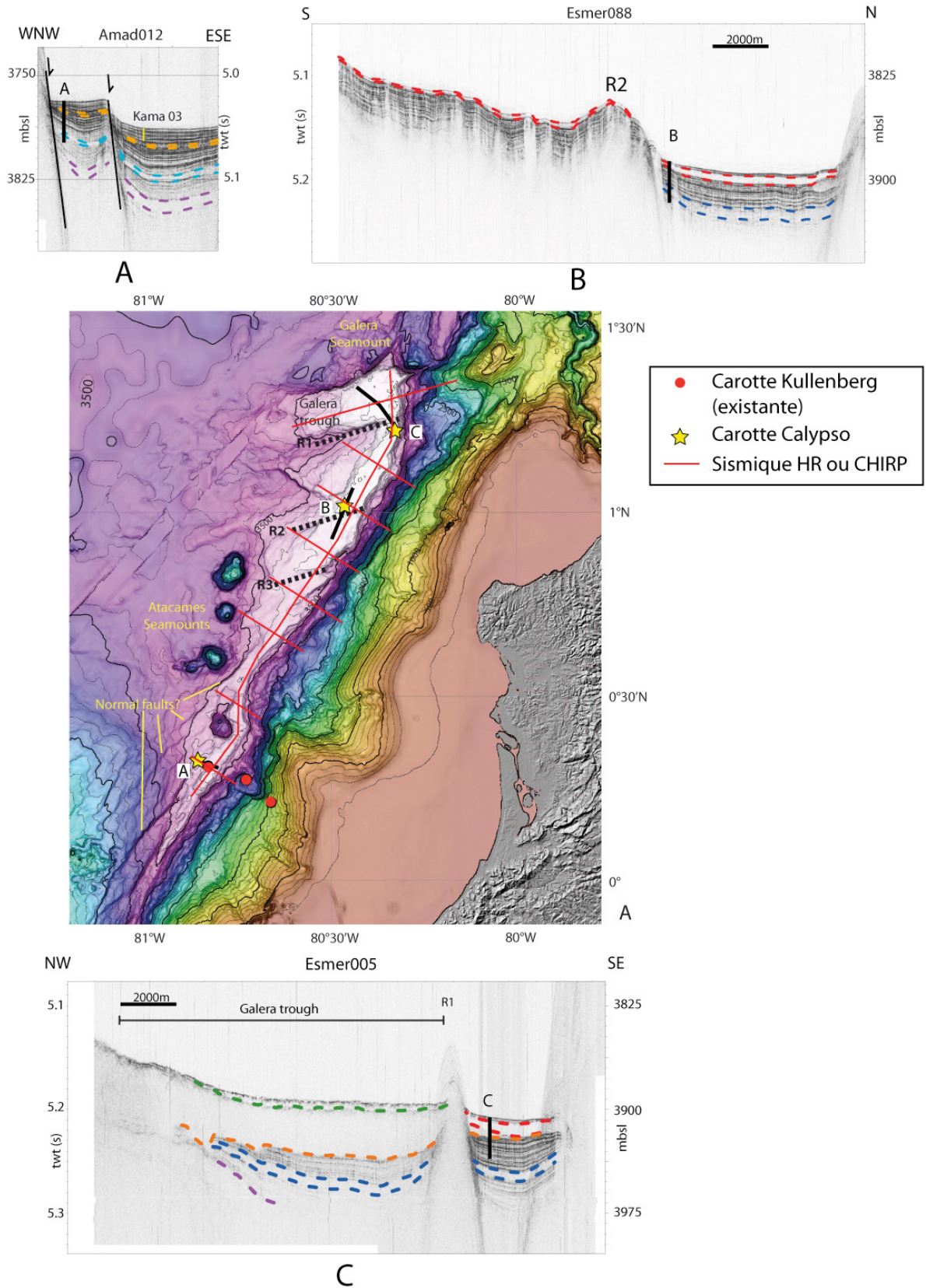
Le temps de retour de ces dépôts (1,4 à 12 ka) contraste fortement avec celui des turbidites (50 à 250 ans), impliquant une cause différente de leur origine. Ce contraste nous permet d'établir un modèle de déstabilisation de la marge dépendant de la variation du régime de contraintes au cours des cycles sismiques. Le temps de retour des turbidites est comparable à

celui des séismes de $M_w > 8.2$. Ceci indique qu'un dépôt de turbidite se produit à chaque mouvement co-sismique. La mise en place de MTDs tous les n cycles sismiques serait le résultat d'une diminution de la résistance du substrat sur le long terme, causé par les modifications répétées de la friction basale et du régime de contraintes au cours des cycles sismiques. Le déclenchement pourrait ainsi être lié à une relaxation extrême des contraintes pendant la phase post-sismique qui générerait alors un régime extensif critique menant à un effondrement gravitaire de la marge.

Cette étude a été limitée par le manque de données sédimentaires et de sismique réflexion. En effet, nous disposons d'une unique carotte sédimentaire prélevée dans la fosse (Kama03, Fig. X), qui de plus n'échantillonne pas de dépôts de transport en masse. Nous proposons donc, dans un cas idéal où nous disposerions du *N/O Marion Dufresne* et du carottier Calypso, l'échantillonnage de 4 sites clefs (**Figure 8.3**) qui permettraient d'atteindre les objectifs suivants :

- 1) d'échantillonner les dépôts de transport en masse U1, U2a, U2b, et U3 au Nord, et US1 à US2 au sud, permettant ainsi de contraindre leur nature.
- 2) Effectuer des datations précises de chacune des unités afin de tester efficacement le critère de synchronicité des dépôts dans des sous-bassins isolés, et de ce fait, confirmer l'hypothèse du déclenchement sismique
- 3) Échantillonner le matériel hémipélagique / turbiditique sur une large étendue de la fosse afin de mieux contraindre les taux de sédimentation de la fosse pour le calcul de l'âge des unités profondes.
- 4) Vérifier l'âge des turbidites dans différents sous-bassins de la fosse afin de tenter une corrélation pour confirmer ou infirmer l'hypothèse de déclenchement sismique pour chacune d'entre elles.
- 5) La longueur des carottes (>30m si pas de problème de carottage) permettrait probablement d'accéder à des turbidites déposées au cours du dernier bas niveau marin, ce qui permettrait de mieux contraindre le rôle du glacio-eustatisme sur la genèse des turbidites dans cette région sismiquement active.
- 6) Contraindre les propriétés géotechniques de la couverture sédimentaire du haut de pente. Des essais de chargements cycliques seraient particulièrement adaptés afin de connaître la magnitude et l'éloignement d'un séisme nécessaire à la déstabilisation de la couverture sédimentaire.

Nous proposons également d'acquérir des lignes CHIRP et/ou de sismique réflexion de très haute résolution qui permettraient de connaître d'une part le remplissage sédimentaire des sous-bassins SB4 à SB6 actuellement dépourvus de données, mais également obtenir une profondeur d'investigation supérieure grâce à la sismique réflexion multitrace.



- *Potentiel tsunamigène de glissements et influence des structures tectoniques sur la propagation des tsunamis vers les côtes Nord-Equatoriennes.*

Le potentiel tsunamigène de certains glissements identifiés à partir de leurs cicatrices d'arrachement au large de la côte nord de l'Equateur a été simulé numériquement. Les résultats montrent que le promontoire sous-marin d'Atacames, probablement relié à l'entrée en subduction de la ride de Carnégie, joue un rôle clef dans la propagation des vagues en focalisant leur énergie maximale en un point situé au large de la côte, à partir duquel l'énergie tend à se dissiper. Du fait de cette morphologie particulière les villes d'Esmeraldas et d'Atacames sont relativement épargnées des effets néfastes des tsunamis. Par ailleurs la morphologie particulière du fond sous-marin génère une vitesse de propagation des vagues hétérogène, impliquant que la ville d'Esmeraldas serait atteinte en premier, alors que celle-ci est plus éloignée de la source simulée que la ville d'Atacames.

En définitive, ces résultats montrent que les processus gravitaires et les dépôts qu'ils engendrent représentent de bons outils pour l'étude de la déformation d'une marge active à court et moyen terme.

- L'analyse des zones de déstabilisation a permis de mettre en évidence que celles-ci sont contrôlées par la déformation de la marge. Elles représentent de ce fait un témoin de la déformation, dont la durée d'investigation est fortement dépendante de la recharge sédimentaire de la marge qui naturellement recouvre et masque les cicatrices et dépôts de glissement.
- L'étude des dépôts dans la fosse est incontestablement utile à l'analyse de la déformation à l'échelle d'un et de plusieurs cycles sismiques. Ce type d'approche représente le chaînon manquant entre l'étude de la sismicité d'une part, et la déformation au temps long observée par la sismique réflexion d'autre part. Cette étude a été possible grâce à la configuration morphologique particulière de cette marge et de cette fosse. Il serait tout à fait pertinent d'utiliser ce type d'approches pour contraindre les variations spatiotemporelles de la déformation pour d'autres cas de marges actives.
- L'étude des systèmes de canyons a également permis de décrypter des signaux tectoniques à l'échelle du Quaternaire. Cette approche est peu utilisée actuellement mais montre des résultats prometteurs qui permettent d'envisager des études systématiques dans le cas de canyons à morphologie complexe. Cependant, celles-ci doivent être étoffées par de plus nombreuses données sédimentaires (carottes et / ou forages) afin d'obtenir une résolution plus fine de l'évolution des canyons et de la déformation de la marge.
- L'utilisation de la modélisation numérique des tsunamis a permis d'évaluer les conséquences « instantanées » et humaines » de la déformation du fond sous-marin. La propagation et l'impact des vagues aux côtes sont influencés par la morphologie du fond qui dans ce cas semble être liée à des structures tectoniques. Une étude des dépôts de tsunamis à terre pourrait potentiellement contraindre la chronologie et la progression ou non de ces structures sur une marge au cours du Quaternaire par exemple.

Références

- Adams, C.E. and Roberts, H.H., 1993. A Model of the Effects of Sedimentation-Rate on the Stability of Mississippi Delta Sediments. *Geo-Marine Letters*, 13(1): 17-23.
- Adams, E.W. and Schlager, W., 2000. Basic types of submarine slope curvature. *Journal of Sedimentary Research*, 70(4): 814-828.
- Adams, J., 1990. Paleoseismicity of the Cascadia Subduction Zone - Evidence from Turbidites Off the Oregon-Washington Margin. *Tectonics*, 9(4): 569-583.
- Agliardi, F., Crosta, G. and Zanchi, A., 2001. Structural constraints on deep-seated slope deformation kinematics. *Engineering Geology*, 59(1-2): 83-102.
- Agudelo, W., 2005. Imagerie sismique quantitative de la marge d'Equateur-Colombie. Ph. D Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Nice.
- Airy, G.B., 1845. Tides and waves, *Encyclopedia metropolitana*, pp. 289.
- Allen, G.P., 1989. Les deltas et les bassins deltaïques. In: A.S.F. (Editor), *Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires*. Technip, Paris.
- Aloisi, J.C., Barusseau, J.P. and Monaco, A., 1975. Evidence of Hydrodynamic Factors Influence on Shelf Sedimentation. *Comptes Rendus Hebdomadaires Des Seances De L Academie Des Sciences Serie D*, 280(5): 579-582.
- Arzola, R.G., Wynn, R.B., Lastras, G., Masson, D.G. and Weaver, P.P.E., 2008. Sedimentary features and processes in the Nazare and Setubal submarine canyons, west Iberian margin. *Marine Geology*, 250(1-2): 64-88.
- Aspden, J.A. and Litherland, M., 1992. The Geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205: 187-204.
- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M. and Klein, B., 2002. Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology*, 19(4): 445-467.
- Baldock, J.W., 1982. *Geology of Ecuador*. Institute of Geological Sciences of London, London, 54 pp.
- Baztan, J., Berne, S., Olivet, J.L., Rabineau, M., Aslanian, D., Gaudin, A., Rehault, J.P. and Canals, M., 2005. Axial incision: The key to understand submarine canyon evolution (in the western Gulf of Lion). *Marine and Petroleum Geology*, 22(6-7): 805-826.
- Beate, B., Monzier, M., Spikings, R., Cotten, J., Silva, J., Bourdon, E. and Eissen, J.P., 2001. Mio-Pliocene adakite generation related to flat subduction in southern Ecuador: the Quimsacocha volcanic center. *Earth and Planetary Science Letters*, 192(4): 561-570.
- Beck, C., Manalt, F., Chapron, E., VanRensbergen, P. and DeBatist, M., 1996. Enhanced seismicity in the early post-glacial period: Evidence from the post-Wurm sediments of Lake Annecy, northwestern Alps. *Journal of Geodynamics*, 22(1-2): 155-171.
- Beck, C., Mercier de Lepinay, B., Schneider, J.L., Cremer, M., Cagatay, N., Wendenbaum, E., Boutareaud, S., Menot, G., Schmidt, S., Weber, O., Eris, K., Armijo, R., Meyer, B., Pondard, N. and Gutscher, M.A., 2007. Late Quaternary co-seismic sedimentation in the Sea of Marmara's deep basins. *Sedimentary Geology*, 199(1-2): 65-89.
- Beck, S.L. and Ruff, L.J., 1984. The rupture process of the great 1979 Colombia earthquake: evidence for the asperity model. *Journal of Geophysical Research*, 89: 9281-9291.
- Benítez, S., 1995. Evolution géodynamique de la province côtière sud-équatorienne au crétacé supérieur - Tertiaire. *Géologie Alpine*, 71: 3-163.
- Blum, P., Mix, I.C., Tiedemann, R., Abrantes, F.F., Benway, H., Cacho-Lascorz, I., Chen, M.-T., Delaney, M.L., Flores, J.-A., Giosan, L., Holbourn, A.E., Irino, T., Iwai, M.,

- Joseph, L.H., Kleiven, H.F., Lamy, F., Lund, S.P., Martinez, P., McManus, J.F., Ninnemann, U.S., Pisias, N.G., Robinson, R.S., Stoner, J.S., Sturm, A., Wei, W., Michael W. and Wuchang, 2002. Covering Leg 202 of the cruises of the Drilling Vessel JOIDES Resolution Valparaiso, Chile, to Balboa, Panama. Sites 1232–1242. 29 March–30 May 2002.
- Blumberg, S., Lamy, F., Arz, H.W., Echtler, H.P., Wiedicke, M., Haug, G.H. and Oncken, O., 2008. Turbiditic trench deposits at the South-Chilean active margin: A Pleistocene-Holocene record of climate and tectonics. *Earth and Planetary Science Letters*, 268(3-4): 526-539.
- Boillot, G., 1990. *Géologie des marges continentales*. Masson, Paris, 135 pp.
- Bouma, A.H., 1962. *Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation*. Elsevier, Amsterdam.
- Bouma, A.H., 2001. Fine-grained submarine fans as possible recorders of long- and short-term climatic changes. *Global and Planetary Change*, 28(1-4): 85-91.
- Bourcart, J., 1958. *Problèmes de géologie sous-marine: le précontinent, le littoral et sa protection, la stratigraphie sous-marine*. Masson et Cie - 125pp.
- Bourdon, E., Eissen, J.P., Cotten, J., Monzier, M., Robin, C. and Hall, M.L., 1999. Adakitic and calc-alkaline lavas of Antisana volcano (Ecuador): petrogenetic hypothesis. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planetes*, 328(7): 443-449.
- Bourgeois, J., Lagabriele, Y., De Wever, P. and Suess, E., 1993. Tectonic history of the Northern Peru convergent margin during the past 400 ka. *Geology*, 21: 531-534.
- Bryn, P., Solheim, A., Berg, K., Lien, R., Forsberg, C.F., Haflidason, H., Ottesen, D. and Rise, L., 2003. The Storegga slide complex: Repeated large scale sliding in response to climatic cyclicity. In: J. Locat and J. Mienert (Editors), *Submarine mass movements and their consequences*. Kluwer academic press, pp. 215-222.
- Bueno Salazar, R., 1989. Hydrocarbon exploration and potential of the Pacific coastal basin of Colombia. In: G.E. Ericksen, M.T.C. Pinochet and J.A. Reinemund (Editors), *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources*. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Sciences Series, Houston, pp. 335–343.
- Bueno Salazar, R. and Govea, C., 1974. Potential for exploration and development of Hydrocarbons in Atrato Valley and Pacific Coastal and Shelf Basins of Colombia. *Aapg Bulletin*, 25: 318-327.
- Calahorrano, A., 2005. *Structure de la marge du golfe de Guayaquil (Equateur) et propriétés physiques du chenal de subduction, à partir de données de sismique marine réflexion et réfraction*. Ph. D Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Nice, 221 pp.
- Calahorrano, A.B., Sallarès, V., Collot, J.-Y., Sage, F. and Ranero, C.R., 2008. Nonlinear variations of the physical properties along the southern Ecuador subduction channel: Results from depth-migrated seismic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 267(3-4): 453-467.
- Camoin, G.F., Montaggioni, L.F. and Braithwaite, C.J.R., 2004. Late glacial to post glacial sea levels in the Western Indian Ocean. *Marine Geology*, 206(1-4): 119-146.
- Canals, M., Lastras, G., Urgeles, R., Casamor, J.L., Mienert, J., Cattaneo, A., De Batist, M., Haflidason, H., Imbo, Y., Laberg, J.S., Locat, J., Long, D., Longva, O., Masson, D.G., Sultan, N., Trincardi, F. and Bryn, P., 2004. Slope failure dynamics and impacts from seafloor and shallow sub-seafloor geophysical data: case studies from the COSTA project. *Marine Geology*, 213(1-4): 9-72.
- Carrillo, E., Audemard, F.A., Beck, C., Cousin, M., Jouanne, F., Cano, V., Castilla, R., Melo, L. and Villemin, T., 2006. A Late Pleistocene-Holocene natural seismograph along the

- Bocono Fault (Merida Andes, Venezuela): the moraine-dammed Los Zerpa paleo-lake. *Bulletin De La Societe Geologique De France*, 177(1): 3-17.
- Cediel, E., Shaw, P. and Caceres, C., 2003. Tectonic assembly of the North Andean Block. In: C. Bartoloni, R.T. Buffler and J. Blickwede (Editors), *The circum-Gilf of Mexico and the Carribeans: Hydrocarbon habitats, basin formation and plate tectonics*. AAPG Memoirs, pp. 815-848.
- Chapron, E., Beck, C., Pourchet, M. and Deconinck, J.F., 1999. 1822 earthquake-triggered homogenite in Lake Le Bourget (NW Alps). *Terra Nova*, 11(2-3): 86-92.
- Chen, Q., Kirby, J.T., Dalrymple, R.A., Kennedy, A.B. and Chawla, A., 1995. Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and run-up. II: 2D. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 126: 48-56.
- Cita, M.B., Camerlenghi, A. and Rimoldi, B., 1996. Deep-sea tsunami deposits in the eastern Mediterranean: New evidence and depositional models. *Sedimentary Geology*, 104(1-4): 155-173.
- Clift, P. and Vannucchi, P., 2004. Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust. *Reviews of Geophysics*, 42(2): -.
- Clift, P.D. and MacLeod, C.J., 1999. Slow rates of subduction erosion estimated from subsidence and tilting of the Tonga forearc. *Geology*, 27(5): 411-414.
- Cochonat, P. and Piper, D.J.W., 1995. Source area of sediments contributing the "Grand Bancks" 1929 turbidity current. In: K.T. Pickering, H. R.N., N.H. Kenyon, F. Ricci-Lucchi and R.D.A. Smith (Editors), *Atlas of deep water environments: Architectural style in turbidite systems*. Chapman and Hall, London.
- Cojan, I. and Renard, M., 2006. *Sédimentologie* - 2e edition. Dunod, Paris, 444 pp.
- Collot, J.-Y., Charvis, P., Gutscher, M.A. and Operto, S., 2002. Exploring the Ecuador-Colombia active margin and interplate seismogenic zone. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 83(17): 189-190.
- Collot, J.-Y., Legonidec, Y., Michaud, F., Marcaillou, B., Alvarado, A., Ratzov, G., Sosson, M., Lopez, E., Silva, P. and INOCAR, y.e.p.c.y.t.d., 2006. Mapas del margen continental del Norte de Ecuador y del Suroeste de Colombia : Batimetría, Releive, Reflectividad Acústica e Interpretación Geológica. publicación IOA-CVM-03-Post.
- Collot, J.-Y., Migeon, S., Spence, G., Legonidec, Y., Marcaillou, B., Schneider, J.-L., Michaud, F., Alvarado, A., Lebrun, J.-F., Sosson, M. and Pazmiño, A., 2005. Seafloor margin map helps in understanding subduction earthquakes. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 86(46): 464-466.
- Collot, J.Y., Lewis, K., Lamarche, G. and Lallemand, S., 2001. The giant Ruatoria debris avalanche on the northern Hikurangi margin, New Zealand: Result of oblique seamount subduction. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 106(B9): 19271-19297.
- Collot, J.Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gutscher, M.A. and Spence, G., 2004. Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 109(B11): -.
- Collot, J.Y., Michaud, F., Alvarado, A., Marcaillou, B., Sosson, M., Ratzov, G., Migeon, S., Calahorrano, A. and Pazmino, A., in prep. An overview of the submarine morphology of the Ecuador-South Colombia convergent margin : implication for mass transfer and age of the Carnegie Ridge subduction.

