



IFREMER Brest - Laboratoires Environnements Sédimentaires (Géosciences Marine)
Université de La Réunion - Laboratoire GéoSciences Réunion

THESE

Présentée

à l'UNIVERSITE DE LA REUNION

École Doctorale Interdisciplinaire

En vue de l'obtention du grade de

Docteur en Sciences de la Terre

Spécialité : Géologie Marine

Par

Emmanuelle SISAVATH

Processus de transfert des éléments volcanodétritiques dans les plaines abyssales autour de l'Ile de La Réunion (Océan Indien) : Exemple du système turbiditique de Cilaos

Soutenue le 7 octobre 2011, devant le jury composé de :

Claudia ROMAGNOLI	Associate Professor, Université de Bologne	Rapporteur
Belen ALONSO MARTINEZ	Professeur, Institut des Sciences de la Mer, Barcelone	Rapporteur
Jean-Luc SCHNEIDER	Professeur, Université de Bordeaux I	Examineur
Stephan JORRY	Chercheur IFREMER, Brest	Examineur
Nathalie BABONNEAU	Maître de Conférences, IUEM-UBO, Brest	Examineur
Laurent MICHON	Maître de Conférences, Université de La Réunion	Examineur
Patrick BACHELERY	Professeur, Université de La Réunion	Directeur de thèse
Béatrice DE VOOGD	Professeur, Université de Pau et des Pays de l'Adour	Co-directeur de thèse

À mon grand père, Savay Sisavath,
À Bruno,



Le Pic de Bure (alt. 2712m)

LES HAUTES-ALPES
 Le Dévoluy
 Le Pic de Bure (Alt. 2712 m)

Emmanuelle,
 Ce paysage de
 ses fleurs au premier plan
 pour t'encourager de loin!
 Tu remarqueras le choix du
 timbre!
 A bientôt
 Bise Bruno

LA POSTE 22160A

FRANCE



Emmanuelle Sisavath
 IFARENER 67./LES
 B.P. 70
 29280 PLOUZANE'

Editions des Alpes - ZC de Baratier - 05200 EMBRAY
 Tél. : 04 92 51 34 73 - Reproduction interdite



Photo Charly Baile

Merci pour tes encouragements..... de loin,
 Ils m'ont aidé à avancer.

Remerciements

Au terme de ce travail, je voudrais remercier toutes les personnes qui, directement ou indirectement, ont participé à sa réalisation.

J'ai une pensée particulière pour Bruno Savoye. Je te remercie de m'avoir permis de faire cette thèse car c'est toi qui m'as choisi et qui as cru en mes capacités pour mener à bien cette thèse, bien que je n'ai jamais fait de sédimentologie avant ce travail. Je te remercie donc pour ta confiance et pour ces moments de discussion et de détente notamment ce super dîner chez toi où l'on avait passé une excellente soirée. Même si tu n'as pu m'encadrer que durant neuf mois, tu auras guidé mon travail jusqu'au bout.

Parmi mon encadrement, il y a eu Béatrice de Voogd, co-directrice de thèse, qui m'a suivi depuis mon Master jusqu'à la soutenance de ce mémoire ainsi que Patrick Bachélery qui a accepté d'être directeur de cette thèse. Merci à vous pour avoir encadré cette thèse malgré la distance qui nous séparait. Entre Béatrice à Pau, Patrick à La Réunion ou à Clermont-Ferrand et moi à Brest, il n'a pas toujours été facile de se voir mais cela ne vous a pas empêché de me donner des conseils avisés et des remarques pertinentes tout au long de mon travail. Merci pour votre aide et votre confiance.

Je tiens également à remercier Nathalie Babonneau qui a pris la suite de l'encadrement de ma thèse après la mort de Bruno. Cette tâche n'a pas été évidente mais tu l'as fait à merveille. Je te remercie pour tes remarques et tes conseils qui m'ont permis de mener à bien cette thèse. Merci pour ton soutien et ton amitié.

Un grand merci à Stephan Jorry qui a pris cette thèse en route dès son arrivée à Ifremer. Tu as su m'enseigner la stratigraphie et ainsi donner une autre dimension à ma thèse. Merci pour ton aide tout au long de ce travail et pour la mise en forme de ce mémoire. Je te remercie également pour tes conseils et tes encouragements.

Je tiens aussi à exprimer toute ma reconnaissance à Walter Roest, Gilles Lericolais et Philippe Moal pour s'être occupés de toute la partie administrative et financière de cette thèse et qui m'ont permis de travailler dans de bonnes conditions malgré le départ de Bruno.

Merci à Jean-Luc Schneider qui m'a fait l'honneur de présider le jury de ma thèse. Je remercie Claudia Romagnoli et Belen Alonso qui ont accepté la charge de rapporteur bien que le français ne soit pas leur langue maternelle. Merci à tous les membres du jury pour leurs conseils et leurs remarques qui ont profité à la version finale de ce manuscrit.

Enfin merci à Christine Deplus, Anne Le Friant, Elodie Lebas et tout les membres du projet Réunion pour les moments d'échange que nous avons eu au cours de ce travail et qui m'ont permis d'avancer.

Je tiens également à remercier l'ensemble du laboratoire Géosciences de La Réunion pour leur accueil lors de mes séjours à La Réunion. Je remercie particulièrement Magali et Tibo pour m'avoir hébergée, m'avoir fait découvrir l'île et avoir organisé ma soutenance et mon pot de thèse. Grâce à vous j'ai passé d'excellents moments à La Réunion.

Je remercie également les membres du département Géosciences Marines de l'Ifremer pour leur accueil et plus particulièrement ceux du Laboratoire Environnements Sédimentaires auquel j'appartenais. Avec vous j'ai pu échanger mes idées et discuter de mon travail, vos remarques pertinentes et vos conseils m'ont permis d'avancer dans ma thèse. Merci également à l'équipe du labo carottes, Mickaël, Gilbert et Philippe, pour leur aide au labo. Sans vous je pense que je serai encore en train de lutter avec le XRF ou le granulomètre.

Un remerciement particulier à tout les thésards, stagiaires et CDD que j'ai eu l'occasion de croiser au cours de mon séjour au LES et avec qui j'ai passé de très bon moments de travail et de détente. Merci notamment à Anne-Sophie, Angélique, Benji, Bérengère, Solenne, Caroline, Audrey, Aurore, Valentine, Romain, Virginie, Sandra, Samuel, Isa, Gwen, Simon, Vincent, Elodie, Aude, Catherine, Manue, Nima, Benjamin, Greg et Caro. Tous les citer est difficile je demande donc pardon à ceux que j'ai pu oublier.

Enfin je remercie toute ma famille qui m'a encouragé et motivé au cours de ces longues années d'études.

Merci également à toi, Emeric, pour m'avoir supportée et soutenue tout au long de ce travail.

Résumé

Bien que les systèmes turbiditiques soient très étudiés à travers le monde, les éventails sous-marins volcanoclastiques sont relativement peu connus en comparaison avec les systèmes silicoclastiques. Les nombreuses études réalisées au large des îles d'Hawaii et des Canaries n'ont pas permis d'observer de systèmes turbiditiques bien développés. Des dépôts turbiditiques et des structures sédimentaires comme des canyons et des chenaux sont néanmoins visibles au large de ces îles, suggérant que des processus autres que les grands glissements (glissement de flancs ou avalanche de débris) jouent un rôle important dans les mécanismes d'érosion et de transport des sédiments dans le domaine marin.

Les nouvelles données acquises au large de l'île de La Réunion au cours des campagnes FOREVER (2006), ERODER1 (2007) et ERODER 2 (2008) ont permis de mettre en évidence l'existence de cinq systèmes turbiditiques s'étendant à plus de 200 km de l'île. Les travaux présentés dans cette thèse proposent une reconstruction du fonctionnement sédimentaire récent (150 ka) du système turbiditique de Cilaos situé au sud-ouest de l'île. Un large jeu de données, comprenant bathymétrie, imagerie sonar et profils de sondeur de sédiment, a été utilisé afin de conduire une étude détaillée de la morphologie moderne du système turbiditique de Cilaos. L'architecture sédimentaire a été caractérisée grâce à l'étude de plusieurs carottes sédimentaires. Des mesures de granulométrie, ainsi que de fluorescence X ont été effectuées le long de chaque carotte, et une analyse des isotopes de l'oxygène et des dates radiocarbone ont été utilisées pour contraindre le cadre stratigraphique.

La cartographie détaillée de la zone a permis d'identifier les éléments architecturaux du système. Celui-ci comprend une zone de canyons alimentant une vallée majeure. Au pied de la pente et sur la plaine abyssale, l'éventail se développe plus largement avec notamment la présence d'un champ de *sediment waves*, des accumulations sédimentaires de formes lobées et des petits chenaux. La morphologie de ce système et de ses corps sédimentaires est fortement influencée par la topographie de la plaque préexistante avec la présence de rides volcaniques qui compartimentent le système sédimentaire profond et par la nature des dépôts dominés par des sédiments sableux d'origine volcanique.

Les structures morphologiques identifiées aux têtes des canyons suggèrent que l'alimentation actuelle du système turbiditique de Cilaos est dominée par des processus hydrodynamiques et sédimentaires liés aux crues de la rivière Saint-Étienne. Les courants hyperpycniaux ne sont pas l'unique processus d'alimentation. La dynamique des vagues et les instabilités de pente jouent également un rôle dans le déclenchement des courants de turbidité et participent à l'incision des canyons.

L'analyse détaillée des faciès et séquences sédimentaires a permis de mettre en évidence un fonctionnement sédimentaire en liaison avec l'activité volcanique. Les principales périodes d'activité turbiditiques sont associées aux périodes d'interruption de l'activité volcanique qui permettent une augmentation de l'alimentation du bassin versant de la rivière Saint-Étienne. Les variations climato-eustatiques affectent également le système mais celles-ci sont de moindre importance.

L'origine volcanique des sédiments et la morphologie complexe de la plaque océanique rendent le système de Cilaos unique, tant par son mode d'alimentation comparable à celui des systèmes turbiditiques silicoclastiques, que par la nature érosive et riche en sable de ses écoulements caractéristiques des turbidites volcanoclastiques.

Abstract

Even if deep-water turbidite systems have been widely studied throughout the world ocean, volcanoclastic deep-sea fans are little known compared to silicoclastic systems. Numerous studies dedicated to the Canary or the Hawaii Islands have never revealed the presence of well-developed turbidite system (with canyons, lobes and levees). Nevertheless, turbidite deposits and sedimentary structures like canyons or channels are visible off these volcanic islands suggesting that other processes than large mass wasting processes (flank landslides, debris avalanches) also played an important role in the erosion and transport of sediments in the deep marine environment adjacent to volcanic islands.

The new dataset collected off La Réunion Island, during the 2006 cruises FOREVER and ERODER1 and the 2008 ERODER 2, reveals for the first time the presence of five large turbidite systems extending to more than 200 km from the island. The results presented in this PhD thesis propose a reconstruction of the recent sedimentary evolution (last 150 ka) of the Cilaos turbidite system located southwest of the island. Multibeam bathymetry, backscatter imagery, and echosounder profiles have been used to characterise the morphology of the Cilaos turbidite system. The sedimentological variability has been characterised thanks to the study of several gravity cores. Grain-size measurements, and XRF logging have been performed along each core interval and analyses of planktonic oxygen isotopes and radiocarbon dating have been used to constrain the stratigraphic framework.

A detail mapping of the system allows the identification of the architectural elements of the deep-sea fan. It is composed of a canyon area feeding a wide valley. At the foot of the slope and on the abyssal plain, a wide fan is developed with a sediment waves field, lobate bodies and an extended channelized system in the lower-fan. Its morphology appears to have been strongly influenced by the morphology of the submarine slopes of the volcanic edifice, the surrounding seafloor and the high content of volcanic sands in the turbidity currents.

The morphological features identified at the canyon head suggest that the present-day feeding of the Cilaos turbidite system is dominated by the hydrodynamic and sedimentary processes linked to the Saint-Etienne River floods. The hyperpycnal flows are not the only processes feeding the Cilaos canyon. Wave dynamic and slope instabilities also play a role for the triggering of turbidity currents and participate to the incision of the canyons.

The detailed analysis of sedimentary facies and bodies permits to highlight that volcanic activity is the main factor controlling the fan sedimentary supplies. The two main phases of the Cilaos turbidite activity are linked to periods with low volcanic activity which led to an increase of the feeding of the Saint-Etienne drainage basin. Climatic and eustatic variations have also influenced the fan but they are interpreted to be of lesser importance.

The volcanic origin of sediments and the complex morphology of the oceanic plate make unique the Cilaos fan which feeding mode is rather similar to those observed in silicoclastic turbidite systems, but its erosive and sand rich turbidite currents are characteristics of volcanoclastic turbidites.

Introduction générale.....	1
Chapitre I : Synthèse bibliographique	7
1. Origine et évolution des points chauds en domaine océanique.....	9
1.1. Les différents types de points chauds et leur origine.....	9
1.2. Les volcans boucliers.....	10
1.3. Construction des volcans boucliers de type « hawaïien ».....	11
2. La sédimentation volcanoclastique.....	13
2.1. Les dépôts volcanoclastiques primaires.....	14
2.2. Les dépôts volcanoclastiques secondaires : les dépôts épicyclastiques	18
3. Transport et dépôt des éléments volcanoclastiques à terre	19
3.1. Avalanches de débris (« debris avalanche »)	20
3.2. Les coulées de débris (« debris flow »)	22
3.3. Les écoulements hyperconcentrés (« hyperconcentrated flows »).....	24
3.4. Les écoulements fluviaux (« stream flows »).....	25
3.5. Transformation des écoulements	27
4. Transport des éléments volcanoclastiques en mer.....	28
4.1. Transfert sédimentaire terre-mer.....	29
4.2. Les glissements en masse sous-marins	33
4.3. Les écoulements gravitaires sous-marins.....	34
5. Les systèmes turbiditiques	40
5.1. Morphologie d'un système turbiditique.....	40
5.2. Classification des systèmes turbiditiques	43
5.3. Les facteurs de contrôle.....	45
6. Exemples de systèmes turbiditiques sableux	45
6.1. Systèmes turbiditiques sableux volcanoclastiques.....	45
6.2. Systèmes turbiditiques sableux silicoclastiques.....	49
Chapitre II : Contexte géologique et géodynamique de l'île de La Réunion	53
1. Contexte géodynamique.....	55
2. Morphologie de la partie émergée.....	56
2.1. Morphologie du Piton des Neiges.....	56
2.2. Morphologie du Piton de La Fournaise.....	57
3. Histoire volcanique de La Réunion	58
3.1. Le Piton des Neiges.....	59
3.2. Le Piton de la Fournaise	62
3.3. Le volcan des Alizés.....	63
4. Le climat	63
4.1. L'origine des changements climatiques	64
4.2. Le dernier cycle glaciaire dans le monde et les variations du niveau marin associées.....	65
4.3. Le dernier cycle glaciaire et les variations du niveau marin à La Réunion.....	66
4.4. Le climat actuel.....	66

4.5. Relation entre climat, variation du niveau marin et apports turbiditiques.....	67
5. Hydrologie.....	68
5.1. Les rivières.....	68
5.2. Bassin versant et delta de la rivière Saint-Étienne.....	69
5.3. Hydrodynamique côtière.....	71
6. Morphologie de la partie immergée.....	73
6.1. Les travaux antérieurs sur la partie immergée de La Réunion.....	73
6.2. Morphologie générale de la partie sous-marine.....	74
6.3. La sédimentation sur la plaque.....	77
6.4. Les systèmes turbiditiques volcanoclastiques à La Réunion.....	78
Chapitre III : Acquisition et exploitation des données	81
1. Les campagnes	83
2. Les données de sondeur multifaisceaux :.....	84
2.1. Les sondeurs multifaisceaux.....	84
2.2. Le traitement des données	86
2.3. La réalisation des cartes	86
3. Les données sismiques.....	86
3.1. La sismique réflexion.....	86
3.2. Le sondeur de sédiment.....	87
4. Les données de carottage	88
4.1. Le carottier Kullenberg.....	88
4.2. Protocole d'étude des sédiments.....	90
Chapitre IV : Morphologie et structures sédimentaires du système turbiditique de Cilaos.....	95
1. Caractérisation générale du système turbiditique de Cilaos	97
1.1. Architecture générale du système turbiditique	97
1.2. Répartition des sédiments dans le système turbiditique de Cilaos.....	100
1.3. Caractérisation des sédiments superficiels.....	102
2. La zone de canyon : analyse géomorphologique et structurale.....	107
2.1. Étude morphologique de la zone de canyon.....	107
2.2. Les canyons vus par les données de sondeur de sédiment	116
2.3. Données lithologiques	119
3. Morphologie et architecture du fan proximal.....	120
3.1. Données bathymétriques et acoustiques.....	120
3.2. Sondeur de sédiment dans la zone proximale	123
3.3. Données lithologiques	126
4. Structure morphologique et architecture du fan distal.....	132
4.1. Données bathymétriques et acoustiques.....	132
4.2. Sondeur de sédiment.....	135
4.3. Données lithologiques	138

5. Synthèse et conclusion sur l'architecture du système turbiditique de Cilaos : Principaux résultats	152
Chapitre V : Histoire et mise en place du système turbiditique de Cilaos	155
1. Étude stratigraphique du système de Cilaos.....	157
1.1. <i>Problématique de l'étude et méthodes</i>	157
1.2. <i>Article : « Processes controlling a volcanoclastic turbiditic system during the last climatic cycle: Example of the Cilaos deep-sea fan, offshore La Réunion Island »</i>	158
1.3. <i>Principaux résultats</i>	193
2. Influence du volcanisme sur la mise en place des turbidites par l'approche géochimique	196
2.1. <i>Analyse générale du système</i>	197
2.2. <i>Évolution des différentes régions du système</i>	200
2.3. <i>Discussion sur les verres</i>	203
Chapitre VI : Discussion et conclusion.....	207
1. Synthèse sur le fonctionnement du système turbiditique de Cilaos	209
1.1. <i>L'alimentation du système</i>	209
1.2. <i>Morphologie du système turbiditique</i>	210
1.3. <i>Dynamique d'écoulement</i>	210
1.4. <i>Modèle conceptuel de construction du système de Cilaos au cours des derniers 130 ka</i>	211
2. Comparaison entre le système turbiditique de Cilaos et la sédimentation volcanoclastique d'autres îles volcaniques	212
2.1. <i>Apports sédimentaires</i>	212
2.2. <i>Morphologie du système turbiditique</i>	213
2.3. <i>Variation eustatique vs activité volcanique</i>	214
3. Comparaison entre le système turbiditique de Cilaos et un système silicoclastique « classique »	215
3.1. <i>Apports sédimentaires</i>	215
3.2. <i>Morphologie du système turbiditique</i>	216
Conclusion	217
Références bibliographiques	220
Annexes	245

Liste des figures

<i>Figure I-1 - Coupe schématique de la dynamique de la Terre montrant les trois types de points chauds : 1-point chaud primaire, 2- point chaud secondaire, 3- point chaud superficiel (d'après Courtillot et al., 2003).</i>	10
<i>Figure I-2 - Stades successifs de l'évolution des volcans boucliers hawaïens (d'après Peterson et Moore, 1987).</i>	13
<i>Figure I-3 - Coupe schématique de différentes coulées de lave montrant les types de dépôts autoclastiques (d'après Stow, 2005).</i>	15
<i>Figure I-4 - Terminologie et limites granulométriques pour les pyroclastes (modifié d'après Fisher, 1961).</i>	15
<i>Figure I-5 - Organisation et structures sédimentaires des dépôts pyroclastiques (d'après Stow, 2005).</i>	17
<i>Figure I-6 - Principaux processus à l'origine des dépôts épiciastiques (d'après Stow, 2005).</i>	19
<i>Figure I-7 - Classification et caractéristiques des différents écoulements à l'origine de dépôts volcanoclastiques, (d'après Smith et Lowe, 1991, modifié par Binet, 1998).</i>	20
<i>Figure I-8 - A) Représentation schématique d'une avalanche de débris (d'après Oehler, 2005). B) photo d'une structure en jigsaw dans une avalanche de débris observée au cap La Houssaye à La Réunion. C) photo des dépôts d'avalanche de débris du Mont Shasta (Californie) (photo prise par Harry Glicken, 1982).</i>	22
<i>Figure I-9 - Photographie montrant un dépôt de coulée de débris de l'éruption de 1877 du volcan Cotopaxi (Equateur) (d'après Fisher et Schmincke, 1994). Ce sont des dépôts massifs sans stratification ni tri granulométrique.</i>	23
<i>Figure I-10 - A) Écoulement hyperconcentré dû aux fortes précipitations (Régime de crue). B) dépôts issus d'écoulements hyperconcentrés riches en galets (Rivière Saint-Étienne, La Réunion). Plusieurs unités avec granoclassement normal (allant des galets aux argiles) se superposent...</i>	24
<i>Figure I-11 - Classification des différents types de chenaux fluviaux en fonction de leur charge sédimentaire de leur sinuosité et de leur stabilité (d'après Schumm, 1985).</i>	26
<i>Figure I-12 - Diagramme schématique montrant la relation entre les phénomènes volcaniques et la formation des avalanches de débris, des coulées de débris, des écoulements hyperconcentrés et des écoulements fluviaux, (modifié d'après Smith et Lowe, 1991).</i>	27
<i>Figure I-13 - Principaux processus de transfert des sédiments volcanoclastiques dans le domaine profond (modifié d'après Babonneau, 2002). A) Génération des écoulements directement en domaine sous-marin, B) Continuité directement en mer des écoulements formés à terre, C) Transfert en mer des sédiments par le réseau hydrographique terrestre.</i>	28
<i>Figure I-14 - Exemple des trois principaux types de delta (d'après Nichols, 2009).</i>	29
<i>Figure I-15 - Reconstruction du transfert en mer des dépôts pyroclastiques associés à l'effondrement du dôme de la Soufrière le 12-13 juillet 2003 (d'après Trofimovs et al., 2008).</i>	31
<i>Figure I-16 - A) Imagerie acoustique de dépôts d'avalanche de débris au large de la Dominique. Leur topographie à hummock est caractérisée par un faciès moucheté (d'après Deplus et al., 2001). B) Carte bathymétrique de l'île de Fogo (Cap Vert) montrant l'extension des dépôts d'avalanche de débris (d'après Masson et al., 2008). Les courbes de niveau sont espacées de 200m (la courbe</i>	

<i>épaisse bleue représente 3000 m, la verte 2000 m et la orange 1000 m) C) Carte bathymétrique de l'île de El Hierro (Canaries) montrant l'extension des dépôts d'avalanche de débris (d'après Masson et al., 2006). D) Imagerie acoustique de dépôts d'avalanche de débris au large du Piton de la Fournaise. Leur topographie à hummock est caractérisée par un faciès moucheté.</i>	<i>32</i>
<i>Figure I-17 - A) Vue en trois dimensions de la partie supérieure du glissement de Storegga basée sur des données de bathymétrie. La ligne en pointillée marque la limite du glissement (d'après Masson et al., 2006). B) Bathymétrie ombré du glissement de Hilina sur le flanc sud-est de l'île d'Hawaii (d'après Smith et al., 1999).</i>	<i>34</i>
<i>Figure I-18 - Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et des dépôts associés, (d'après Mulder et Alexander, 2001).</i>	<i>35</i>
<i>Figure I-19- Modélisation en laboratoire de coulée de débris. A) Coulée de débris aérienne, B) coulée de débris sous-marine (d'après Mohrig et al., 1998)</i>	<i>36</i>
<i>Figure I-20 - Séquences turbiditiques « types » définie par Bouma (1962), Lowe (1982) et Stow et Shanmugam (1980) (d'après Shanmugam, 2000).....</i>	<i>39</i>
<i>Figure I-21 - Ecoulement hyperpycnal et écoulement hypopycnal. ρ_f correspond à la densité de l'écoulement et ρ_w correspond à la densité du fluide ambiant (d'après Mulder et Alexander, 2001)</i>	<i>39</i>
<i>Figure I-22 - Schéma d'un système turbiditique modifié d'après Reading et Richards (1994). A) têtes des canyons et principaux canyons au débouché de la rivière Saint-Étienne (La Réunion). B) Profils de sismique haute résolution recoupant l'actuel système chenal-levées du Zaire (d'après Babonneau et al., 2002). C) Profil sismique recoupant le lobe de Pineto (Corse) (d'après Gervais et al., 2004).....</i>	<i>41</i>
<i>Figure I-23 - Classification des différents types de systèmes turbiditiques (d'après Reading et Richards, 1994).</i>	<i>44</i>
<i>Figure I-24 - Contexte régional des îles Canaries et de la plaine abyssale de Madère (d'après Weaver et al. 1998).....</i>	<i>46</i>
<i>Figure I-25 - Bathymétrie ombrée de l'archipel des Canaries (d'après Acosta et al., 2003).....</i>	<i>47</i>
<i>Figure I-26 - Carte d'imagerie acoustique du flanc nord de l'île Molokai (Hawaii) (d'après Clague et Moore, 2002).</i>	<i>48</i>
<i>Figure I-27 - Carte des différentes unités constituant la pente volcanoclastique du Stromboli, basée sur la morphologie et les faciès acoustiques, (d'après Casalbore et al., 2010). SdF : Sciara del Fuoco</i>	<i>49</i>
<i>Figure I-28 - Système turbiditique de l'Orénoque. Les lignes en noires correspondent à la position des principaux chenaux, les lignes en pointillées représentent les positions supposées d'autres chenaux majeurs (d'après Callec et al., 2010).</i>	<i>50</i>
<i>Figure I-29 - Carte bathymétrique et morphologique d'une partie du golfe de Gascogne avec la localisation des systèmes turbiditiques Celtique et Armoricaïn (d'après Zaragosi et al., 2000)..</i>	<i>51</i>
<i>Figure II-30 - Carte bathymétrique « prédite » à partir de l'imagerie satellitaire (d'après Smith and Sandwell, 1997).....</i>	<i>55</i>
<i>Figure II-31 - Carte de l'île de La Réunion avec la localisation des trois volcans de l'île et la localisation des cirques du Piton des Neiges. La ligne en pointillée marque la séparation entre les deux principaux volcans de l'île : le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise.....</i>	<i>56</i>

<i>Figure II-32 - Photo aérienne du Piton des Neiges.</i>	57
<i>Figure II-33 - Photo aérienne du Piton de la Fournaise.</i>	58
<i>Figure II-34 - Carte géologique simplifiée de La Réunion réalisée à partir des données de Billard et Vincent (1974). Conception Fèvre (2005).</i>	59
<i>Figure II-35 - Comparaison entre les différentes interprétations des unités volcano-structurales du Piton des Neiges (d'après Fèvre, 2005, adapté de Bret et al., 2003).</i>	60
<i>Figure II-36 - Diagramme TAS (Total Alkali Silica) pour les laves de La Réunion, qui se situent dans la série Alcaline.</i>	62
<i>Figure II-37 - Courbe isotopique de référence (LR-04) issue du rapport isotopique de l'oxygène dans les foraminifères benthiques de 57 carottes marines réparties à travers le monde (Lisiecki and Raymo, 2005). Modifié d'après Toucanne (2008).</i>	65
<i>Figure II-38 - Moyennes annuelles des précipitations à La Réunion, en mm, entre 1971 et 2000 (d'après les données Météo France 2001).</i>	67
<i>Figure II-39 - Carte du réseau hydrographique de La Réunion (d'après Fèvre, 2005).</i>	68
<i>Figure II-40 - Carte géologique du bassin versant de la rivière Saint-Étienne.</i>	69
<i>Figure II-41 - A) Photo du lit de la rivière Saint-Etienne au niveau du pont qui la traverse. On observe encore des morceaux du pont qui s'est effondré (d'après Saint-Ange et al., 2011). B) Photo du lit de la rivière Saint-Etienne illustrant la nature des dépôts qu'elle transporte. C) et D) Parois du lit de la rivière Saint-Etienne illustrant l'alternance de dépôts alluvionnaires et de dépôts volcaniques.</i>	70
<i>Figure II-42 - Modèle de construction et d'évolution du delta de la rivière Saint-Étienne. F : forage (d'après Saint-Ange, 2009)</i>	71
<i>Figure II-43 - Régime de houle concernant l'île de La Réunion (d'après Troadec, 1991, modifié par Cordier, 2007).</i>	72
<i>Figure II-44 - A) Carte bathymétrique avec la localisation des principales structures sous-marines observables au large de l'île de La Réunion. L'encart situé en haut de la carte est un extrait de profil sismique de la campagne FOREVER montrant l'épaisseur de la couche sédimentaire. B) Carte synthétique des dépôts sous-marins et aériens de dépôts de déstabilisations de flancs des volcans de La Réunion réalisés par Oehler et al. (2008). C) Carte de répartition des faciès pétrologiques observés par Philippot (1984) à partir des données de la campagne MD-32. Les termes CK correspondent à la localisation des carottes prélevées pendant cette campagne.</i>	75
<i>Figure II-45 - Localisation des carottes prélevées au cours des campagnes MD-32 (1982) et SO-87 (1993).</i>	77
<i>Figure II-46 - Localisation des cinq systèmes turbiditiques découverts au large de l'île de La Réunion. Encadré en trait plein le système de Cilaos qui fait l'objet de cette étude, en 1) le système de Mafate, 2) le système de Saint-Denis, 3) le système de Salazie et en 4) le système de Saint-Joseph. R : île de La Réunion, M : île Maurice</i>	80
<i>Figure III-47 - Carte bathymétrique issue des données acquises au cours des campagnes FOREVER, ERODER1, et ERODER2 avec la localisation des navigations de ces mêmes campagnes et de la campagne BATHYBAB.</i>	84

<i>Figure III-48 - Comparaison des données acquises sur la même zone avec le sondeur multifaisceaux Simrad EM12-Dual lors de la campagne FOREVER et le sondeur multifaisceaux Simrad EM120-Dual lors de la campagne ERODER2.</i>	<i>85</i>
<i>Figure III-49 - Intersection entre deux profils de sondeur de sédiment. À gauche le profil de Parasound ero2-06 et à droite le profil de sondeur 3,5 kHz n°10.....</i>	<i>87</i>
<i>Figure III-50 - Localisation des différentes carottes prélevées dans le système turbiditique de Cilaos</i>	<i>88</i>
<i>Figure III-51 - Description du carottier Kullenberg (modifiée d'après Bourillet et al., 2007).....</i>	<i>89</i>
<i>Figure III-52 - Photo et RX d'un morceau de carotte où les données RX permettent de mettre en évidence des structures non visibles lors de la description visuelle de la carotte.....</i>	<i>91</i>
<i>Figure IV-53 - Carte bathymétrique ombrée de l'île de La Réunion et de la plaque océanique alentour (compilation des données multifaisceaux des campagnes FOREVER, ERODER1 et ERODER2).</i>	<i>97</i>
<i>Figure IV-54 - Carte d'imagerie acoustique de l'île de La Réunion et de la plaque océanique alentour (compilation des données multifaisceaux des campagnes FOREVER, ERODER1 et ERODER 2).</i>	<i>98</i>
<i>Figure IV-55 - Mosaïque d'imagerie acoustique montrant le système turbiditique de Cilaos. Ces données sont issues des campagnes FOREVER, ERODER1 et ERODER2. SR indique l'emplacement de la ride sédimentaire.....</i>	<i>99</i>
<i>Figure IV-56 - Profils bathymétriques longitudinaux tracés selon trois axes principaux du système turbiditique de Cilaos.</i>	<i>100</i>
<i>Figure IV-57 - Localisation de l'ensemble des profils de sondeur de sédiment recoupant la zone d'étude. Les limites du système turbiditique de Cilaos sont représentées en blanc.</i>	<i>100</i>
<i>Figure IV- 58 - Principaux faciès acoustiques identifiés sur les données de sondeur de sédiment dans le système turbiditique de Cilaos.</i>	<i>101</i>
<i>Figure IV-59 - Schéma simplifié de la morphologie du système turbiditique de Cilaos permettant la localisation des onze carottes étudiées dans ce travail.</i>	<i>102</i>
<i>Figure IV-60 - Photo et RX (sauf pour les faciès A,B et C) des faciès observés dans les carottes prélevées dans le système turbiditique de Cilaos.....</i>	<i>104</i>
<i>Figure IV-61 - Photo et RX des principales séquences sédimentaires observées dans les carottes du système turbiditique de Cilaos.</i>	<i>106</i>
<i>Figure IV-62 - Carte bathymétrique ombrée de la zone de canyon avec la localisation des principaux éléments la constituant. Les isobathes sont représentées par des lignes blanches.</i>	<i>107</i>
<i>Figure IV-63 - Carte d'imagerie acoustique de la zone de canyon avec la localisation des principaux éléments la constituant.</i>	<i>108</i>
<i>Figure IV-64 - Profils bathymétriques transversaux à la zone de canyons localisés sur la carte de bathymétrie ombrée.</i>	<i>109</i>
<i>Figure IV-65 - Profils bathymétriques réalisés le long des différentes vallées formant la zone de canyon.....</i>	<i>111</i>
<i>Figure IV-66 - Jonction entre les données du sondeur multifaisceaux SeaBat 8101 (en couleur) et les données du sondeur multifaisceaux EM120. La partie nord correspond à la cartographie simplifiée des formations volcano-sédimentaires provenant de la carte géologique de l'île de La Réunion et drapée sur le MNT de l'île.....</i>	<i>112</i>

<i>Figure IV-67 - Carte bathymétrique générale des données acquises au cours de la campagne BATHYBAB et localisation des différentes zones d'études et des différents profils bathymétriques réalisés dans ce travail.</i>	113
<i>Figure IV-68 - A) carte bathymétrique et B) carte de pente des trois groupes de tête de canyons identifiés sur les données acquises au cours de la campagne BATHYBAB.</i>	114
<i>Figure IV-69 - A) Profils bathymétriques mesurés le long des trois groupes de tête de canyon identifiés sur les données BATHYBAB. B) Profils bathymétriques transversaux recoupant les différents groupes de tête de canyon. Ces profils sont localisés sur la Figure IV-67</i>	115
<i>Figure IV-70 - Localisation des profils de sondeur de sédiment recoupant la zone de canyon.</i>	117
<i>Figure IV-71 - Profils de sondeur de sédiment acquis au cours de la campagne FOREVER, recoupant la zone de canyons. Les profils sont localisés sur la Figure IV-70. (planche A3 en annexe A-1).</i>	118
<i>Figure IV-72- Localisation des essais de carottages KERO-18 et KERO-19 et illustration des sédiments récupérés lors du carottage KERO-18.</i>	119
<i>Figure IV-73 - Carte bathymétrique du fan proximal. A) image non interprétée (les isobathes sont représentées par des lignes blanches) B) image interprétée. Les contours en rouge sont ceux du fan proximal, ceux en vert correspondent aux « sediment waves » et les points rouges marquent l'emplacement des carottes prélevées dans le fan proximal.</i>	121
<i>Figure IV-74 - Imagerie acoustique du fan proximal A) image non interprétée B) image interprétée. Les contours en rouge sont ceux du fan proximal, ceux en vert correspondent aux « sediment waves » et les points rouges marquent l'emplacement des carottes prélevées dans le fan proximal.</i>	122
<i>Figure IV-75 - Profils bathymétriques transversaux réalisés dans le fan proximal.</i>	123
<i>Figure IV-76 - Profils de sondeur de sédiment recoupant le fan proximal (planche A3 en annexe A-2).</i>	124
<i>Figure IV-77 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-01.</i>	127
<i>Figure IV-78 - Photo, extrait de RX, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-11.</i>	128
<i>Figure IV-79 - Photo, log lithologique, extrait d'image RX et courbe de la médiane granulométrique de la carotte FOR-C2.</i>	129
<i>Figure IV-80 - Corrélation entre les trois carottes sédimentaires prélevées dans le fan proximal et les profils de sondeur de sédiment correspondant. Les trois unités de couleur interprétées sur les profils correspondent aux unités U1 (en vert), U2 (en gris) et U3 (en violet).</i>	131
<i>Figure IV-81 - Imagerie acoustique du fan distal A) image non interprétée B) image interprétée. Les contours en jaune marquent les limites du fan distal (caractérisé par la présence de chenaux), ceux en rouge correspondent au fan proximal et en vert les « sediment waves ».</i>	132
<i>Figure IV-82 - Carte bathymétrique ombrée du fan distal A) image non interprétée (les isobathes sont représentées par des lignes blanches) B) image interprétée. Les contours en jaune marquent les limites du fan distal (caractérisé par la présence de chenaux), ceux qui sont en rouge correspondent au fan proximal. Le cadre noir correspond à la localisation de la zone de terrasse détaillée sur la Figure IV-84.</i>	133

<i>Figure IV-83- Profils bathymétriques transversaux réalisés à travers des chenaux du fan distal.</i>	134
<i>Figure IV-84 - Carte de pente et la localisation des trois coupes bathymétriques réalisées à travers les terrasses qui bordent le chenal entre la partie ouest et la partie centrale du fan distal. Cette zone est localisée sur la Figure IV-82.</i>	135
<i>Figure IV-85 - Profils de sondeur de sédiment recoupant le fan distal (planche A3 en annexe A-3).</i>	137
<i>Figure IV-86 - Localisation des huit carottes prélevées dans le fan distal, représentée par leur log lithologique.</i>	138
<i>Figure IV-87 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-09.</i>	139
<i>Figure IV-88 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-12.</i>	139
<i>Figure IV-89 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-14.</i>	140
<i>Figure IV-90 - Photos, image RX, logs lithologiques et courbe de la médiane granulométrique des différentes séquences turbiditiques observées dans les carottes KERO-09 et KERO-12.</i>	141
<i>Figure IV-91 - Log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-13.</i>	143
<i>Figure IV-92 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-15.</i>	143
<i>Figure IV-93 - Photos, image RX, logs lithologiques et courbe de la médiane granulométrique des différentes séquences turbiditiques observées dans la carotte KERO-15</i>	144
<i>Figure IV-94 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-16.</i>	146
<i>Figure IV-95 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-17.</i>	147
<i>Figure IV-96 - Photos, image RX, logs lithologiques et courbe de la médiane granulométrique des différentes séquences turbiditiques observées dans la carotte KERO-17</i>	148
<i>Figure-IV-97 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte FOR-C1.</i>	149
<i>Figure IV-98 - Corrélation entre les carottes du fan distal et les profils de sondeur de sédiment qui leur correspondent.</i>	151
<i>Figure V-99 - A) Modèle d'âge des cinq carottes prélevées dans le système turbiditique de Cilaos. Les périodes de mise en place des turbidites sont en bleu et les turbidites sont représentées par des rectangles de couleur. B) Principaux événements climatiques et volcaniques. Les points noirs correspondent aux dates ¹⁴C. C) Courbe de variation du niveau marin en mer Rouge à partir de la carotte GeoTü-KL09 (Rohling et al, 2009).</i>	195
<i>Figure V-100 - Image en électrons rétrodiffusés de quelques particules de verre de la carotte KERO-17. A) Image de 3 particules de verres de composition chimique différente. La particule la plus claire a une teneur en fer plus importante et une teneur en silice plus faible. B) Particule de verre vésiculée et ne contenant pas de microlite. C) Particule très vésiculée, ponce, contenant des oxydes de fer, visibles en blanc.</i>	197
<i>Figure V-101 - Diagramme TAS (Total Alkali Silica) des verres volcaniques prélevés dans les carottes du système de Cilaos. A) Comparaison entre les compositions mesurées pour les verres</i>	

<i>volcaniques des carottes du système de Cilaos et les compositions mesurées pour les laves de La Réunion. B) Identification des trois séries de verres avec une composition différente.....</i>	<i>199</i>
<i>Figure V-102 - Analyse en éléments majeurs des verres volcaniques prélevés dans les carottes du système de Cilaos. A) Diagramme du magnésium en fonction de la silice. B) Diagramme du potassium en fonction de la silice.....</i>	<i>200</i>
<i>Figure V-103 - Diagramme du magnésium en fonction de la silice pour l'ensemble des niveaux prélevés dans les carottes du fan proximal. Dans la légende, e sont reportés le nom de la carotte et la côte à laquelle a été prélevé le verre.....</i>	<i>201</i>
<i>Figure V-104 - Diagramme du magnésium en fonction de la silice pour l'ensemble des niveaux prélevés dans les carottes du fan distal centre. Dans la légende, sont reportés le nom de la carotte et la côte à laquelle a été prélevé le verre.....</i>	<i>202</i>
<i>Figure V-105 - Diagramme du magnésium en fonction de la silice pour l'ensemble des niveaux prélevés dans les carottes du fan distal centre. Dans la légende, sont reportés le nom de la carotte et la côte à laquelle a été prélevé le verre.....</i>	<i>202</i>

Liste des tableaux

<i>Tableau II-1- Taux de sédimentation mesurés sur la carotte S17-666 de la campagne SO-87 (d'après Fretzdorff et al., 2000).....</i>	<i>78</i>
<i>Tableau II-2- Principales caractéristiques des différents systèmes turbiditiques découverts au large de l'île de La Réunion.....</i>	<i>79</i>
<i>Tableau III-3 - Tableau regroupant les différentes informations sur les carottages récupérés dans le système turbiditique de Cilaos.....</i>	<i>89</i>
<i>Tableau III-4 - Principaux paramètres des carottiers lors du prélèvement des carottes sédimentaires.....</i>	<i>90</i>
<i>Tableau III-5 – Ensemble des dates radiocarbones effectuées sur les carottes KERO-09, KERO-15 et KERO-16.....</i>	<i>93</i>

Introduction générale

Problématique

Les systèmes turbiditiques profonds ont été très largement décrits et étudiés aussi bien en contexte de marge active (e.g. Callec et al., 2010 ; Bourget al., 2011), de marge passive (e.g. Babonneau et al., 2002 ; Gervais et al., 2006) que de plateforme carbonatée (e.g. Droxler, 1985 ; Andresen et al., 2003 ; Jorry et al., 2010). En revanche, peu d'études ont été réalisées sur les systèmes turbiditiques associés aux îles océaniques. Les travaux de Garcia et Hull (1994) sur Hawaïi ou de Pearce and Jarvis (1992) au large des Canaries ont mis en évidence la présence de turbidites volcanoclastiques issues de ces îles. D'autres études ont été réalisées sur la nature, l'origine et les modes de mise en place de ces dépôts turbiditiques (Mitchell et al, 2003 ; Schneider et al., 1998 ; Frenz et al., 2009 ; Romagnoli et al., 2009 ; Casalbore et al., 2010) mais aucune étude détaillée de système turbiditique complet, associé à une île volcanique, n'a été effectuée de manière approfondie en dehors des études sur La Réunion (Saint-Ange, 2009 ; Saint-Ange et al., 2011).

Les édifices volcaniques sont des systèmes complexes qui se construisent lentement par des processus éruptifs et intrusifs divers. Ceux-ci sont fonction de la nature des magmas mais également d'un certain nombre de contraintes structurales (profondeur des zones de stockage, géométrie des conduits, zone de faiblesse dans l'édifice...). Dans le même temps, les volcans se détruisent progressivement par érosion, mais également par la formation de caldeiras d'effondrement ou de glissements de leurs flancs (Moore et al., 1989 ; Cochonat et al., 1990 ; Labazuy, 1996). Ces processus d'érosion et de dégradation sont considérés aujourd'hui comme partie intégrante de l'évolution de la plupart des volcans et sont des processus majeurs dans l'évolution des îles volcaniques (Masson, 1996 ; Mitchell et al., 2002 ; Bret et al., 2003). Ces processus, qui s'initient en domaine aérien, peuvent avoir un impact sur le domaine sous-marin relativement loin au large sur la plaque océanique.

À La Réunion, les formations volcaniques jeunes, associées aux reliefs très marqués de l'île et à la pluviométrie extrême (liée à la situation de l'île dans le domaine intertropical), favorisent les processus d'altération et de déstabilisation de la portion émergée de l'édifice réunionnais. Ces processus sont des facteurs de risque naturel à ne pas négliger. La petite dimension de l'île et les reliefs abrupts font que les écoulements fluviaux ont un caractère torrentiel. Ce mode d'écoulement permet une évacuation massive et rapide des produits de l'érosion jusqu'à la côte, en particulier lors des grandes crues associées aux périodes cycloniques. Ils vont former de grands cônes de déjection. La dynamique actuelle de ce transfert de matériaux reste aujourd'hui mal connue. La géomorphologie côtière qui ne permettant pas le développement d'un delta important, suggère que les rivières trouvent leur continuité dans des canyons sous-marins qui servent de relais et permettent à une grande partie du matériel volcano-détritique d'être acheminé jusqu'au pied du complexe volcanique réunionnais.

Deux missions à la mer réalisées en 2006 ont permis de documenter les modes de transfert des sédiments entre les rivières et les grands fonds océaniques. Cinq vastes systèmes sédimentaires sous-marins ont en particulier été découverts et cartographiés au débouché de grandes structures d'érosion bien connues à terre, notamment au débouché des trois cirques d'érosion de Cilaos, de Mafate et de Salazie. Les premières analyses réalisées sur les carottes prélevées lors de ces campagnes (Saint-Ange et al., 2011) montrent que ce sont des structures encore actives aujourd'hui. Ainsi, la découverte

d'éventails sous-marins actifs et très étendus (plus de 250 km de la côte pour le système au sud) au large d'une île volcanique comme La Réunion est un événement en soi, car on n'observe pas de structure équivalente au large d'autres îles volcaniques comparables comme Hawaï ou les Canaries.

L'investigation à différentes échelles de ces systèmes sédimentaires permettra la reconstitution des processus dynamiques assurant la production et le transfert de matériels détritiques des domaines terrestres et littoraux vers l'océan profond. Elle permettra également une meilleure compréhension des relations qui existent entre la construction des édifices volcaniques, leur structure et leur destruction, progressive ou catastrophique.

Objectifs :

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une collaboration entre le Laboratoire Environnements Sédimentaires (Géosciences Marines) de l'IFREMER et le Laboratoire GéoSciences Réunion de l'Université de La Réunion.

Cette thèse concerne l'étude d'un des cinq systèmes turbiditiques découvert au large de l'île de La Réunion : le système de Cilaos. Elle a pour but de comprendre le mode de mise en place et de fonctionnement d'un système turbiditique volcanoclastique du point d'initiation des processus de transfert de matière jusqu'au dépôt ultime du matériel, de la ravine ou du fleuve, jusqu'au lobes distaux en passant par les chenaux et leurs levées.

Cette thèse s'est appuyée principalement sur l'analyse de la sédimentation récente (derniers 130 000 ans) dans le système turbiditique de Cilaos à partir de l'imagerie acoustique (bathymétrie et imagerie du fond EMI2 et EM120, profils 3.5 kHz) et des carottes sédimentaires.

Les différents objectifs de cette thèse sont de :

- Caractériser la morphologie actuelle du système turbiditique pour comprendre les processus sédimentaires qui participent au transfert de matière île-océan.
- Caractériser la répartition spatiale et la nature des dépôts dans le bassin (mode de répartition des dépôts sableux vs dépôts fins), ainsi discuter de l'originalité de la sédimentation induite par l'originalité de la source volcanoclastique.
- Proposer un scénario d'évolution de ce système au cours du temps, en précisant les moteurs de son évolution.
- Comparer ce système aux systèmes classiques silicoclastiques et aux autres systèmes volcanoclastiques.

Organisation du mémoire

Ce travail est divisé en six chapitres, les trois premiers chapitres retracent le contexte général de cette étude et décrivent les outils utilisés. Le chapitre I présente une synthèse bibliographique visant à présenter le contexte de l'étude et les concepts de base concernant la sédimentation volcanoclastique.

Elle traitera notamment des différents processus gravitaires observés en domaine volcanique à terre et en mer. Le chapitre II est une synthèse des connaissances sur le contexte géologique et géodynamique de l'île de La Réunion. Le chapitre III est une présentation des données exploitées et des méthodes d'analyses utilisées au cours de ce travail.

La partie la plus importante du travail concerne l'architecture et l'évolution sédimentaire du système turbiditique de Cilaos (chapitre IV). Celle-ci vise à décrire la morphologie et l'architecture de l'éventail turbiditique ainsi que la nature des éléments qui le composent. Elle débute par une caractérisation générale du système turbiditique, suivie d'une étude détaillée des différents éléments qui le constituent. Nous essayerons de comprendre les processus responsables de la formation de la zone de canyon à partir de sa morphologie et de sa structure sédimentaire. Nous étudierons par la suite l'évolution des chenaux et de l'architecture sédimentaire de la zone proximale à la zone la plus distale du système turbiditique, en essayant de comprendre comment ces éléments se sont mis en place.

La partie finale de l'étude consiste en quelques considérations chrono-stratigraphiques sur le développement du système turbiditique de Cilaos, à partir de datation ^{14}C et de courbe de $\delta^{18}\text{O}$. Une analyse de la chimie des verres volcaniques présents dans les turbidites viendra appuyer le modèle d'âge ainsi obtenu.

La dernière partie de mon travail est composée d'une discussion et d'une synthèse des principaux résultats, suivie d'une conclusion générale qui propose un modèle d'évolution du système turbiditique de Cilaos, défini à partir de son architecture et de son fonctionnement.

Chapitre I : Synthèse bibliographique

Chapitre I : Synthèse bibliographique

1. Origine et évolution des points chauds en domaine océanique.....	9
1.1. Les différents types de points chauds et leur origine.....	9
1.2. Les volcans boucliers.....	10
1.3. Construction des volcans boucliers de type « hawaïen ».....	11
2. La sédimentation volcanoclastique.....	13
2.1. Les dépôts volcanoclastiques primaires.....	14
2.2. Les dépôts volcanoclastiques secondaires : les dépôts épicyclastiques.....	18
3. Transport et dépôt des éléments volcanoclastiques à terre.....	19
3.1. Avalanches de débris (« debris avalanche »).....	20
3.2. Les coulées de débris (« debris flow »).....	22
3.3. Les écoulements hyperconcentrés (« hyperconcentrated flows »).....	24
3.4. Les écoulements fluviatiles (« stream flows »).....	25
3.5. Transformation des écoulements.....	27
4. Transport des éléments volcanoclastiques en mer.....	28
4.1. Transfert sédimentaire terre-mer.....	29
4.2. Les glissements en masse sous-marins.....	33
4.3. Les écoulements gravitaires sous-marins.....	34
5. Les systèmes turbiditiques.....	40
5.1. Morphologie d'un système turbiditique.....	40
5.2. Classification des systèmes turbiditiques.....	43
5.3. Les facteurs de contrôle.....	45
6. Exemples de systèmes turbiditiques sableux.....	45
6.1. Systèmes turbiditiques sableux volcanoclastiques.....	45
6.2. Systèmes turbiditiques sableux silicoclastiques.....	49

Les processus de démantèlement des volcans, qu'il s'agisse des grandes déstabilisations de flancs, d'instabilités secondaires et de transfert de matériaux issus de l'érosion continue des édifices, jouent un rôle désormais reconnu comme majeur dans la construction des édifices volcaniques. Les grands volcans du domaine océanique tels que ceux de La Réunion sont des édifices où coexistent produits volcaniques et produits épicyclastiques ou sédimentaires. À travers ce chapitre, il s'agit de présenter la mise en place de ces systèmes volcaniques et de comprendre les processus de transfert des matériaux détritiques depuis le domaine aérien jusque sur les pentes de l'édifice volcanique. Les différents dépôts associés à ces processus seront également présentés.

1. Origine et évolution des points chauds en domaine océanique

1.1. Les différents types de points chauds et leur origine

La théorie générale de la tectonique des plaques a permis dès les années 60 d'expliquer une grande partie des phénomènes magmatiques. Cependant, une part non négligeable du volcanisme terrestre apparaît loin des limites de plaques, comme c'est le cas pour Hawaii, La Réunion ou Yellowstone. En domaine océanique, l'exemple « type » est celui de l'archipel d'Hawaii décrit par Morgan (1971), qui propose d'expliquer l'alignement des édifices volcaniques par l'existence d'un panache mantellique d'origine profonde, nommé point chaud. Contesté dès 1973 (Turcotte et Oxburgh, 1973), ce modèle classique de l'origine des points chauds continue de faire l'objet de nombreuses discussions visibles sur le site Internet www.mantleplumes.org.

Une récente synthèse (Courtillet et al., 2003) définit trois catégories de points chauds en fonction de leur origine (Figure I-1) :

- Les points chauds primaires, dont l'origine est située dans la partie la plus profonde du manteau inférieur, tel que décrit par Morgan (1971). Ils sont au nombre de sept (voir 10).
- Les points chauds secondaires originaires de la zone de transition entre le manteau supérieur et le manteau inférieur.
- Les points chauds superficiels alimentés par une convection limitée au manteau supérieur et contrôlée par la fracturation de la lithosphère.

Cinq critères sont utilisés pour caractériser ces différents points chauds :

- la présence d'une chaîne volcanique dont l'âge est cohérent avec le déplacement de la plaque
- un plateau basaltique à l'origine de cette trace
- un rajeunissement thermique des propriétés mécaniques de la lithosphère associé à une flexure sous la surcharge de l'édifice volcanique
- un rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ élevé
- une vitesse anormalement basse des ondes S dans le manteau sous-jacent

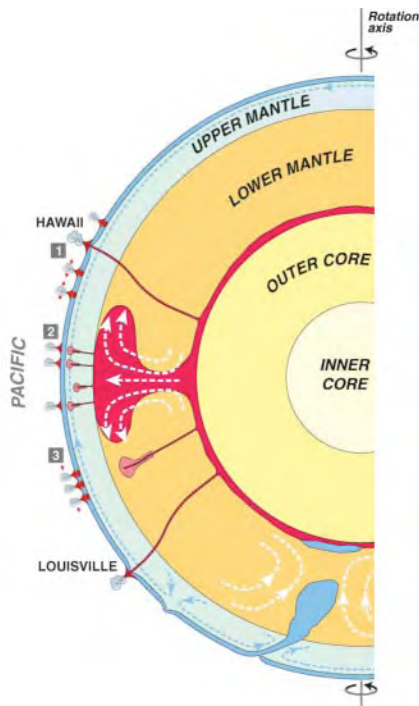


Figure I-1 - Coupe schématique de la dynamique de la Terre montrant les trois types de points chauds : 1-point chaud primaire, 2-point chaud secondaire, 3- point chaud superficiel (d'après Courtillot et al., 2003).

Pour être considéré comme un point chaud d'origine profonde, il faut que le point chaud présente au moins trois des cinq critères mentionnés plus haut. Parmi les sept points chauds considérés comme ayant une origine profonde figure Hawaii, le modèle « type », et La Réunion, notre zone d'étude.

Ils appartiennent tous deux à une chaîne volcanique dont l'âge est cohérent avec le déplacement de la plaque et, dans le cas du point chaud de La Réunion, ayant pour origine un plateau basaltique. Plusieurs campagnes sismiques au large d'Hawaii ont permis de mettre en évidence une flexure de la lithosphère associée à la surcharge de l'édifice volcanique (ten Brink et Watt, 1985 ; Rees et al., 1993), tandis qu'à La Réunion les travaux de Charvis et al. (1999) et de Voogd et al. (1999) ont montré l'absence de flexure lithosphérique. Un autre critère observé pour ces deux points chauds est un rapport $^3\text{He}/^4\text{He}$ élevé suggérant une source mantellique profonde (Farley et Neroda, 1998).

1.2. Les volcans boucliers

Les points chauds sont à l'origine de deux types de volcans : les volcans boucliers, comme Hawaii, le Piton de la Fournaise ou Fernandina, et les plateaux volcaniques comme les trapps. Cette différence de volcanisme serait liée à la forme en champignon des panaches mantelliques caractérisés, selon le modèle le plus fréquemment proposé, par une large tête et une queue plus fine. Morgan (1971) puis Richards et al. (1989) proposent que, lorsque ce panache mantellique entre en contact avec la lithosphère en mouvement, la fusion de la tête du panache produise un magmatisme massif à l'origine de la formation des plateaux volcaniques, suivit par un magmatisme plus faible mais de plus longue durée associés à la fusion de la queue du panache. Ce sont eux qui sont à l'origine des volcans boucliers, objet de cette étude.

Les volcans boucliers sont des volcans aplatis à la forme arrondie, qui rappelle celle des boucliers des guerriers germaniques (Bachelery, 1994), d'où leur nom de volcan bouclier. Ils font partie, avec les strato-volcans (Mont Saint-Helens, Etats-Unis) et les cônes de scories (Paricutín, Mexique), des

principaux types de volcans observés actuellement. Ce sont des volcans majoritairement constitués par l'accumulation de laves fluides et par la mise en place de roches intrusives contrairement aux strato-volcans qui sont formés par l'alternance fréquente de coulées de laves et de niveaux pyroclastiques. Les volcans boucliers sont des édifices volcaniques à pente faible (2 à 20°) avec des volumes relativement importants (42 500 km³ pour le Mauna Loa (Peterson et Moore, 1987), 75 000 km³ pour l'île de La Réunion (de Voogd et al., 1999)). Ils se forment par l'accumulation de laves basaltiques fluides, alcalines et/ou tholéitiques, et par la mise en place de roches intrusives (dykes, sills, laccolithes...) (Peterson et Moore, 1987). À la fin de leur activité, leurs laves deviennent plus acides avec, selon leur degrés d'évolution, apparition de trachytes, hawaïites et mugearites. Il existe trois types de volcans boucliers :

- **le type « islandais »** : ce sont des édifices aux dimensions modestes avec des tailles ne dépassant pas 1000 m et avec des pentes de l'ordre de 5°, exceptionnellement 10°. Par exemple le volcan Skjaldbreidur (Islande) qui a des pentes de 7.3° pour un volume de 10 km³ et une hauteur de 520 m ou le volcan Heidin Ha (Islande) qui a des pentes de 3.6° pour un volume de 0.3 km³ et une hauteur de 90 m (Rossi, 1996). Ils se forment par des épanchements de lave depuis un ou plusieurs événements situés dans la partie centrale du volcan avec formation de lac de lave dans le cratère sommital du volcan (Rossi, 1996).

- **le type « Galápagos »** : ce sont des édifices plus volumineux pouvant atteindre plusieurs milliers de mètres de haut et présentant des pentes importantes pouvant dépasser les 15°. Le Cerro Azul, dans les îles Galápagos, a des pentes de plus de 25° pour un volume de 172 km³ et une hauteur de 1640 m. Ces volcans ont un profil en carapace de tortue avec un aplatissement net du profil à l'approche de la partie sommitale du volcan (Bachèlery, 1994).

- **le type « hawaïen »** : il s'agit du modèle « type » de bouclier basaltique. Ce sont des édifices avec des dimensions très importantes, pouvant atteindre plus de 5000 m au-dessus du plancher océanique et avec des pentes comprises entre 1 et 10°. Les volcans de La Réunion font partie de ce type de volcan bouclier avec des pentes de 5 à 8 ° (Piton de la Fournaise, Saint-Ange, 2009) pour un volume total de l'île de 75 000 km³ et une hauteur de l'ordre 7000 m. Ces volcans boucliers ont une phase majeure de fonctionnement sous forme d'événements fissuraux ouverts en zone sommitale ou sur le flanc du volcan et disposés de manière radiale par rapport au sommet. Ces fissures se concentrent selon des axes privilégiés appelés rift zones, qui constituent l'ossature du volcan (Fiske et Jackson, 1972 ; Peterson et Moore, 1987). La partie sommitale de ces volcans est caractérisée par des pentes légèrement plus faibles que les flancs et par la présence d'une caldera (Peterson et Moore, 1987).