- Coronel, J., 2002. Les canyons de la marge Equatorienne: Approche morphostructurale et évolution, Université de Nice Sophia Antipolis - DEA Dynamique de la Lithosphère, Nice, 27 pp.
- Correa, I.D., 1996. Le litoral Pacifique Colombien: interdépendance des agents morphostructuraux et Hydrodynamiques, Université de Bordeaux I, Bordeaux, 178 pp.
- Cronin, B.T., Akhmetzhanov, A.M., Mazzini, A., Akhmanov, G., Ivanov, M., Kenyon, N.H., Scientists, T.-S. and , 2005. Morphology, evolution and fill: Implications for sand and mud distribution in filling deep-water canyons and slope channel complexes. *Sedimentary Geology*, 179(1-2): 71-97.
- Curry, J.R., Emmel, F.J. and Moore, D.G., 2002. The Bengal Fan: morphology, geometry, stratigraphy, history and processes. *Marine and Petroleum Geology*, 19(10): 1191-1223.
- Curry, J.R., Moore, D.G. and Party, S.S., 1982. Baja California passive margin transect: sites 474, 475, and 476, Initial reports of Deep Sea Drilling Project, Washington.
- Daly, M., 1989. Correlations between Nazca/Farallon plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics*, 8(4): 769-790.
- Daly, R.A., 1936. Origin of submarine "canyons". *American Journal of Science*, 231: 20.
- De Blasio, F.V., Engvik, L., Harbitz, C.B. and Elverhøi, A., 2004. Hydroplaning and submarine debris flows. *Journal of geophysical Research - Solid Earth*, 109: 15.
- Deniaud, Y., 2000. Enregistrement sédimentaire et structural de l'évolution géodynamique des Andes Equatoriennes au cours du Néogène : étude des bassins d'avant-arc et bilan de masse., Université Joseph Fourier, Grenoble, 157 pp.
- Deptuck, M.E., Steffens, G.S., Barton, M. and Pirmez, C., 2003. Architecture and evolution of upper fan channel-belts on the Niger Delta slope and in the Arabian Sea. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6-8): 649-676.
- Di Luzio, E., Saroli, M., Esposito, C., Bianchi-Fasani, G., Cavinato, G.P. and Scarascia-Mugnozza, G., 2004. Influence of structural framework on mountain slope deformation in the Maiella anticline (Central Apennines, Italy). *Geomorphology*, 60(3-4): 417-432.
- Dietrich, V.J., Gansser, A., Sommerauer, J. and Cameron, W.E., 1981. Palaeogene Komatiites from Gorgona Island, East Pacific - a Primary Magma for Ocean-Floor Basalts. *Geochemical Journal*, 15(3): 141-161.
- Dominguez, S., Lallemand, S., Malavieille, J. and von Huene, R., 1998. Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, 293: 207-224.
- Ducassou, E., 2006. Evolution du système turbiditique profond du Nil au cours du Quaternaire récent, Université Bordeaux I, Bordeaux, 336 pp.
- Dumont, J.F., Santana, E. and Pedoja, K., 2003. Sea-cliff / shore platforms and estuaries: a dynamic based approach on the coastal morphology of the Ecuadorian active margin, Conferencia sobre Morfología costera cuaternaria y cambios del nivel del mar
- Duperret, A., Bourgois, J., Lagabrielle, Y. and Suess, E., 1995. Slope instabilities at an active continental margin: large-scale polyphase submarine slides along the northern Peruvian margin, between 5 [degree sign]S and 6 [degree sign]S. *Marine Geology*, 122(4): 303-328.
- Echevarria, L.M., 1980. Tertiary or Mesozoic komatiites from Gorgona Island, Colombia: field relation and geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: 253-266.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenue, A., Yepes, H. and Egues, A., 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes. *Tectonophysics*, 259: 101-116.

- Einsele, G., 1996. Event deposits: The role of sediment supply and relative sea-level changes - Overview. *Sedimentary Geology*, 104(1-4): 11-37.
- Einsele, G., Chough, S.K. and Shiki, T., 1996. Depositional events and their records - An introduction. *Sedimentary Geology*, 104(1-4): 1-9.
- Enet, F., Grilli, S.T. and Watts, P., 2003. Laboratory Experiments for Tsunamis Generated by Underwater Landslides: Comparison with Numerical Modeling., 13th Offshore and Polar Engng. Conf., Honolulu, USA.
- Engdahl, E.R., Van der Hilst, R.P. and Buland, R.P., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88: 722-743.
- Engdahl, E.R. and Villasenor, A., 2002. Global seismicity: 1900-1999, International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology. Elsevier Sciece Ltd, Amsterdam.
- Escovar, R., Gomez, L.A. and Ramirez, J.R., 1992. Interpretacion de la Sismica Tumaco 90 y evaluacion preliminar del area, Empresa Colombiana de Petroleos (ECOPETROL), SantaFe de Bogota.
- Evans, C.D.R. and Wittaker, J.E., 1982. The geology of the western part part of the Borbon Basin, Northwest Ecuador In: Leggett (Editor), Trench-forearc geology. Geological Society of London Speecial Publication, London, pp. 191-198.
- Evans, D., King, E.L., Kenyon, N.H., Brett, C. and Wallis, D., 1996. Evidence for long-term instability in the Storegga Slide region off western Norway. *Marine Geology*, 130(3-4): 281-292.
- Farre, J.A., McGregor, B.A., Ryan, W.G.F. and Robb, J.M., 1983. Breaching the shelfbreak : Passage from youthful to mature phase in submarine canyon evolution.
- Feininger, T. and Bristow, C.R., 1980. Cretaceous and Paleogene geologic history of Coastal Ecuador. *Geologische Rundschau*, 69: 849-874.
- Forel, F.A., 1892. Théorie du ravin sous-lacustre, Le lac Lemman vol.1 publ. F. Rouge, Lausanne, pp. 381-386.
- Franco, H. and Abbott, D., 1999. Gravity signatures of terrane accretion *Lithos*, 46(1): 5-15.
- Frey-Martinez, J., Cartwright, J. and James, D., 2006. Frontally confined versus frontally emergent submarine landslides: A 3D seismic characterisation. *Marine and Petroleum Geology*, 23(5): 585-604.
- Gailler, A., Charvis, P. and Flueh, E.R., 2007. Segmentation of the Nazca and South American plates along the Ecuador subduction zone from wide angle seismic profiles *Earth and Planetary Science Letters*, 260(3-4): 444-464.
- Galloway, W.E., 1998. Siliciclastic slope and base-of-slope depositional systems: Component facies, stratigraphic architecture, and classification. *Aapg Bulletin*, 82(4): 569-595.
- Garfield, N., Rago, T.A., Schnebele, K.J. and Collins, C.A., 1994. Evidence of a Turbidity-Current in Monterey Submarine-Canyon Associated with the 1989 Loma-Prieta Earthquake. *Continental Shelf Research*, 14(6): 673-686.
- Garibaldi, C., 2006. Transferts sédimentaires séismoturbidites sur la marge colombienne. Master Thesis, Université de Nice Sophia Antipolis, Nice, 84 pp.
- Garziglia, S., Migeon, S., Ducassou, E., Loncke, L. and Mascle, J., 2008. Mass-transport deposits on the Rosetta province (NW Nile deep-sea turbidite system, Egyptian margin): Characteristics, distribution, and potential causal processes. *Marine Geology*, 250(3-4): 180-198.
- Gaudin, M., 2006. Processus et enregistrements sédimentaires dans les canyons sous-marins Bourcart et de Capbreton durant le dernier cycle climatique, Université Bordeaux I, Bordeaux, 316 pp.

- Gaudin, M., Mulder, T., Cirac, P., Berne, S. and Imbert, P., 2006. Past and present sedimentary activity in the Capbreton Canyon, southern Bay of Biscay. *Geo-Marine Letters*, 26(6): 331-345.
- Gee, M.J.R., Gawthorpe, R.L. and Friedmann, S.J., 2006. Triggering and Evolution of a Giant Submarine Landslide, Offshore Angola, Revealed by 3D Seismic Stratigraphy and Geomorphology *Journal of Sedimentary Research*, 76(1): 9-19.
- Gee, M.J.R., Masson, D.G., Watts, A.B. and Allen, P.A., 1999. The Saharan debris flow: an insight into the mechanics of long runout submarine debris flows. *Sedimentology*, 46(2): 317-335.
- Gee, M.J.R., Uy, H.S., Warren, J., Morey, C.K. and Lambiase, J.J., 2007. The Brunei slide: A giant submarine landslide on the North West Borneo Margin revealed by 3D seismic data. *Marine Geology*, 246(1): 9-23.
- Goff, J.A., 2001. Quantitative classification of canyon systems on continental slopes and a possible relationship to slope curvature. *Geophysical Research Letters*, 28(23): 4359-4362.
- Goldberg, R., Tisnado, G.M. and Scofield, R., 1987. Characteristics of Extreme Rainfall Events in Northwestern Peru During the 1982–1983 El Niño Period. *Journal of Geophysical Research*, 92: 14225-14241.
- Goldfinger, C., Morey, A.E., Nelson, C.H., Gutierrez-Pastor, J., Johnson, J.E., Karabanov, E., Chaytor, J., Eriksson, A., Party, S.S. and

, 2007. Rupture lengths and temporal history of significant earthquakes on the offshore and north coast segments of the Northern San Andreas Fault based on turbidite stratigraphy. *Earth and Planetary Science Letters*, 254(1-2): 9-27.
- Goldfinger, C., Nelson, C.H., Johnson, J.E. and Party, S.S., 2003. Deep-water turbidites as Holocene earthquake proxies: the Cascadia subduction zone and Northern San Andreas Fault systems. *Annals of Geophysics*, 46(5): 1169-1194.
- Gomez, H., 1986. Algunos aspectos neotectonicos hacia el suroeste del litoral Pacifico Sur Colombiano. *Revista*, 11(1-3): 281-296.
- Goosens, P.J. and Rose, W.I., 1973. Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the basic igneous complex, Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 1043-1052.
- Gordon, R.G. and Jurdy, D.M., 1986. Cenozoic Global Plate Motions. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth and Planets*, 91(B12): 2389-2406.
- Gorsline, D.S., De Diego, T. and Nava-Sanchez, E.H., 2000. Seismically triggered turbidites in small margin basins: Alfonso Basin, Western Gulf of California and Santa Monica Basin, California Borderland. *Sedimentary Geology*, 135(1-4): 21-35.
- Graindorge, D., Calahorrano, A., Charvis, P., Collot, J.-Y. and Bethoux, N., 2004. Deep structures of the Ecuador convergent margin and the Carnegie Ridge, possible consequence on great earthquakes recurrence interval. *Geophysical Research Letters*, 31.
- Green, A. and Uken, R., 2008. Submarine landsliding and canyon evolution on the northern KwaZulu-Natal continental shelf, South Africa, SW Indian Ocean. *Marine Geology*, 254(3-4): 152-170.
- Greene, H.G., Maher, N.M. and Paull, C.K., 2002. Physiography of the Monterey Bay National Marine Sanctuary and implications about continental margin development. *Marine Geology*, 181(1-3): 55-82.

- Grilli, S., Ioualalen, M., Asavanant, J., Shi, F., Kirby, J. and Watts, P., 2007. Source constraints and model simulation of the December 26, 2004 Indian Ocean tsunami. *Journal of Waterway, Port, Coast and Ocean Engineering*, 133: 414-428.
- Grilli, S.T., Vogelmann, S. and Watts, P., 2002. Development of a 3D numerical wave tank for modeling tsunami generation by underwater landslides. *Engineering analysis with boundary elements*, 26: 301-313.
- Grilli, S.T. and Watts, P., 2005. Tsunami generation by submarine mass failure Part I : Modeling, experimental validation, and sensitivity analysis. *Journal of Waterway, Port, Coast and Ocean Engineering*, 131: 283.
- Gutscher, M.A., Malavieille, J., Lallemand, S. and Collot, J.-Y., 1999. Tectonic segmentation of the North Andean margin: impact of the Carnegie Ridge collision. *Earth and Planetary Science Letters*, 168: 255-270.
- Hagen, R.A., Vergara, H. and Naar, D.F., 1996. Morphology of San Antonio submarine canyon on the central Chile forearc. *Marine Geology*, 129(3-4): 197-205.
- Hampton, M.A., Lee, H.J. and Locat, J., 1996. Submarine Landslides. *Review of Geophysics*, 34: 33-59.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1987. Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. *Science*, 235(4793): 1156-1167.
- Harland, W.B., Cox, A.V., Llewellyn, P.G., Pickton, C.A.G., Smith, A.G. and Walter, R., 1982. A geological time scale. *Cambridge Earth Science Series*. Cambridge University Press, Cambridge, UK., 129 pp.
- Heezen, B.C. and Ewing, M., 1952. Turbidity Currents and Submarine Slumps, and the 1929 Grand-Banks Earthquake. *American Journal of Science*, 250(12): 849-873.
- Herd, D.G., Youd, T.L., Meyer, H., Arango C., J.L., Person, W.J. and Mendoza, C., 1981. The Great Tumaco, Colombia Earthquake of 12 December 1979. *Science*, 211: 441-445.
- Hey, R.N., 1977. Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1414-1420.
- Hey, R.N., Johnson, G.L. and Lowrie, A., 1977. Recent plate motions in the Galapagos area. *Geological Society of America Bulletin*, 88: 1385-1403.
- Hill, P.J., De Deckker, P. and Exon, N.F., 2005. Geomorphology and evolution of the gigantic Murray canyons on the Australian southern margin. *Australian Journal of Earth Sciences*, 52(1): 117-136.
- Hutchinson, I., 1985. The effects of sedimentation on compaction on oceanic heat flow. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 82: 439-459.
- Huyghe, P., Foata, M., Deville, E., Mascle, G. and Grp, C.W., 2004. Channel profiles through the active thrust front of the southern Barbados prism. *Geology*, 32(5): 429-432.
- Ioualalen, M., 2007. Séismes, tsunamis, et leur calibration: cas de l'événement de Sumatra du 26 décembre 2004. *La houille blanche, La Revue Internationale de l'Eau, Société Hydrotechnique de France*.
- Ioulalen, M., 2007. Séismes, tsunamis, et leur calibration: cas de l'événement de Sumatra du 26 décembre 2004. *La houille blanche, La Revue Internationale de l'Eau, Société Hydrotechnique de France*.
- Jaillard, E., Benítez, S. and Mascle, G.H., 1997. Les déformations paléogènes de la zone d'avant-arc sud-equatorienne en relation avec l'évolution géodynamique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168(4): 403-412.
- Jaillard, E., Lapierre, H., Ordoñez, M., Toro Alava, J., Amortegui, A. and Vanmelle, J., 2007. Accreted oceanic terranes in Ecuador: Southern edge of the Caribbean plate ? *Geological Society of America Special Publications*.

- Jaillard, E., Ordoñez, M., Benítez, S., Berrones, G., Jimenez, N., Montenegro, G. and Zambrano, I., 1995. Basin development in an accretionary, oceanic-floored fore-arc setting: southern coastal Ecuador during late cretaceous-late eocene time. In: A.J. Tankard, R. Suarez and H.J. Welsink (Editors), *Petroleum basins of South America*, pp. 615-631.
- Joanne, C., 2008. Le complexe d'instabilités sous-marines de Matakaoa, au large d'East Cape, Nouvelle-Zélande. Processus de transport en masse et impact des méga-instabilités sur l'architecture et l'évolution de la marge continentale. Ph. D Thesis, Université de Nice Sophia Antipolis, Nice, 246 pp.
- Juteau, T., Mégard, F., Raharison, L. and Whitechurch, H., 1977. Les assemblages ophiolitiques de l'occident équatorien: nature pétrographique et position structurale. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19: 1127-1132.
- Kanamori, H. and McNally, K.C., 1982. Variable rupture mode of the subduction zone along the Ecuador-Colombia coast. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 72(4): 1241-1253.
- Kelleher, J., 1972. Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. *Journal of Geophysical Research*, 77: 2087-2103.
- Kennedy, A.B., Chen, Q., Kirby, J.T. and Dalrymple, R.A., 2000. Boussinesq modeling of wave transformation, breaking, and run-up. I: 1D. *Journal of Waterway, Port, Coast and Ocean Engineering*, 126: 39-47.
- Kerr, A.C., 2005. La Isla de Gorgona, Colombia: A petrological enigma? *Lithos*, 84(1-2): 77-101.
- Kerr, A.C. and Tarney, J., 2005. Tectonic evolution of the Caribbean and northwestern South America: The case for accretion of two Late Cretaceous oceanic plateaus. *Geology*, 33(4): 269-272.
- Kerr, A.C., Tarney, J., Marriner, G.F., Nivia, A., Klaver, G.T. and Saunders, A.D., 1996. The geochemistry and tectonic setting of Late Cretaceous Caribbean and Colombian volcanism. *Journal of South American Earth Sciences*, 9: 111-120.
- Kimura, G., Silver, E.A., Blum, P. and Party, S., 1997. *Proceedings of the Ocean Drilling Program. Initial reports*, 170.
- Klaus, A. and Taylor, B., 1991. Submarine-Canyon Development in the Izu-Bonin Fore-Arc - a Seamarc II and Seismic Survey of Aoga-Shima Canyon. *Marine Geophysical Researches*, 13(2): 131-152.
- Koshimura, S., Hamzah, L. and Imamura, F., 1998. Preliminary report on Earthquake and Tsunami of the 1998 Papua New Guinea Disaster Control Research Center, Tohoku University.
- Kukowski, N., Schillhorn, T., Huhn, K., von Rad, U., Husen, S. and Flueh, E.R., 2001. Morphotectonics and mechanics of the central Makran accretionary wedge off Pakistan. *Marine Geology*, 173(1-4): 1-19.
- Kvenvolden, K.A., 1999. Potential effects of gas hydrate on human welfare. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 96(7): 3420-3426.
- Lallemand, S.E., 1999. *La subduction océanique*. Gordon and Breach Science Publishers, Amsterdam, 194 pp.
- Lallemand, S.E., Schnurle, P. and Malavieille, J., 1994. Coulomb Theory Applied to Accretionary and Nonaccretionary Wedges - Possible Causes for Tectonic Erosion and or Frontal Accretion. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 99(B6): 12033-12055.
- Lallemand, S.E., Schnurle, P.S. and Manoussis, S., 1992. Reconstruction of subduction zone paleogeometries and quantification of upper plate material caused by tectonic erosion. *Journal of Geophysical Research*, 97(B1): 217-239.