1.3. Construction des volcans boucliers de type « hawaïen »

Le modèle d'évolution classiquement admis pour la description des volcans boucliers de type « hawaïen » est le modèle de Peterson et Moore (1987). Il comprend quatre stades majeurs :

- **Le stade initial sous-marin (Figure I-2. 1)** qui est un stade peu connu correspondant à la construction de l'édifice en mer. Les particularités de ce stade sont principalement basées sur l'étude du volcan hawaïien Loihi. Il est caractérisé par l'émission de laves basaltiques alcalines (Moore et al. 1982) et par la présence d'une caldera à son sommet (Malahoff, 1987).

- **Le stade de construction du bouclier (*Shield-building-stage*)** (Figure I-2. 2a, 2b, 2c). Ce stade se divise en trois phases en fonction de l'environnement physique.

- La phase de construction du bouclier sous-marin est caractérisée par la mise en place de laves en coussins (*pillow-lavas*) et de hyaloclastites (Figure I-2. 2a) (Moore et Fiske, 1969). Ces dernières sont liées à la fragmentation des laves par l'action des vagues et par la contraction de la lave par refroidissement brutal par l'eau de mer (Batiza et al., 1984).

- La phase d'émergence correspond à des événements plus explosifs. Lorsque l'édifice volcanique approche de la surface, de violentes explosions vont se produire par exsolution des gaz contenus dans le magma ou par l'expansion rapide de la vapeur formée au contact eau-magma. Il y aura production de tufs et brèches d'explosion.

- La phase de bouclier émergé est la phase majeure de construction du volcan bouclier. Ses produits sont principalement des roches tholéïtiques : basaltes et picrites (Peterson et Moore, 1987). Les laves se mettent en place le long des rift zones et à partir d'événements situés en partie centrale du volcan. Les pentes de l'édifice aérien qui se forme sont de l'ordre de 3 à 10°, ce qui contraste avec les pentes sous-marines de l'ordre de 10 à 15° (Peterson et Moore, 1987, Figure I-2. 2c). Les taux de production magmatiques sont élevés avec 0,1 km³/an pour le Kilauea (Dzurisin et al., 1984) et de 0,01 km³/an pour le Piton de la Fournaise (Lénat et Bachèlery, 1990).

La grande majorité de ces éruptions sont effusives avec mise en place de lave « 'a'a » et « pāhoehoe » (Peterson et Moore, 1987, Figure I-2. 2c). Des éruptions explosives, phréatiques ou phréatomagmatiques peuvent également se produire mais plus rarement.

- **Le stade de déclin (*the capping stage*)** est caractérisé par la baisse de fréquence des éruptions et du taux de production magmatique du volcan. Cette diminution du volcanisme se traduit par une différenciation des laves qui deviennent plus alcalines. Les produits volcaniques auront des compositions basaltiques à hawaïtiques, voire trachytiques (Frey et al., 1990). Les laves différenciées sont plus visqueuses et plus riches en gaz impliquant une activité volcanique plus explosive.

Cette phase de déclin de l'activité volcanique est généralement accompagnée d'une phase d'érosion importante. Des récifs coralliens peuvent commencer à se former. Le volcan Mauna Kea est un exemple de volcan hawaïien à ce stade de développement (Frey et al., 1990).

- **Le stade de régénérescence ponctuelle (*renewed volcanism stage*)** correspond à la reprise de l'activité volcanique après un arrêt prolongé, lorsque les processus d'érosion sont dominants (Figure I-2. 5). Ce stade est caractérisé par des laves très alcalines et sous-saturées en silice (Peterson et Moore, 1987). C'est une période durant laquelle les éruptions sont très rares et peuvent être séparées par un million d'années comme c'est le cas pour l'île Maurice (McDougall et Chamalaun, 1969).

Après l'arrêt complet de l'activité volcanique, l'altitude du volcan diminue généralement à cause des effets de l'érosion et de la subsidence. La croissance corallienne devient de plus en plus importante en zone tropicale et dans certains cas, peut recouvrir entièrement le volcan jusqu'à formation d'un atoll et parfois même d'un guyot (Menard, 1984). Ce dernier stade est représenté par la série d'îlets, d'atolls et d'édifices sous-marins qui forme la chaîne de l'Empereur.

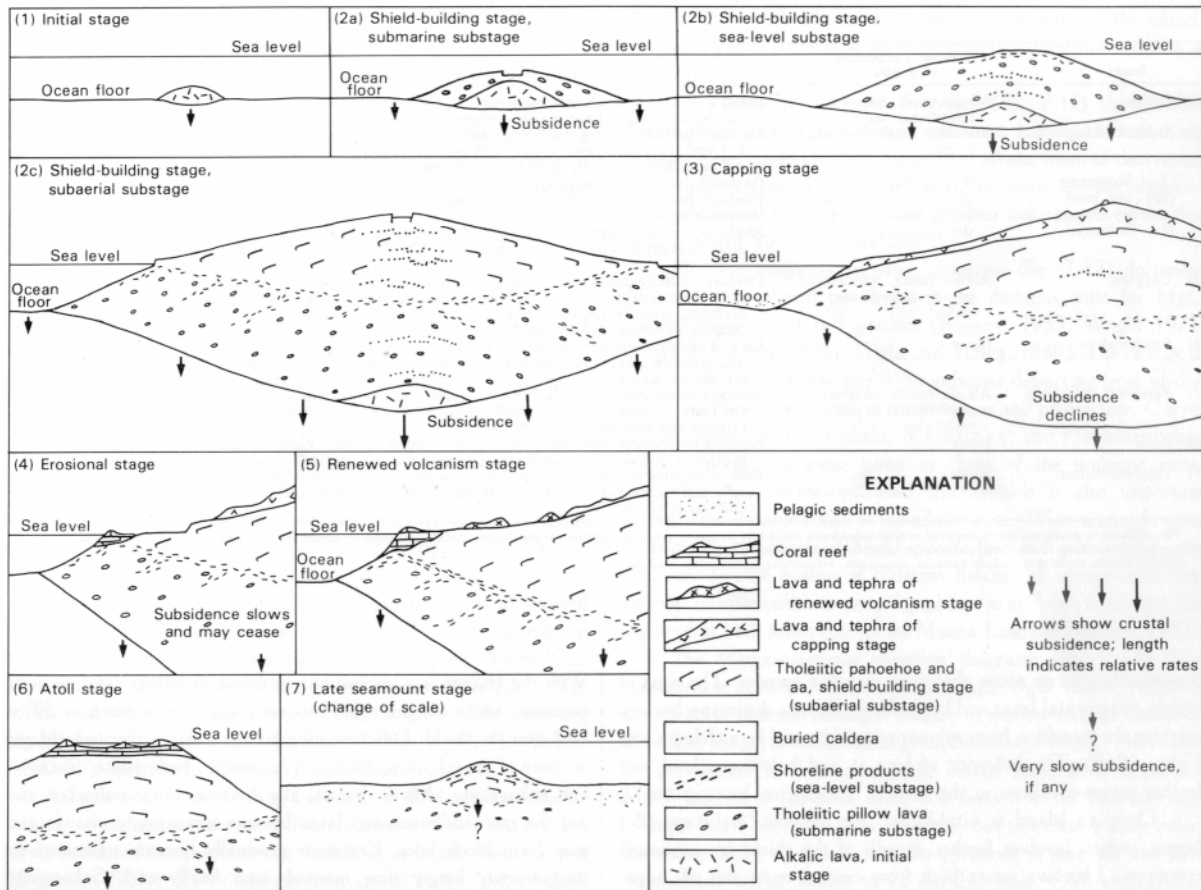


Figure I-2 - Stades successifs de l'évolution des volcans boucliers hawaïens (d'après Peterson et Moore, 1987).

Les îles volcaniques, issues de la formation de ces volcans boucliers en domaine océanique, sont caractérisées par des taux d'érosion extrêmement importants, dès lors qu'elles se trouvent en domaine intertropical (Louvat et Allègre, 1997, 1998 ; Rad et al., 2007 ; Hildenbrand et al., 2008). Les reliefs importants, les fortes précipitations associées au climat océanique, l'activité volcanique et la nature des formations volcaniques sont autant de conditions favorisant ces forts taux d'érosion (Louvat et Allègre, 1997). Une importante quantité de sédiments volcanoclastiques meubles va être produite et transportée sur les flancs du volcan.

2. La sédimentation volcanoclastique

La fragmentation des produits volcaniques peut être produite par une activité volcanique contemporaine (processus primaires) ou être le résultat de processus de surface moins dynamiques comme l'érosion chimique ou mécanique (processus secondaires). L'ensemble des roches clastiques,

composées entièrement ou en partie par ces fragments volcaniques, est regroupé sous le terme de roche volcanoclastique. (Fisher, 1966). Gillespie et Styles (1999) proposent que la roche ou les dépôts volcanoclastiques doivent contenir plus de 10 % en volume de débris volcaniques d'origine primaire et secondaire.

Plus précisément, le terme « volcanoclastique » englobe les roches clastiques contenant en totalité ou en partie des fragments volcaniques (issus de processus primaires ou secondaires) et se mettant en place dans tous les environnements physiographiques aussi bien lors d'une éruption terrestre que lors d'une éruption sous-marine ou du remaniement d'un dépôt volcanique terrestre transporté en mer (Fisher, 1966).

2.1. Les dépôts volcanoclastiques primaires

Les dépôts volcanoclastiques primaires regroupent les roches clastiques dont les fragments se sont formés directement par un processus volcanique tel qu'une éruption explosive ou une coulée de lave (White et Houghton, 2006). Les principaux types de dépôts volcanoclastiques primaires sont les dépôts autoclastiques, les dépôts hydroclastiques et les dépôts pyroclastiques.

2.1.1. Les Autoclastites

Les dépôts autoclastiques sont des brèches volcaniques directement liées à la mise en place d'une coulée de lave ou d'un dôme de lave. Ils proviennent de la fragmentation par friction mécanique de la lave ou par expansion des gaz piégés dans la lave (Fisher, 1961). L'un des principaux processus de fragmentation est dû au mouvement de la lave pendant son refroidissement (auto-bréchification) (Figure I-3). Lorsque les coulées de lave se refroidissent, les processus de friction associés à leur progression entraînent la formation de fragments grossiers sous la coulée et à sa surface (brèche basale et brèche de surface, Figure I-3). Des brèches se forment également au front de la coulée. La fragmentation peut aussi être due à des explosions de gaz interne à la coulée ou au dôme. Les gaz piégés dans la lave peuvent continuer leur expansion ce qui fragmente le matériel solide ou partiellement solide qui l'entoure (Figure I-3). D'autres processus, comme l'effondrement d'un dôme de lave ou d'un tube de lave, peuvent également être à l'origine de dépôts autoclastiques (Fisher, 1961).

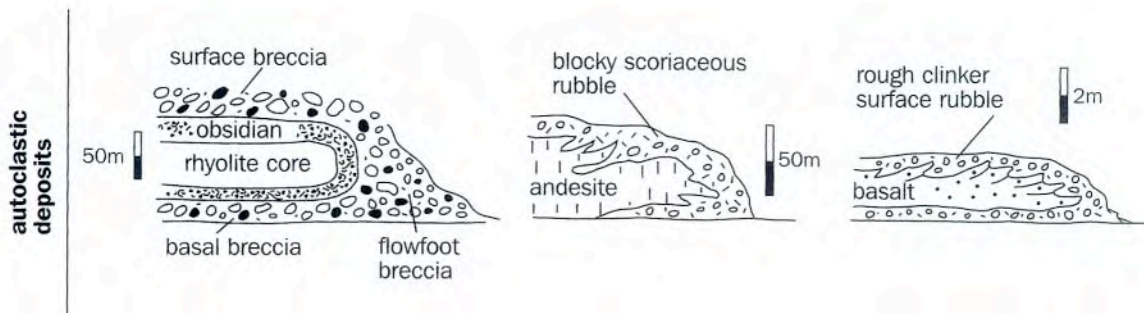


Figure I-3 - Coupe schématique de différentes coulées de lave montrant les types de dépôts autoclastiques (d'après Stow, 2005).

2.1.2. Les dépôts pyroclastiques

Les pyroclastes sont les fragments volcaniques éjectés d'un événement ou d'une fissure à la suite d'une explosion magmatique. Ils peuvent être formés par tous les mécanismes d'éruptions explosives, qu'ils soient magmatiques, phréatomagmatiques ou phréatiques (Stow, 2005). Un pyroclaste n'est pas nécessairement volcanique : il peut s'agir d'un morceau de l'encaissant cristallin métamorphique ou sédimentaire (Fischer et Schmincke, 1994 ; Bourdier et Vincent, 1994). Les pyroclastes peuvent être subdivisés selon différents critères induisant chacun une terminologie particulière. Ces dépôts peuvent notamment être classés selon leur granulométrie (Figure I-4) ou leur origine.

Grade size (mm)	Pyroclastic fragments	
256	Coarse	Blocks and bombs
	Fine	
64	Lapilli	
2	Coarse	Ash
1/16		
1/256		

La classification granulométrique des fragments pyroclastiques servira principalement lors de l'étude stratigraphique définissant les différents faciès de ce dépôt. Cette première classification a été introduite par Fisher (1961, Figure I-4) et se définit comme suit :

- Les blocs et les bombes qui sont des fragments pyroclastiques dont le diamètre est supérieur à 64 mm.
- Les lapilli (lapillus) qui sont des fragments pyroclastiques dont le diamètre est compris entre 2 et 64 mm.
- Les cendres qui sont des fragments pyroclastiques dont le diamètre est inférieur à 2mm.

Figure I-4 - Terminologie et limites granulométriques pour les pyroclastes (modifié d'après Fisher, 1961).

La classification en fonction de l'origine comprend :

- Les composants juvéniles ou magmatiques – créés directement par solidification du magma (laves, ponces, scories, échardes, cristaux...)

- Les composants énallogènes (« accidental ») - non produits par l'éruption, fragments lithiques des dépôts environnants (roches sédimentaires, ignées, métamorphiques) ;
- Les fragments accessoires - fragments lithiques volcaniques consolidés, produits lors d'une éruption antérieure.

Les pyroclastites ou dépôts pyroclastiques sont formés par des accumulations de pyroclastes et sont directement formés par l'activité éruptive. Ces dépôts sont regroupés en trois faciès définis selon le mode de transport et de mise en place. Il y a les dépôts de retombées, de coulées et de déferlantes.

- **Les retombées pyroclastiques (« fall »)** résultent de projections verticales, rythmiques ou soutenue, de particules dans l'atmosphère. Ces particules retombent en pluie selon une trajectoire balistique ou à la suite d'un transport par le vent. Les dépôts drapent de manière homogène les reliefs et les creux topographiques (Figure I-5). Les produits de retombées de panache sont caractérisés par une diminution de l'épaisseur et de la taille de particules à mesure que l'on s'éloigne de l'événement (Figure I-5). La zone proche de l'événement est caractérisée par des bombes et des blocs tandis que les cendres peuvent parcourir plusieurs dizaines de kilomètres. À l'échelle de l'affleurement, un bon tri granulométrique est observé avec généralement un granoclassement normal (Figure I-5) (Stow et al., 1996).

- **Les coulées pyroclastiques (« flow »)** sont des écoulements laminaires, fluidisés, fortement concentrés en particules, de vitesse relativement faible, qui suivent les points bas de la topographie et tendent à être canalisés par les vallées. Elles sont caractérisées par des dépôts épais avec un granoclassement moyen à faible et une répartition irrégulière en fonction des pentes (pas de dépôt sur les pentes fortes) (Fisher et Schmincke, 1994). Trois faciès ont été définis pour caractériser leur dépôt (Figure I-5). Le premier faciès est situé à la base des dépôts et correspond à un niveau de particules fines plus ou moins laminés (Figure I-5). Le deuxième niveau est un niveau épais, souvent pauvre en particules fines et présentant un granoclassement inverse à sa base (Figure I-5). Celui-ci est attribué à des processus de cisaillement contre le substratum lors de la mise en place de l'écoulement (Stow et al., 1996). Il contient également une alternance de niveaux fins et grossiers avec un granoclassement inverse des niveaux de ponces (Fisher et Schmincke, 1994). Le troisième faciès correspond à un fin niveau de cendres issues de la coulée pyroclastique (Figure I-5).

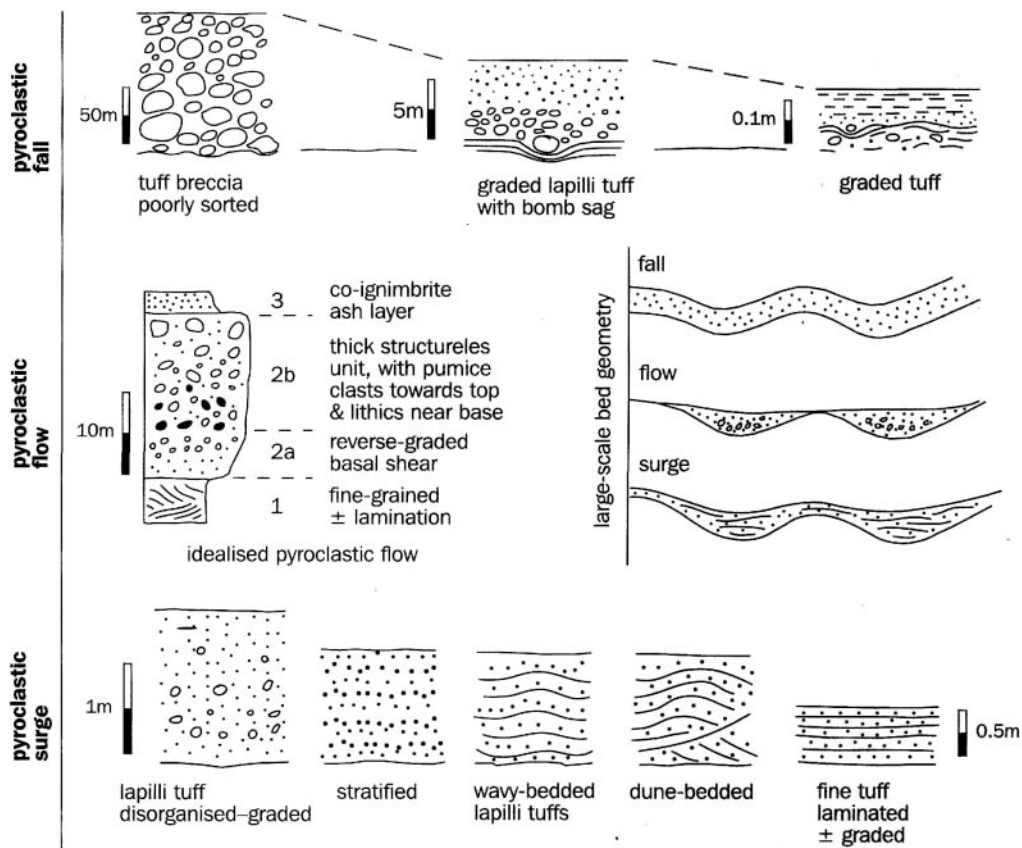


Figure I-5 - Organisation et structures sédimentaires des dépôts pyroclastiques (d'après Stow, 2005).

- **Les déferlantes pyroclastiques (« surge »)** correspondent à des écoulements très riches en gaz avec une faible concentration en particules qui se déplacent le long d'une pente. C'est un écoulement turbulent en expansion, transportant un mélange de gaz et de particules volcaniques. Les dépôts qui lui sont associés sont partiellement influencés par la topographie, avec des accumulations plus importantes dans les vallées que sur les sommets. Une érosion basale des dépôts est possible (Figure I-5). Les dépôts de déferlantes pyroclastiques ont un granoclassement intermédiaire à celui des dépôts de coulées pyroclastiques et des dépôts de retombées. Le plus souvent ce sont des dépôts fins et massifs, pouvant ressembler à des dunes de sables moyens (Figure I-5). Mais parfois, ils présentent des laminations d'épaisseur variable avec des laminations obliques à angle faible ou des structures ondulées (Fisher et Schmincke, 1994) (Figure I-5).

2.1.3. Les dépôts hydroclastiques

Les dépôts hydroclastiques comprennent tous les débris produits lors de l'interaction entre le magma et l'eau que le processus soit explosif ou non (Fisher et Schmincke, 1994). Il existe des hyaloclastites qui sont issues de l'interaction non-explosive de l'eau avec la lave chaude et les hyalotuffs issus de l'interaction explosive de l'eau avec la lave chaude (Honnorez et Kirst, 1975).

Les hyalotuffés

Les hyalotuffés sont des roches pyroclastiques vitreuses résultant d'une explosion phréatique ou phréatomagmatique. Les débris se sont mis en place après avoir été éjectés de la cheminée volcanique (Honnorez et Kirst, 1975). Les processus à l'origine de cette fragmentation sont : 1) les éruptions phréatiques, lorsque les eaux souterraines se vaporisent, 2) les éruptions phréatomagmatiques, lorsque les eaux souterraines ou de surface entrent en contact avec le magma, 3) les explosions sous-marines provenant de l'interaction eau-magma dans des eaux peu profondes ou sous la glace et 4) les explosions littorales lorsque des coulées de lave ou des coulées pyroclastiques à terre entrent en mer (Fisher et Schmincke, 1994).

Les hyaloclastites

Les hyaloclastites sont une variété d'autoclastites qui se forment sous l'eau. Elles sont composées de fragments vitreux, ou anciennement vitreux, formés par la granulation de la lave lors de son contact avec l'eau (Staudigel et Schmincke, 1984 ; Kokelaar, 1986). Les quatre mécanismes principaux à l'origine des hyaloclastites sont : 1) l'effritement de la couche vitreuse recouvrant la lave en coussin, 2) la granulation de la lave par le choc thermique entre la lave en fusion et l'eau, 3) la vésiculation de la lave par l'expansion des gaz et 4) la fragmentation de la lave par explosion de vapeur, l'eau, pénétrant dans les fractures des roches, se vaporise (Batiza et al., 1984 ; Kokelaar, 1986).

2.2. Les dépôts volcanoclastiques secondaires : les dépôts épicastiques

Les dépôts épicastiques sont composés de cristaux et de fragments de cristaux ou de roche qui ont été libérés de n'importe quelle roche préexistante (volcanique ou non) par les agents classiques d'érosion et d'altération (Neuendorf et al., 2005). En domaine volcanique, cette définition est moins claire. En 1960, Fischer considère que les dépôts épicastiques contiennent des fragments produits par tous les processus de fragmentation des roches et qu'ils peuvent être transportés par tous les processus de transport de surface comme les coulées de boue, les glaciers ou l'action des vagues. En 1961, il corrige sa définition (Fisher, 1961) et se rapproche de la définition des dépôts épicastiques en domaine non volcanique (Neuendorf et al., 2005). Il regroupe sous le terme « épicastique » les fragments produits par l'altération et l'érosion de roches préexistantes et transportés par l'eau, l'air ou la glace (Fisher, 1961 ; Schmid, 1981).

Selon cette définition, les dépôts pyroclastiques remaniés n'appartiennent à aucune classe, car selon la définition de Cas et Wright (1987, 1991), le terme pyroclastique est limité aux dépôts produits durant une activité volcanique explosive et transportés par un processus directement lié à cette activité volcanique.

Le terme « épicastique » a été redéfini par certains auteurs afin d'englober tous les faciès de dépôts issus des processus sédimentaires de surface, sans tenir compte de l'origine des dépôts (Stow et al., 1996). Dans ce travail, nous utiliserons la définition des dépôts épicastiques utilisée par Fisher (1961, 1966) et Schmid (1981).

Ainsi, les dépôts épicastiques regroupent les accumulations de fragments issus de l'érosion et de l'altération de produits volcaniques uniquement (Schmid, 1981).

Plusieurs types de processus sont à l'origine de ce remaniement comme le transport par le vent, les rivières, le ruissellement de l'eau de pluie ou leur remobilisation en mer (vagues, marée, processus gravitaires...). Dans certains cas, il s'agit d'évènements de plus grande ampleur comme des avalanches de débris, des coulées de débris ou tout simplement une rivière en crue (Figure I-6). Ces processus entraînent le transport d'importantes quantités de sédiments volcanoclastiques sur les pentes du volcan et, pour les îles volcaniques, jusqu'au domaine marin profond.

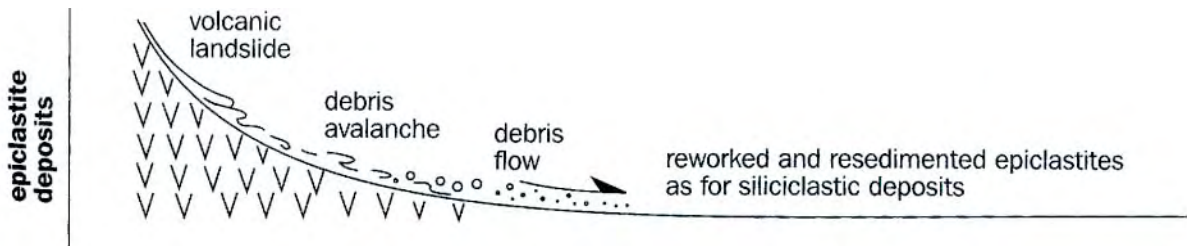


Figure I-6 - Principaux processus à l'origine des dépôts épicastiques (d'après Stow, 2005).

3. Transport et dépôt des éléments volcanoclastiques à terre

Les écoulements d'origine gravitaire sont les principaux processus permettant le transport de grandes quantités de sédiments volcanoclastiques. Ils peuvent être regroupés en quatre types (Smith et Lowe, 1991) en fonction de la quantité d'eau dans l'écoulement (Figure I-7).

Dynamique	Avalanche de débris.	Coulée de débris.	Coulée hyperconcentrée.	Écoulement fluvial.	
Proportion d'eau	0%	20% à 30%	60%	99%	
Type d'écoulement.	Glissement gravitaire à l'état solide.	Écoulement aqueux à l'état pâteux.	Écoulement aqueux dense à l'état visqueux.	Écoulement aqueux turbide à l'état liquide.	Ruisseau faiblement chargé.
Support du sédiment.					
Mode de dépôt.	Dépôt en masse.		Dépôt grain par grain.		
Dépôts.	Jigsaw-cracks.	Zonation, lentilles sableuse.	Stratification, granoclassement inverse/normal, chenaux, expulsion de fluide.	Stratification granoclassements, chenaux, progradations, imbrications.	Stratification, laminations, chenaux, progradations, séquences turbiditiques, ichnofossiles.
Dimension maximum des blocs.	+ de 100 m	+ de 10 m	+ de 1 m	+ de 10 cm	Environ 1 cm

Figure I-7 - Classification et caractéristiques des différents écoulements à l'origine de dépôts volcanoclastiques, (d'après Smith et Lowe, 1991, modifié par Binet, 1998).

- Le premier type d'écoulement correspond aux avalanches de débris. Ce sont des coulées granulaires pauvres en eau (Figure I-7).

- Le deuxième type correspond aux coulées de débris. C'est un mélange de débris et d'eau (jusqu'à 30 % - Figure I-7). Le transport des particules n'est plus uniquement dû à la collision entre les grains mais également à la présence d'eau (Figure I-7).

- Le troisième type correspond aux coulées hyperconcentrées. Il s'agit d'un écoulement dont la teneur en eau peut dépasser la teneur en particules, avec des proportions d'eau comprises entre 30 et 60% (Figure I-7). La collision entre les grains n'est plus le processus dominant de support des particules.

- Le quatrième type correspond aux écoulements fluviaux qui sont des écoulements turbulents contenant plus de 60% d'eau (Figure I-7).

Ces différents processus gravitaires peuvent se produire pendant ou après l'éruption. L'eau, présente dans ces derniers, provient des précipitations ou de la remobilisation d'eau pendant l'éruption par la fonte des neiges ou la vidange d'un lac de cratère.

3.1. Avalanches de débris (« debris avalanche »)

Les avalanches de débris résultent du détachement soudain et rapide d'une partie importante d'un volcan, mobilisée par l'action de la gravité le long d'un plan de cisaillement basal (Ui, 1983 ; Siebert, 1984).

Le déclenchement de ces processus est encore mal connu, il s'agit de processus lent pouvant être associé à l'injection répétée de lave (Moore et al., 1989).