- Lamarche, G., Joanne, C. and Collot, J.Y., 2008. Successive, large mass-transport deposits in the south Kermadec fore-arc basin, New Zealand: The Matakaoa Submarine Instability Complex, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9, Q04001, doi:10.1029/2007GC001843. . 9.
- Lastras, G., Arzola, R.G., Masson, D.G., Wynn, R.B., Huvenne, V.A.I., Huhnerbach, V. and Canals, M., 2009. Geomorphology and sedimentary features in the Central Portuguese submarine canyons, Western Iberian margin. *Geomorphology*, 103(3): 310-329.
- Lastras, G., Canals, M., Urgeles, R., De Batist, M., Calafat, A.M. and Casamor, J.L., 2004. Characterisation of the recent BIG'95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data. *Marine Geology*, 213(1-4): 235-255.
- Laursen, J. and Normark, W.R., 2002. Late Quaternary evolution of the San Antonio Submarine Canyon in the central Chile forearc (similar to 33 degrees S). *Marine Geology*, 188(3-4): 365-390.
- Lavenu, A., Noblet, C. and Winter, T., 1995. Neogene ongoing tectonics in southern Ecuadorian Andes. Analysis of the evolution of the stress field. *Journal of Structural Geology*, 17(1): 47-58.
- Lea, D.W., Martin, P.A., Pak, D.K. and Spero, H.J., 2002. Reconstructing a 350 ky history of sea level using planktonic Mg/Ca and oxygen isotope records from a Cocos Ridge core. *Quaternary Science Reviews*, 21: 283-293.
- Lee, H.J., Chough, S.K. and Yoon, S.H., 1996. Slope-stability change from late pleistocene to holocene in the Ulleung Basin, East Sea (Japan Sea). *Sedimentary Geology*, 104(1-4): 39-51.
- Lee, S.H. and Chough, S.K., 2001. High-resolution (2-7 kHz) acoustic and geometric characters of submarine creep deposits in the South Korea Plateau, East Sea. *Sedimentology*, 48(3): 629-644.
- Lewis, K.B. and Barnes, P.L., 1999. Kaikoura Canyon, New Zealand: active conduit from near-shore sediment zones to trench-axis channel. *Marine Geology*, 162(1): 39-69.
- Litherland, M., Aspeden, J.A. and Jemielita, R.A., 1994. The metamorphic belts of Ecuador. *Overseas Memoir of the British Geological Survey.*, 11, 147 pp.
- Locat, J. and Lee, H., 2002. Submarine landslides: advances and challenges. *Canadian Geotechnical Journal*, 39: 193-212.
- Lonsdale, P., 1978. Ecuadorian Subduction System. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 62(12): 2454-2477.
- Lonsdale, P., 2005. Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3-4): 237-264.
- Lonsdale, P. and Klitgord, K.D., 1978. Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society of America Bulletin*, 89: 981-999.
- Lopez, E., in prep. Evolution tectonostratigraphique de la marge Sud-ouest Colombienne - Nord Equatorienne et du bassin de Tumaco - Borbon (N1° à N3°30) depuis 30Ma, Université de Nice-Sophia Antipolis, Nice.
- Lopez, E., Collot, J.Y. and Sosson, M., 2008. Sedimentary constraints on the tectonic evolution of the paired Tumaco-Borbon and Manglares forearc basins (southern Colombia - northern Ecuador) during the Late Cenozoic, 7th International Symposium on Andean Geodynamics, Nice - France, pp. 292 - 294.
- Lowe, D.R., 1982. Sediment Gravity Flows .2. Depositional Models with Special Reference to the Deposits of High-Density Turbidity Currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52(1): 279-298.
- Luzieux, L.D.A., Heller, F., Spikings, R., Vallejo, C.F. and Winkler, W., 2006. Origin and Cretaceous tectonic history of the coastal Ecuadorian forearc between 1 degrees N and

- 3 degrees S: Paleomagnetic, radiometric and fossil evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 249(3-4): 400-414.
- Marcaillou, B., 2003. Régimes tectoniques et thermiques de la marge Nord Équateur- Sud Colombie (0°- 3,5°N) - Implications sur la sismogenèse. Phd Thesis Thesis, Université de Pierre et Marie Curie, Paris, 220 pp.
- Marcaillou, B. and Collot, J.Y., 2008. Chronostratigraphy and tectonic deformation of the North Ecuadorian–South Colombian offshore Manglares forearc basin *Marine Geology*, 255(1-2): 30-44.
- Marcaillou, B., Spence, G., Wang, K., Collot, J.Y. and Ribodetti, A., 2008. Thermal segmentation along the N. Ecuador-S. Colombia margin (1-4 degrees N): Prominent influence of sedimentation rate in the trench. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(1-2): 296-308.
- Marriner, G.F. and Millward, D., 1984. The petrology and geochemistry of Cretaceous to recent volcanism in Colombia: the magmatic history of an accretionary plate margin. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 831-845.
- Martinez, J.O., Gonzalez, J.L., Pilkey, O.H. and Neal, W.J., 1995. Tropical Barrier Islands of Colombia Pacific Coast. *Journal of Coastal Research*, 11(2): 432-453.
- Maslin, M., Mikkelsen, N., Vilela, C. and Haq, B., 1998. Sea-level –and gas-hydrate– controlled catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Geology*, 26(12): 1107-1110.
- Masson, D.G., 1996. Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro 15 ka ago and the history of landslides in the Canary Islands. *Geology*, 24: 231 - 234.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P. and Canals, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth-Science Reviews*, 57(1-2): 1-35.
- McAdoo, B.G., Capone, M.K. and Minder, J., 2004. Seafloor geomorphology of convergent margins: Implications for Cascadia seismic hazard. *Tectonics*, 23(6).
- McAdoo, B.G., Orange, D.L., Screaton, E., Lee, H. and Kayen, R., 1997. Slope basins, headless canyons, and submarine palaeoseismology of the Cascadia accretionary complex. *Basin Research*, 9(4): 313-324.
- McAdoo, B.G., Pratson, L.F. and Orange, D.L., 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology*, 169(1-2): 103-136.
- McAdoo, B.G. and Watts, P., 2004. Tsunami hazard from submarine landslides on the Oregon continental slope. *Marine Geology*, 203(3-4): 235-245.
- McCourt, W.J., Aspden, J.A. and Brook, M., 1984. New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society of London*, 141: 831-845.
- McGeary, S. and Ben-Avraham, Z., 1986. The accretion of the Gorgona Island, Colombia: multichannel seismic evidence. In: D.G. Howell (Editor), *Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific Region*. Circum-Pacific council for Energy and Mineral Resources. Earth Sciences Series, pp. 543-554.
- Mendoza, C. and Dewey, J.W., 1984. Seismicity associated with the great Colombia-Ecuador earthquakes of 1942, 1958 and 1979: implications for barrier models of earthquake rupture. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 74(2): 577-593.
- Middleton, G.V. and Hampton, M.A., 1973. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition. In: G.V. Middleton and A.H. Bouma (Editors), *Turbidite and deep water sedimentation - Pacific section*. Tulsa pp. 1-38.
- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.C. and Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters*, 18: 251-255.

- Minster, J.B. and Jordan, T.H., 1978. Present-day plate motion. *Journal of Geophysical Research*, 83: 5331-5354.
- Mitchell, N.C., 2006. Morphologies of knickpoints in submarine canyons. *Geological Society of America Bulletin*, 118(5-6): 589-605.
- Morgenstern, N.R., 1967. Submarine slumping and the initiation of turbidity currents. In: A.F. Richards (Editor), *Marine Geotechnique*. University of Illinois Press, pp. 189-210.
- Moscardelli, L., Wood, L. and Mann, P., 2006. Mass-transport complexes and associated processes in the offshore area of Trinidad and Venezuela. *Aapg Bulletin*, 90(7): 1059-1088.
- Mountney, N.P., 1997. Dynamic equilibrium within ocean trenches: A useful analytical tool? *Geology*, 25(2): 151-154.
- Mountney, N.P. and Westbrook, G.K., 1997. Quantitative analysis of Miocene to recent forearc basin evolution along the Colombian margin. *Basin Research*, 9: 177-196.
- Mulder, T. and Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology*, 48(2): 269-299.
- Mulder, T. and Cochonat, P., 1996. Classification of offshore mass movements. *Journal of Sedimentary Research*, 66(1): 43-57.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B. and Faugères, J.C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters*, 21(2): 86-93.
- Mulder, T., Savoye, B. and Syvitski, J.P.M., 1997. Numerical modelling of a mid-sized gravity flow: the 1979 Nice turbidity current (dynamics, processes, sediment budget, and seafloor impact). *Sedimentology*, 44: 305-326.
- Mulder, T. and Syvitski, J.P.M., 1995. Turbidity Currents Generated at River Mouths during Exceptional Discharges to the World Oceans. *Journal of Geology*, 103(3): 285-299.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C. and Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behaviour and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology*, 20: 861-882.
- Nakajima, T. and Kanai, Y., 2000. Sedimentary features of seismoturbidites triggered by the 1983 and older historical earthquakes in the eastern margin of the Japan Sea. *Sedimentary Geology*, 135(1-4): 1-19.
- Nisbet, E.G. and Piper, D.J.W., 1998. Giant submarine landslides. *Nature*, 392: 329-330.
- Noblet, C., Lavenue, A. and Marocco, R., 1996. Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes. *Tectonophysics*, 255(1-2): 65-78.
- Noda, A., TuZino, T., Furukawa, R., Joshima, M. and Uchida, J.I., 2008. Physiographical and sedimentological characteristics of submarine canyons developed upon an active forearc slope: The Kushiro Submarine Canyon, northern Japan (vol 120, pg 750, 2008). *Geological Society of America Bulletin*, 120(7-8): 1088-1088.
- Normark, W.R. and Carlson, P.R., 2003. giant submarine canyons: is size any clue to their importance in the rock record? In: M.A. Cham and A.W. Archer (Editors), *Extreme depositional environments: mega en members in geological time? geological society of america special papers*, pp. 1-15.
- Orange, D.L., McAdoo, B.G., Moore, J.C., Tobin, H., Screaton, E., Chezar, H., Lee, H., Reid, M. and Vail, R., 1997. Headless submarine canyons and fluid flow on the toe of the Cascadia accretionary complex. *Basin Research*, 9(4): 303-312.
- Pedroja, K., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ortlieb, L., Collot, J.Y., Ghaleb, B., Auclair, M., Alvarez, V. and Labrousse, B., 2006a. Plio-Quaternary uplift of the Manta Peninsula and La Plata Island and the subduction of the Carnegie Ridge, central coast of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(1-2): 1-21.

- Pedoja, K., Ortheb, L., Dumont, J.F., Lamothe, M., Ghaleb, B., Auclair, M. and Labrousse, B., 2006b. Quaternary coastal uplift along the Talara Arc (Ecuador, Northern Peru) from new marine terrace data. *Marine Geology*, 228(1-4): 73-91.
- Pennington, W.D., 1981. Subduction of the eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10753-10770.
- Pomerol, C., Lagabrielle, Y. and Renard, M., 2005. *Eléments de Géologie* (13e édition). Dunod, Paris.
- Pontoise, B. and Monfret, T., 2004. Shallow seismogenic zone detected from an offshore-onshore temporary seismic network in the Esmeraldas area (northern Ecuador). *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 5(Q02009).
- Posamentier, H.W. and Kolla, V., 2003. Seismic geomorphology and stratigraphy of depositional elements in deep-water settings. *Journal of Sedimentary Research*, 73(3): 367-388.
- Pratson, L.F. and Coakley, B.J., 1996. A model for the headward erosion of submarine canyons induced by downslope-eroding sediment flows. *Geological Society of America Bulletin*, 108(2): 225-234.
- Pratson, L.F., Ryan, W.B.F., Mountain, G.S. and Twichell, D.C., 1994. Submarine-Canyon Initiation by Downslope-Eroding Sediment Flows - Evidence in Late Cenozoic Strata on the New-Jersey Continental-Slope. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3): 395-412.
- Rabineau, M., 2001. Un modèle géométrique et stratigraphique des séquences de dépôts quaternaires sur la marge du Golfe du Lion. Enregistrement des cycles climatiques de 100 000 ans., Université de Rennes 1, 393 pp.
- Rahiman, T.I.H. and Pettinga, J.R., 2006. The offshore morpho-structure and tsunami sources of the Viti Levu Seismic Zone, southeast Viti Levu, Fiji. *Marine Geology*, 232: 203-225.
- Rahiman, T.I.H., Pettinga, J.R. and Watts, P., 2007. The source mechanism and numerical modelling of the 1953 Suva tsunami, Fidji. *Marine Geology*, 237: 55-70.
- Ranero, C.R. and von Huene, R., 2000. Subduction erosion along the Middle America convergent margin. *Nature*, 404.
- Ratzov, G., Sosson, M., Collot, J., Migeon, S., Michaud, F., Lopez, E. and Gonidec, Y., 2007. Submarine Landslides Along The North Ecuador – South Colombia Convergent Margin: Possible Tectonic Control. In: V. Lykousis, D. Sakellariou and J. Locat (Editors), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer, pp. 47-55.
- Ravenne, C. and Beghin, P., 1983. Apport des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'I.F.P.*: 279-297.
- Restrepo, J.D. and Lopez, S.A., 2008. Morphodynamics of the Pacific and Caribbean deltas of Colombia, South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(1): 1-21.
- Riedel, M., Long, P., Liu, C.S., Schultheiss, P., Colett, T. and Party, O.L.S., 2006. Physical properties of near- surface sediments at southern Hydrate Ridge: results from ODP Leg 204. In: A.M. Tréhu, G. Bohrmann, M.E. Torres and F.S. Colwell (Editors), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*.
- Rodbell, D.T., Seltzer, G.O., Anderson, D.M., Abbott, M.B., Enfield, D.B. and Newman, J.H., 1999. An similar to 15,000-year record of El Nino-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science*, 283(5401): 516-520.
- Sage, F., Collot, J.Y. and Ranero, C.R., 2006. Interplate patchiness and subduction-erosion mechanisms: Evidence from depth-migrated seismic images at the central Ecuador convergent margin. *Geology*, 34(12): 997-1000.

- Sallares, V. and Charvis, P., 2003. Seismic constraints on the Geodynamic evolution of the Galapagos province. *Earth and Planetary Science Letters*, 214: 545-559.
- Sallares, V., Charvis, P., Flueh, E.R., Bialas, J., Party, S.S. and , 2005. Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galapagos hotspot. *Geophysical Journal International*, 161(3): 763-788.
- Sallares, V. and Ranero, C.R., 2005. Structure and tectonics of the erosional convergent margin off Antofagasta, north Chile (23 degrees 30 ' S). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 110(B6): -.
- Seeber, L. and Gornitz, V., 1983. River Profiles Along the Himalayan Arc as Indicators of Active Tectonics. *Tectonophysics*, 92(4): 335-367.
- Shanmugam, G., 2000. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, 17(2): 285-342.
- Shanmugam, G., Lehtonen, L.R., Straume, T., Syvertsen, S.E., Hodgkinson, R.J. and Skibeli, M., 1994. Slump and Debris-Flow Dominated Upper Slope Facies in the Cretaceous of the Norwegian and Northern North Seas (61-67-Degrees-N) - Implications for Sand Distribution. *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 78(6): 910-937.
- Shepard, F.P., 1933. Submarine valleys. *Geographical review*, 23: 77-89.
- Shepard, F.P., 1981. Submarine Canyons - Multiple Causes and Long-Time Persistence. *Aapg Bulletin-American Association of Petroleum Geologists*, 65(6): 1062-1077.
- Shepherd, G.L. and Moberly, R., 1981. Coastal structure of the continental margin, northwest Peru and southwest Ecuador. *Geological Society of America Bulletin*, 154: 351-391.
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P., 1995. *Exploration Seismology* - 2nd ed. Cambridge University Press: 592.
- Shiki, T., Cita, M.B. and Gorsline, D.S., 2000. Sedimentary features of seismites, seismo-turbidites and tsunamiites - an introduction. *Sedimentary Geology*, 135(1-4): Vii-Ix.
- Sinclair, H.D. and Tomasso, M., 2002. Depositional evolution of confined turbidite basins. *Journal of Sedimentary Research*, 72(4): 451-456.
- Smith, D.P., Kvitek, R., Iampietro, P.J. and Wong, K.D., 2007. Twenty-nine months of geomorphic change in upper Monterey Canyon (2002-2005). *Marine Geology*, 236(1-2): 79-94.
- Socquet, A., Vigny, C., Simons, W., Chamot-Rooke, N., Rangin, C. and Ambrosius, B., 2006. GPS determination of the relative motion between India and Sunda, and its accommodation in Myanmar. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Soh, W. and Tokuyama, H., 2002. Rejuvenation of submarine canyon associated with ridge subduction, Tenryu Canyon, off Tokai, central Japan. *Marine Geology*, 187(1-2): 203-220.
- Sosson, M., Bourgois, J. and Mercier de Lépinay, B., 1994. Seabeam and deep-sea submersible Nautilie surveys in the Chiclayo canyon off Peru (7°S): subsidence and subduction-erosion of an Andean-type convergent margin since Pliocene times. *Marine Geology*, 118: 237-256.
- Spikings, R.A., Winkler, W., Seward, D. and Handler, R., 2001. Along-strike variations in the thermal and tectonic response of the continental Ecuadorian Andes to the collision with heterogeneous oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 186(1): 57-73.
- Spinelli, G.A. and Field, M.E., 2001. Evolution of continental slope gullies on the northern California margin. *Journal of Sedimentary Research*, 71(2): 237-245.

- Stow, D., 1994. Deep sea processes of sediment transport and deposition. In: K. Pye (Editor), *Sediment transport and depositional processes*. Blackwell scientific publications, Oxford.
- Stow, D.A.V. and Shanmugam, G., 1980. Sequence of Structures in Fine-Grained Turbidites - Comparison of Recent Deep-Sea and Ancient Flysch Sediments. *Sedimentary Geology*, 25(1-2): 23-42.
- Sultan, N., Cochonat, P., Canals, M., Cattaneo, A., Dennielou, B., Haflidason, H., Laberg, J.S., Long, D., Mienert, J., Trincardi, F., Urgeles, R., Vorren, T.O. and Wilson, C., 2004. Triggering mechanisms of slope instability processes and sediment failures on continental margins: a geotechnical approach. *Marine Geology*, 213(1-4): 291-321.
- Sultan, N., Gaudin, M., Berne, S., Canals, M., Urgeles, R. and Lafuerza, S., 2007. Analysis of slope failures in submarine canyon heads: An example from the Gulf of Lions. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 112(F1).
- Swenson, J.L. and Beck, S.L., 1996. Historical 1942 Ecuador and 1942 Peru subduction earthquakes, and earthquake cycles along Colombia-Ecuador and Peru subduction segments. *Pageoph.*, 146(1): 67-101.
- Tappin, D.R., Matsumoto, T., Watts, P., Satake, K., McMurtry, G.M., Matsuyama, M., Lafoy, Y., Tsuji, Y., Kanamatsu, T. and Lus, W., Iwabuchi, I. and etc... 1999. Sediment slump likely caused 1998 Papua New Guinea tsunami. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 80: 329-340.
- Thornburg, T.M. and Kulm, L.D., 1987. Sedimentation in the Chile Trench - Depositional Morphologies, Lithofacies, and Stratigraphy - Reply. *Geological Society of America Bulletin*, 99(4): 599-600.
- Thornburg, T.M., Kulm, L.D. and Hussong, D.M., 1990. Submarine-Fan Development in the Southern Chile Trench - a Dynamic Interplay of Tectonics and Sedimentation. *Geological Society of America Bulletin*, 102(12): 1658-1680.
- Toucanne, S., 2008. Reconstruction des transferts sédimentaires en provenance du système glaciaire de mer d'Irlande et du paléo-fleuve Manche au cours des derniers cycles climatiques, Université Bordeaux I, Bordeaux, 362 pp.
- Trenkamp, R., Kellogg, J.N., Freymueller, J.T. and Mora, H.P., 2002. Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2): 157-171.
- Tripsanas, E.K., Piper, D.J.W., Jenner, K.A. and Bryant, W.R., 2008. Submarine mass-transport facies: new perspectives on flow processes from cores on the eastern North American margin. *Sedimentology*, 55(1): 97-136.
- Twichell, D.C. and Roberts, D.G., 1982. Morphology, Distribution, and Development of Submarine Canyons on the United-States Atlantic Continental-Slope between Hudson and Baltimore Canyons. *Geology*, 10(8): 408-412.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., Alonso, B. and Masson, D., 1997. The most recent megalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro island. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 102(B9): 20305-20323.
- Veatch, P.A., 1939. Atlantic submarine valleys of the United States and of the Cogo: Special Papers Number 7. Geological Society of America.
- von Huene, R., Bourgois, J., Miller, J. and Pautot, G., 1989. A large tsunamogenic landslide and debris flow along the Peru Trench. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 94(B2): 1703-1714.
- von Huene, R. and Culotta, R., 1989. Tectonic erosion at the front of the Japan Trench convergent margin. *Tectonophysics*, 160: 75-90.

- von Huene, R. and Lallemand, S.E., 1990. Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America Bulletin*, 102: 704-720.
- von Huene, R., Ranero, C.R., Weinrebe, W. and Hinz, K., 2000. Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate and Central American volcanism. *Tectonics*, 19(2): 314-334.
- von Huene, R. and Scholl, D.W., 1991. Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust. *Reviews of Geophysics*, 29: 279-316.
- Wang, K. and Hu, Y., 2006. Accretionary prisms in subduction earthquake cycles: The theory of dynamic Coulomb wedge. *J. Geophys. Res.*, 111(B6): 1-16.
- Watts, P., Grilli, S.T., Kirby, J.T., Fryer, G.J. and Tappin, D.R., 2003. Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3: 391-402.
- Watts, P., Grilli, S.T., Tappin, D.R. and Fryer, G.J., 2005. Tsunami generation by submarine mass failure. II: Predictive equations and case studies. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean Engineering-Asce*, 131(6): 298-310.
- Wei, G. and Kirby, J.T., 1995. Time-dependent numerical code for extended Boussinesq equations. *Journal of Waterway, Port, Coast and Ocean Engineering*, 121: 251-261.
- Wei, G., Kirby, J.T., Grilli, S.T. and Subramanya, R., 1995. Fully non-linear Boussinesq model for free surface waves. Part 1: Highly nonlinear unsteady waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 294: 71-92.
- Wien, K., Holz, C., Kolling, M. and Schulz, H.D., 2006. Age models for pelagites and turbidites from the Cap Timiris Canyon off Mauritania. *Marine and Petroleum Geology*, 23(3): 337-352.
- Witt, C., Bourgois, J., Michaud, F., Ordoñez, M., Jiménez, N. and Sosson, M., 2006. Development of the Gulf of Guayaquil (Ecuador) during the Quaternary as an effect of the North Andean block tectonic escape. *TECTONICS*, 25(TC3017, doi:10.1029/2004TC001723): 22.

Annexes

Ces annexes présentent les analyses que j'ai effectué sur les carottes sédimentaires sous la tutelle de S. Migeon, et assisté par moments par D. Belleney. Certaines carottes ont été utilisées dans le cadre de ce mémoire, tandis que d'autres font l'objet de travaux en cours qui n'ont pu aboutir pour la rédaction finale.

Lors de la campagne Amadeus, des carottes ou groupes de carottes ont été prélevés en fonction de cible spécifiques. Elles sont présentées ici

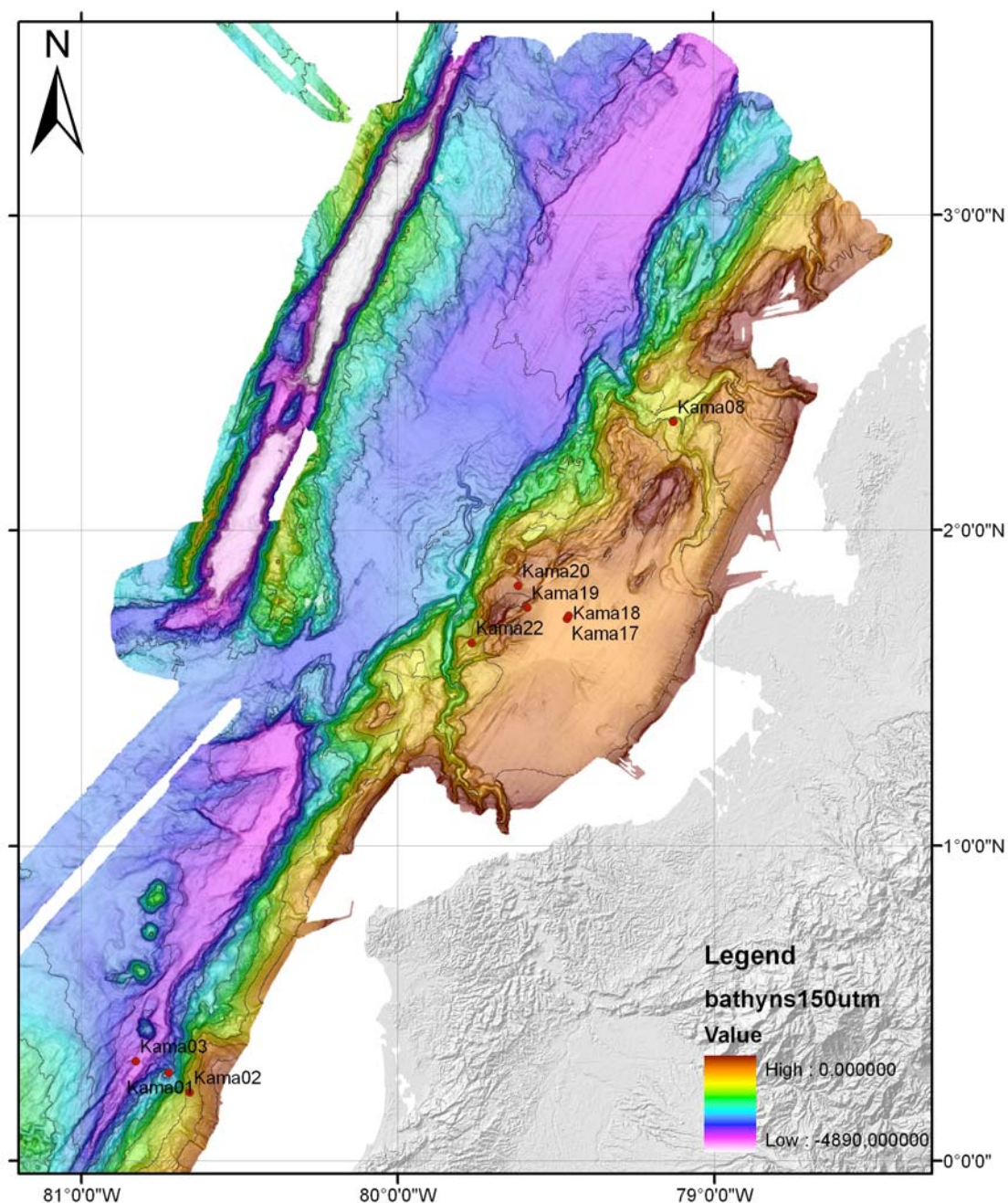


Figure 1: Carte de localisation de l'ensemble des carottes analysées dans le cadre des travaux de thèse

Kama 02-01-03

Ces Trois carottes ont été prélevées de l'amont vers l'aval de grandes cicatrices d'arrachements probablement liées au passages en subduction des volcans sous-marins d'Atacames.

- Kama02

Carotte 8m96 de long, prélevée an amont de l'escarpement, sur la pente continentale, à une profondeur de 1315m de profondeur.

Kama02 est composée de neuf sections. Deux prélèvements de 50cm ont été effectués dans les sections V et IX pour des essais géotechniques ultérieurs. Ces sections n'ont pas été ouvertes. La base de la carotte à partir de la section VIII-735 présente des traînées verticales visibles en Rx. Il s'agit probablement de matériel aspiré lors du carottage, et n'est donc pas exploitable.

L'ensemble de la carotte est caractérisé par une sédimentation argilo-silteuse monotone de couleur gris olive à brun olive modéré (5Y3/2 à 5Y4/4), de Q50 moyen variant entre 4 et 10µm. Les rares variations observables correspondent à de fines lamines (Section I – 37 à 50cm, et I – 82 à 90cm) présentant une granulométrie supérieure (15µm). Les variations ne sont toutefois pas systématiquement visibles à l'œil nu, mais uniquement à l'aide des images Rx.

Des bioturbations sont présentes sur l'ensemble de la carotte : (I –0-70, II – 120-130, V – 525 et 565, toute la section VII, et VIII jusque 730cm).

Deux fragments de tephres (brun jaunâtre pale 10YR6/2) apparaissent au sommet de la section II, entre 100 et 110cm. Les fragments peuvent atteindre 5cm de diamètre.

Des foraminifères sont présents sur l'ensemble de la carotte, quelques niveaux sont toutefois plus riches : (I-40, II-120, II-190, IV-300 à 390, V-415, VI-500)

Les datations basées sur le 210Pb sur les trois premiers centimètres de la carotte indiquent un taux de sédimentation moyen de 0,06 cm/an

- Kama01

Carotte de 9m de long, prélevée dans un petit bassin sédimentaire situé à mi-pente (3046m de profondeur) directement en aval de la cicatrice d'arrachement. La carotte est composée de neuf sections.

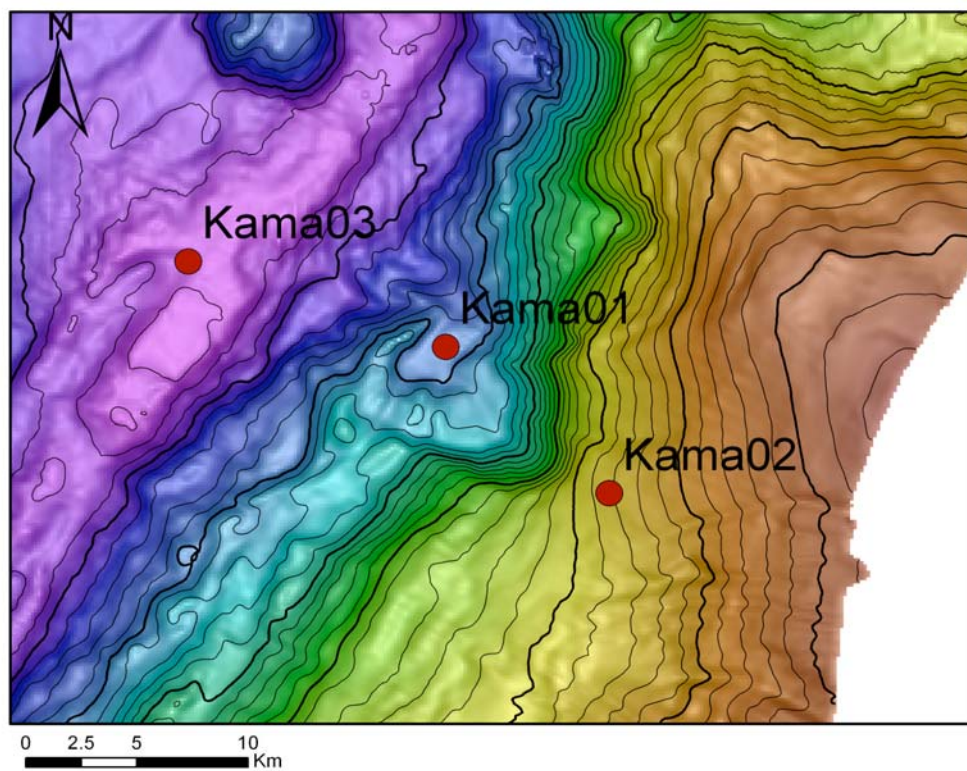
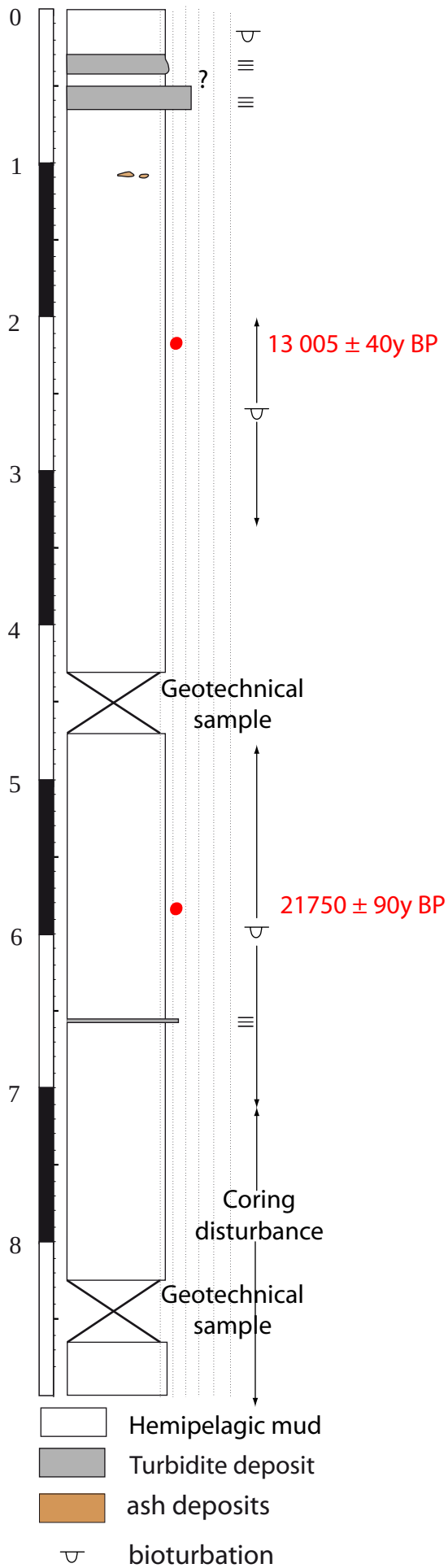
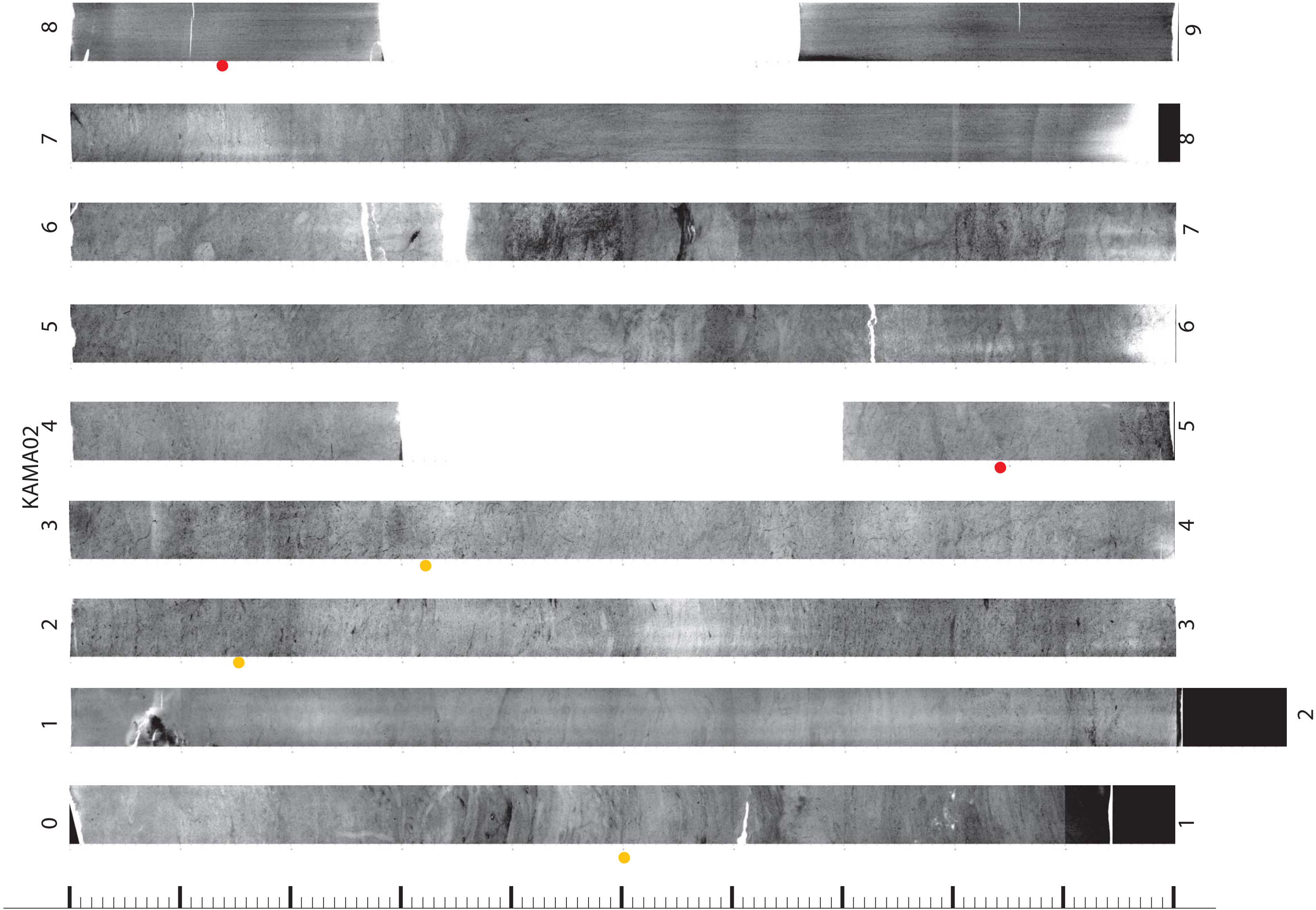


Figure 2: Carte de localisation des carottes Kama01-02-03

Kama02





La base de la carotte est composée d'argile silteuse de couleur gris olive (5Y3/2) (section IX-837 à 905cm) contenant des foraminifères. Des lamines millimétriques à centimétriques sont visibles sur les images RX. Certaines peuvent être potentiellement interprétées comme des turbidites (IX-86 à 863, IX-892).