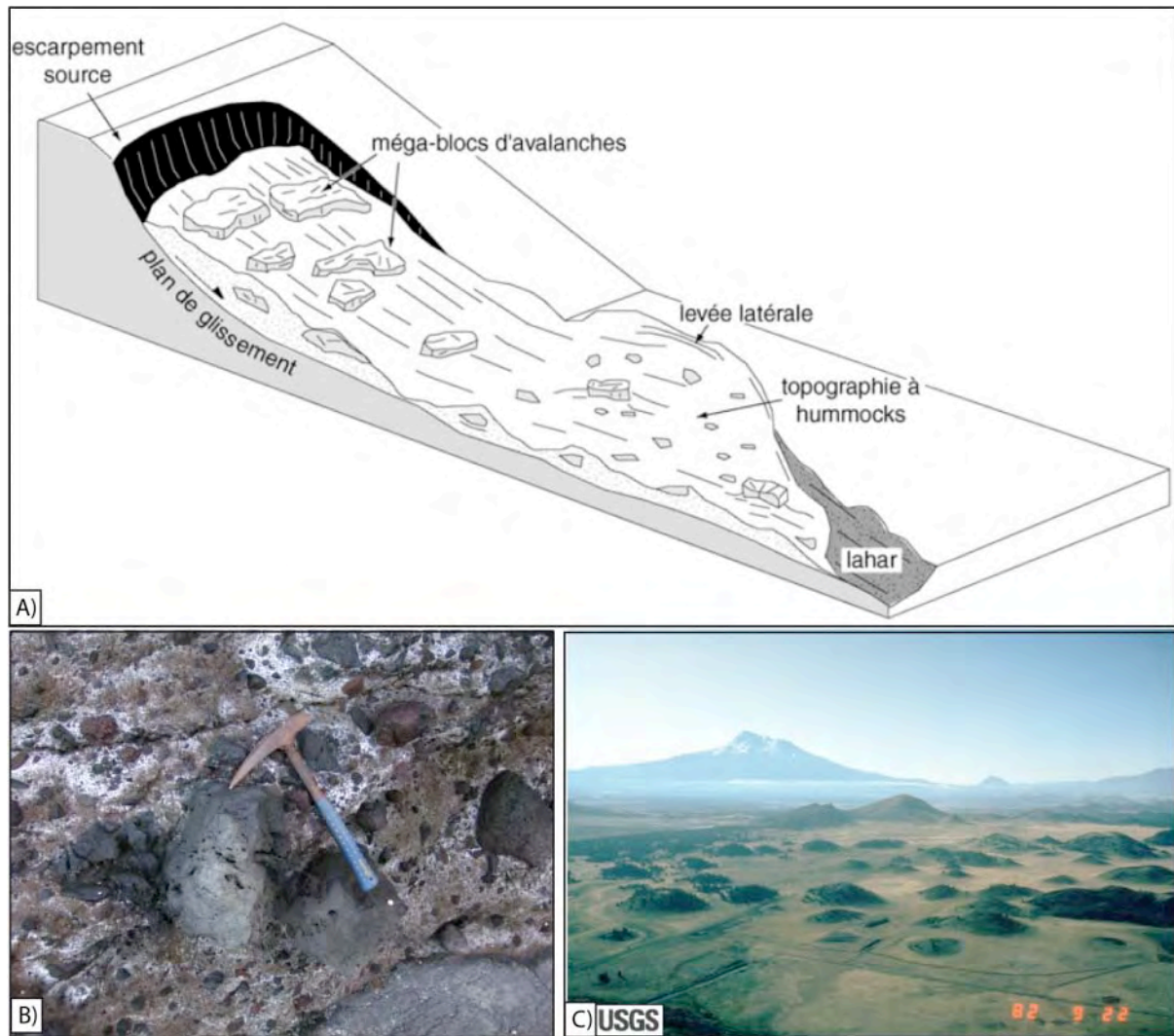
D'autres processus peuvent également intervenir à l'exemple d'une couche de faible contrainte (roches altérées ou hyaloclastites) qui faciliterait les glissements à l'origine des avalanches de débris (Oehler et al., 2005 ; Lopez et Williams, 1993). L'intrusion de dykes est également un facteur déclenchant des avalanches de débris (Iverson, 1995 ; Famin et Michon, 2010).

Ces différents mécanismes vont permettre la formation d'un écoulement pauvre en eau dont le déplacement se fait par fluidisation interne, par friction entre les particules. La masse détachée se déplace comme un large bloc cohérent. L'eau contenue dans l'avalanche est située dans les pores et se déplace donc avec les débris solides sans intervenir dans le support des particules. La distance maximale de transport d'une avalanche de débris (L) est liée à sa hauteur de chute (H) et au volume de débris concerné (U_i , 1983). Les avalanches de débris peuvent parcourir plusieurs dizaines de kilomètres. L'avalanche de débris associée à l'effondrement du mont Shasta, il y a 300 000 ans, s'étend jusqu'à 43 km de distance du volcan (Crandell et al., 1984). Les avalanches de débris associées aux volcans quaternaires japonais ont parcouru des distances comprises entre 1,6 et 32 km (U_i , 1986). Dans le cas d'îles océaniques, ces avalanches de débris se propagent à plus de 100 km de leur point d'origine pour Hawaii ou les Canaries (Moore et al., 1989 ; Masson et al., 2002), 80 km des côtes pour La Réunion (Oehler et al., 2005, Oehler et al., 2008, Le Friant et al., 2011) et entre 4 et 120 km des côtes dans les Antilles (Deplus et al., 2001 ; Boudon et al., 2007).

Les dépôts associés à ces écoulements sont un mélange de débris bréchiques mal triés caractérisés par deux composantes: les blocs et la matrice (Figure I-8, A). Les blocs sont des fragments de roches provenant du volcan avec des tailles allant du mètre à la dizaine de mètres en domaine continental et plusieurs kilomètres en domaine océanique, ils sont appelés des méga-blocs (U_i , 1983). La matrice est un mélange de petits fragments issus du volcan, du sol érodé par l'avalanche lors de son avancée et de la désagrégation progressive des blocs.

Pendant le glissement, les blocs peuvent se dilater et se fragmenter, mais les morceaux ne seront que faiblement dispersés à cause de l'absence d'eau dans l'écoulement. Dans les dépôts, cela se traduit par la présence de structures en « puzzle » (jigsaw). Ce sont des blocs fracturés et déformés mais ayant conservé une partie de leurs textures et de leurs structures primaires (U_i , 1983 ; Siebert, 1984) (Figure I-8, B). En s'éloignant de la zone de glissement la taille des blocs diminue et la proportion de matrice augmente. L'épaisseur de ces dépôts varie entre 50 et 500 m selon le contexte. Pour l'avalanche de débris associée au Mont Shasta, l'épaisseur moyenne est de 50 m (Crandell et al., 1984), tandis que pour des îles océaniques comme Hawaii, La Réunion les Canaries ou les Antilles, elles ont des épaisseurs pouvant dépasser 200 m (Urgeles et al., 1999 ; Oehler, 2005 ; Moore et al., 1989 ; Deplus et al., 2001).

D'un point de vue morphologique, ces dépôts sont caractérisés par une surface chaotique (à hummocks) avec de nombreuses collines séparées par des dépressions et par la présence de rides longitudinales et transverses (Siebert, 1984 ; U_i et al., 2000) (Figure I-8, A et C).



3.2. Les coulées de débris (« debris flow »)

Les coulées de débris sont des écoulements chargés en sédiments volcanoclastiques mal triés et saturés en eau. Ils se mettent en place sur les pentes du volcan sous l'action de la gravité. Ces coulées peuvent être liées à des processus éruptifs, comme l'incorporation de neige par une coulée pyroclastique ou une éruption sous la glace ou dans un cours d'eau, ou par un processus non éruptif, comme la mobilisation d'un glissement lié à de fortes précipitations (Pierson et al., 1990 ; Iverson et al., 1997 ; Lavigne et Thouret, 2000). Ces écoulements peuvent également être générés par un effondrement d'un flanc ou d'une partie d'un volcan lors d'un tremblement de terre ou par la présence d'un niveau de roches altérés (Vallance, 2000 ; Scott et al., 2001), comme dans le cas des avalanches de débris. Ainsi, selon le mode d'alimentation, deux types de coulées de débris sont identifiables (Lowe, 1979):

- Les coulées de débris cohésives contenant une forte proportion d'argile (2 à 5 % par volume), appelées aussi coulées de boue (« mudflow »). Elles sont généralement initiées par un effondrement d'une partie d'un volcan ou la mobilisation d'un dépôt de glissement par la présence d'un niveau de roches altérées (Vallance et Scott, 1997 ; Reid et al., 2001).

- Les coulées de débris non cohésives ne contenant pas ou peu d'argile. Elles sont généralement formées par la mobilisation de dépôts pyroclastiques ou autoclastiques, peu de temps après l'éruption, par de fortes précipitations ou par la rupture d'un lac (Scott et al., 2001). Les coulées de débris du domaine volcanique font majoritairement partie de ce groupe contenant de faibles proportions d'argile (Smith, 1986).

L'écoulement ainsi généré contient une proportion d'eau généralement comprise entre 20 et 30 % (Figure I-7). Le transport des particules se fait grâce à la collision et à la friction entre les grains ainsi que par la force de flottabilité de la matrice boueuse (Hampton, 1979 ; Lowe, 1979 ; Smith, 1986). Dans le cas d'un écoulement cohésif, c'est la force de flottabilité qui prédomine, tandis que dans le cas d'un écoulement non cohésif, c'est la collision et la friction entre les grains qui est la plus importante (Lowe, 1979 ; Smith, 1986 ; Scott et al., 1995). Ces différentes coulées peuvent parcourir des distances de l'ordre de la centaine de kilomètres (Smith et Lowe, 1991 ; Janda, et al., 1981 ; Scott et al., 2001).



Figure I-9 - Photographie montrant un dépôt de coulée de débris de l'éruption de 1877 du volcan Cotopaxi (Equateur) (d'après Fisher et Schmincke, 1994). Ce sont des dépôts massifs sans stratification ni tri granulométrique.

Les dépôts de coulées de débris ont les caractéristiques des dépôts en masse avec un tri granulométrique faible ou absent, une stratification interne légère et la présence d'un faciès à blocs et

d'un faciès de matrice (Smith, 1986 ; Vallance, 2000) (Figure I-9). Ces dépôts sont généralement caractérisés par un granoclassement normal, dans certains cas un granoclassement inverse est visible dans la partie basale des dépôts. Il est associé à la pression de dispersion (liée aux collisions entre particules) et se limite aux écoulements avec une faible proportion d'argile (Smith, 1986). Ces dépôts ont une faible épaisseur, de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres (Smith et Lowe, 1991 ; Janda, et al., 1981 ; Vallance, 2000).

Contrairement aux avalanches de débris, la présence d'eau dans ces écoulements empêche la fracturation des blocs. La matrice boueuse, sera souvent vésiculée, due au piégeage de bulles d'air par l'écoulement, et les blocs seront plus ou moins anguleux (Figure I-9). Les coulées de débris se différencient des avalanches de débris par leur plus grande teneur en eau et par l'action de l'eau dans le transport des particules (Smith et Lowe, 1991).

3.3. Les écoulements hyperconcentrés (« hyperconcentrated flows »)

Les écoulements hyperconcentrés correspondent à des écoulements aqueux (30 et 60 % d'eau, Figure I-7), denses, contenant une forte charge sédimentaire. Ils sont générés par des inondations fortement érosives (Lirer et al., 2001), des tempêtes (Paguican et al., 2009) ou par la dilution d'une coulée de débris, par perte de matériel ou incorporation d'eau (Pierson et Scott, 1985, Graettinger et al., 2010). Ces écoulements sont faiblement turbulents car la forte teneur en sédiment de l'écoulement amortit la turbulence (Smith, 1986). Le support des particules provient principalement de la collision entre les grains et de la force de flottabilité de l'écoulement (Figure I-7) (Smith, 1986 ; Smith et Lowe, 1991). Les sables et les graviers fins sont maintenus en suspension tandis que les éléments les plus grossiers (> 1 m) sont charriés sur le fond par traction (Pierson et Scott, 1985 ; Dumaisnil et al., 2010 ; Pierson, 2005).



Figure I-10 - A) Écoulement hyperconcentré dû aux fortes précipitations (Régime de crue). B) dépôts issus d'écoulements hyperconcentrés riches en galets (Rivière Saint-Étienne, La Réunion). Plusieurs unités avec granoclassement normal (allant des galets aux argiles) se superposent.

Les dépôts issus de ces écoulements hyperconcentrés sont massifs ou montrent parfois une stratification grossière avec un granoclassement normal (Figure I-10). Ils varient de quelques

centimètres à quelques mètres d'épaisseur (Vallance, 2000). Les dépôts sont très variables selon la taille des éléments transportés. Les dépôts riches en galets présentent un granoclassement normal allant des galets aux argiles (Figure I-10, B). La stratification est mieux développée dans la partie supérieure des dépôts, où les débris sont plus fins (Smith, 1986). Les dépôts sableux sont formés par une alternance de lits plus ou moins bien triés de sable fin et de sable grossier (Smith, 1986).

En contexte volcanique, et en particulier quand la charge sédimentaire est dominée par des cendres volcaniques (constituant la partie minérale de la boue), les écoulements hyperconcentrés et les coulées de débris sont souvent regroupés sous le terme de lahar. Le lahar est un terme indonésien qui a été défini comme : « un terme général regroupant des écoulements rapides constitués d'un mélange de fragments de roches et d'eau qui se met en place en domaine volcanique » (Smith et Fritz, 1989). Ce terme décrit un processus et non les dépôts associés à ce processus. Les lahars englobent l'ensemble des processus allant des coulées de débris aux écoulements hyperconcentrés (Smith et Fritz, 1989 ; Smith et Lowe, 1991).

3.4. Les écoulements fluviatiles (« stream flows »)

Les écoulements fluviatiles sont des écoulements faiblement chargés en sédiment dont la proportion d'eau est de l'ordre de 60 à 99 % (Figure I-7). Ils sont alimentés en eau directement par les précipitations, les eaux de ruissellement ou par les eaux d'infiltration et les eaux souterraines (Freeze, 1974). La charge solide provient de l'érosion des milieux environnants par le cours d'eau et par les eaux de ruissellement. Ce sont des écoulements turbulents dont le transport des sédiments se fait par suspension ou par charriage sur le fond (Freeze, 1974 ; Smith, 1986). La plupart du temps, ces écoulements sont concentrés dans des chenaux dont la morphologie évolue le long du cours d'eau. Il existe un grand nombre de classifications principalement basées sur 1) la sinuosité, 2) la présence ou l'absence de bancs sableux dans le chenal et 3) le nombre de ramification du chenal, 4) la nature de la charge sédimentaire (Figure I-11) (Leopold et Wolman, 1957 ; Schumm, 1985 ; Rosgen, 1994 ; van den Berg, 1995 ; Alabyan et Chalov, 1997 ; Eaton et al., 2010).

La forme la plus simple est la rivière rectiligne sans banc sableux (« straight channels»), mais ces chenaux sont relativement rares dans la nature (Leopold et Wolman, 1957). Elles transportent des particules fines et contiennent une très faible quantité de sable et de gravier (Schumm, 1985) (Figure I-11). Le transport des particules se fait principalement par suspension.

Lorsque la charge sédimentaire est plus sableuse, la rivière devient sinueuse (Figure I-11). Une rivière est considérée comme sinueuse lorsque le rapport entre la longueur du talweg et la longueur de la vallée est supérieure à 1,5 (Leopold et Wolman, 1957). Dans ces rivières, l'écoulement n'est pas homogène. Dans la partie convexe des virages, l'écoulement a une forte vélocité et est très turbulent, tandis que, dans la partie concave des virages, les flux sont lents, presque laminaires.

S'il y a érosion des bords dans les courbes convexes du chenal avec sédimentation dans la courbe concave, avec formation de bancs sableux (Figure I-11), il s'agit de rivière à méandres. Ces rivières

ont une charge sédimentaire mixte avec une proportion variable de particules fines et de particules grossières (sables et graviers) (Schumm, 1985). Les particules grossières sont déposées dans la partie la plus profonde du cours d'eau, au niveau de la bordure externe du méandre, là où l'écoulement est le plus rapide. Dans la partie interne du méandre, l'écoulement est plus lent, les particules déposées sont fines, il y a formation de stratifications entrecroisées.

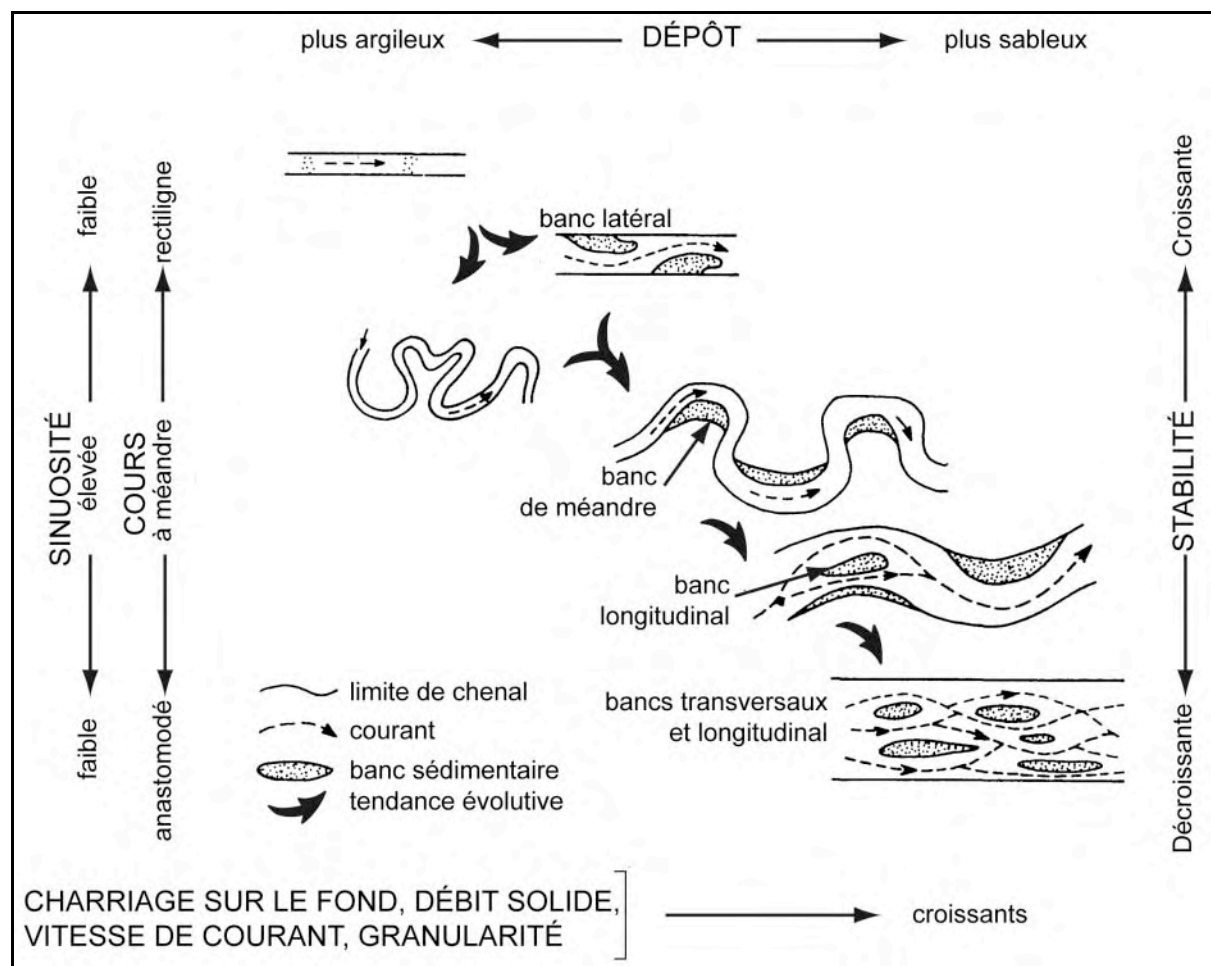


Figure I-11 - Classification des différents types de chenaux fluviaux en fonction de leur charge sédimentaire de leur sinuosité et de leur stabilité (d'après Schumm, 1985).

Lorsque la charge sédimentaire devient grossière avec une forte proportion de graviers et de sables grossiers à fins, il y a formation d'une rivière en tresse (Figure I-11). Elles sont constituées d'un large chenal contenant des barres ou des îles sableuses (Leopold et Wolman, 1957 ; Brice et al., 1978) (Figure I-11). Les îles sont des structures permanentes végétalisées tandis que les bancs sont des structures composées de sables et de graviers, qui sont recouvertes lors d'inondation (Schumm, 1985). La largeur des barres ou des îles est inférieure à trois fois la largeur de l'écoulement (Brice et al., 1978). Ces rivières ont un écoulement rapide et le transport des particules se fait principalement par roulement et saltation sur le fond (Nichols, 2009). Elles sont différentes des rivières anastomosées (« anastomosing channels » ou « anabranching channels ») qui sont composées par deux chenaux ou plus, séparés par des zones d'inondation (Makaske, 2001). Ces zones sont recouvertes de végétation ce qui stabilise les flancs du chenal et empêche leur migration (Smith et Smith, 1980). Les chenaux sont

séparés par des îles dont la largeur est supérieure à trois fois la largeur de l'écoulement (Brice et al., 1978) (Figure I-11).

3.5. Transformation des écoulements

Au cours de leur avancée, ces différents écoulements peuvent connaître de nombreuses transformations, présentées dans la Figure I-12. L'activité à l'origine de l'écoulement peut être éruptive ou non-éruptive, le passage progressif d'une avalanche de débris à une coulée de débris, jusqu'à un écoulement hyperconcentré se fait par incorporation d'eau de pluie ou de rivière ou par l'incorporation de neige ou de glace par l'écoulement (Figure I-12). Ceci s'observe notamment pour les lahars (Palmer et al., 1991; Capra et al., 2004 ; Pierson et Scott, 1985) avec le passage d'une coulée de débris à un écoulement hyperconcentré. Lors de l'éruption du Mont Saint Helens en 1980, une coulée de débris a rencontré la rivière de « North Fork Toutle ». Elle s'est transformée en écoulement hyperconcentré par dilution (Pierson et Scott, 1985).

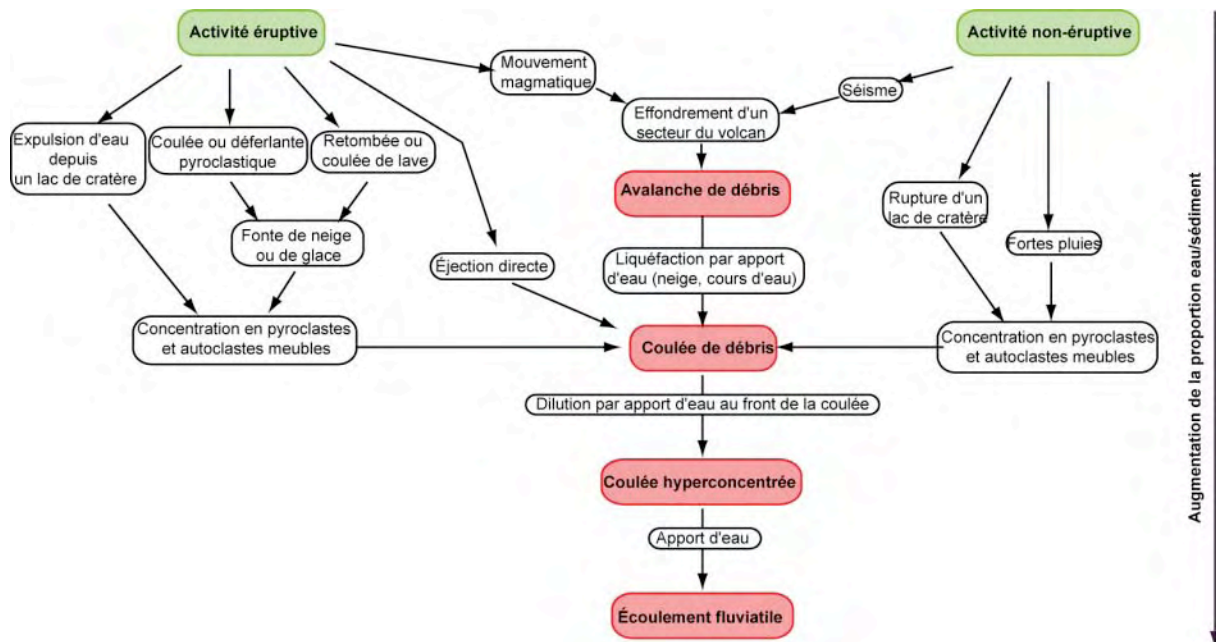


Figure I-12 - Diagramme schématisant la relation entre les phénomènes volcaniques et la formation des avalanches de débris, des coulées de débris, des écoulements hyperconcentrés et des écoulements fluviatiles, (modifié d'après Smith et Lowe, 1991).

L'écoulement peut également incorporer du matériel, comme des particules fines, ce qui modifie la cohésion de l'écoulement et donc son comportement (vitesse et extension) (Smith et Lowe, 1991; Pierson, 1995). Par exemple, lors d'une montée en crue, si la rivière incorpore beaucoup de débris et de sédiments, il y aura formation d'un écoulement hyperconcentré.

Ces modifications n'affectent pas nécessairement l'écoulement dans son ensemble et peuvent n'impliquer qu'une partie de celui-ci (Palmer et al., 1991). Ainsi, les dépôts observés ne caractériseront que le processus de transport avant le dépôt et non le processus de transport dominant.

4. Transport des éléments volcanoclastiques en mer

Le transport des sédiments volcanoclastiques en mer peut être dû à trois processus principaux qui sont : (1) la génération des écoulements en domaine sous-marin (Figure I-13 A), (2) la continuité directe des écoulements aériens en mer (écoulements pyroclastiques, avalanches de débris..., Figure I-13 B), et (3) le transfert en mer des sédiments via le réseau hydrographique (Figure I-13 C).

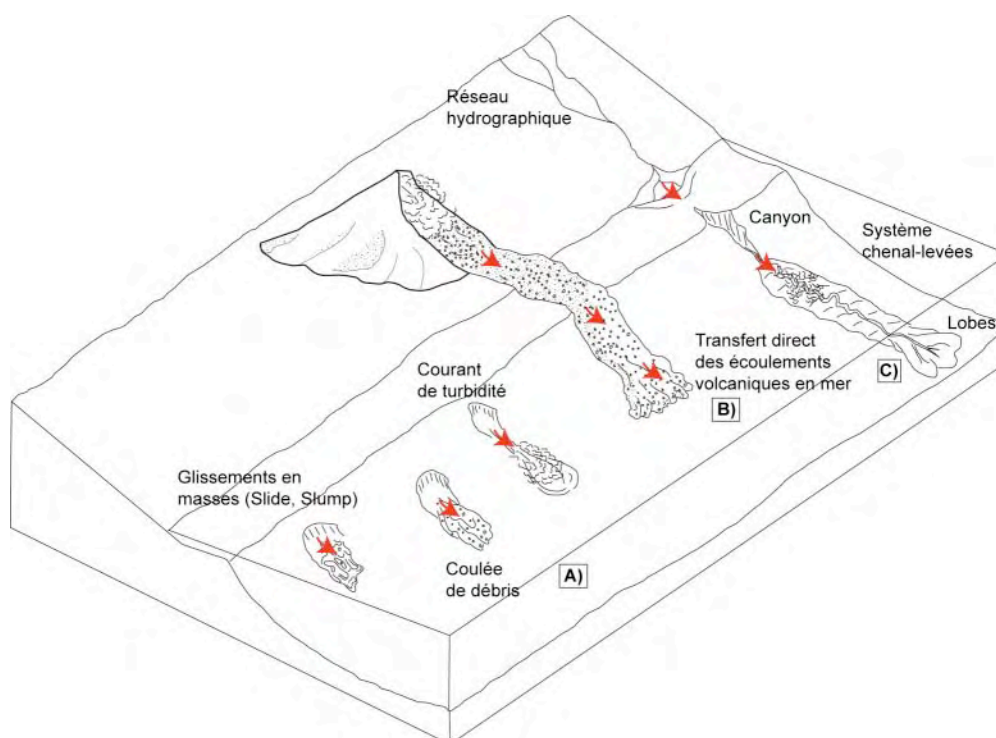


Figure I-13 - Principaux processus de transfert des sédiments volcanoclastiques dans le domaine profond (modifié d'après Babonneau, 2002). A) Génération des écoulements directement en domaine sous-marin, B) Continuité directement en mer des écoulements formés à terre, C) Transfert en mer des sédiments par le réseau hydrographique terrestre.

Ces processus gravitaires sous-marins sont définis comme étant l'ensemble des processus capables de transporter des sédiments sous l'action principale de la gravité, depuis les plateaux jusqu'aux plaines abyssales (Middleton et Hampton, 1973). Dans un premier temps, les sédiments sont transportés du domaine terrestre au domaine marin par les rivières ou par l'activité volcanique. Ces sédiments, associés à ceux du plateau (transportés par l'érosion, par les courants océaniques ou par la houle), ainsi qu'aux sédiments hémipélagiques, forment une accumulation sédimentaire au sommet de la pente. Lors de leur déstabilisation de ces sédiments, des glissements sont générés permettant le transport des sédiments sur la plaine abyssale jusqu'à plusieurs centaines de kilomètres de la zone source (Figure I-13 A).

4.1. Transfert sédimentaire terre-mer

4.1.1. Transfert par le réseau fluvial

Le premier transfert de sédiment du domaine aérien au domaine marin se fait par les rivières. À son débouché en mer, le fleuve dépose des sédiments grossiers qui sont ensuite redistribués par les processus côtiers (houle, marées, courant). Lorsque le fleuve apporte des sédiments plus rapidement qu'ils ne sont remaniés par les processus marins, il y a formation d'un delta. Il existe plusieurs types de deltas classés en fonction de l'importance des apports fluviaux et des processus de remaniement marin (Figure I-14) (Wright, 1977).