Un niveau de cendres se trouve à la base de la carotte (IX-886 à 889). Cette section de la carotte correspond essentiellement à des dépôts hémipélagiques.

Les dépôts hémipélagiques sont recouverts par un débris flow de 5m63 d'épaisseur (III-272 à IX-835) caractérisé par des couches déformées, et des mud clasts d'un diamètre pouvant atteindre 15cm enrobés dans une matrice argilo-silteuse. Il est impossible de dire si la base du débris flow est érosive au vu des images Rx.

Le débris flow est recouvert par une série de 23cm d'épaisseur (III-249 à III-272) constitué à sa base (III-267 à III-272) de lamines irrégulières et grossières (sable silteux) contenant des éléments volcanoclastiques (cristaux, ponces). Elles sont recouvertes par 8cm de lamines argilo-silteuses (III-259 à III-267).

Un contact net (érosif ?) marque le passage à un dépôt sableux grossier, granodécroissant sur 10cm (III-249 à III-259) formé de lamines discontinues.

Ces dépôts peuvent représenter la partie sommitale du débris flow, ou alors il pourrait s'agir d'événements postérieurs qui viennent le sceller.

La carotte est ensuite à peu près homogène jusqu'à son sommet, constitué essentiellement d'argile silteuse de couleur gris olive (5Y3/2). La section est bioturbée sur son ensemble. Quelques lamines visibles uniquement sur les images Rx peuvent potentiellement être interprétées comme des turbidites (I-08, I-62, III-210, III-227).

À noter la présence d'un tephra de couleur plus claire (5Y6/1) contenant des plagioclases, Orthopyroxènes, et du verre incolore.

- **Kama 03 :**

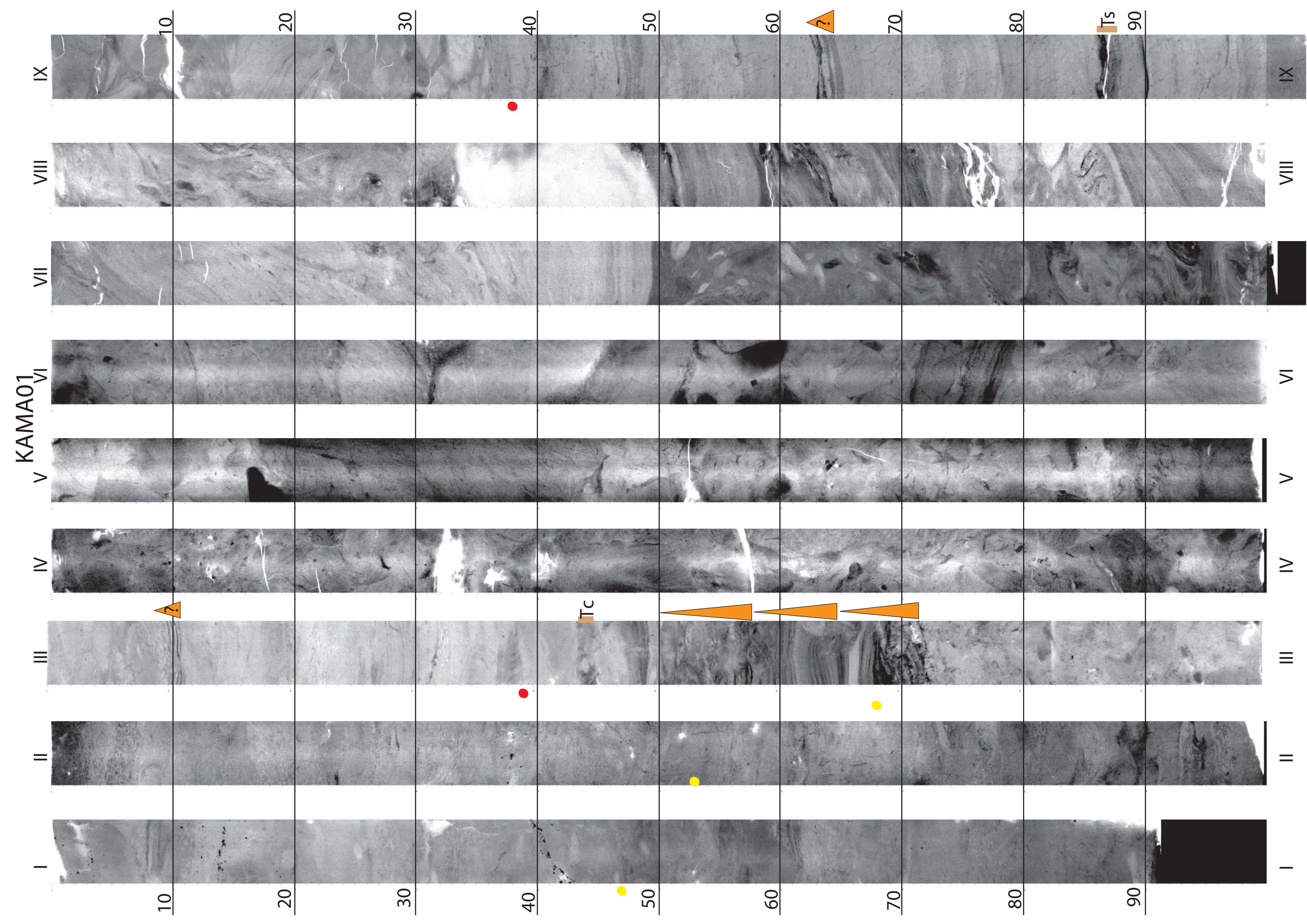
Carotte de 9m32 de long prélevée à 3046m de profondeur. Elle est située dans la fosse, en contrebas des cicatrices d'arrachement. La carotte est composée de 10 sections.

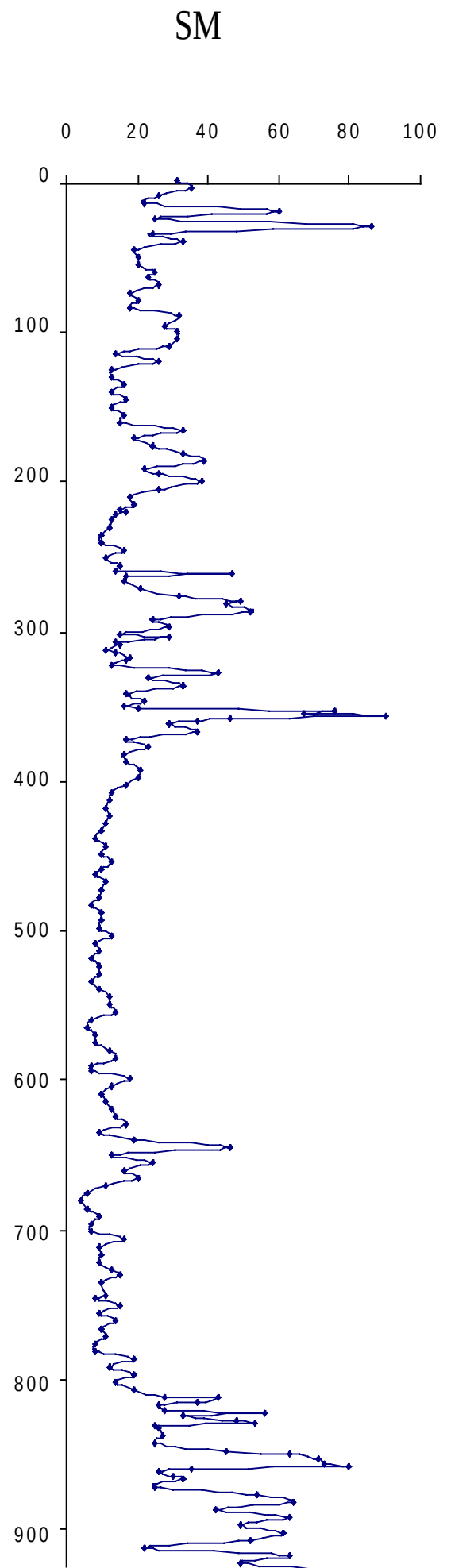
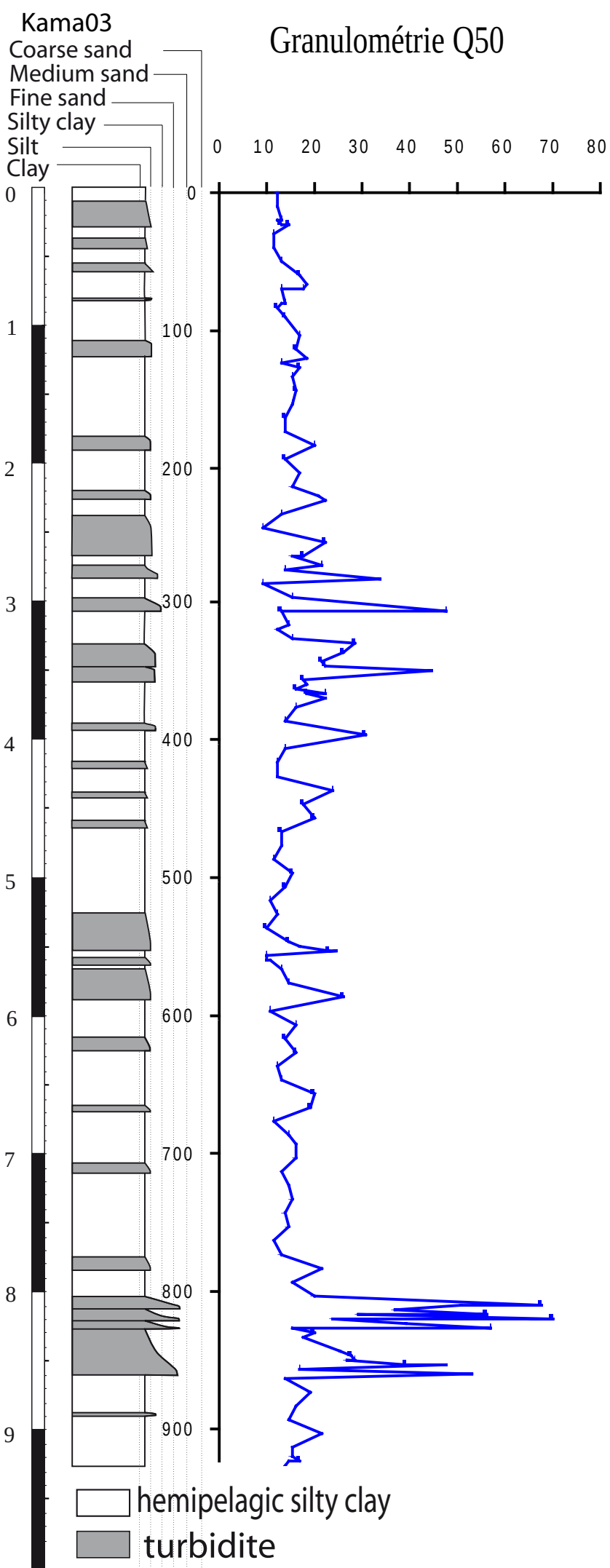
Carotte constituée essentiellement d'argile hémipélagique de couleur gris olive à brun olive. Le Q50 moyen est d'environ 12µm.

Les argiles hémipélagiques contiennent essentiellement des éléments détritiques, mais également des fragments de bois, des spicules d'éponges et quelques foraminifères.

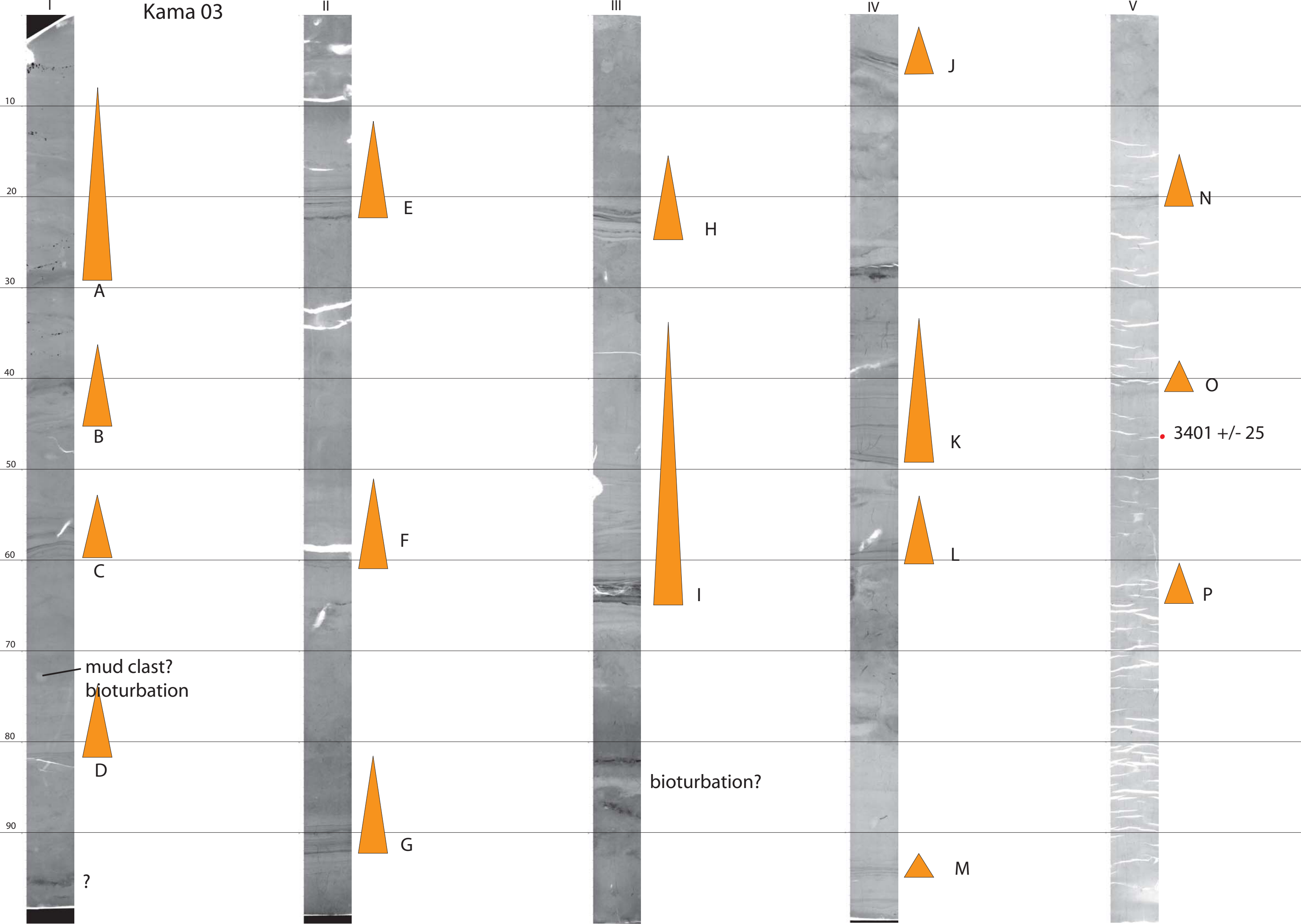
27 turbidites ont été révélées essentiellement grâce aux images rX. Elles se manifestent par des lamines à leur base et parfois une base érosive. La base peut être grossière, auquel cas elle est visible à l'œil nu. Elle présente des pics de Q50 pouvant atteindre 70µm. Les turbidites montrent par la suite une granodécroissance vers le sommet.

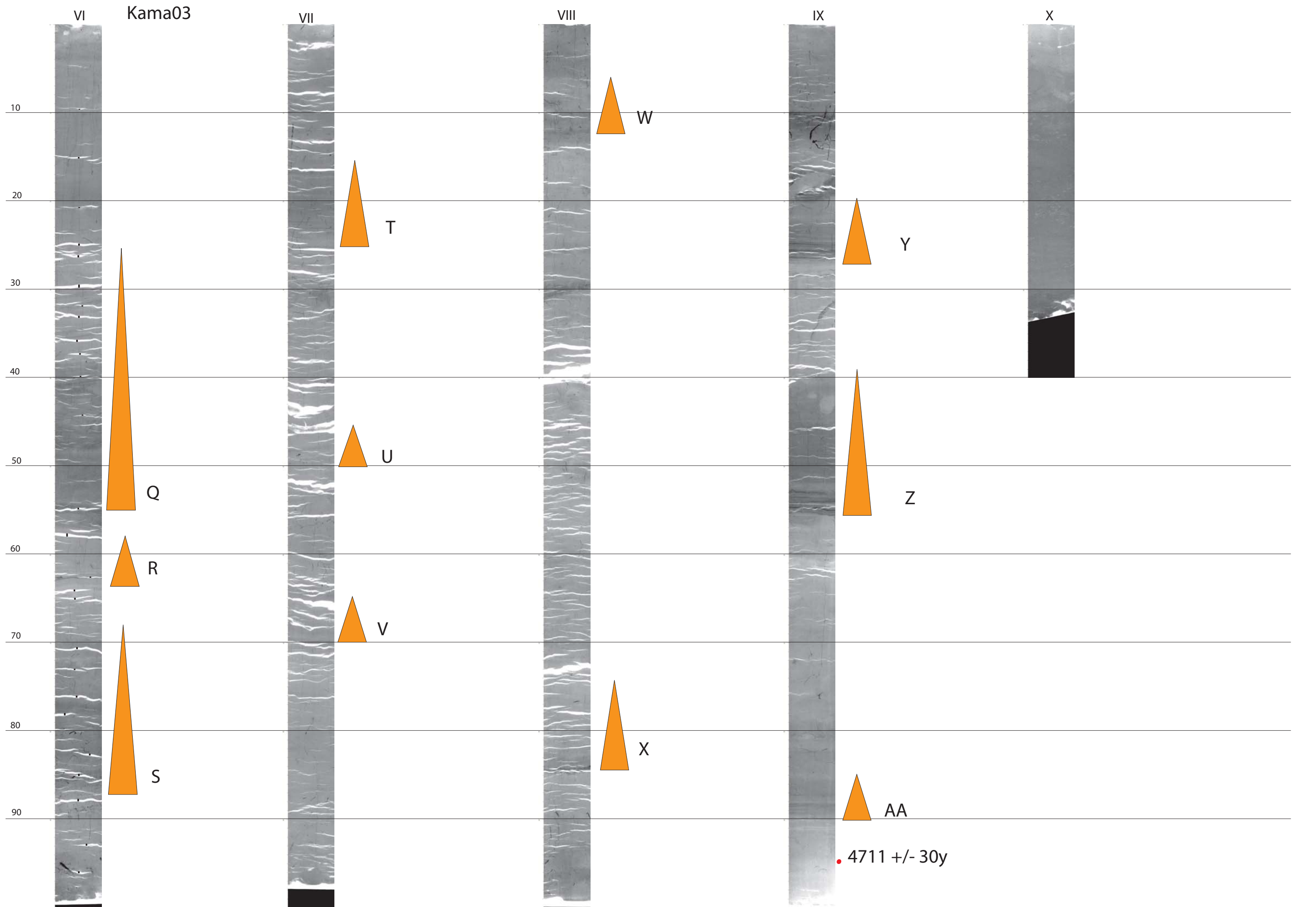
On ne trouve pas de couches de cendres dans cette carotte.