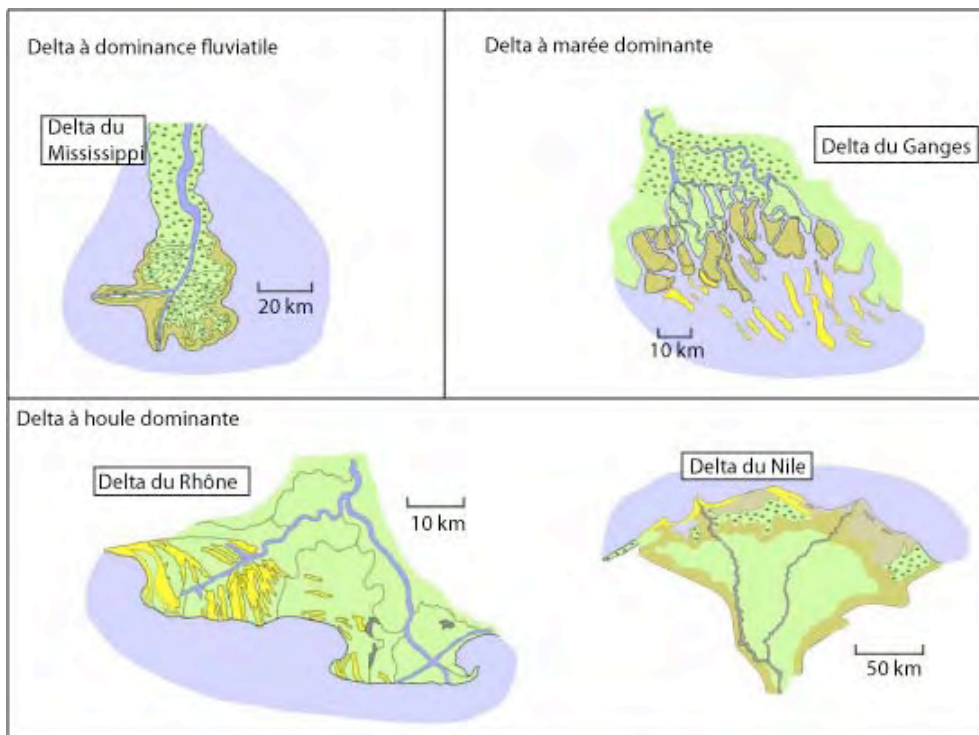


Figure I-14 - Exemple des trois principaux types de delta (d'après Nichols, 2009).

- Lorsque que les courants des rivières rejoignent le domaine marin pour déposer des sédiments au-delà du rivage, il y a formation d'un delta à dominance fluviale (Wright, 1977) comme le delta du Mississippi (Figure I-14). La forme de ces deltas est contrôlée par les apports fluviaux. Le courant unidirectionnel à l'embouchure de la rivière continue en mer et forme un chenal et des levées sous-marines. Les apports de sédiments de la rivière permettent la construction des levées au-dessus du niveau marin formant des avancées de terre sur la mer (Figure I-14) (Wright, 1977).

- Lorsque l'influence de la houle sur la sédimentation est importante, il y a formation d'un delta à houle dominante (Wright, 1977) comme le delta du Rhône ou du Nil (Figure I-14) ou le delta de la rivière Saint-Étienne (La Réunion). La progradation du chenal vers le large est limitée, les levées ne se forme pas car les apports sédimentaires du fleuve sont remaniés par les vagues juste après leur dépôt. Ainsi toute obliquité entre la direction du vent et la bordure du delta provoque une migration

latérale des sédiments. Les vagues érodent le matériel le long des côtes et forment des plages et des barres d'embouchures parallèles à la ligne de côte (Figure I-14) (Wright, 1977).

- Lorsque l'influence de la marée sur la sédimentation est importante, il y a formation d'un delta à marée dominante comme le delta du Ganges (Figure I-14). La partie supérieure du chenal sous-marin est influencée par les marées avec notamment un arrêt de l'apport fluvial pendant les marées hautes. Les courants de marée remanient le sédiment à l'embouchure de la rivière et forme des barres sédimentaires perpendiculaires à la ligne de côte (Figure I-14) (Wright, 1977).

Dans certains cas, il y a formation d'un estuaire. C'est une portion de vallée fluviale en mer qui est inondée par l'eau de mer en période de haut niveau marin. Dans cette zone, les effets du domaine marin sont dominants et il y a un mélange entre l'eau douce et l'eau de mer. Les apports sédimentaires proviennent à la fois du fleuve et de la mer. Ils peuvent être transportés par le fleuve, la houle et les marées. La différence entre un estuaire et un delta est que la sédimentation dans un estuaire est limitée à la vallée ennoyée, tandis que dans un delta, les sédiments progradent au large (Nichols, 2009).

4.1.2. Transfert direct

Le transfert des sédiments volcanoclastiques au domaine marin peut se réaliser par la continuité directe des écoulements présentés au chapitre 3 en mer. Dans cette partie, nous ne présenterons que la continuité directe des processus typiques du domaine volcanique tel que les avalanches de débris et les écoulements volcanoclastiques primaires (coulées pyroclastique). Les autres écoulements, plus communs au domaine sous-marin, seront traités dans le paragraphe suivant.

Les écoulements produits directement par les éruptions peuvent alimenter le domaine profond en matériel volcanoclastique comme c'est le cas des coulées pyroclastiques. Contrairement au domaine aérien, les coulées pyroclastiques en domaine sous-marin se transforment rapidement en écoulement de densité aqueux. En raison du faible rythme de décantation des particules dans l'eau, les dépôts sous-marins présentent un meilleur granoclassement et une plus grande proportion de verre volcanique que les dépôts aériens (Stix, 1991). Lorsque l'écoulement est généré à terre et qu'il est dense et non turbulent, celui-ci garde son intégrité en passant au domaine sous-marin et parcourt plusieurs kilomètres. S'il est plus turbulent, il y a un mélange avec le fluide ambiant et transformation de l'écoulement en écoulement de densité aqueux (Stow et al., 1996). L'écoulement peut également être formé en mer, la transformation en écoulement plus dilué se produit après que l'écoulement est parcouru une distance de 5 km depuis sa source (Stow et al., 1996). Les dépôts proximaux sont massifs et non granoclassés. En s'éloignant de la source, ceux-ci présentent une base grossière avec des sédiments de surface fins et lités.

Lors de l'effondrement du dôme du volcan de la Soufrière (Montserrat) du 12-13 juillet 2003, un volume 210 millions de m³ de matériel pyroclastique est entré dans l'océan (Trofimovs et al., 2008). Lors de son entrée dans l'océan, la coulée pyroclastique a absorbé beaucoup d'eau avant de se déposer. Trois zones caractérisées par une sédimentation différente ont été identifiées (Figure I-15).

La zone la plus proche des côtes est caractérisée par des sédiments grossiers qui forment un lobe de dépôt avec un faible granoclassement. Ces sédiments ont une morphologie similaire aux dépôts observés à terre, mais ils contiennent moins de particules fines (Trofimovs et al., 2008). Les dépôts situés juste après le lobe de sédiments grossiers sont composés majoritairement de sable massif avec quelques graviers et silts. La troisième zone, la plus distale, est composée de sédiments fins déposés par des courants de densité, tel que des courants de turbidité. Ces dépôts sont bien triés et présentent des laminations planes et parfois entrecroisées (Trofimovs et al., 2008).

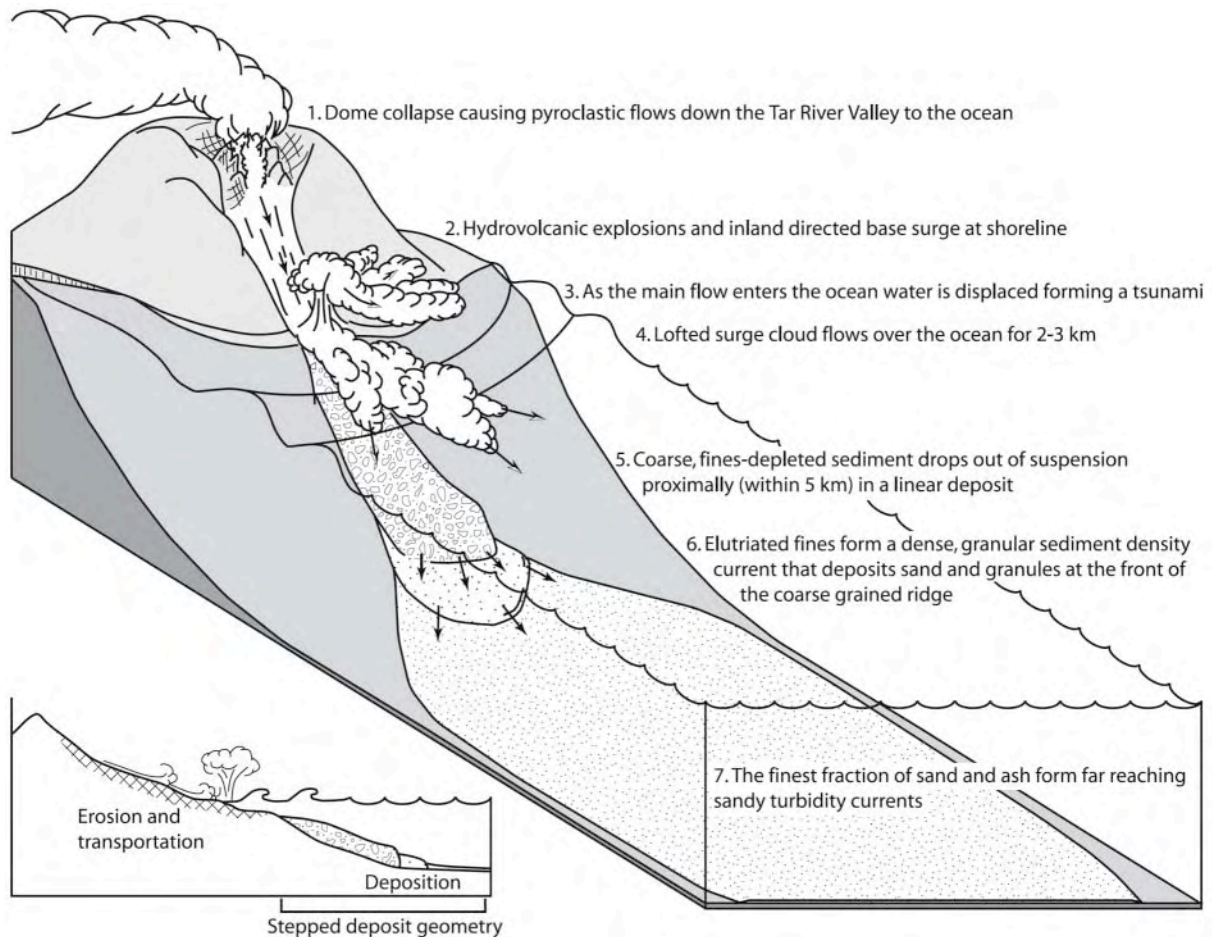


Figure I-15 - Reconstruction du transfert en mer des dépôts pyroclastiques associés à l'effondrement du dôme de la Soufrière le 12-13 juillet 2003 (d'après Trofimovs et al., 2008)

Les avalanches de débris sont également des écoulements qui sont généralement formés à terre et qui se poursuivent directement en mer comme c'est le cas aux Canaries (Mitchell et al., 2002). Les dépôts d'avalanches de débris sont largement dominants sur les pentes sous-marines des îles océaniques (Deplus et al., 2001). Néanmoins, en terme de sédiment total transporté dans le domaine sous-marin, ils sont de moindre importance en comparaison aux autres écoulements (coulées de débris, courants de turbidité...) (Masson et al., 2006). Ces écoulements se forment préférentiellement sur de fortes pentes. Aux Canaries, leur origine est principalement aérienne, tandis qu'à Hawaï, ils se forment en mer car les pentes aériennes des volcans Hawaïens sont faibles (de l'ordre de 3 à 6 ° pour le Moana Loa contre 11 à 16 ° pour les pentes aériennes des îles Canaries) (Mitchell et al., 2003). Ainsi, les

avalanches de débris des îles d'Hawaii comportent des blocs importants car ils n'ont pas été désintégrés lors de leur transport. Pour que les blocs soient désintégrés en domaine sous-marin, il faudrait que l'eau s'infilte rapidement dans les fractures des blocs, sinon la fracturation est empêchée par la pression de l'eau ambiante. En domaine aérien, la fracturation des blocs est uniquement limitée par la pression atmosphérique.

Sur les données de bathymétrie (Figure I-16), la morphologie des dépôts d'avalanche de débris sous-marines présentent une surface à hummock comme observée dans le domaine terrestre, sur les données d'imagerie acoustique. Ils sont caractérisés par un faciès tacheté (Figure I-16). Ces dépôts sont souvent situés dans le prolongement d'une structure en fer à cheval identifiée à terre et correspondant à la zone d'effondrement à l'origine de l'écoulement.

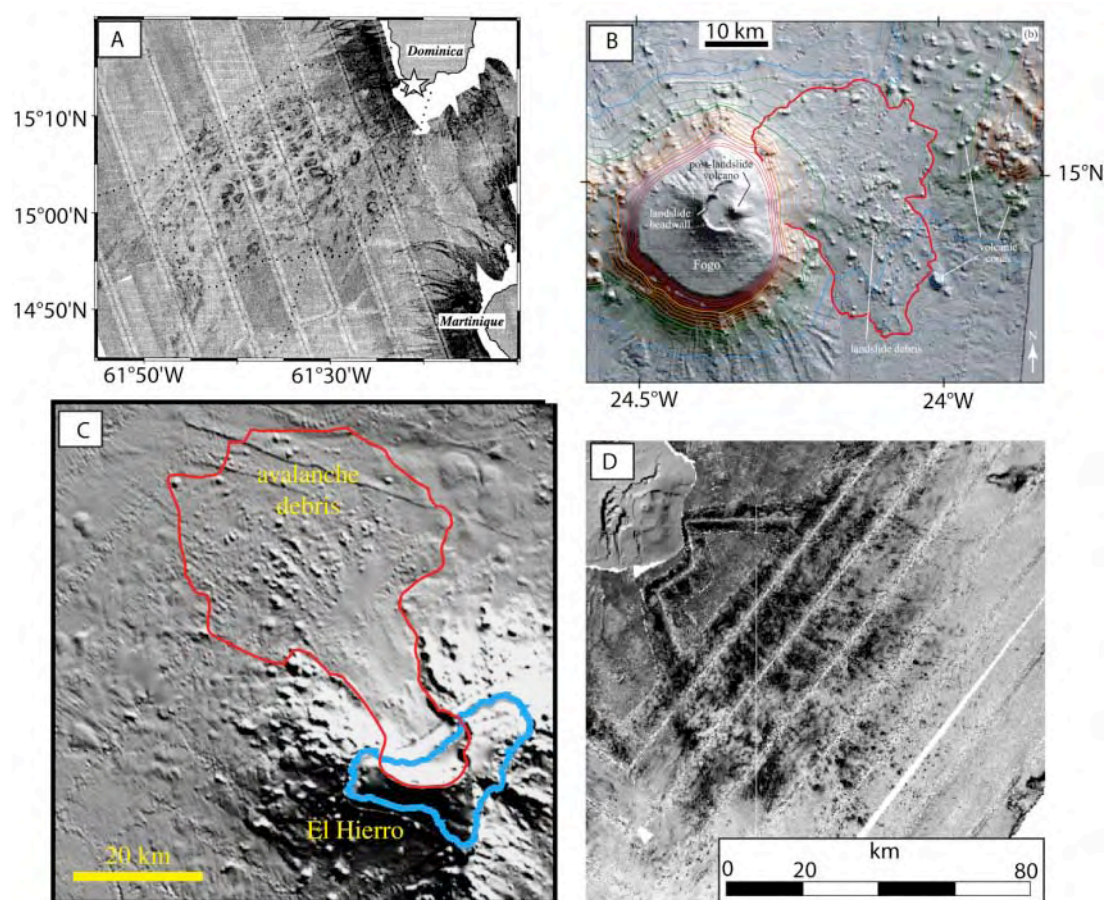


Figure I-16 - A) Imagerie acoustique de dépôts d'avalanche de débris au large de la Dominique. Leur topographie à hummock est caractérisée par un faciès moucheté (d'après Deplus et al., 2001). B) Carte bathymétrique de l'île de Fogo (Cap Vert) montrant l'extension des dépôts d'avalanche de débris (d'après Masson et al., 2008). Les courbes de niveau sont espacées de 200m (la courbe épaisse bleue représente 3000 m, la verte 2000 m et la orange 1000 m) C) Carte bathymétrique de l'île de El Hierro (Canaries) montrant l'extension des dépôts d'avalanche de débris (d'après Masson et al., 2006). D) Imagerie acoustique de dépôts d'avalanche de débris au large du Piton de la Fournaise. Leur topographie à hummock est caractérisée par un faciès moucheté.

Aux Canaries, l'avalanche de débris El Golfo a été générée à terre, au niveau du flanc ouest de l'île El Hiero, et s'est prolongé en mer. Elle serait à l'origine du dépôt de 150 km³ de sédiment en bas de la pente (Figure I-16 C). Au large d'Hawaï, certaines avalanches de débris peuvent atteindre plus de 200 km de long et 5000 km³ de volume (Moore et al., 1989).

4.2. Les glissements en masse sous-marins

Les glissements en masse correspondent au déplacement de volumes sédimentaires homogènes le long de surfaces de cisaillement. Le transport s'effectue uniquement sous l'effet de la gravité regroupant deux processus majeurs : le fluage (ou creeping) et les glissements soit translationnels (slide) soit rotationnels (slump).

- **Le fluage (ou creeping)** est une déformation du matériel sous une charge constante. C'est un mouvement lent qui peut durer de quelques heures à plusieurs milliers d'années (Stow et al., 1996).

- **Les glissements** se forment en réponse à une instabilité gravitaire de la pile sédimentaire. Lorsque des sédiments sont déposés sur une pente, même faible, ils sont instables. Lors d'un évènement brutal comme un tremblement de terre, une intrusion magmatique ou un apport brutal de sédiment supplémentaire, il peut y avoir une rupture dans l'empilement sédimentaire et formation d'un glissement translationnel (slide) ou rotationnel (slump). Ces processus sont caractérisés par un déplacement limité dans l'espace. Les slides (ou glissement translationnel) sont des mouvements en masse de sédiments non consolidés le long d'un plan de cisaillement dit translationnel. Le bloc de sédiment déplacé conserve ses structures d'origine car la majeure partie du cisaillement se situe au niveau de la surface de glissement. Les dépôts sont caractérisés par des blocs de sédiment isolés. Les glissements rotationnels (« slumps ») sont des mouvements en masse de sédiments non consolidés le long d'un plan de cisaillement dit rotationnel. Les dépôts des slumps sont caractérisés par des niveaux glissés présentant typiquement une structure plissée avec le sommet des anticlinaux orienté dans le sens de la pente. La cicatrice de glissement présente une forme en cuillère et peut mesurer quelques mètres à plusieurs centaines de mètres de diamètre (Nichols, 2009)

Ces processus peuvent se produire en domaine non-volcanique, comme le glissement de Storegga (Figure I-17 A) au large de la Norvège ou en domaine volcanique comme le glissement de Hilina (Figure I-17 B) sur le flanc du volcan Kilauea à Hawaï. Le glissement de Storegga est un glissement translationnel (Bugge et al., 1988) d'une superficie de 5600 km³. Il correspond à plusieurs glissements successifs (Bugge et al., 1988). Le glissement de Hilina est un glissement rotationnel d'une superficie de 5200 km³ (Moore et al., 1989).

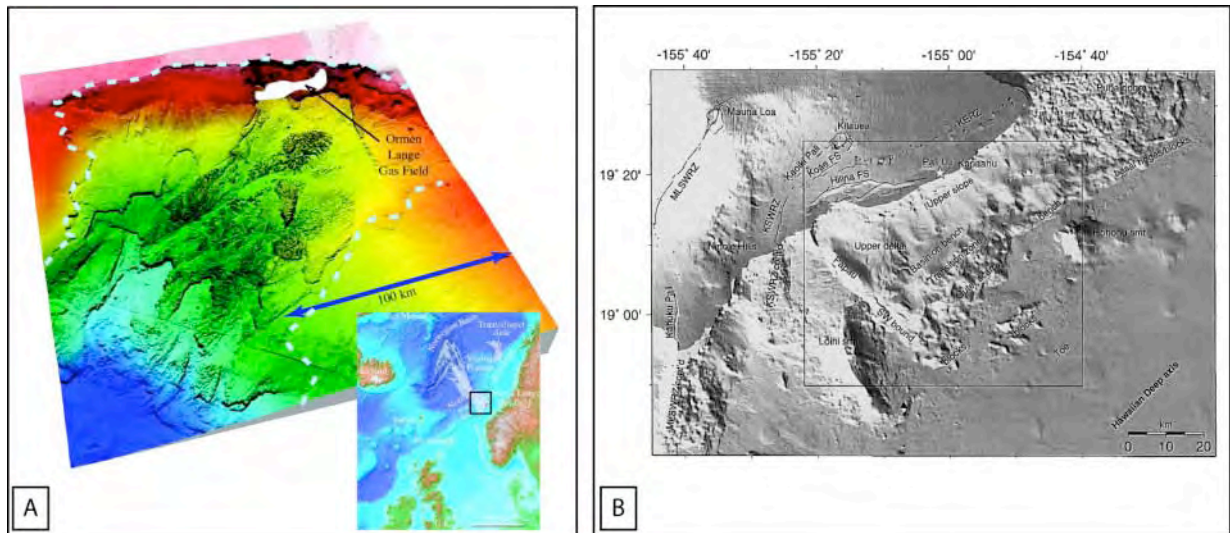


Figure I-17 - A) Vue en trois dimensions de la partie supérieure du glissement de Storegga basée sur des données de bathymétrie. La ligne en pointillée marque la limite du glissement (d'après Masson et al., 2006). B) Bathymétrie ombré du glissement de Hilina sur le flanc sud-est de l'île d'Hawaii (d'après Smith et al., 1999).

4.3. Les écoulements gravitaires sous-marins

Les écoulements gravitaires sous-marins peuvent être séparés selon leur comportement rhéologique en écoulements cohésifs et en écoulements non-cohésifs (Figure I-18) (Mulder et Alexander, 2001).

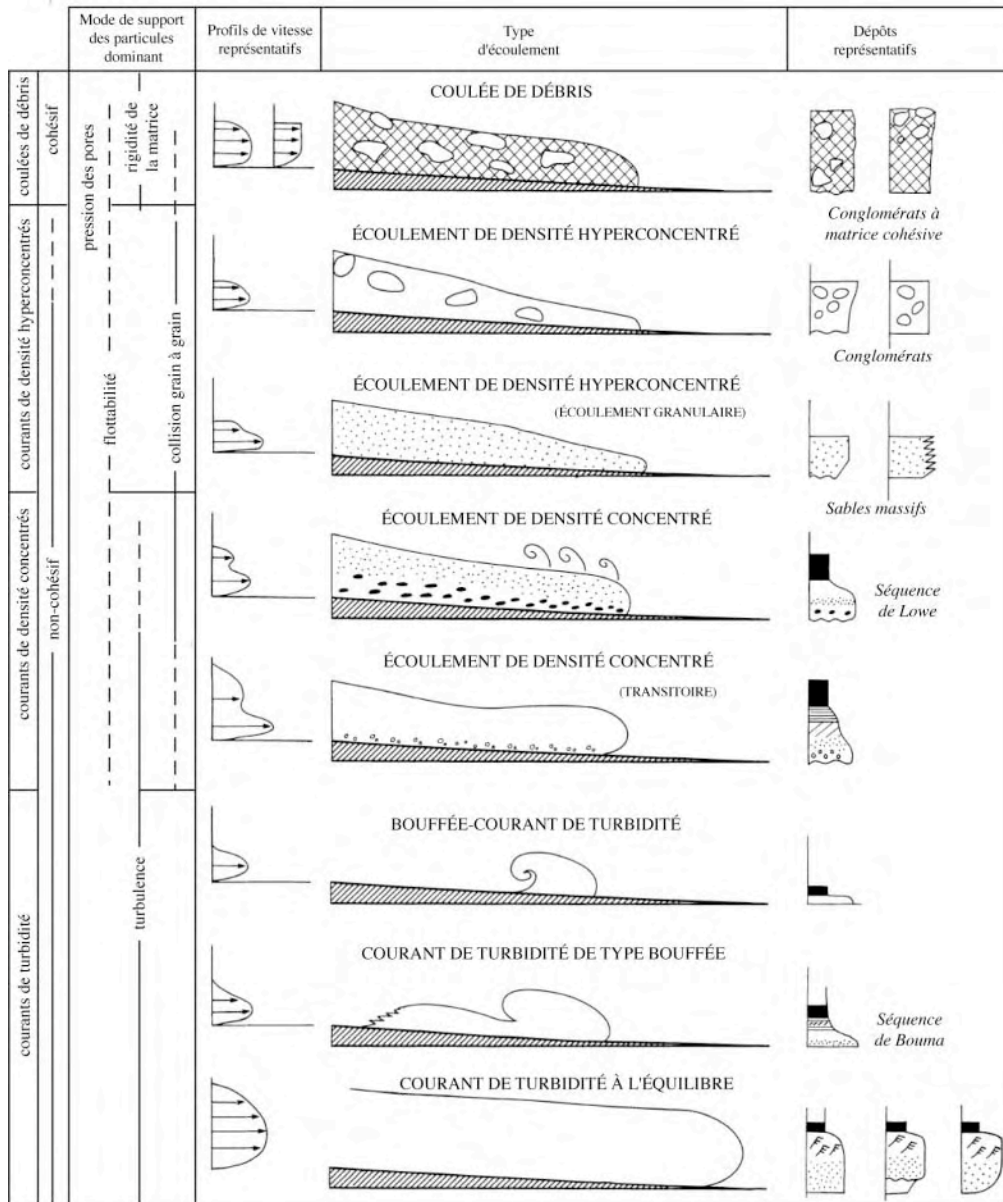


Figure I-18 - Représentation schématique des différents types d'écoulements gravitaires et des dépôts associés, (d'après Mulder et Alexander, 2001).

4.3.1. Les écoulements cohésifs : les coulées de débris sous-marines

Les écoulements cohésifs ont une pression de pores très importante ce qui limite la pénétration de l'eau. Ainsi l'écoulement reste cohérent et son taux de dilution, par le dépôt de particules ou par l'absorption d'eau, est plus faible que les écoulements non-cohésifs (Mulder et Alexander, 2001). Les principaux écoulements cohésifs sous-marins sont les coulées de débris (Figure I-18).

Les coulées de débris sous-marines sont des écoulements laminaires dans lesquels les composants (grains et fluide) permettent le support des particules. Ces écoulements se caractérisent par la présence d'une matrice qui assure une cohésion entre les particules en mouvement, et par des concentrations et

des viscosités très élevées empêchant le développement de la turbulence. Dans les coulées de débris, la densité de la masse sédimentaire dépasse celle de l'eau ambiante (Major, 2003).

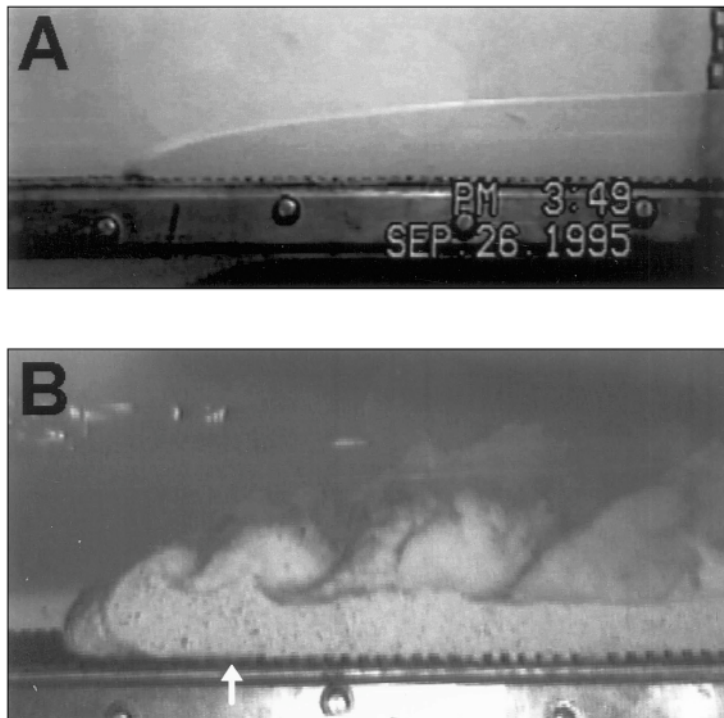


Figure I-19- Modélisation en laboratoire de coulée de débris. A) Coulée de débris aérienne, B) coulée de débris sous-marine (d'après Mohrig et al., 1998)

Quelques différences existent entre les coulées de débris subaériennes (présentées au paragraphe 3.2) et les coulées de débris sous-marines. La principale différence est l'absence de tension de surface. Celle-ci est produite par le contact entre l'eau et l'air à la surface de l'écoulement en domaine subaérien. En domaine sous-marin, le fluide interstitiel est généralement de densité égale ou inférieure à l'eau ambiante ce qui diffère du domaine aérien. L'eau présente dans les pores n'a pas une densité suffisante pour fournir une force de déplacement à l'écoulement car il n'y a pas de tension de surface (Mulder et Alexander, 2001). L'absence de cette tension de surface entraîne une dilution de la partie sommitale de l'écoulement, formant un nuage de particule en suspension (Figure I-18). Les coulées de débris sous-marines sont également plus rapides et moins érosives que leur homologue à terre (Gee et al., 1999). Ceci est expliqué par le fait que la tête de la coulée de débris glisse sur une fine couche d'eau, qui limite les frottements et donc l'érosion (Mohrig et al., 1998). Les dépôts des coulées de débris seront caractérisés par des conglomérats à matrice cohésive (Figure I-18) avec un faible classement des particules dû à l'absence de turbulence. Ces dépôts ont des épaisseurs pouvant dépasser 60 m et les sédiments qui les composent varient des argiles aux blocs de plusieurs dizaines de mètres (e.g. Leigh et Hartley, 1992). Un granoclassement inverse peut être visible à la base des dépôts, associés aux cisaillements au contact entre l'écoulement et le substrat (Nichols, 2009). En domaine sous-marin, il peut également y avoir une dilution du sommet de l'écoulement (Figure I-19) qui se traduit dans les dépôts par un bon granoclassement.