Kama 03





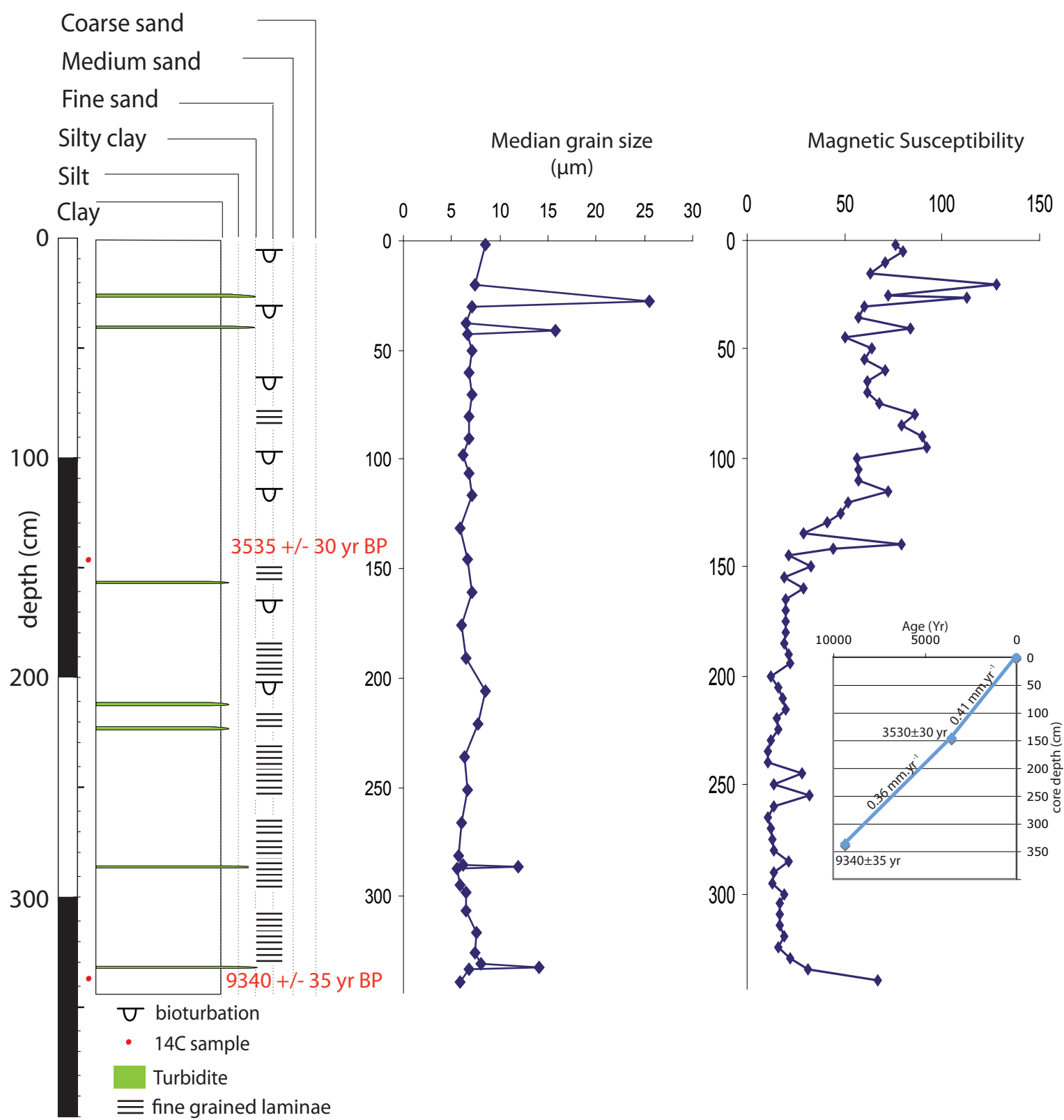
Kama08

Kama 08 : Carotte de 3m44 de long prélevée sur une levée à la jonction des canyons de Mira et Patia à une profondeur de 1334m. La levée sur laquelle est prélevée la carotte scelle un ancien glissement. La carotte a été découpée en quatre sections.

Carotte très homogène, et constituée d'argile vert olive (5Y4/4) riche en foraminifères, et de Q50 moyen 6-7 μ m. La carotte est bioturbée sur son ensemble. Elle présente quelques taches de monosulfides.

Sept turbidites au total sont présentes sur l'ensemble de la carotte, d'une épaisseur inférieure à 3cm. Elles sont caractérisées par une base érosive et une base de couleur sombre sur les images rX. Les images rX révèlent également des lamines fines sur l'ensemble de la carotte, associées à des processus de transport de fond de faible énergie.

La désintégration radioactive du ^{210}Pb mesurée sur les 15 premiers centimètres permet d'estimer un taux de sédimentation moyen de 1,6mm/an.



KAMA 08

I



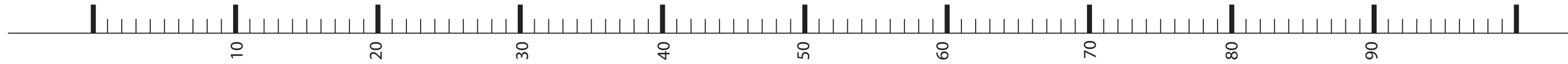
II



III



IV



Kama 17 et Kama 18

Ces deux carottes ont été prélevées respectivement à 865 et 864m de profondeur, de part et d'autre de la faille profonde de Manglares mise en évidence lors de la campagne Sisteur. La faille est exprimée en surface par une déformation anticlinale. Ces carottes ont été prélevées afin de quantifier la composante verticale de la déformation associée à la faille.

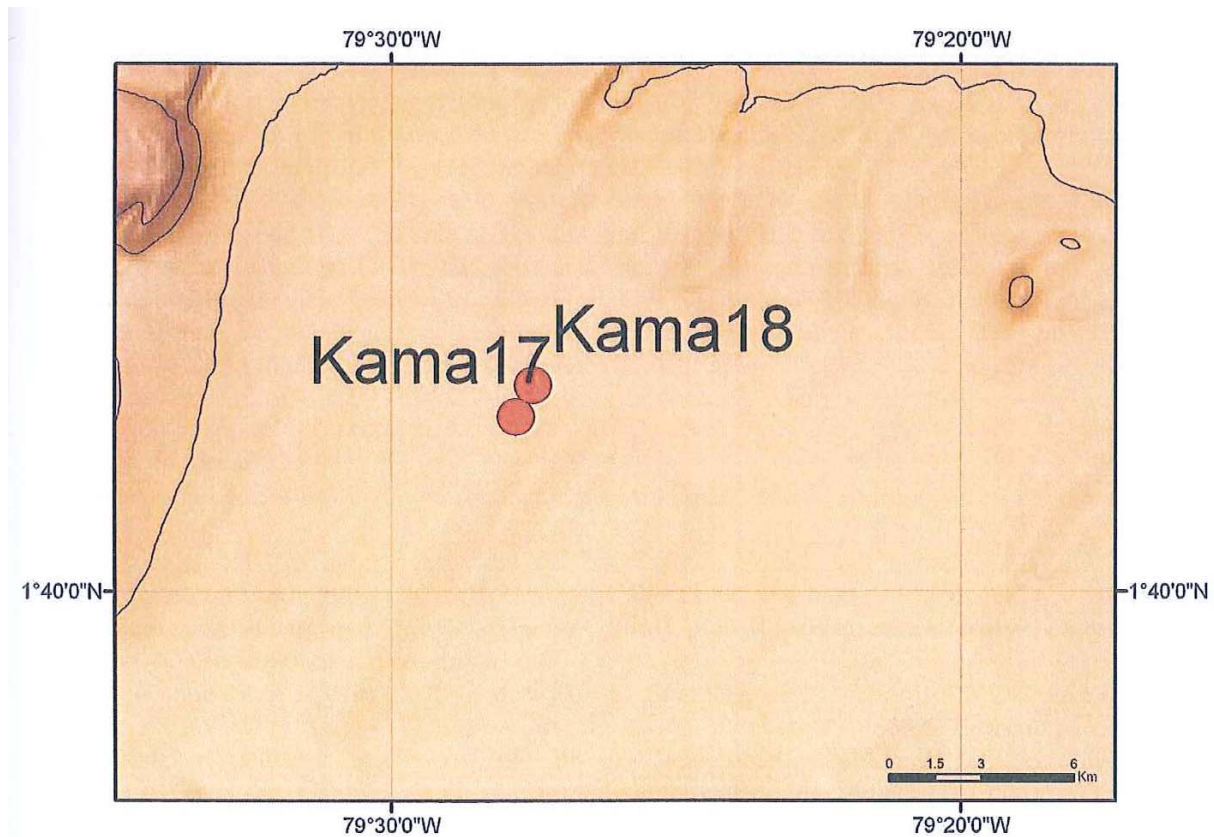


Figure 3 : carte de localisation des carottes Kama17-18 dans le bassin de Manglares.

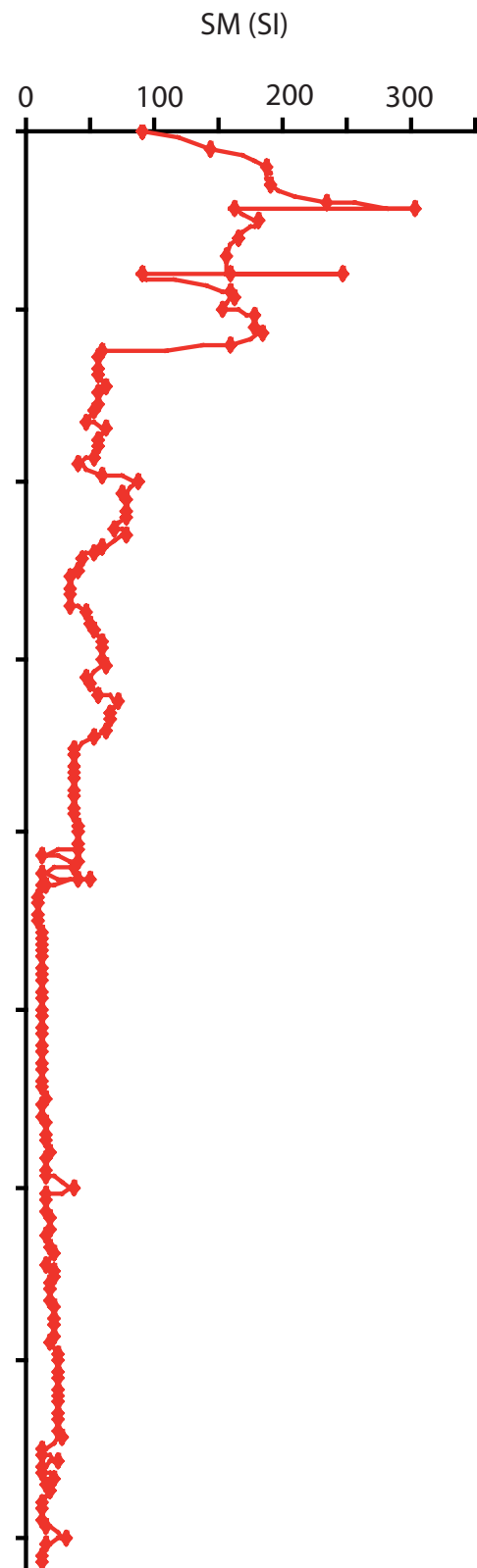
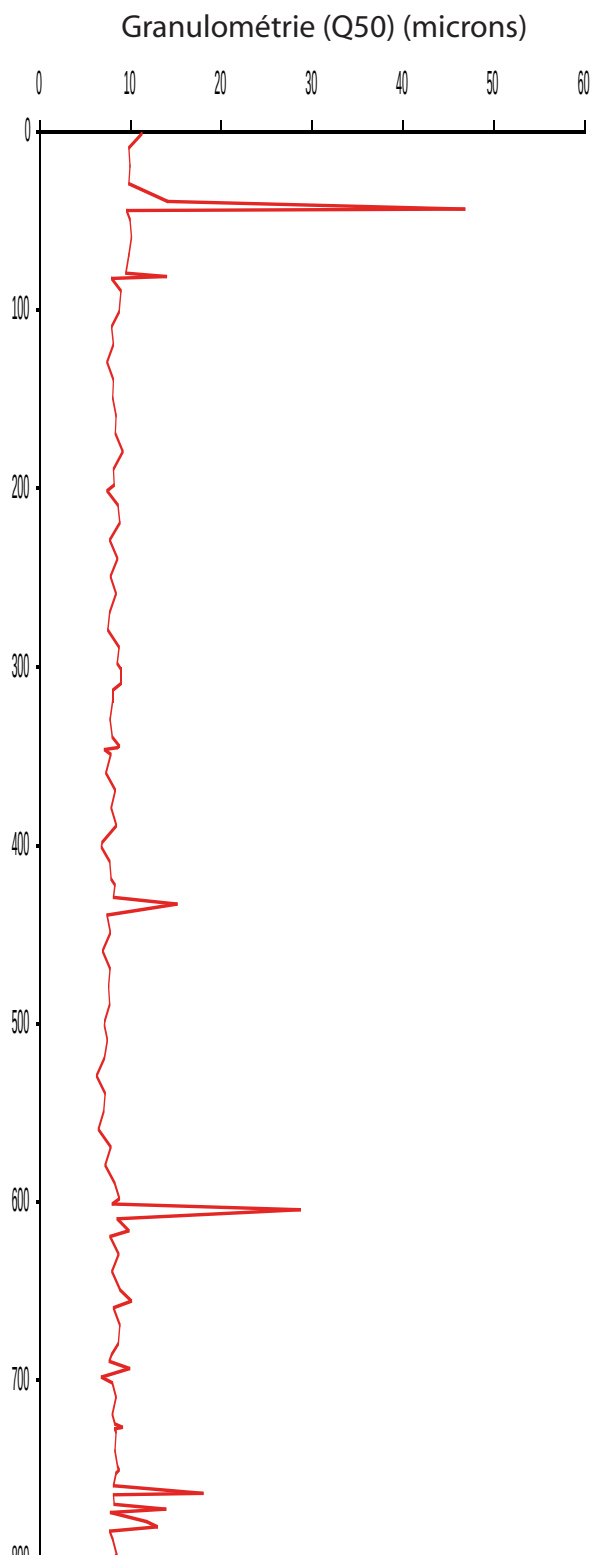
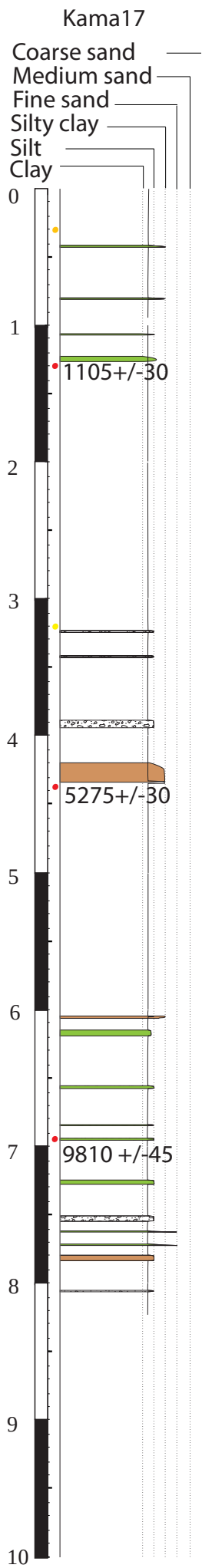
- Kama17

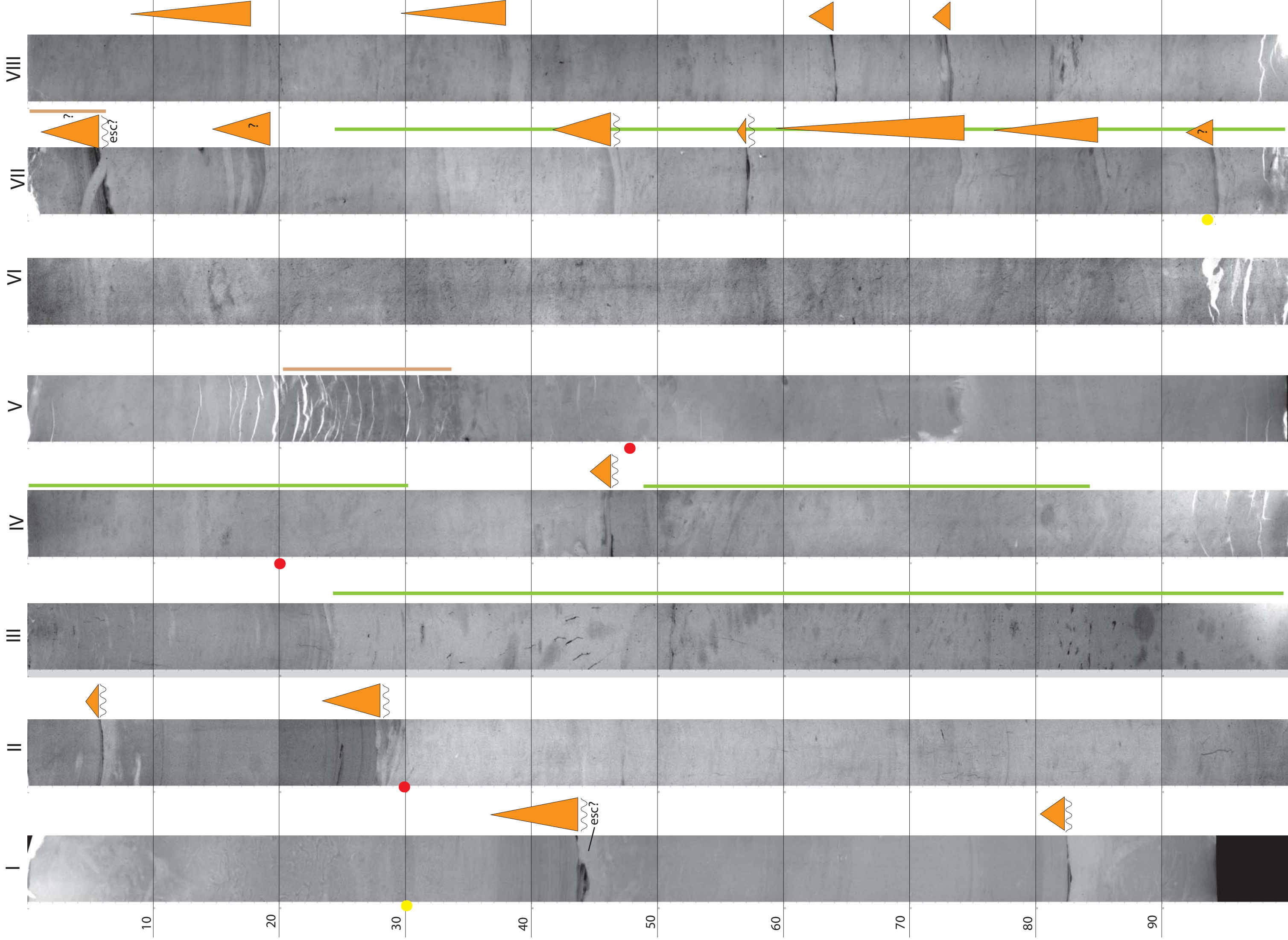
Carotte de 8m28 de long, prélevée à une profondeur de 865m, et composée de 9 sections. La majorité de la carotte est composée d'argiles silteuses de granulométrie moyenne 10 μ m. Le sommet est caractérisé par deux séquences montrant un contact basal érosif (I-44 et I-83) marqué par du matériel plus grossier (48 μ m et 15 μ m respectivement) qui semble granodécroissant sur quelques millimètres. Ces niveaux se manifestent également par des pics de SM atteignant 250 et 300unités SI. Le matériel redevient argileux au bout de quelques centimètres. Il s'agit probablement de matériel turbiditique.