En domaine volcanique, les coulées de débris sous-marines peuvent être très importantes. La coulée de débris des Canaries résulte d'une rupture de la pente de l'île El Hiero à une profondeur de 3200 à 3700

m. Elle a un volume de 400 km³ de sédiment (Urgeles et al., 1997). Ces dépôts recouvrent une surface de 40 000 km² et ont une épaisseur moyenne de 10 m (Masson et al., 1998)

4.3.2. Les écoulements non cohésifs

Les écoulements non-cohésifs (Figure I-18) sont composés de particules distinctes ce qui permet le développement d'une forte porosité au cours de l'écoulement. En domaine sous-marin, les pores se remplissent principalement d'eau. En fonction de la concentration en sédiment, trois classes principales d'écoulement peuvent être identifiées : les écoulements hyperconcentrés, les écoulements concentrés et les courants de turbidité (Figure I-18).

Les écoulements hyperconcentrés

Les écoulements hyperconcentrés peuvent avoir la même proportion de composants solides et de matrice que les écoulements cohésifs, mais leur comportement est différent. Soit ils contiennent moins de grains cohésifs, soit la cohésion à l'intérieur de l'écoulement est diminuée par la forte agitation des particules, liée à la vitesse de l'écoulement. Les sédiments transportés peuvent être des blocs de la taille du mètre (Mulder et Alexander, 2001).

Les écoulements hyperconcentrés regroupent les écoulements « liquéfiés » et les écoulements granulaires (Mulder et Alexander, 2001; Figure I-18). Les écoulements granulaires sont des mélanges très concentrés de grains non-cohésifs au sein desquels les interactions intergranulaires et la pression de dispersion maintiennent les particules en suspension et assurent le déplacement de l'écoulement. La classe granulométrique des grains est supérieure aux silts (Mulder et Cochonat, 1996). Les écoulements liquéfiés correspondent à un mélange homogène de particules et de matrice. Toutes les particules sont supportées par le fluide interstitiel mis sous pression et qui s'échappe vers le haut. La classe granulométrique des grains s'étend des argiles aux silts (Mulder et Cochonat, 1996).

Les dépôts associés à ces écoulements présentent un faible granoclassement normal, sauf pour les dépôts situés au sommet de l'écoulement qui ont un meilleur granoclassement, car ils correspondent à la partie la plus diluée de l'écoulement.

Les courants de turbidité

Les courants de turbidité sont des écoulements gravitaires dans lesquels les sédiments sont transportés par la turbulence. Ce sont des écoulements avec une faible charge et une concentration en sédiment inférieur à 9% par volume (Mulder et Alexander, 2001). Cette concentration correspond à la limite de Bagnold qui permet d'avoir un écoulement dont l'ensemble des particules est supporté par la turbulence (Bagnol, 1962). La granulométrie des particules transportées s'étend des sables aux argiles. En fonction de leur comportement, les écoulements turbiditiques peuvent être divisés en trois groupes :

- **les bouffées turbides**, qui sont des écoulements d'un volume fini, générés par une injection de fluide dense ponctuelle. Il n'y a pas d'alimentation continue par l'arrière (Ravenne et Beghin, 1983). Elles ont une durée de vie courte et un faible volume.

- **Les courants de turbidité de haute et de basse densité** : les courants de turbidité sensu stricto sont des écoulements de fluide dense dans un fluide ambiant de moindre densité et présentent une alimentation prolongée ou continue par l'arrière. Ils ont une extension longitudinale plus importante que les bouffées turbides avec une tête (front de densité), un corps très allongé, et une queue relativement diluée. Ces écoulements sont générés par des glissements ou par la transformation d'un écoulement de plus forte concentration (Mulder et Alexander, 2001). Il existe des courants de turbidité de haute densité et de basse densité, fonction de la concentration et de la taille des éléments transportés (Figure I-20) (Lowe, 1982 ; Mulder et Cochonat, 1996).

Les courants de haute densité sont liés à la transformation de glissements de grande échelle, type slide et slump. Ils sont constitués d'une partie basale laminaire surmontée d'une partie supérieure turbulente (Mulder et al., 1997). Le dépôt des sédiments présente : dans la partie basale, des structures tractives et un granoclassement inverse, et dans la partie supérieure, le dépôt se fait par suspension suivant un granoclassement normal (petits graviers, granules et sables).

Les courants de basse densité résultent d'instabilités de plus petite taille mettant en jeu du matériel moins grossier (sables très fins aux argiles). Les sédiments mis en jeu sont plus fins. Ils se déposent en fonction de leur vitesse de chute. Les sédiments les plus grossiers (sables très fins, silts) se déposent en premier et les sédiments les plus fins en dernier.

Les dépôts associés à ces courants s'organisent en séquences. La plus classique est la séquence de Bouma (1962) (Figure I-20), pour la gamme granulométrique des sables aux argiles. Elle comprend cinq unités nommées de Ta à Te de la base jusqu'au sommet. Elle décrit une séquence à granoclassement normal dont le terme le plus grossier est noté Ta et le terme le plus fin est noté Te. Cette séquence est rarement observée dans son intégralité, elle est généralement tronquée de ces termes supérieurs ou inférieurs soit par érosion, soit par ségrégation granulométrique latérale dû à la diminution de concentration du courant de turbidité.

- **Le terme inférieur Ta** correspond à un dépôt de haute densité. Il ne présente aucune structure interne mais un granoclassement grossier.

Les termes supérieurs, de Tb à Te, correspondent aux dépôts d'écoulement de basse densité.

- **Le terme Tb** est constitué de sable fin et présente des laminations planes.

- **Le terme Tc** constitué de sable très fin ou de silt ; il présente des stratifications obliques résultant de la migration de petites rides de courant.

- **Le terme Td** est formé par l'alternance de lamines silteuses et argileuses.

- **Le terme Te** correspond à des argiles très finement laminées ou sans structure. D'autres classifications existent pour les termes plus fins (Stow et Shanmugam, 1980) (Figure I-20).

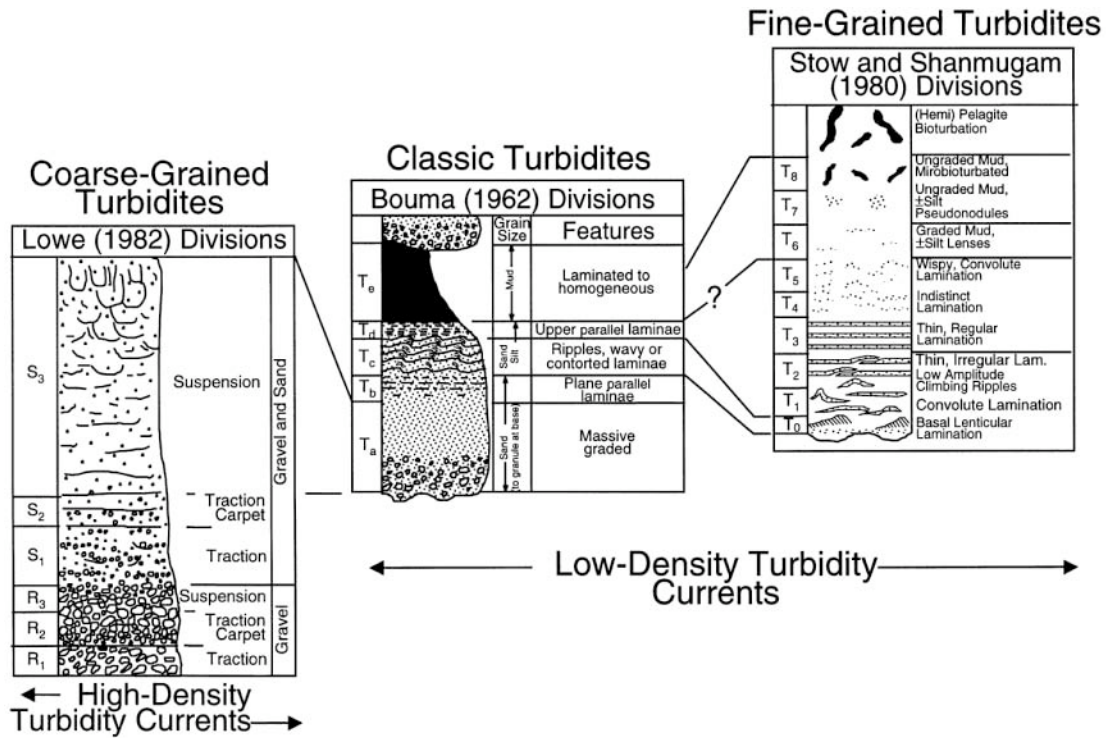


Figure I-20 - Séquences turbiditiques « types » définie par Bouma (1962), Lowe (1982) et Stow et Shanmugam (1980) (d'après Shanmugam, 2000).

- **Les courants hyperpycnal** font référence à des écoulements sous-marins générés directement par les eaux d'un fleuve chargées en sédiment et dont la densité est supérieure à l'eau de mer. Ils contrastent avec les écoulements hypopycnal correspondant au panache de surface (Figure I-21). La concentration en particule de ces écoulements est de l'ordre de 1,5% (Mulder et al., 2003) et comprend des particules allant des sables aux argiles.

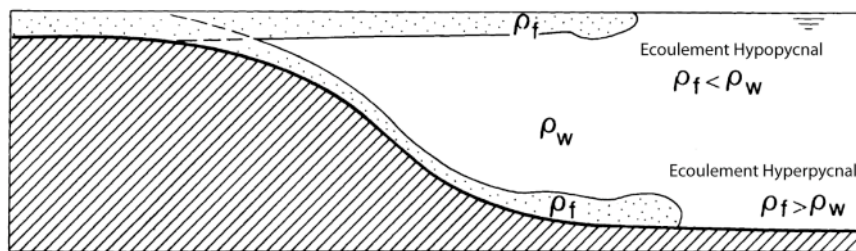


Figure I-21 - Ecoulement hyperpycnal et écoulement hypopycnal. ρ_f correspond à la densité de l'écoulement et ρ_w correspond à la densité du fluide ambiant (d'après Mulder et Alexander, 2001)

Ils se forment généralement lors de phénomènes importants comme des crues (Mulder et al., 1997). Les masses d'eaux denses, chargées en sédiments, plongent sous les eaux marines sur les pentes sous-marines (Figure I-21) et génèrent un écoulement gravitaire turbulent dit « hyperpycnal » (Mulder et Syvitski, 1995). Ils ont une continuité importante dans le temps, de quelques heures à plusieurs mois (Mulder et Syvitski, 1995) et leur dynamique suit celle de la crue du fleuve avec une montée en charge

et une décrue. Les dépôts se caractérisent par un épais niveau avec une granulométrie continue, un granoclassement inverse marquant la montée en charge, qui peut se préserver dans les granulométries fines, un granoclassement normal correspondant à la décrue (Mulder et Alexander, 2001). Il est courant que le granoclassement inverse soit érodé par l'écoulement principal, rendant ainsi la reconnaissance des écoulements hyperpycnaux difficile.

D'une manière identique aux écoulements qui sont observés à terre, les différents écoulements sous-marins peuvent subir une transformation au cours de leur déplacement notamment par dilution due à l'incorporation d'eau ou par perte de matière.

5. Les systèmes turbiditiques

Un éventail sous-marin ou « deep-sea fan » correspond à une accumulation de sédiments déposés par différents processus de transport (présenté au chapitre 4) en domaine océanique. Ces éventails sous-marins peuvent avoir une forme en éventail, mais des formes plus lobées ou allongées sont également courantes. Leur forme varie de quelques kilomètres de diamètre à plusieurs millions de kilomètres carrés comme l'éventail du Bengal (Curry et Moore, 1971). La morphologie de ces éventails est fonction de la nature du sédiment transporté et des différentes proportions de sable, de graviers et d'argiles. Un système turbiditique est un éventail sédimentaire sous-marin préférentiellement alimenté par des courants de turbidité.

5.1. Morphologie d'un système turbiditique

Ces systèmes turbiditiques sont généralement constitués de différents éléments architecturaux qui sont le ou les canyons, le ou les systèmes chenal-levées et les lobes (Figure I-22).

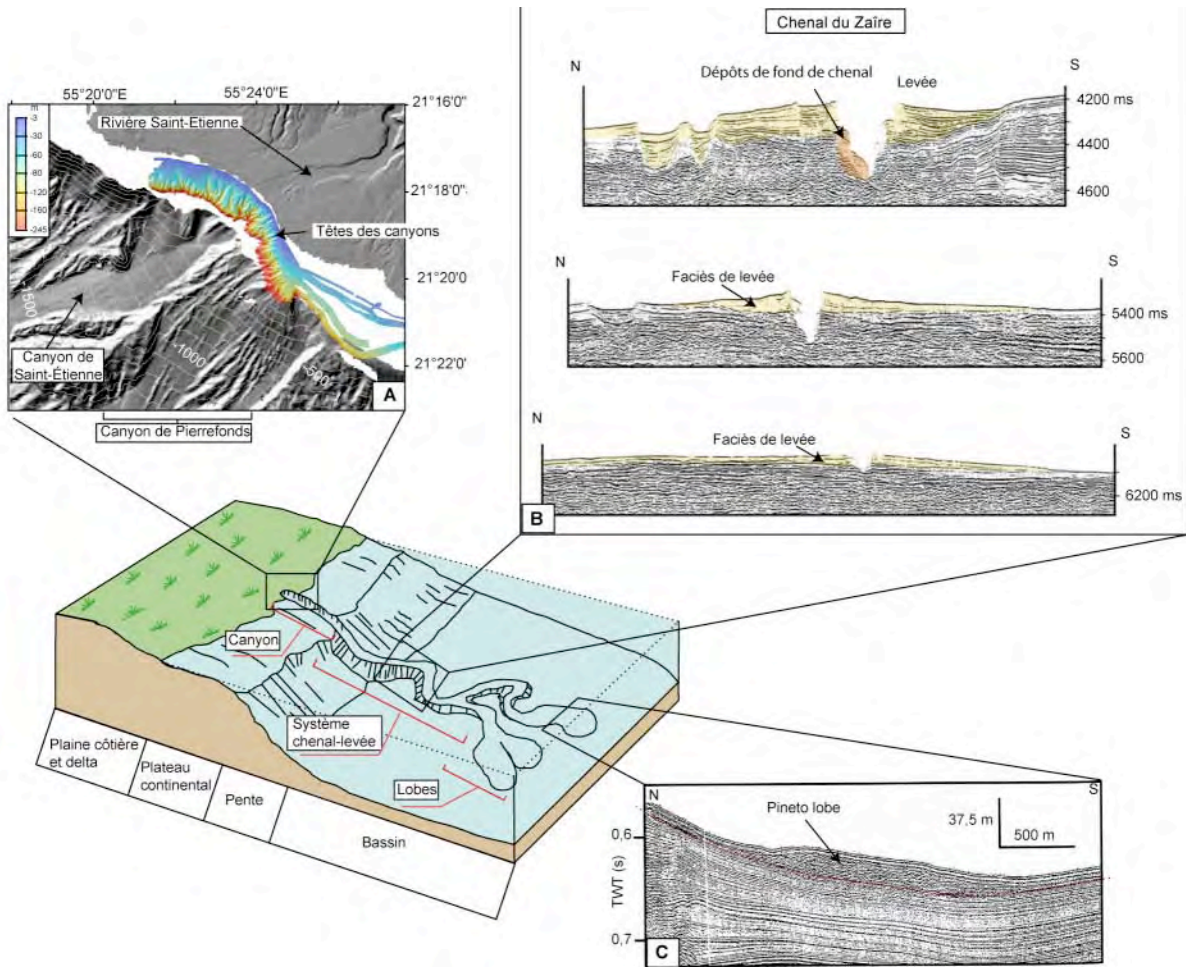


Figure I-22 - Schéma d'un système turbiditique modifié d'après Reading et Richards (1994). A) têtes des canyons et principaux canyons au débouché de la rivière Saint-Étienne (La Réunion). B) Profils de sismique haute résolution recoupant l'actuel système chenal-levées du Zaïre (d'après Babonneau et al., 2002). C) Profil sismique recoupant le lobe de Pineto (Corse) (d'après Gervais et al., 2004).

5.1.1. Les canyons

Les canyons sont des conduits naturels permettant le transport des sédiments et de l'eau depuis le domaine continental vers le domaine marin (Figure I-22 A). Ils sont formés par érosion ou par la formation d'instabilités récurrentes au débouché d'une source en apport sédimentaire (fleuve, ravine). Ce sont des structures géomorphologiques en dépression, qui peuvent inciser la plate-forme continentale depuis le plateau interne jusqu'au pied de pente. Ils sont constitués de trois parties :

- la tête qui correspond à la partie la plus proche de la côte (Figure I-22 A) ;
 - le corps qui est en continuité avec la tête et qui forme une vallée avec des flancs abrupts et un dénivelé amont-aval important (Figure I-22 A) ;
 - l'embouchure qui est située en pied de pente et qui est marquée par un changement de pente.
- Des structures d'érosion et de transit peuvent être visibles comme des loupes d'arrachement ou des sillons d'érosion.

L'observation de la section latérale d'un canyon est un paramètre important dans l'étude de leur morphologie. Un canyon peut avoir une section en U ou en V. Une section en V suggère une forte érosion du canyon par un écoulement rapide, tandis qu'une section en U suggère une alimentation par un écoulement lent et sporadique (de Pippo, 2004). La dominance des processus de dépôt sur les processus d'érosion est un autre facteur pouvant contribuer à la forme en U du canyon ou au développement d'un fond plat du canyon (canyon de Saint-Etienne, Figure I-22 A). Inversement, La dominance des processus d'érosion sur les processus de dépôt engendre le développement d'une section en V. Le contexte tectonique peut également avoir une influence. Lorsque les canyons se trouvent dans un bassin légèrement en subsidence, ils auront préférentiellement un fond plat tandis que s'ils sont situés en zone tectoniquement active, ils auront principalement une section en V (de Pippo, 2004).

5.1.2. Le système chenal-levées

Le système chenal-levées se forme à l'embouchure du canyon (Figure I-22). Il est généralement constitué par un chenal central, bordé par des levées plus ou moins développées (Figure I-22 B). Lors du passage d'un écoulement turbiditique dans l'axe du chenal, plusieurs processus interagissent comme le dépôt, l'érosion et/ou la remobilisation de matériel. Du fait de la répartition granulométrique de la charge dans ce type d'écoulement, les éléments grossiers se déposent préférentiellement sur le fond du chenal, tandis que les particules les plus fines construisent les levées par débordement. Les chenaux sont généralement en érosion dans leur partie amont et ont une morphologie plus dépositionnelle en aval. Ceci s'explique par la perte d'énergie des écoulements turbiditiques avec la diminution de la pente.

Les systèmes chenaux-levées peuvent présenter des morphologies très variables selon le système turbiditique considéré. Leur morphologie est fortement influencée par la nature des dépôts transportés. Un chenal transportant des sédiments grossiers sera large avec des levées très peu développées, car l'absence ou la faible présence de particules fines limite l'expansion verticale d'un panache. Un chenal transportant des sédiments fins sera plus étroit avec une forte incision, un tracé sinueux voire méandrique et des levées bien formées du fait du développement épais du panache turbulent (Figure I-22 B) (e.g. Amazone : Flood et al., 1991; Zaïre : Babonneau et al., 2002). Dans certains cas, il y a un hyper-développement d'une des deux levées comme c'est le cas pour le système turbiditique du Var, qui a un chenal fortement dissymétrique (Savoye et al., 1993).

5.1.3. Les lobes

Les lobes ont tout d'abord été décrits d'un point de vue morphologique comme correspondant à une morphologie ovoïde, avec une topographie positive convexe (Normark, 1970). Il s'agit de la partie la plus distale d'un système chenal-levées. Galloway (1998) propose de distinguer deux types de lobes : les « mounded » lobes et les « sheet » lobes. Les « mounded » lobes sont un empilement de dépôts turbiditiques de plusieurs mètres à plusieurs décimètres d'épaisseur. Cette accumulation a une extension latérale très importante et, sa surface peut être recoupée par des chenaux. Ces lobes sont

composés en grande partie par des sables situés dans leur partie proximale ainsi que de sédiments plus fins situés dans leur partie la plus distale. Les « sheet » lobes sont constitués principalement par des sédiments fins. Ils ont une épaisseur moins importante mais ils ont une extension latérale de plusieurs dizaines de kilomètres.

Il existe également les « ponded » (Nelson et al., 1984), qui sont des corps sédimentaires qui se mettent en place au pied d'une pente et résultant d'un dépôt rapide issu d'un effondrement de la pile sédimentaire. Ils correspondent également au « slope apron » de Reading et Richards (1994).

La forme des lobes varie en fonction des volumes et de la nature des apports mais également en fonction de l'importance du confinement (Jegou et al., 2008). Par exemple les lobes du Zaïre, qui sont faiblement confinés, présentent une largeur de 10 à 40 km pour une longueur de 20 à 40 km (Jegou, 2008). Les lobes de l'Amazone sont fortement confinés et ont une largeur de 6,5 à 25 km pour une longueur de 21 à 83 km (Jegou et al., 2008). Leur épaisseur est également variable selon les systèmes. Les lobes du Zaïre ont une épaisseur de 5 à 10 m au maximum tandis que ceux du Golo ont une épaisseur de 60 m (Jegou, 2008). Les facteurs de contrôle sur la morphologie des lobes sont relativement complexes et pas encore bien compris dans le détail.

5.2. Classification des systèmes turbiditiques

Plusieurs modèles ont été définis afin de caractériser et de classer les systèmes turbiditiques. Les premiers modèles ne tenaient compte que de quelques paramètres regroupant ainsi l'ensemble des systèmes turbiditiques dans un seul modèle (Walker, 1978 ; Normark, 1978). Ces modèles se sont avérés incomplets, ne tenant pas compte de paramètres comme les sources (multiples ou non) ou la nature des dépôts transportés. Readings et Richards (1994) proposent une classification plus précise en fonction de ces deux paramètres (Reading et Richards, 1994 ; Figure I-23).

Trois types d'alimentation ont été définis :

- les sources ponctuelles (« point source submarine fan »)
- les sources multiples (« multiple-source ramps »)
- les sources multiples linéaires (« linear-source slope apron »)

Quatre classes granulométriques dominantes ont également été identifiées pour l'alimentation :

- les éléments grossiers (« gravel »)
- les sables (« sand »)
- les éléments mixtes (argiles et sables, « mud/sand »)
- les argiles (« mud »)

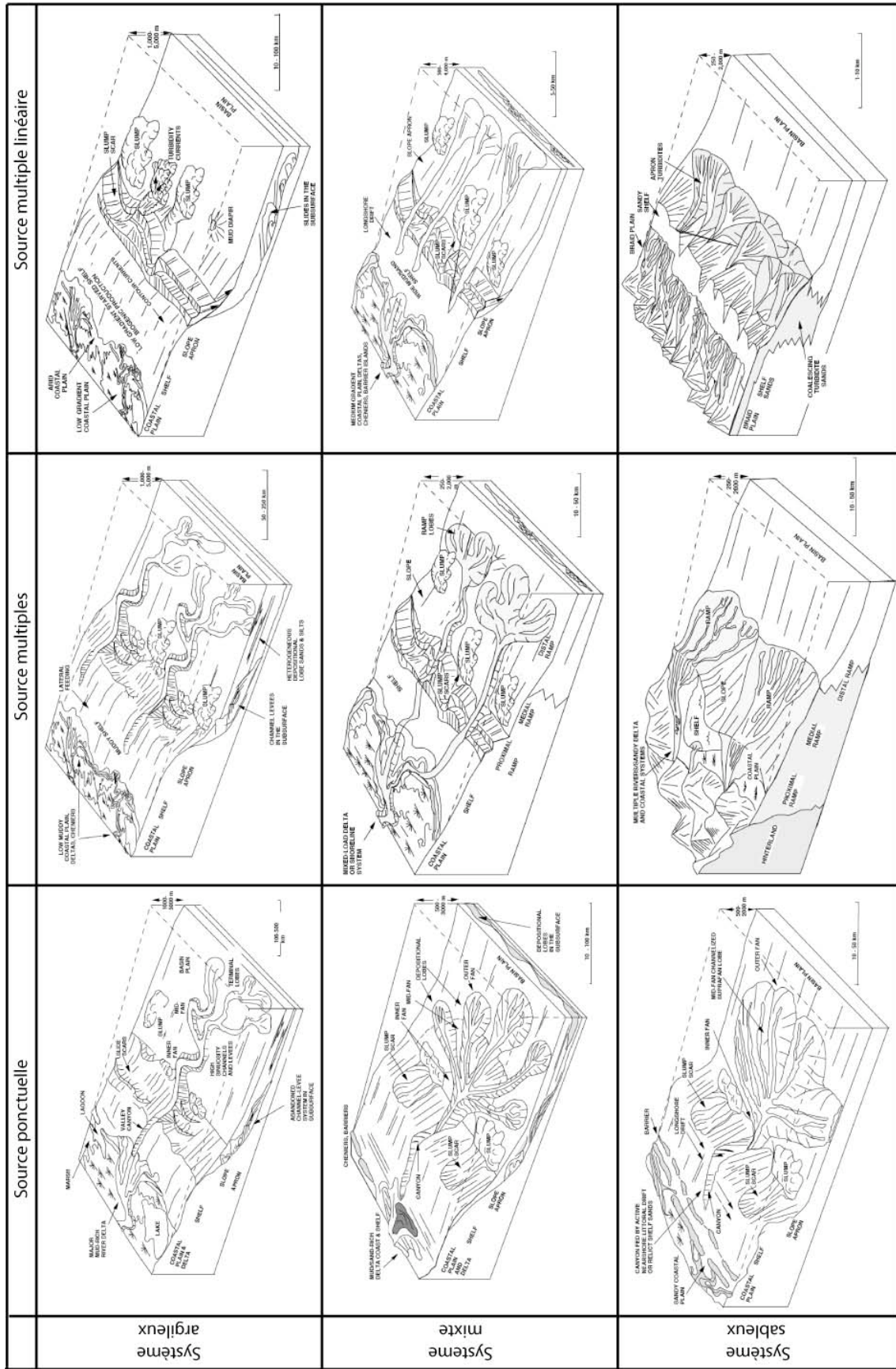


Figure I-23 - Classification des différents types de systèmes turbiditiques (d'après Reading et Richards, 1994).

Cette classification permet ainsi de définir douze modèles de systèmes turbiditiques illustrant une grande diversité d'environnements sédimentaires. Les neuf modèles les plus couramment observés sont présentés Figure I-23.

5.3. Les facteurs de contrôle

La mise en place des systèmes turbiditiques est affectée par différents processus d'origine externe (facteurs allocycliques), qui regroupent les processus tectoniques, climatiques, eustatique et la variation des apports sédimentaires, et des processus d'origine interne (facteurs autocycliques) comme la compensation topographique.

Les facteurs externes principaux, intervenant sur les systèmes turbiditiques, sont :

- La **tectonique**, qui conditionne la zone source (présence de montagne ou non) ainsi que la forme du bassin (confinement et extension latérale et longitudinale du système) (Bouma, 2000). Le fait d'être dans un contexte tectonique actif crée des reliefs, qui impliquent que les bassins versants seront courts et escarpés et que l'érosion mécanique sera importante. Les sédiments transportés seront à dominante sableuse (i. e. : le système du Golo en Corse, Gervais et al., 2004).

Les systèmes qui se mettent en place dans des zones avec des pentes relativement faibles et avec un plateau continental large sont alimentés par un grand fleuve comme le Zaïre (Babonneau, 2002) ou l'Amazone (Jegou, 2008), qui transporte une grande quantité de particules fines. Ils formeront des systèmes argileux.

- Les **variations du niveau marin**, qui vont avoir un impact sur la connexion entre les systèmes turbiditiques et les réseaux fluviaux à terre. Si la plateforme sédimentaire est large, lors des périodes de haut niveau marin, il n'y aura plus d'alimentation des canyons car les sédiments seront piégés sur la plateforme. Pour des plateformes plus étroites, cette influence du niveau marin sera beaucoup moins importante voir nulle.

- Le **climat**, qui va également jouer un rôle sur la nature, la quantité et la fréquence des apports sédimentaires.

- Les **caractéristiques du bassin versant** (nature lithologique des terrains drainés ou hauteur des reliefs) vont également influencer sur la nature et la quantité des apports sédimentaires.

6. Exemples de systèmes turbiditiques sableux

Pour mieux comprendre la mise en place du système turbiditique de Cilaos au large de l'île de La Réunion, il est nécessaire de s'intéresser à des systèmes turbiditiques qui auraient des caractéristiques similaires. La difficulté est qu'il existe peu d'études détaillées sur les systèmes turbiditiques volcanoclastiques actuels. Dans ce chapitre, seront présentés un certain nombre de travaux sur les systèmes turbiditiques sableux (volcanoclastiques dans un premier temps puis silicoclastiques) à travers quelques exemples.

6.1. Systèmes turbiditiques sableux volcanoclastiques

Actuellement, peu d'études ont été réalisées sur le développement de systèmes turbiditiques autour des îles volcaniques. Les travaux sur la partie sous-marine de ces îles se sont principalement concentrés sur l'étude des dépôts associés aux grands glissements de flancs comme les dépôts d'avalanche de débris (cf paragraphe 4.1.2) (Masson, 1996 ; Moore, 1989 ; Talling et al., 2007). Malgré cela, plusieurs travaux ont mis en évidence l'existence de dépôts turbiditiques au large de ces îles, principalement liés à la transformation de grands glissements de flanc comme les avalanches de débris ou les slumps (e.g. Casalbore et al., 2010). Ces dépôts turbiditiques ont pu être identifiés au large de nombreuses îles volcaniques, comme les îles Éoliennes (Favalli et al., 2005 ; Gamberi, 2001), l'île de Stromboli (Casalbore et al., 2010 ; Romagnoli et al., 2009), les îles Canaries (Weaver et al., 1998) et les îles Hawaii (Garcia et al., 1994).

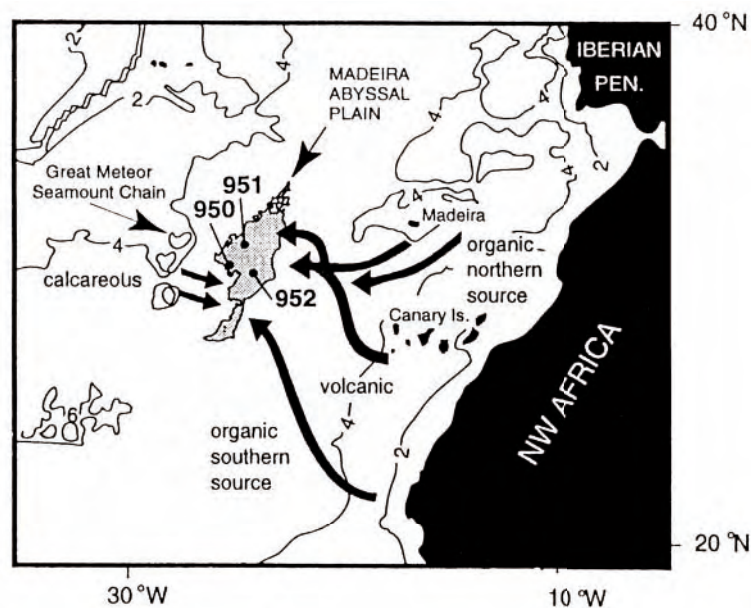


Figure I-24 - Contexte régional des îles Canaries et de la plaine abyssale de Madère (d'après Weaver et al. 1998).

Dans le bassin de Madère situé à 600 km des îles Canaries, plusieurs forages ODP (leg 157) ont permis de mettre en évidence la présence de dépôts turbiditiques ayant trois sources différentes : la marge continentale africaine, la chaîne de monts sous-marins des Grands Meteors et les Canaries (Alibes et al., 1999 ; Lebreiro et al., 1998 ; Pearce et Jarvis, 1992). Les dépôts turbiditiques volcanoclastiques liés aux Canaries ont des épaisseurs pouvant atteindre plusieurs mètres (Lebreiro et al., 1998). Au cours des derniers 750 ka, Weaver et al. (1992) dénombrent, dans le bassin de Madère, sept séquences turbiditiques volcanoclastiques d'un volume compris entre 5 et 125 km³. Les études géochimiques réalisées sur ces dépôts indiquent qu'elles proviennent des îles de El Hiero, La Palma et Tenerife (Pearce et Jarvis, 1992) et coïncident avec les grands glissements qui se seraient produits sur les flancs des différentes îles. La comparaison entre les périodes de mise en place des séquences turbiditiques et les périodes d'activité volcanique de ces îles permet de montrer qu'elles coïncident avec les périodes d'activité volcanique (Lebreiro et al., 1998 ; Alibès et al., 1999).

L'étude plus détaillée des flancs sous-marins des îles Canaries met en évidence la présence de larges chenaux alimentés par des glissements de flancs importants (Masson, 1996 ; Urgeles et al., 1997) et d'un réseau de canyons situé au débouché des « barrancos » (ravines entaillant un cône volcanique suivant la ligne de plus grande pente) ou de rivières (Figure I-25). Les sédiments transportés s'accumulent sur le plateau. Lorsque la charge sédimentaire est trop importante, des glissements sont générés et forment des canyons et des chenaux dans le prolongement du réseau hydrographique à terre (Krastel et al., 2001). Ces canyons sous-marins sont observés sur les flancs sous-marins de La Gomera (Llanes et al., 2009), Tenerife, Gran Canaria (Funck et Schmincke, 1998 ; Krastel et al., 2001) et La Palma (Urgeles et al., 1999). L'étude des données de bathymétrie et d'imagerie indique la présence de cônes de débris au débouché de ces canyons caractérisés par une forte réflectivité (Krastel et al., 2001). Ces canyons sont alimentés par des sédiments grossiers issus de l'érosion des « barrancos » en période de pluie ou par des courants hyperpycniaux (Krastel et al., 2001 ; Mitchell et al., 2003). Des champs de « sediment-waves » sont également imagés sur les flancs des îles de La Palma et de El Hierro, suggérant le passage de courants de turbidité de haute et basse densité (Wynn et al., 2000). Ces observations sont confirmées par les travaux de Acosta et al. (2003) qui montrent que les flancs sous-marins des différentes îles Canaries (notamment La Gomera) semblent principalement construits par des dépôts turbiditiques.

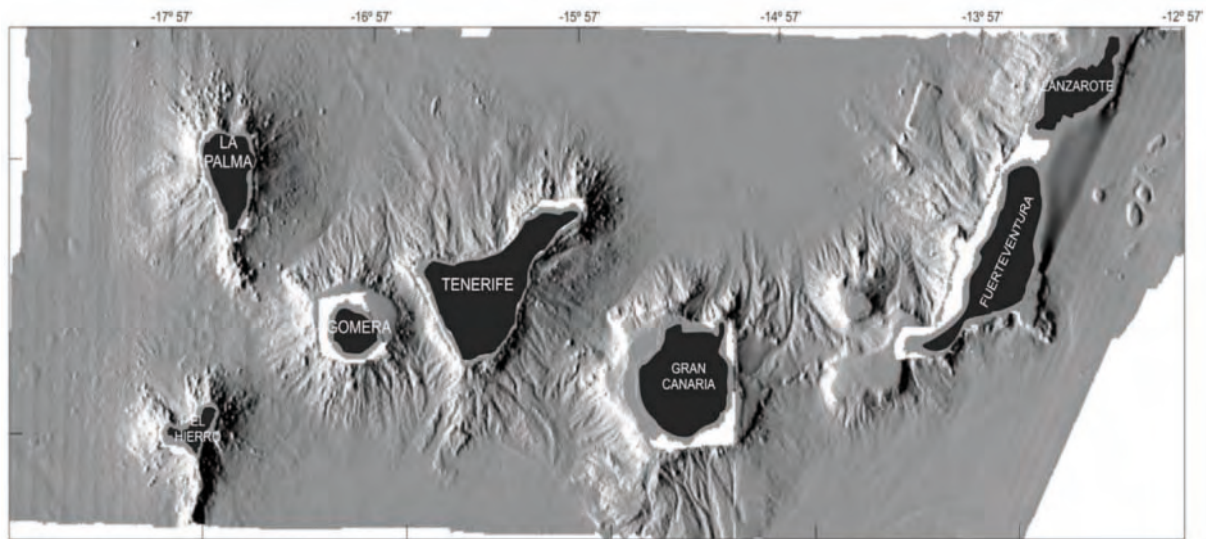


Figure I-25 - Bathymétrie ombrée de l'archipel des Canaries (d'après Acosta et al., 2003)

L'alimentation turbiditique au large des Canaries serait donc de deux natures : des grands glissements alimentant des bassins distaux et une alimentation plus proche de l'île liée aux processus d'érosion.

Au large d'Hawaii, des dépôts turbiditiques sont également visibles dans des forages ODP situés à 320 km des îles (Garcia et Hull, 1994). Ces dépôts sont eux aussi associés à des grands glissements qui auraient affecté les flancs des îles au cours de leur évolution. Une particularité des îles Hawaii est la présence d'une flexure de la lithosphère engendrée par la surcharge des édifices volcaniques. Ceci entraîne la formation d'une large dépression au pied des volcans (ten Brink et Watts, 1985 ; Leslie et al., 2002 ; Rees et al., 1993) suivit d'un bombement d'environ 200 m de haut. Garcia et Hull (1994)

ont calculé que la hauteur minimum que devait avoir un courant de turbidité pour passer le bombement qui entoure l'archipel était de 325 m. Seuls des événements catastrophiques comme les grands glissements permettent l'alimentation des zones les plus distales. Les autres dépôts turbiditiques sont donc principalement piégés dans la dépression comme le montrent les travaux de Rees et al. (1993) qui identifient une accumulation de plus de 2 km de sédiment dans la flexure entre les îles d'Hawaii et de Kauai

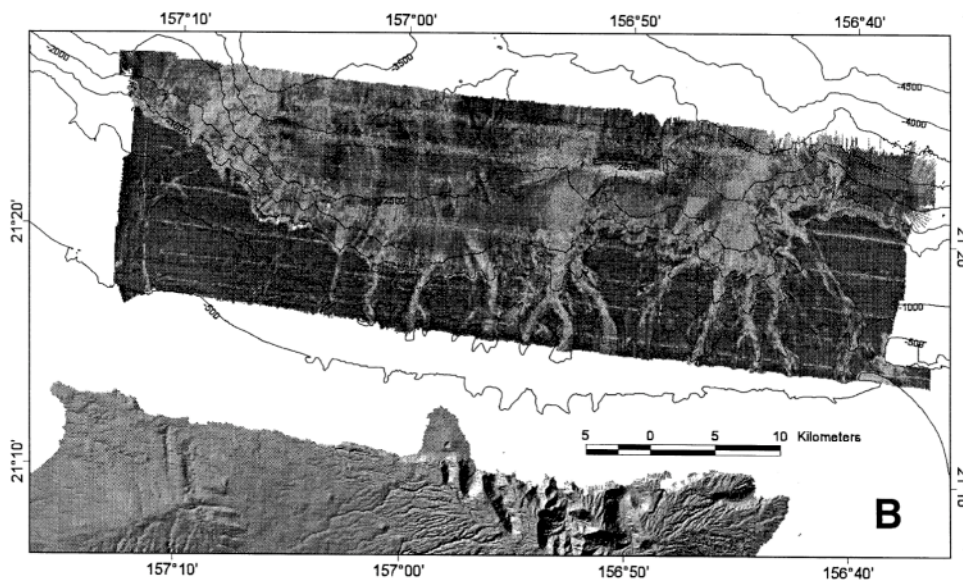


Figure I-26 - Carte d'imagerie acoustique du flanc nord de l'île Molokai (Hawaii) (d'après Clague et Moore, 2002).

Des études sur les flancs de l'île de Molokai par Moore et al. (1989) et Clague et Moore (2002) montrent que les principaux canyons sous-marins entaillant les flancs de cette île sont situés au débouché de canyon aérien (Figure I-26) suggérant un apport de sédiments dans le bassin lié à l'érosion de l'île. Comme dans le cas des Canaries, ces différents travaux mettent en évidence une alimentation importante par des grands glissements mais également l'apport de sédiment, associés aux processus d'érosion.

Le troisième exemple d'île volcanique, où des structures sédimentaires sous-marines ont été décrites de façon relativement précise, est l'île de Stromboli. Plusieurs études ont mis en évidence la présence d'un système turbiditique sur le flanc nord-ouest de cette île (Figure I-27) (Casalbore et al., 2010 ; Romagnoli et al., 2009). Une étude détaillée des processus sédimentaires affectant les flancs de cette île a mis en évidence que les courants turbiditiques étaient présents sur tout le pourtour de l'île permettant la formation de canyons, de lobes et même de systèmes chenaux-levées peu développés (Figure I-27). Ces courants de turbidité correspondent principalement à la transformation de glissements de flancs (avalanche de débris, slump...).

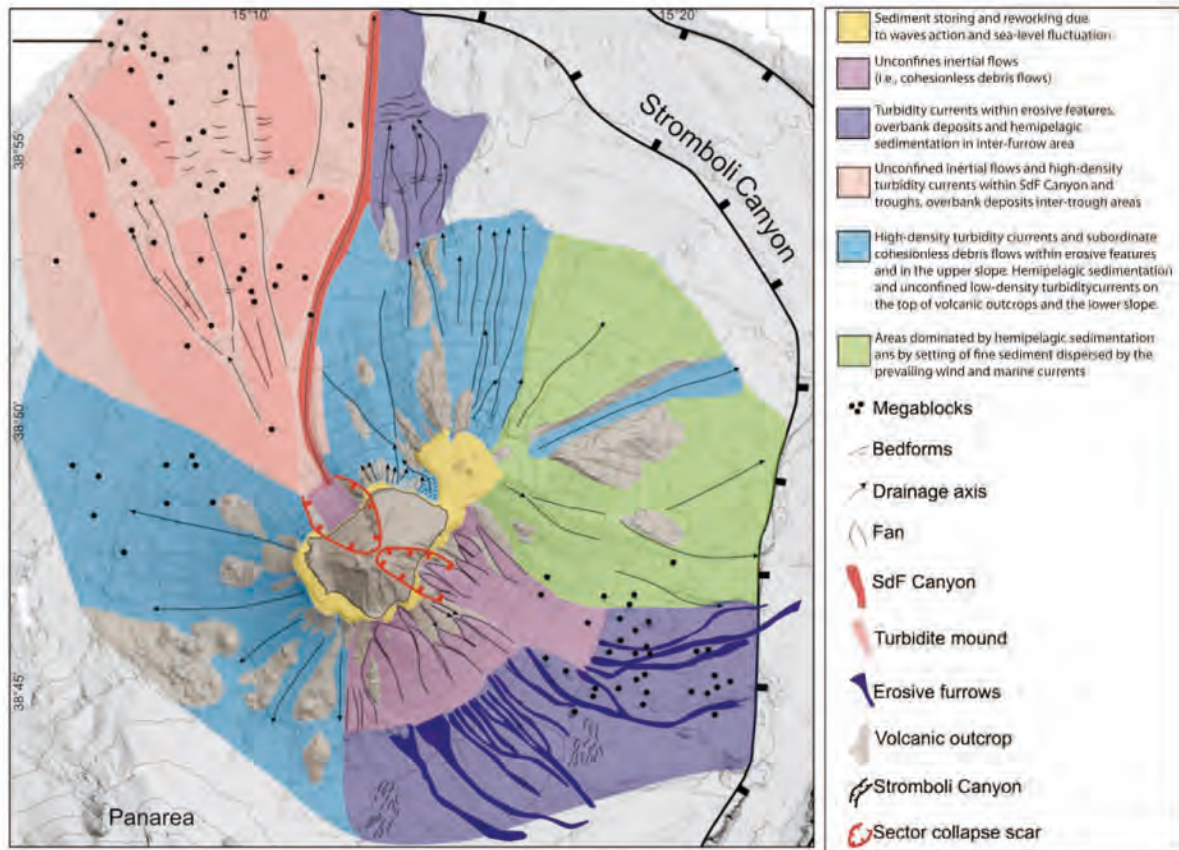


Figure I-27 - Carte des différentes unités constituant la pente volcanoclastique du Stromboli, basée sur la morphologie et les faciès acoustiques, (d'après Casalbore et al., 2010). SdF : Sciara del Fuoco

6.2. Systèmes turbiditiques sableux silicoclastiques

Le système turbiditique de Cilaos a été décrit précédemment comme un système turbiditique sableux (Saint-Ange et al., 2011). Nous nous sommes donc également intéressés à des systèmes silicoclastiques sableux qui sont plus largement étudiés et qui permettront d'obtenir des éléments de comparaison pour la description des architectures sédimentaires du système de Cilaos.

Parmi les systèmes turbiditiques silicoclastiques sableux, les systèmes de la marge californienne comme les systèmes de Navy et de Hueneme, (Normark et al., 1998 ; Piper et al., 1999) ou les systèmes de la Corse comme le Golo (Gervais et al., 2004) sont les plus étudiés. Les systèmes sableux sont généralement des systèmes de taille relativement réduite, par exemple 25 km de long pour le Hueneme et 20 à 30 km pour le système du Golo. Ces deux systèmes sont alimentés par des rivières qui prennent leur source à des altitudes de plus de 2000 m et dont le bassin versant fait 1080 km² pour le Golo et 4130 km² pour le Hueneme. Ils se mettent en place dans des eaux relativement peu profondes, entre 500 et 600 m pour le Hueneme et 900 m pour le Golo. Dans certains cas particuliers, les systèmes sableux ont des dimensions beaucoup plus importantes comme le système de l'Orénoque situé à proximité du prisme d'accrétion de la Barbade (Callec et al., 2010). Il mesure plusieurs centaines de kilomètres de long et se met en place à des profondeurs allant jusqu'à 4000 m (Figure I-28). Il est alimenté par la rivière Orénoque qui a un bassin versant de 1.1x10⁶ km² (Warne et al.,

2002). La position de ce système dans une zone tectonique active, la taille du bassin et la taille importante de son bassin versant sont autant de facteurs qui favorisent le développement d'un système aussi grand.



Figure I-28 - Système turbiditique de l'Orénoque. Les lignes en noires correspondent à la position des principaux chenaux, les lignes en pointillées représentent les positions supposées d'autres chenaux majeurs (d'après Callec et al., 2010).

Les systèmes de taille importante, comparable à celles du système de l'Orénoque, sont plus généralement décrits comme des systèmes mixtes, riches en sable et en argile, comme les systèmes des marges Celtique et Armoricaïne (Zaragosi et al., 2000, 2001 ; Figure I-29), le système d'Astoria au large des côtes de Washington (Nelson, 1984) ou le système du Var au large de Nice (Migeon et al., 2006).

Les systèmes Armoricaïn et Celtique ont des tailles similaires avec une longueur de l'ordre de 200 km pour une largeur d'environ 250 km. Ils se développent à des profondeurs comprises entre 4100 et 4900 m. Ils sont alimentés par plus de trente canyons qui incisent les plateformes continentales Celtique et Armoricaïne sur plus de 500 km (Zaragosi et al., 2000, 2001, 2006 ; Figure I-29). Ces canyons se regroupent en chenaux qui viennent alimenter différents systèmes turbiditiques qui se développent sur la plaine abyssale. Le système du Var est alimenté par une rivière qui prend sa source à 2000 m d'altitude et dont le bassin versant fait 2800 km² (Jorry et al., 2011). Il s'étend jusqu'à 300 km des côtes et couvre une surface de 16000 km². Comme de nombreux systèmes turbiditiques (sableux ou non), il est composé par une zone de canyon suivie par un système chenal-levées qui alimente un ensemble de lobes (Migeon et al., 2006).

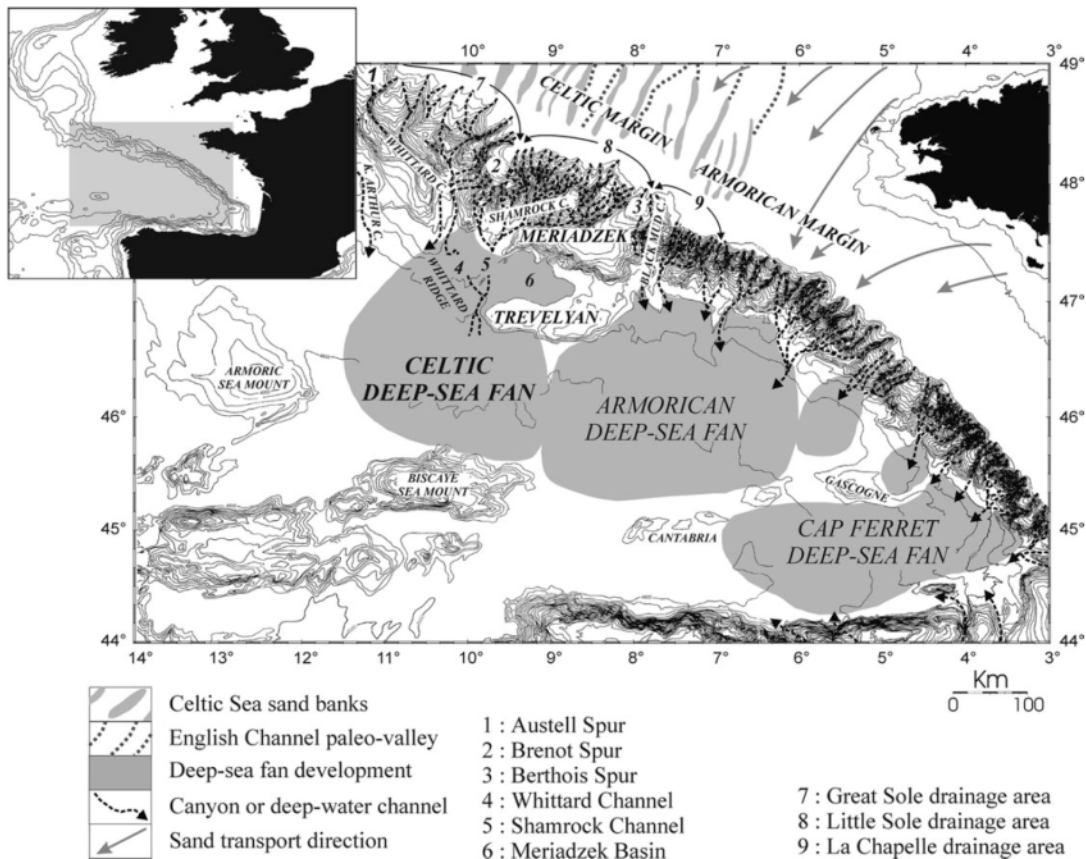


Figure I-29 - Carte bathymétrique et morphologique d'une partie du golfe de Gascogne avec la localisation des systèmes turbiditiques Celtique et Armoricain (d'après Zaragosi et al., 2000)

Les principaux facteurs de contrôle influant sur la mise en place des turbidites dans ces systèmes sont les variations climatiques et eustatiques. Dans les modèles classiques de stratigraphie séquentielle, les principales phases d'activité turbiditique sont liées aux périodes de bas niveau marin et de baisse du niveau marin. Durant les périodes de remontée du niveau marin, l'alimentation du système devient moins importante voir absente. C'est le cas de nombreux systèmes comme le Golo ou le Hueneme (Normark et al., 1998 ; Gervais et al., 2006). Les variations climatiques sont également un facteur essentiel pour de nombreux systèmes comme les systèmes Celtique, Armoricain et le Var (Toucanne et al., 2008 ; Jorry et al., 2011). Ces systèmes sont influencés par les changements dans le bassin de drainage aux cours des périodes glaciaires et interglaciaires.

Cette identification des différentes caractéristiques des systèmes turbiditiques sableux, volcanoclastiques ou silicoclastiques, va permettre de discuter l'originalité de la sédimentation et de la morphologie du système de Cilaos, induite par l'originalité de la source volcanoclastique

Chapitre II : Contexte géologique et géodynamique de l'île de La Réunion

Chapitre II : Contexte géologique et géodynamique de l'île de La Réunion

1. Contexte géodynamique.....	55
2. Morphologie de la partie émergée	56
2.1. Morphologie du Piton des Neiges.....	56
2.2. Morphologie du Piton de La Fournaise.....	57
3. Histoire volcanique de La Réunion	58
3.1. Le Piton des Neiges	59
3.2. Le Piton de la Fournaise.....	62
3.3. Le volcan des Alizés.....	63
4. Le climat	63
4.1. L'origine des changements climatiques.....	64
4.2. Le dernier cycle glaciaire dans le monde et les variations du niveau marin associées 65	
4.3. Le dernier cycle glaciaire et les variations du niveau marin à La Réunion	66
4.4. Le climat actuel	66
4.5. Relation entre climat, variation du niveau marin et apports turbiditiques.....	67
5. Hydrologie	68
5.1. Les rivières	68
5.2. Bassin versant et delta de la rivière Saint-Étienne.....	69
5.3. Hydrodynamique côtière.....	71
6. Morphologie de la partie immergée	73
6.1. Les travaux antérieurs sur la partie immergée de La Réunion.....	73
6.2. Morphologie générale de la partie sous-marine	74
6.3. La sédimentation sur la plaque.....	77
6.4. Les systèmes turbiditiques volcanoclastiques à La Réunion	78

Le système volcanique de La Réunion est situé en domaine intraplaque, loin de tout autre processus magmatique, tectonique ou sédimentaire pouvant interférer avec le fonctionnement du point chaud, faisant de La Réunion un contexte particulièrement favorable à l'étude de l'interaction entre les mécanismes volcaniques et sédimentaires. Dans ce chapitre seront présentées les caractéristiques volcaniques et morphologiques de l'île de La Réunion aussi bien à terre qu'en mer ainsi que les paramètres climatiques et hydrologiques qui l'affectent.

1. Contexte géodynamique

Situé dans l'Océan Indien à environ 750 km à l'est de Madagascar (21°S 55°E, figure 1), l'édifice volcanique de La Réunion repose sur une lithosphère océanique datée du Crétacé supérieur au Paléocène (80-54 Ma). Elle appartient, avec les îles Maurice et Rodrigues, à l'archipel des Mascareignes. Elle se situe dans le prolongement sud-ouest du plateau des Mascareignes et de l'île Maurice avec lesquels elle forme une ride asismique d'origine volcanique, la ride des Mascareignes (Figure II-30). Cette ride se trouve dans un compartiment d'une largeur d'environ 350 km, délimité par deux zones de fracture majeures d'orientation N35°. Ce sont les zones de fracture (FZ) de Mahanoro-Wilshaw à l'ouest et de Maurice à l'est (Figure II-30).

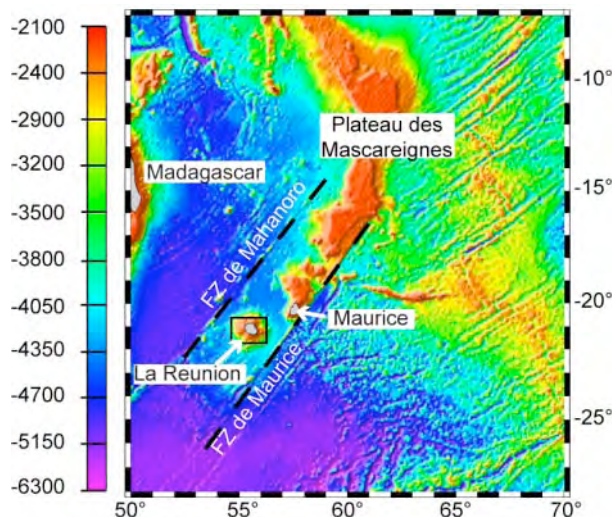


Figure II-30 - Carte bathymétrique « prédite » à partir de l'imagerie satellitaire (d'après Smith and Sandwell, 1997).

Le volcanisme intraplaque de La Réunion est attribué à un panache mantellique profond (Bonneville et al., 1988), dont l'origine serait liée au point chaud qui a généré les trapps du Deccan il y a 65 Ma (Duncan et al., 1989). Ce point chaud serait également à l'origine de la ride de Chagos-Maldives-Laccadive (50 à 60 Ma), du plateau des Mascareignes (40 à 30 Ma) et plus récemment de l'île Maurice (8 Ma) et de La Réunion (5 Ma) (Morgan, 1981; Bonneville et al., 1988 ; Duncan et al., 1989).

Cette hypothèse a été contestée par Burke (1996), pour qui le fonctionnement du point chaud à l'origine des trapps du Deccan se serait arrêté au niveau du banc de Nazareth, il y a 30 Ma. La ride des Mascareignes, l'île Maurice et La Réunion seraient alors issues d'un autre point chaud, plus récent.

Une des particularités de La Réunion est l'absence de flexure lithosphérique à l'aplomb de l'édifice, comme celle observée à Hawaii (Charvis et al., 1999 ; de Voogd et al., 1999). Ceci est expliqué par le faible volume de l'édifice et par la présence d'une épaisse couche de sédiments préexistants (Pou-

Palomé, 1997) mais aussi par la présence d'hétérogénéités dans la structure de l'édifice (Driad, 1997). Des données de sismique grand angle suggèrent une base de croûte anormale, mettant en évidence un placage sous-crustal localisé au sud-ouest de l'île (Driad, 1997; Gallart et al., 1999).

2. Morphologie de la partie émergée

L'île de La Réunion constitue la partie émergée d'un large édifice qui s'élève à 7000 m au-dessus du plancher océanique et dont le diamètre à la base est d'environ 220 km. L'île au sens strict s'élève à plus de 3000 m et a une forme elliptique de 50 x 70 km avec un axe d'allongement principal N120°. Comme dans le cas de beaucoup d'îles volcaniques, la partie émergée de l'édifice de La Réunion (2500 km²) ne représente qu'une partie infime du système volcanique soit 3% du volume total (De Voogd et al., 1999).

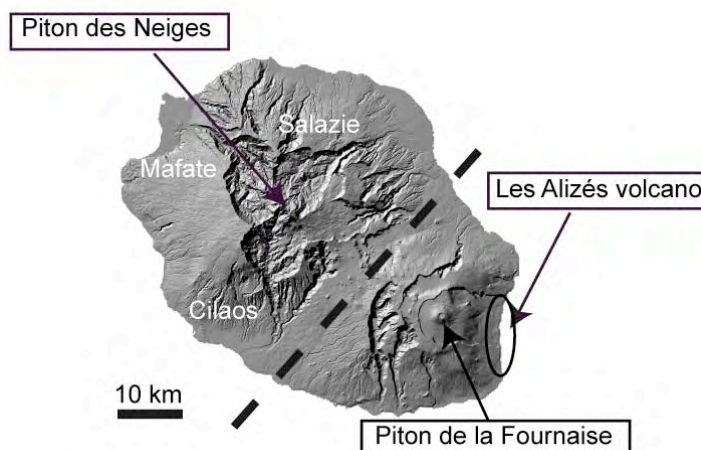


Figure II-31 - Carte de l'île de La Réunion avec la localisation des trois volcans de l'île et la localisation des cirques du Piton des Neiges. La ligne en pointillée marque la séparation entre les deux principaux volcans de l'île : le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise.