La carotte est bioturbée dans sa grande partie.

On trouve des turbidites majoritairement dans les dernières sections (VII-605, VII-618, VII-647, VII-657, VII-694, VIII-764, VIII-774) marquées par une base sombre en radioscopie et une granulométrie pouvant atteindre 50 μ m. La base grossière est d'épaisseur inférieure au centimètre. il est difficile de donner une limite du sommet des turbidites.

On trouve deux niveaux de tephres de couleur claire, le premier épais d'environ 15cm (V-434 à V-420) crée un pic de Q50 à 15 μ m, le second épais de 5cm (VII-600 à VII-605) présente une pointe de Q50 à environ 30 μ m.





Le taux de sédimentation moyen estimé à partir de la désintégration du ^{210}Pb sur les 30 premiers centimètres est variable entre 0,11 et 0,13cm/an

- Kama18

Carotte de 5m33 de long, composée de six sections. Le sommet de la section I a été remanié lors du carottage au moins jusqu'à 50cm de profondeur.

L'ensemble de la carotte est relativement homogène, de couleur générale variant de 5Y4/3 à 5Y4/4 suivant les sections, et de Q50 moyen d'environ 10 μm .

La bioturbation est prononcée surtout dans les sections II et III.

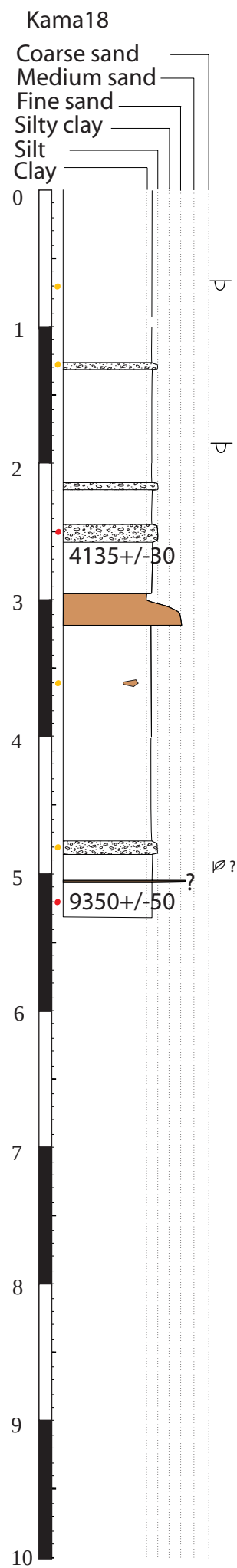
Quatre niveaux plus riches en foraminifères sont présents (II-130, III-218, III-250, et V-480)

Un tephra massif de 22cm d'épaisseur marque le milieu de la carotte (III-295 à IV-317), constitué à sa base de matériel grossier rose (rhyolitique ?) et au sommet de particules blanchâtres plus fines (Ponces ?). Le niveau semble en partie déstructuré par le carottage, mais reste toutefois granodécroissant, avec des particules allant de 60 à 10 μm . Un pic de SM (passage de 2-3 à 450 unités SI) caractérise également ce tephra.

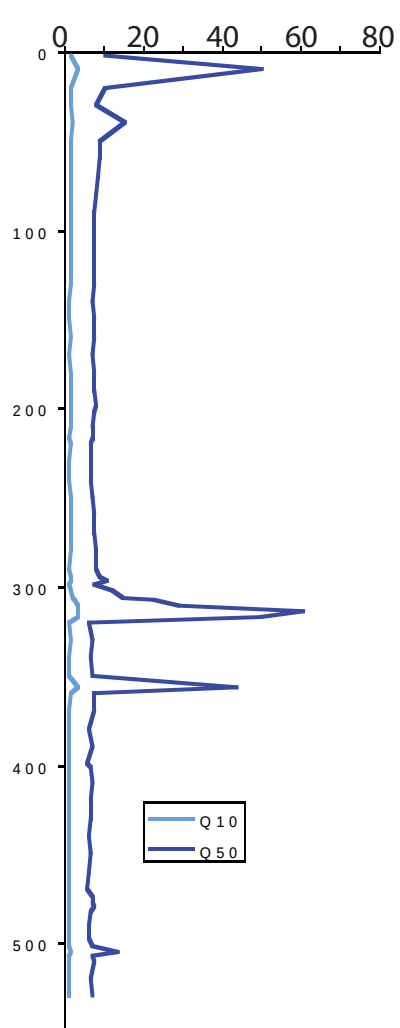
Des fragments de tephra remaniés de diamètre atteignant 2cm et de couleur claire sont également visibles (I-54, I-59, II-109, IV-358).

Une seule turbidite semble présente (VI-504), constituée de matériel plus grossier à sa base (18 μm).

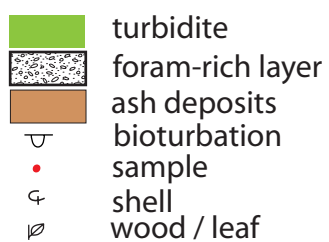
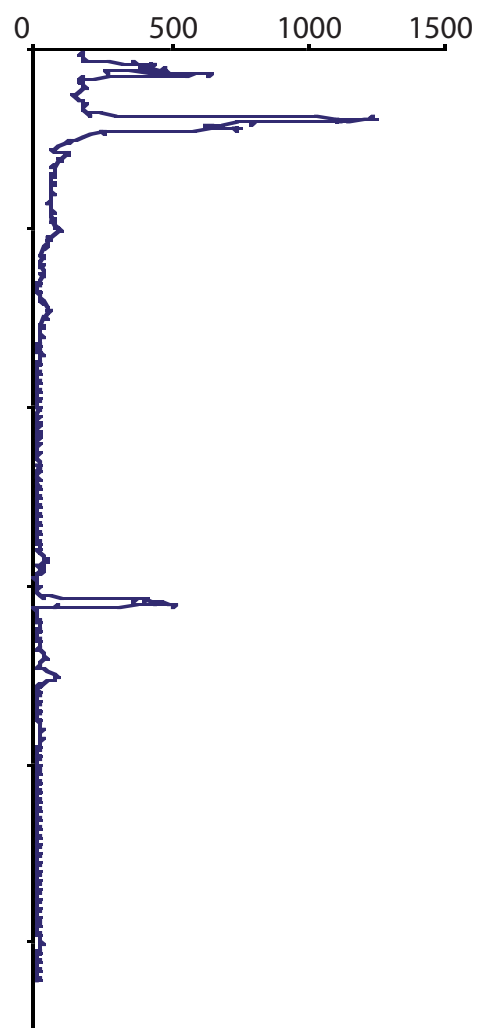
Le taux de sédimentation estimé à partir des 19 premiers centimètres est de 0,12cm/an



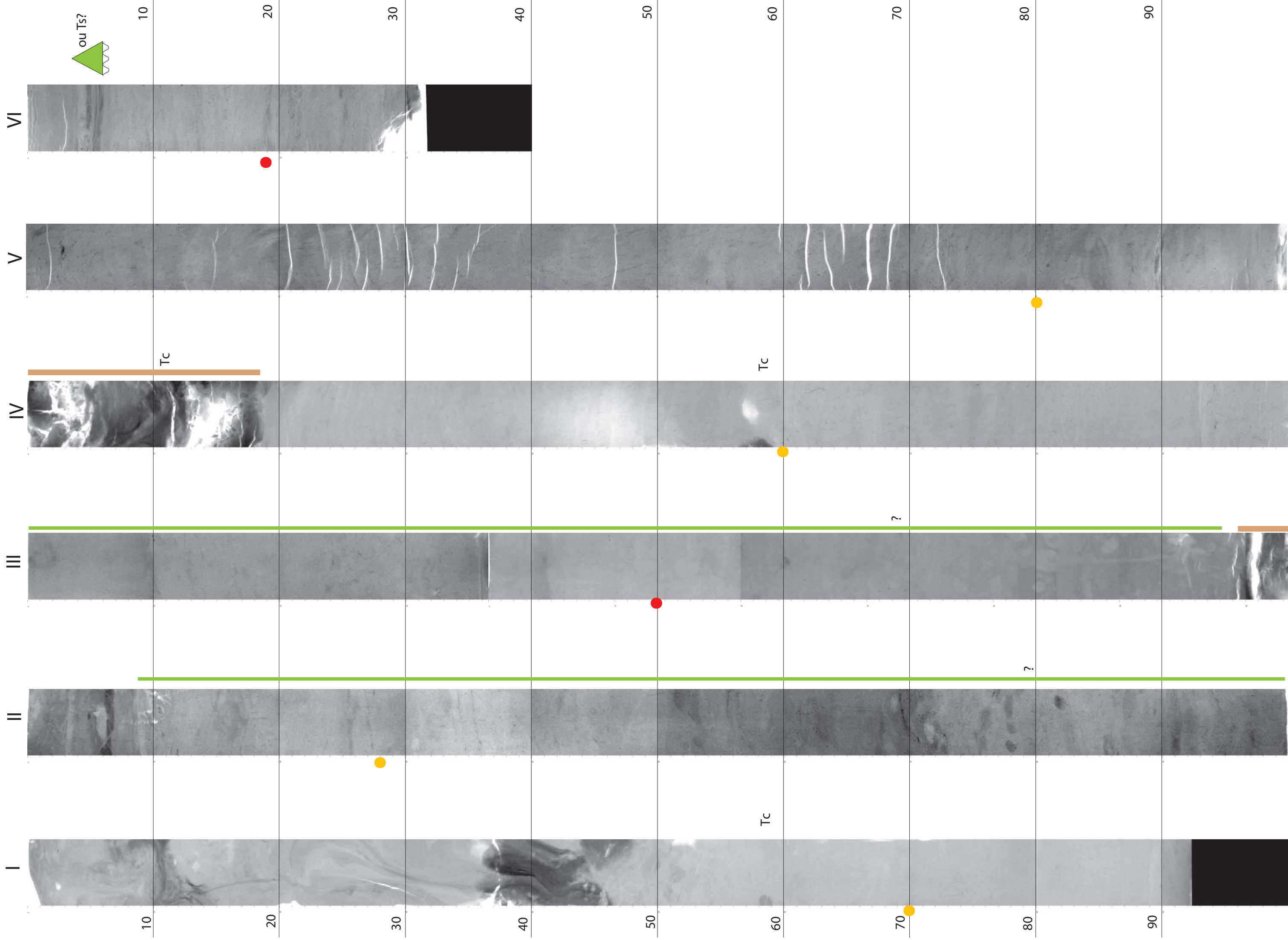
Granulométrie (Q50) (microns)



SM (SI)



Kama 18



Kama 19-20- 22

Ces trois carottes ont été prélevées dans des bassins en extension de 5-10km de longueur bordant la faille d'Ancon. L'objectif de ces prélèvements a été de quantifier et dater la déformation récente de la faille.

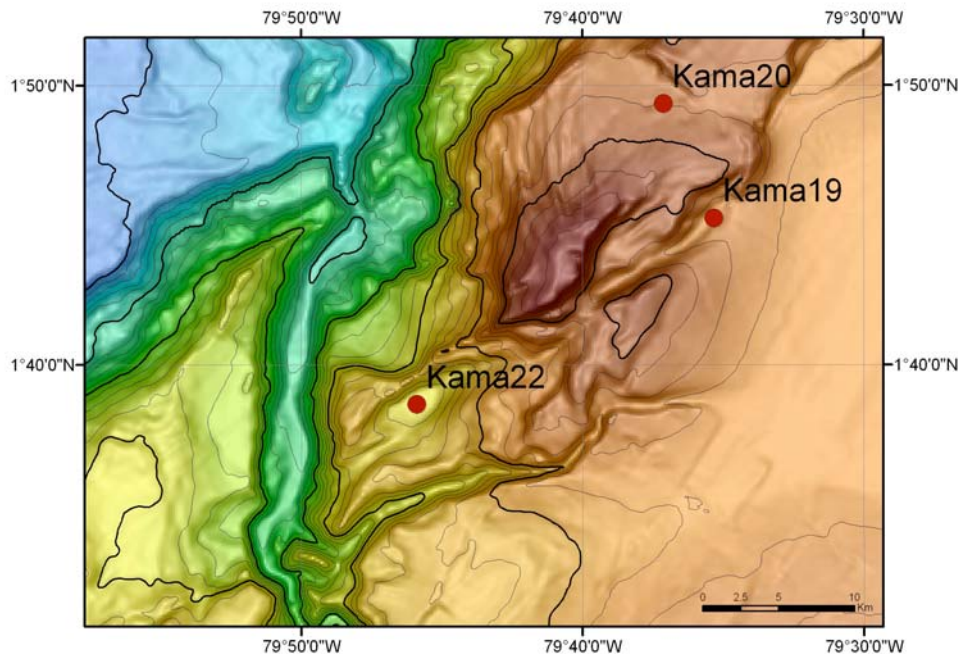


Figure 4: Carte de localisation des carottes Kama19-20-22 le long de la faille d'Ancon

- Kama19

Carotte prélevée à 737m de profondeur, mesurant 8m40. Elle a été coupée en 9 sections.

La carotte est assez homogène dans son ensemble. Elle est constituée d'argile silteuse vert olive (5Y4/4) et de granulométrie moyenne voisine de 10 μ m. La carotte est très bioturbée dans son ensemble.

Aucune turbidite n'est visible à l'œil nu, toutefois des lamines et des bases érosives visibles sur les images rX suggèrent deux événements turbiditiques (V-407, V-456). Le matériel étant très fin et offrant peu de contraste granulométrique, leur identification est toutefois difficile.

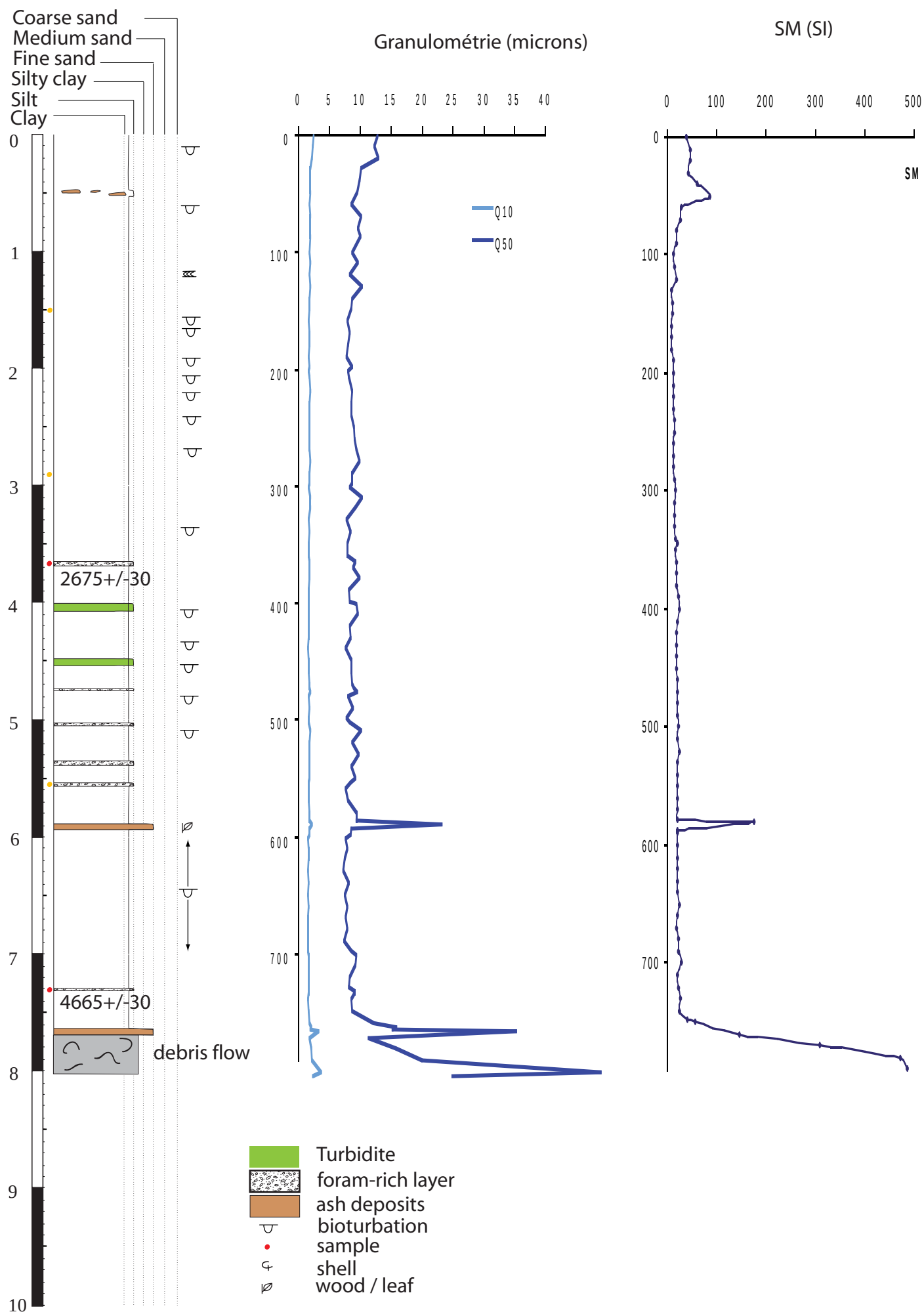
Un niveau (VI-578 à VI-594) silt-argileux (22 μ m) riche en fluides s'accompagne d'un pic de SM (passage de 10 à 150 unités). Il s'agit peut-être là d'un tephra.

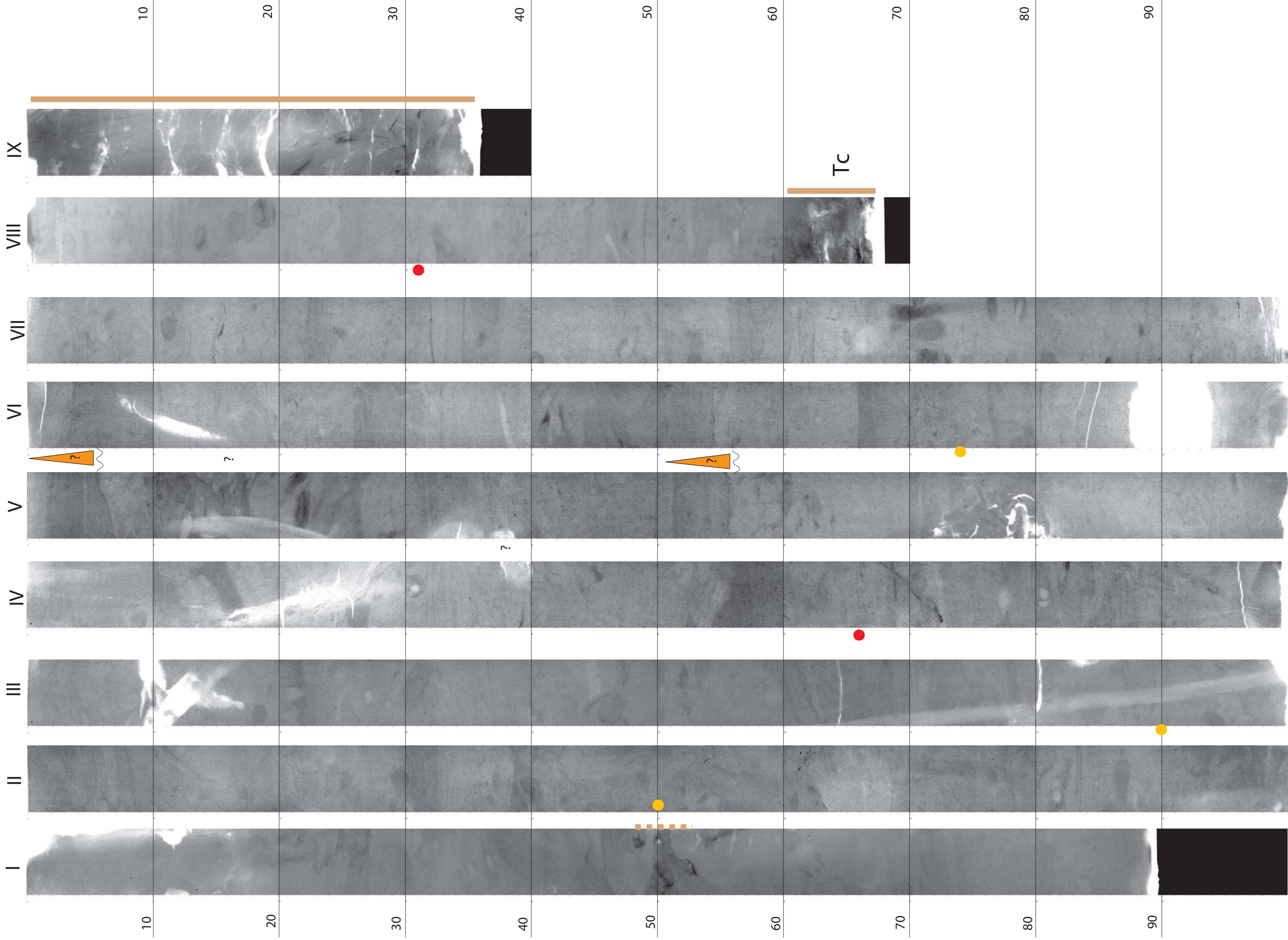
La base de la carotte (VIII-763 jusqu'à la base) est surcompactée et riche en ponces. Sa granulométrie médiane marque un pic à 50 μ m, et la SM un pic à 500 unités. Il s'agit sans doute d'un tephra. Le mélange est toutefois constitué de galets argileux dans une matrice silto-argileuse. Peut-être s'agit-il d'une coulée de débris ?

- Kama22

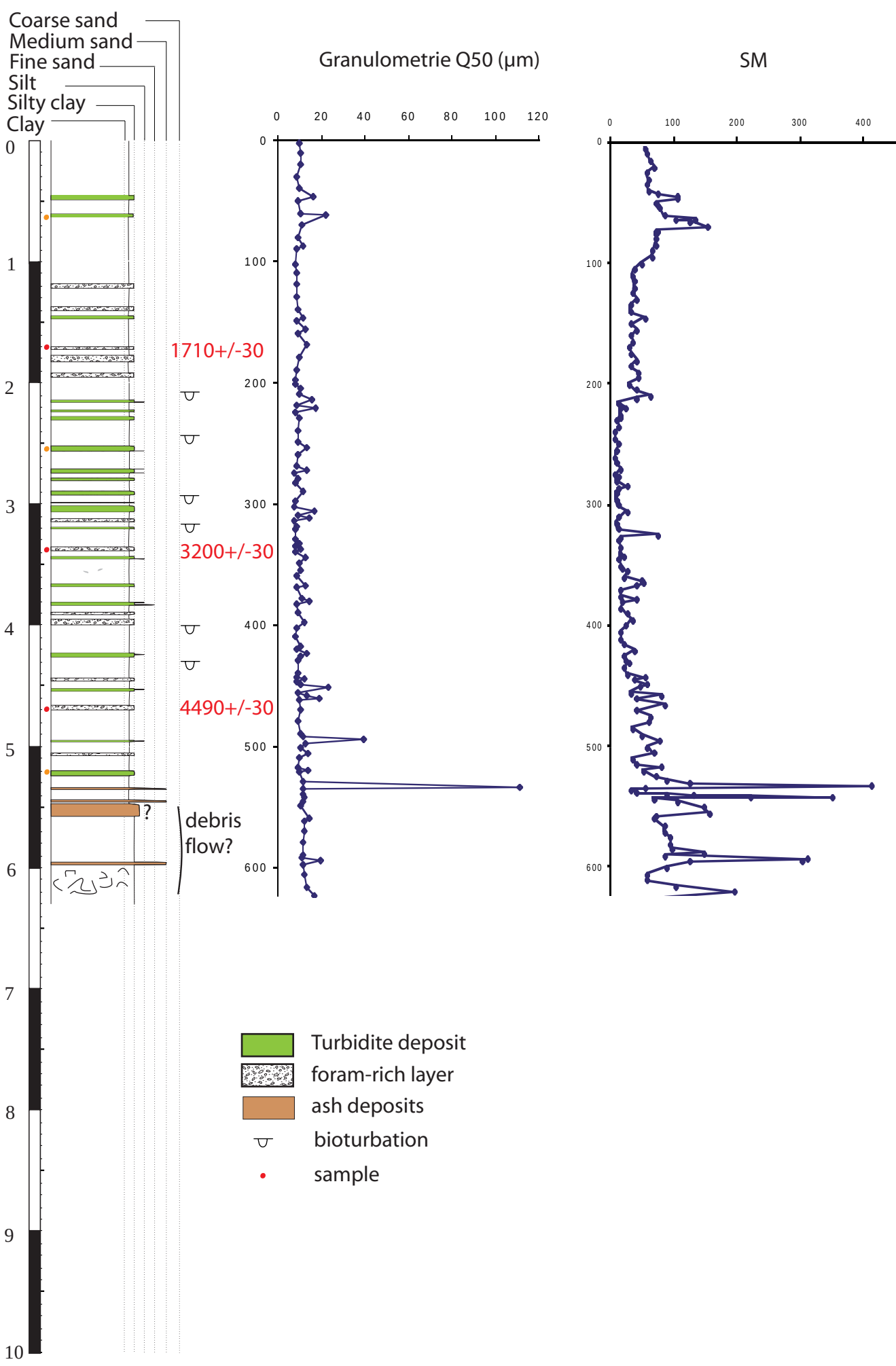
Carotte prélevée à 1432m de profondeur, mesurant 6m30. Elle a été découpée en 7 sections.

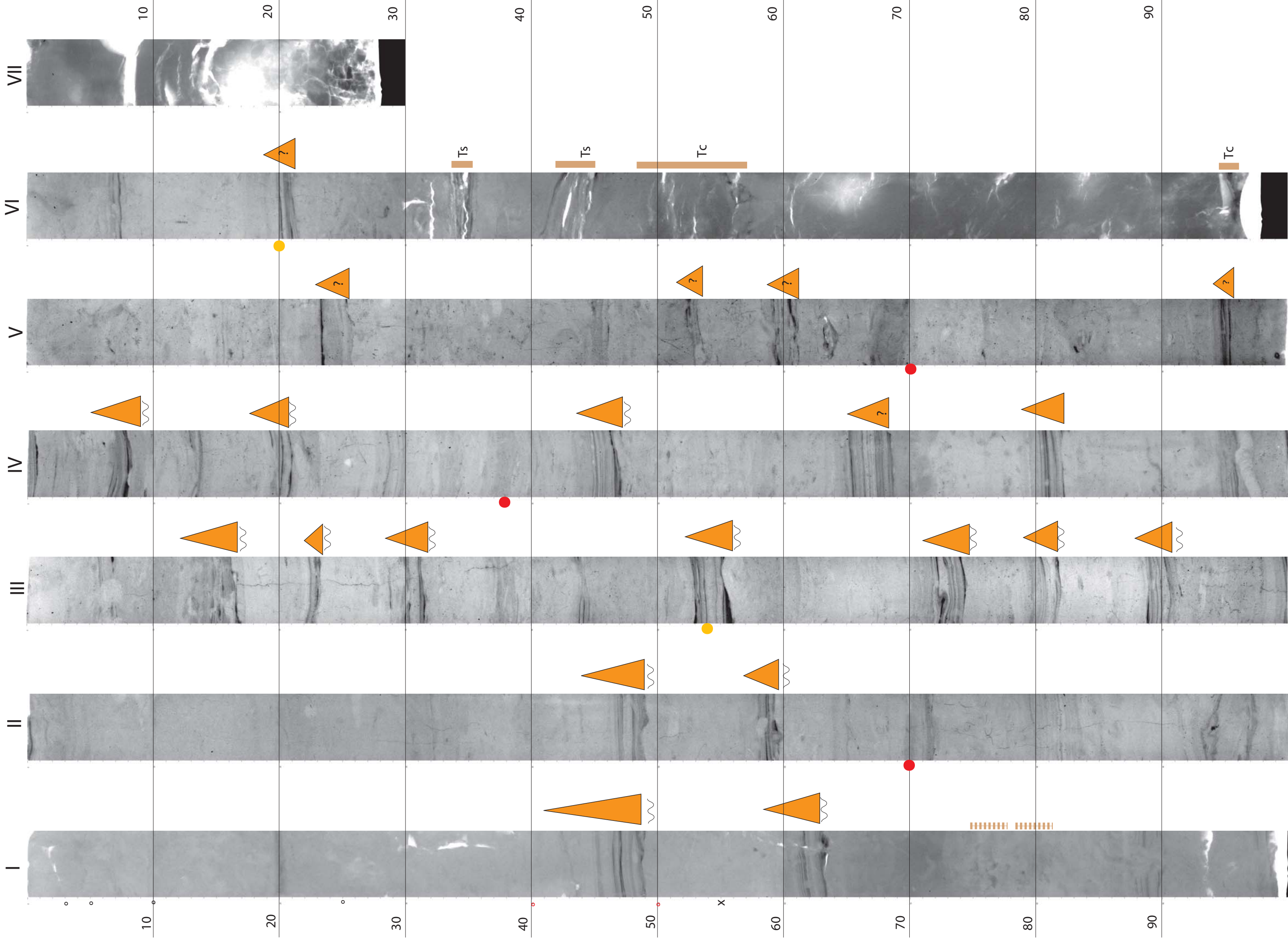
La carotte est très hétérogène, bien que sa couleur globale soit constante (5Y4/4). On dénombre un minimum de 24 turbidites matérialisées par une base plus grossière (20-30 μ m)





Kama 22





en comparaison avec matrice très argileuse (10 μ m), et la plupart du temps érosive. La carotte est peu bioturbée dans son ensemble.

Des fragments de tephres clairs (ponces ?) sont présents dans la section I (75 à 85cm). Deux niveaux (VI-535 et VI-545) grossiers riches en minéraux sombres (ferromagnésiens) représentent peut être des tephres (pics de SM), mais plus probablement des turbidites. La base de la carotte (VI-545 jusqu'à la fin) est surcompactée, de couleur plus claire (5Y6/2). Elle est composée de matériel fin qui semble remanié. Un niveau de cendres rose (rhyolitique) se trouve enrobé dans ces dépôts. Il s'agit peut être d'une coulée de débris enrobant également des tephres.

- ***Kama20***

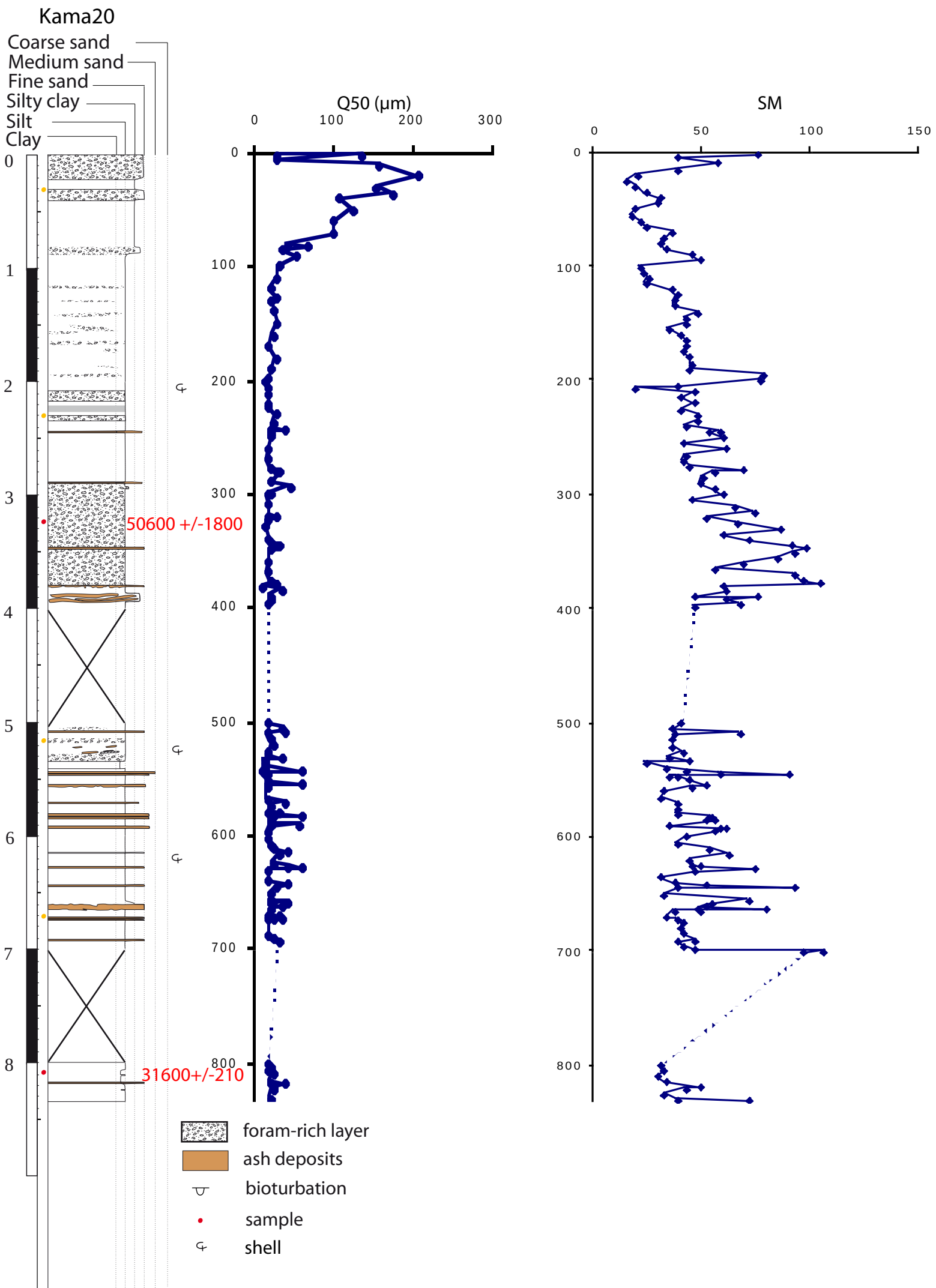
Carotte de 8m34 de longueur prélevée à 606m de profondeur. Elle est située sur un bloc surplombant la faille d'Ancon et ne comporte à priori pas l'enregistrement tectonique de la faille (déstabilisations gravitaires). Elle sert de référence à pour la calibration des carottes Kama19 et Kama22. Les sections V et VIII initialement prévues pour des essais géotechniques n'ont pas encore ouvertes.

Le sommet de la carottes est extrêmement riche en foraminifères massifs, avec une granulométrie médiane pouvant dé »passer 200 μ m (I jusque 80cm). Les sections II et III sont elles aussi riches en foraminifères, mais ceux-ci sont concentrés sous la forme de lentilles. Les foraminifères sont présents dans le reste de la carotte, bien incorporés au sédiment.

Cette carotte comporte 20 niveaux de cendres dans les sections ouvertes. La majorité ont une épaisseur inférieure à 2cm, à l'exception d'un niveau qui mesure 5cm (VII-658). Tous les niveaux sont de couleur gris foncé à noir à l'exception de deux niveaux de couleur laire (VI-546 et VII-658). Les niveaux de cendres sont caractérisés dans leur ensemble par des pics de granulométrie (60-70 μ m) qui s'accompagnent de pics de SM. Quatre niveaux sont fortement remaniés par la bioturbation (IV-347, IV 379, IV-386 à394, et VI-571).

Il ne semble pas y avoir de turbidites dans la carotte.

A noter la présence de trois fragments coquilles (III-206, VI-526, et VII-623).



Kama 20

W

 $\geq$

VI

VI

VIII

X