Cet ensemble volcanique est constitué par la juxtaposition de deux volcans : le Piton des Neiges, un volcan éteint situé au nord-ouest de l'île, et le Piton de la Fournaise, volcan toujours actif, situé au sud-est de l'île (Figure II-31).

2.1. Morphologie du Piton des Neiges

Le Piton des Neiges occupe les deux tiers nord-ouest de l'île et culmine actuellement à une altitude de 3069 m. C'est le point le plus haut de l'île. Son activité volcanique est datée entre 2,17 Ma et 12 ka. (Voir paragraphe 3.1). Sa morphologie est caractérisée par la présence de trois dépressions centrales majeures : les cirques de Mafate (au nord-ouest), Salazie (au nord-est) et Cilaos (au sud) (Figure II-32). Les cirques ont une profondeur d'environ 1000 m et un diamètre moyen de 10 km. Ils sont remplis par des dépôts détritiques non consolidés comme des dépôts d'avalanche de débris, de coulées de débris ou des brèches d'autres origines (Billard et Vincent, 1974).

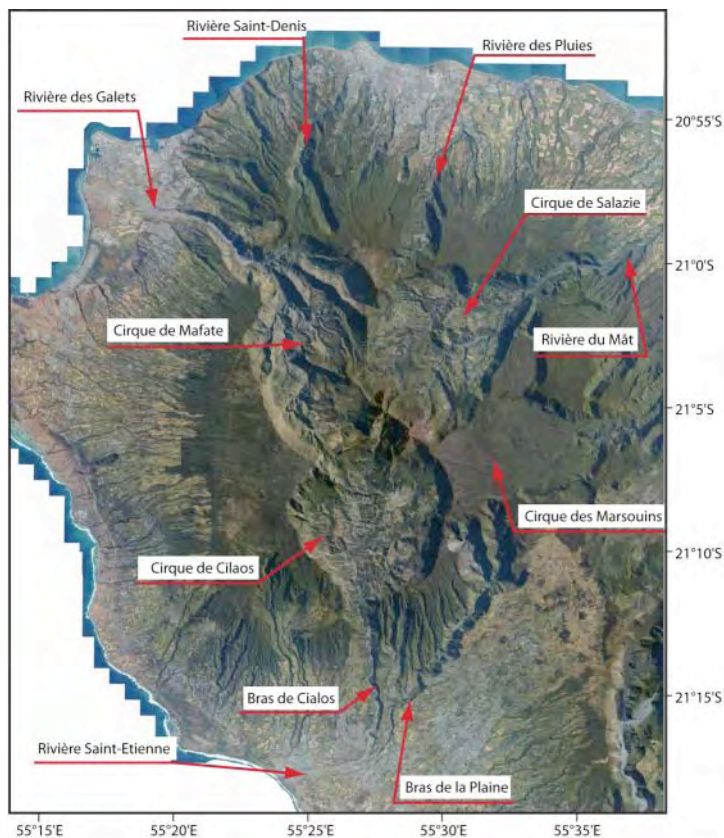


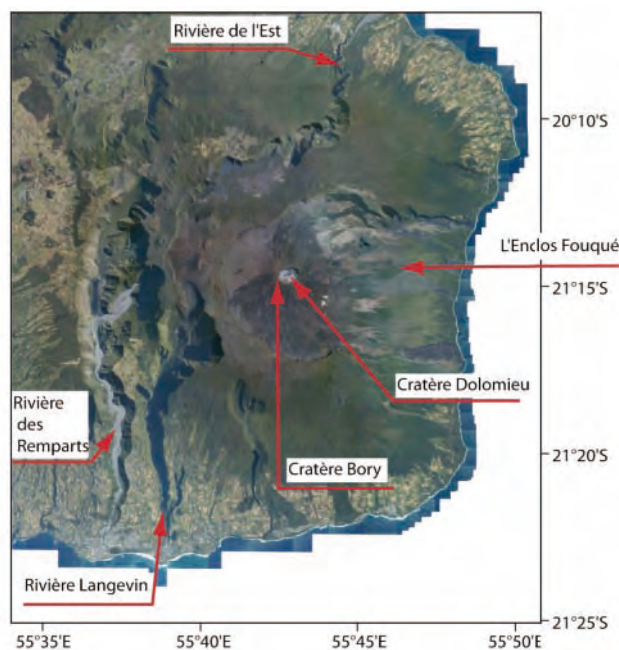
Figure II-32 - Photo aérienne du Piton des Neiges.

Plusieurs hypothèses sont proposées pour expliquer la formation de ces cirques. Certains auteurs considèrent qu'ils sont issus de processus d'érosion (Raunet, 1991 ; Kluska, 1997, Salvany et al., 2011), et pour d'autres de processus tectoniques comme l'étalement gravitaire (Oehler et al., 2005) ou de processus d'érosion sous contrôle structural (Kieffer, 1990).

Les trois cirques de Mafate, Salazie et Cilaos s'ouvrent sur la mer par une vallée étroite et profonde dont la partie aval est formée par un vaste cône de déjection (Raunet, 1991). Un quatrième cirque est également visible à l'est de Salazie. Il s'agit du cirque des Marsouins, un paléocirque partiellement rempli par des coulées de laves (Kieffer, 1990 ; Deniel et al., 1992) (Figure II-32). Il correspond aujourd'hui à la plaine du Bébour.

2.2. Morphologie du Piton de La Fournaise

Le Piton de la Fournaise occupe le tiers restant de l'île. Il culmine à 2631 m de haut. Sa morphologie actuelle est caractérisée par une série de structures d'effondrement correspondant à trois caldeiras concentriques imbriquées, s'ouvrant à l'est sur la mer (Chevallier et al., 1981). De l'ouest à l'est, on trouve : la caldeira de la rivière des Remparts, la caldeira de la Plaine des Sables et l'Enclos Fouqué. Ce dernier effondrement a un diamètre d'environ 9 km et une longueur de 13 km.



Le volcanisme actif de La Réunion a permis la constitution d'un cône terminal haut de 400m, situé au milieu de l'Enclos. Sa partie sommitale est formée par deux cratères : le cratère Bory à l'ouest avec un diamètre de l'ordre de 300 m et le cratère Dolomieu à l'est avec un diamètre d'environ 800 m (Figure II-33).

Les flancs du Piton de la Fournaise sont incisés par trois grandes vallées où s'écoulent la rivière des Remparts et la rivière Langevin au sud, ainsi que la rivière de l'Est au nord-est (Figure II-33).

Figure II-33 - Photo aérienne du Piton de la Fournaise.

3. Histoire volcanique de La Réunion

Le complexe volcanique de La Réunion est constitué par la juxtaposition de deux volcans principaux : le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise (Figure II-31). Des études géophysiques suggèrent l'existence d'un troisième édifice, ancien et très largement démantelé, situé à l'est du Piton de la Fournaise et appelé le volcan des Alizés (Malengreau et al., 1999) (Figure II-31). L'activité de ce volcan serait antérieure à celle du Piton de La Fournaise et partiellement contemporaine de celle du Piton des Neiges.

Sur la carte géologique, seules les formations du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise sont visibles (Figure II-34). Les laves du Piton des Neiges qui affleurent sont principalement les laves de sa dernière phase d'activité (phase IV Figure II-34). Les formations qui affleurent dans les cirques sont surtout des brèches ou des coulées de débris même si quelques affleurements du stade le plus ancien sont visibles (Figure II-34). Pour le Piton de la Fournaise, les laves qui affleurent sont majoritairement issues du bouclier récent même si le flanc ouest du volcan donne accès aux formations les plus anciennes (Figure II-34). L'activité volcanique actuelle du volcan est concentrée dans la caldera de l'Enclos Fouqué (Figure II-34).

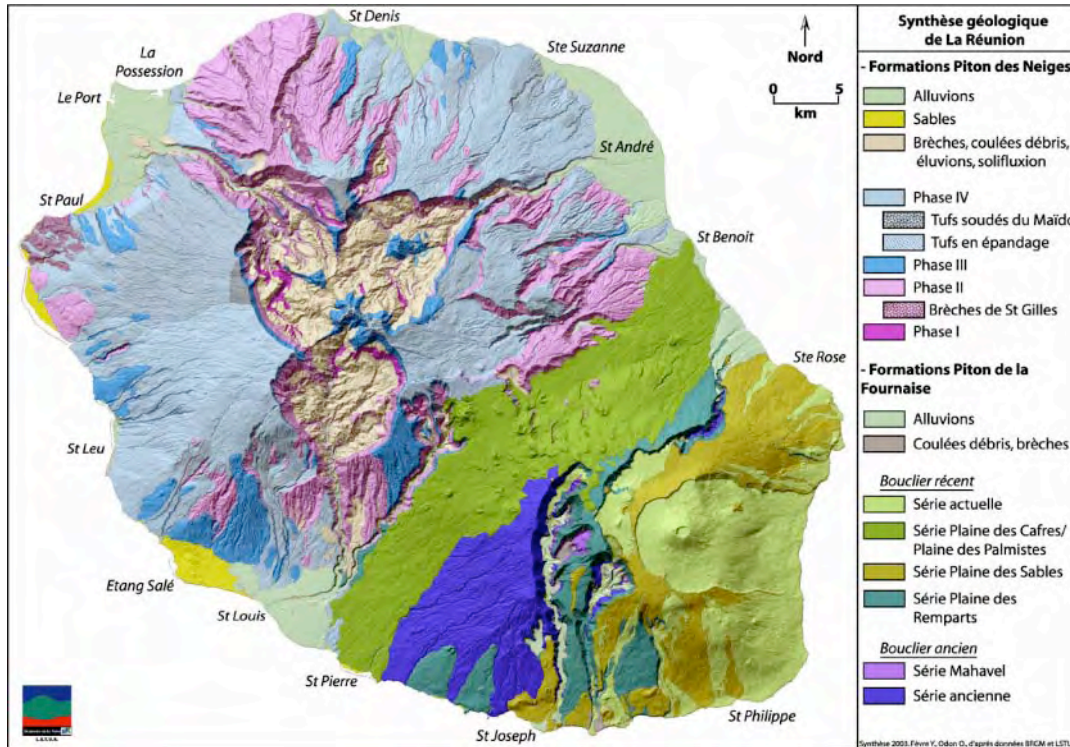


Figure II-34 - Carte géologique simplifiée de La Réunion réalisée à partir des données de Billard et Vincent (1974). Conception Fèvre (2005).

3.1. Le Piton des Neiges

Le Piton des Neiges correspond au plus ancien des édifices volcaniques affleurant. Son émergence est antérieure à 2,17 Ma (McDougall, 1971 ; Quidelleur et al., 2010), mais aucune datation plus ancienne n'a pu être obtenue en raison de la forte altération des coulées anciennes.

Son activité volcanique est divisée en deux stades majeurs correspondant d'une part à son activité basaltique, appelée également série des océanites (Upton et Wadsworth, 1965), et d'autre part à sa période de production de laves différenciées, appelée série différenciée (Upton et Wadsworth, 1965). Ces deux stades sont eux-mêmes divisés en deux phases (Figure II-35).

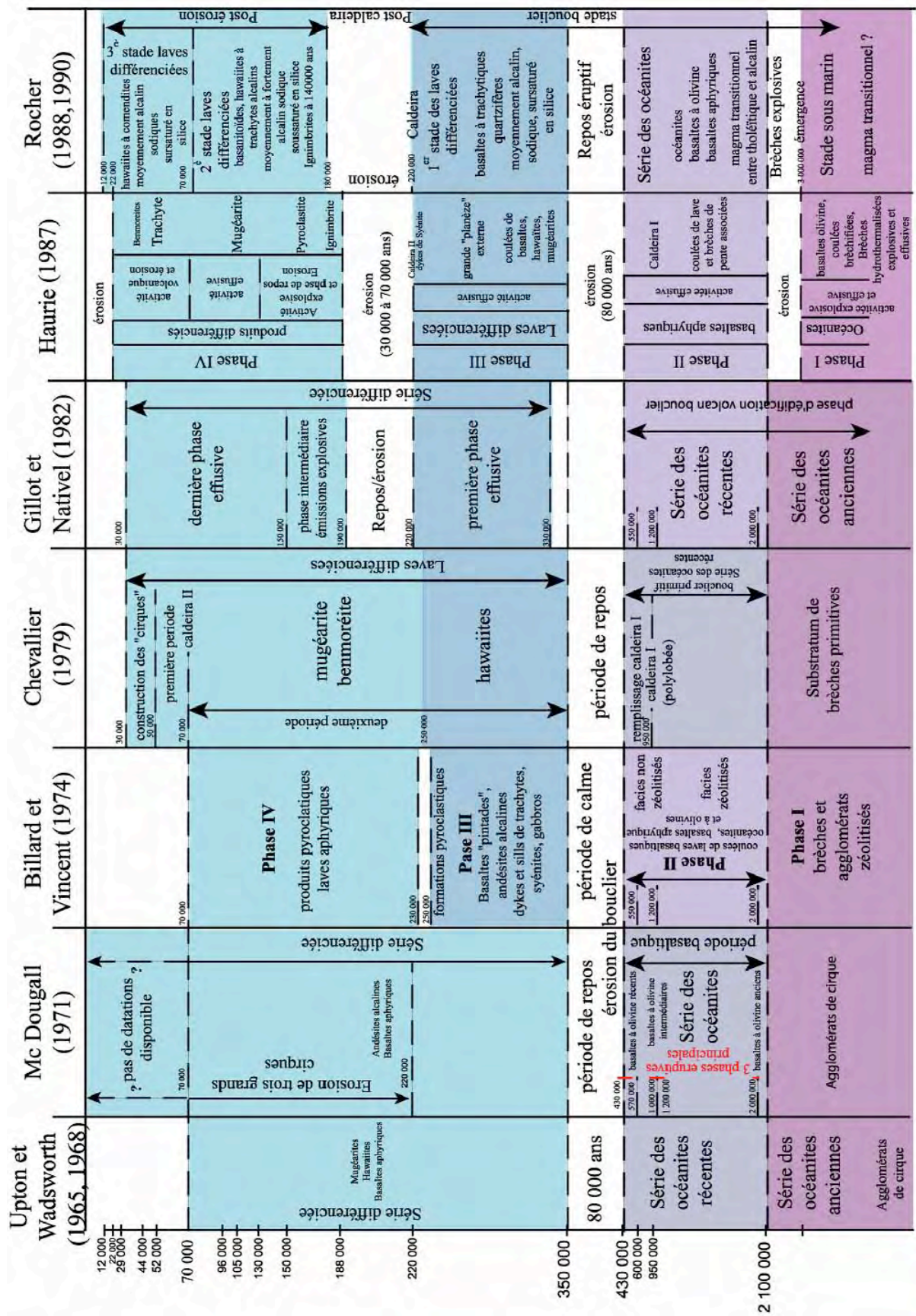


Figure II-35 - Comparaison entre les différentes interprétations des unités volcano-structurales du Piton des Neiges (d'après Fèvre, 2005, adapté de Bret et al., 2003).

3.1.1. Activité basaltique

- **Phase I** : Elle correspond à la mise en place de l'unité la plus ancienne observable et datée du Piton des Neiges (> 2,17 Ma). Elle est principalement visible dans le fond des cirques. Elle est caractérisée par des laves basaltiques très fortement altérées appelées « conglomérats de cirque » (Upton et Wadsworth, 1965; McDougall, 1971). Cette phase a parfois été attribuée à la formation sous-marine du volcan (formation en rose foncé dans les cirques Figure II-34).

- **Phase II (2,17 à 0,43 Ma)** : Elle correspond à l'édification du volcan bouclier. Elle est caractérisée par des coulées basaltiques riches en olivine et des basaltes aphyriques (formation en rose pale Figure II-34). McDougall (1971) propose à partir des données géochronologiques de définir trois périodes d'activité effusive : entre 2,1 et 1,9 Ma, entre 1,2 et 1 Ma et entre 0,55 et 0,43 Ma. Par la suite les travaux de Kluska (1997), de Quidelleur et al. (2010) et de Salvany et al. (2011) permettent d'établir de nouvelles limites à ces trois périodes d'activité effusive qui sont : entre 2,17 et 1,9 Ma, entre 1,4 et 0,95 Ma et entre 0,6 et 0,43 Ma.

Les phases II et III sont séparées par 80 ka sans activité, correspondant à la période de transition entre la série des océanites et la série différenciée. C'est une période de repos et d'érosion importante du volcan.

3.1.2. Activité différenciée

- **Phase III (350 à 230 ka)** : Elle correspond au début de la différenciation magmatique. Elle est marquée par une activité principalement effusive comprenant des basaltes à plagioclase et des hawaïtes (formation en bleu Figure II-34). Cette phase se termine avec la première phase d'activité pyroclastique du Piton des Neiges (Kieffer, 1990 ; Kieffer et al., 1993)

- **Phase IV (230 à 12 ka)** : Cette phase correspond à la fin de l'activité différenciée avec l'apparition de trachytes et de mugéarites (formation en bleu clair Figure II-34). Elle est caractérisée par une alternance de périodes effusives et de périodes explosives. A 180 ka, le Piton des Neiges connaît un épisode explosif très important appelé « phase ignimbrétique ». Celui-ci est suivi par un calme éruptif (180-140 ka) et par une période de forte érosion, qui, d'après Kluska (1997), serait à l'origine du creusement des cirques de Cilaos et Mafate. Entre 140 et 70 ka, l'activité du Piton des Neiges est effusive avec émission de basalte à plagioclase. L'activité explosive reprend entre 70 et 35 ka (Kluska, 1997), les dépôts associés sont les plus différenciés de l'histoire du Piton des Neiges. La dernière période d'activité du Piton des Neiges est située entre 35 et 12 ka (Deniel et al, 1992).

3.1.3. La géochimie des laves du Piton des Neiges

Comme présenté précédemment, les laves du Piton des Neiges sont regroupées en deux ensembles principaux : la phase basaltique et la phase différenciée. Ces laves sont issues d'un magmatisme transitionnel à faiblement alcalin, comme l'ensemble des laves de l'île de La Réunion (Figure II-36).

Le premier groupe s'étend des océanites au sens strict jusqu'aux basaltes à olivine et basaltes aphyriques. La différence est que les océanites contiennent 15 à 20 fois plus de mégacristsaux d'olivine

que les basaltes. Les laves basaltiques les plus pauvres en olivine ont une chimie caractérisée par des teneurs en SiO_2 de l'ordre de 48 % à 49%. Elles contiennent 5 à 6 % de MgO pour un peu moins de 1 % de K_2O (Upton and Wadsworth, 1972).

Le deuxième groupe, correspondant à la série différenciée, ne représente même pas 10 % du volume total du Piton des Neiges (Gillot et Nativel, 1989). Il couvre une large diversité de laves comme les basaltes, les hawaïites, les mugéarites, les benmoréites et les trachytes. Il est donc difficile d'établir une chimie moyenne pour ces roches qui constituent une série magmatique faiblement alcaline à tendance sodique. On remarquera simplement une augmentation des teneurs en SiO_2 des basaltes (45 %) aux trachytes (57-65 %), une diminution en MgO passant de 5 % pour les basaltes à moins de 1 % pour les trachytes et une augmentation des teneurs en K_2O passant de 1 % à 4 %.

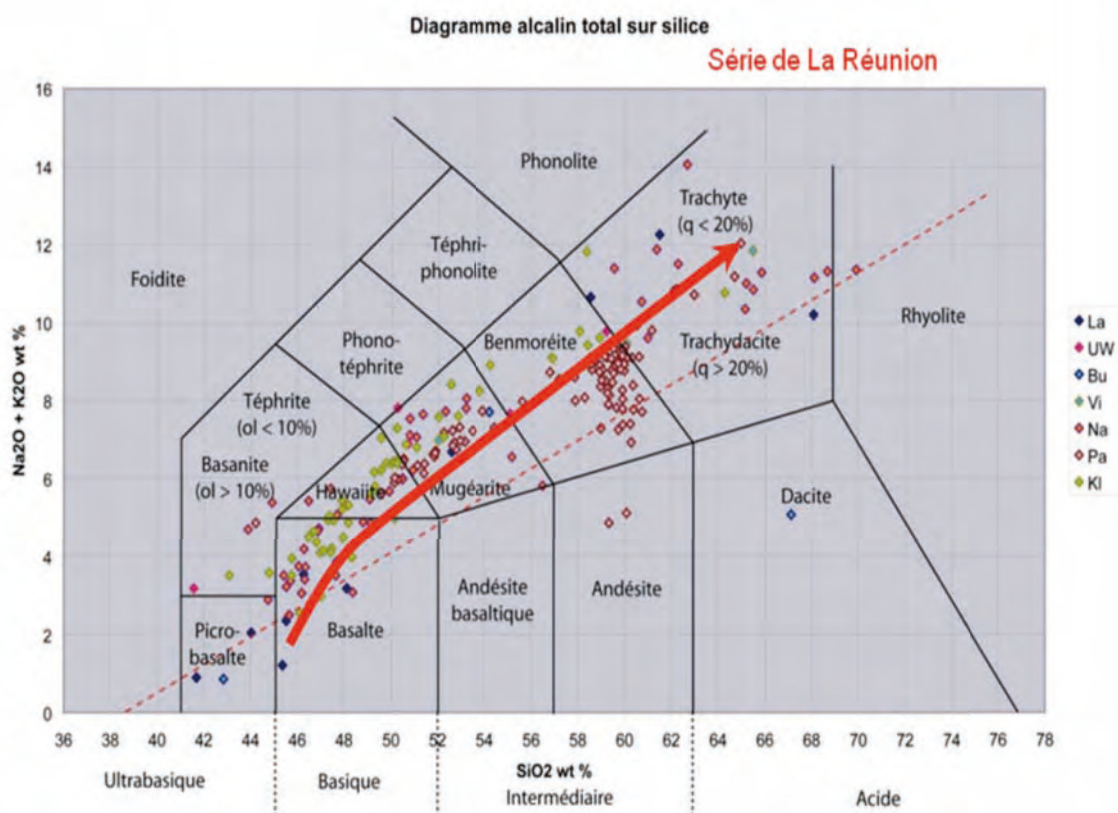


Figure II-36 - Diagramme TAS (Total Alkali Silica) pour les laves de La Réunion, qui se situent dans la série Alcaline.

3.2. Le Piton de la Fournaise

Le deuxième volcan formant l'île de La Réunion est le Piton de la Fournaise. C'est l'un des volcans basaltiques les plus actifs au monde. Son activité récente est concentrée dans le cône central et le long de ses rifts zones NE et SE. Le Piton de la Fournaise est apparu il y a environ 450 ka (Gillot et Nativel, 1989 ; Merle et al., 2010). Il a eu une période d'activité commune avec le Piton des Neiges de près de 400 ka. Il s'est construit par une activité essentiellement effusive avec des laves fluides et par l'édification successive de plusieurs volcans boucliers décentrés les uns par rapport aux autres.

L'activité volcanique du Piton de la Fournaise se divise en deux périodes principales (Bachèlery et Mairine, 1990) : le bouclier ancien et le bouclier récent.

- **Le bouclier ancien (> 450 à 150 ka)** : Cet épisode volcanique correspond à la formation du bouclier ancien dont le centre éruptif serait situé à l'aplomb de l'actuelle Plaine des Sables (formation en violet Figure II-34). Il peut être divisé en deux séries pétrographiques :

- > 450 à 290 ka : La série ancienne caractérisée par des laves basaltiques à olivine (océanites et basaltes) formant les pentes des hauts du Tampon. Sa mise en place prend fin avec l'effondrement de la caldera de la rivière des Remparts.

- 290 à 150 ka : La série du volcan de Mahavel caractérisé par des laves à olivines venant combler partiellement cette première caldera.

- **Le bouclier récent (150 ka à l'actuel)** : Ce deuxième épisode correspond à l'édification du bouclier récent avec migration du centre éruptif vers l'est (position actuelle) (Bachèlery et Mairine, 1990) (formation en vert Figure II-34). La phase du bouclier récent correspond à la formation de trois caldeiras : le Morne Langevin (150 ka), la plaine des Sables (65 ka) et l'Enclos (5 ka).

3.3. Le volcan des Alizés

Une structure dense a été reconnue sous le flanc est du Piton de la Fournaise par gravimétrie (Gailler et al., 2009 ; Malengreau et al., 1999 ; Rousset et al., 1989) et par forage (Rançon et al., 1989) indiquant la présence d'une ancienne chambre magmatique. Le forage réalisé sur la côte est du Piton de la Fournaise a permis la découverte d'un large complexe intrusif situé entre 1000 m et plus de 3000 m de profondeur sous la zone du Grand Brûlé. Celui-ci est profondément enraciné, 5-6 km d'après les modèles de gravimétrie (Rousset et al., 1989 ; Malengreau et al., 1999) et n'est associé à aucune structure volcanique connue. Il a donc été interprété comme un centre volcanique antérieur au Piton de la Fournaise, appelé le volcan des Alizés. Les anomalies magnétiques négatives au large de la côte est (Lénat et al., 2001) suggèrent que les roches appartenant au volcan des Alizés pourraient être présentes à faible profondeur dans cette zone. L'activité du volcan des Alizés serait antérieure ou en partie contemporaine à celle du Piton des Neiges (Lénat et al., 2009). Un âge de 3,3 Ma a été récemment obtenu à partir d'un échantillon dragué sur le flanc N-E du Piton de la Fournaise (Smietana et al., 2010). Enfin, les formations alcalines différenciées (Albarède et al., 1997 ; Bachèlery et Mairine, 1990) affleurant principalement dans les grandes vallées entaillant le massif fournaisien, et datées entre 530 et 450 ka (Gillot et Nativel, 1989 ; Gillot et al., 1994), constitueraient les dernières émissions attribuées à cet édifice (Merle et al., 2010 ; Smietana, 2011). Ces formations regroupées sous l'appellation d'unités des laves « Pintades » (Merle et al., 2010) sont constituées de basaltes à plagioclases, basaltes aphyriques, hawaïites et mugéarites.

4. Le climat

Ce paragraphe a pour but de présenter les conditions climatiques qui ont affecté l'île de La Réunion au cours du dernier cycle glaciaire. Nous présenterons quelle est l'origine de ces variations climatiques et qu'elles sont les principales variations observées à l'échelle du globe, pour ensuite présenter celles qui

sont observées plus précisément à La Réunion. Peu de travaux ont été effectués sur les variations climatiques à l'échelle de l'île, nous nous baserons essentiellement sur les travaux de Colonna (1996) et Camoin et al. (1997, 2004) qui couvrent les derniers 30 000 ans.

4.1. L'origine des changements climatiques

C'est par l'étude isotopique des glaces des pôles et du Groenland (EPICA, 2004) et par l'étude des sédiments marins (Imbrie et al., 1984 ; Shackleton, 2000 ; Lisiecky and Raymo, 2005) qu'ont pu être décrits les cycles glaciaires au cours du Quaternaire. Ces analyses sont basées sur la mesure des variations des rapports isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et de $\delta^{13}\text{C}$ mesurés dans l'air piégé dans la glace des calottes polaires ou sur l'étude du $\delta^{18}\text{O}$ issu des assemblages de foraminifères dans les sédiments (Figure II-37).

Ces études ont permis de mettre en évidence une cyclicité dans les variations climatiques : un premier type de cycles à long terme avec une périodicité de l'ordre de la centaine à la dizaine de milliers d'années et un second type de cycles, plus courts, de l'ordre de quelques centaines à milliers d'années (Figure II-37). Ces derniers sont appelés cycle de Dansgaard-Oeschger (Dansgaard et al., 1993).

Les cycles longs, appelés cycles de Milankovitch (1920), sont liés aux variations des paramètres orbitaux de la Terre. Trois paramètres principaux ont une influence :

- l'excentricité, qui correspond au degré d'aplatissement de l'ellipse décrite par la Terre autour du Soleil, dans le plan orbital de la Terre. Elle a deux périodes principales de 400 000 et 100 000 ans.

- l'obliquité, qui est l'angle que forment l'axe de rotation terrestre et la perpendiculaire au plan de son orbite. Sa période principale est de l'ordre de 41 000 ans

- la précession des équinoxes, qui correspond à la variation de l'axe de rotation de la Terre a deux périodes majeures de 23 000 et 19 000 ans ce qui fait une moyenne de 21 700 ans. L'association de ces différents paramètres entraîne des variations du bilan radiatif à la surface de la Terre avec des changements de la répartition spatiale des énergies.

Ces variations sont à l'origine de l'évolution et la cyclicité des climats à l'échelle du Quaternaire. Au cours du Pléistocène, la cyclicité glaciaire / interglaciaire est passée d'une cyclicité d'environ 40 ka ans à une cyclicité d'environ 100 ka, il y a environ 900 ka (Ruddiman et al., 1989 ; Pisias et Moore, 1981). Cette transition est appelée transition du Pléistocène Moyen (MPT) (Figure II-37).

Cette cyclicité glaciaire / interglaciaire se traduit par une cyclicité dans les données de $\delta^{18}\text{O}$ par suite du fractionnement des isotopes de l'oxygène lors de l'évaporation de l'eau de l'océan et de sa condensation en pluie ou neige. En période glaciaire, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont élevées, et en périodes interglaciaires les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont faibles. Ainsi, l'alternance de stades glaciaires et de stades interglaciaires correspond aux stades isotopiques. Les numéros impairs correspondent aux interglaciaires et les numéros pairs aux périodes glaciaires (Figure II-37). Le stade numéro 1 est relatif à l'interglaciaire actuel.

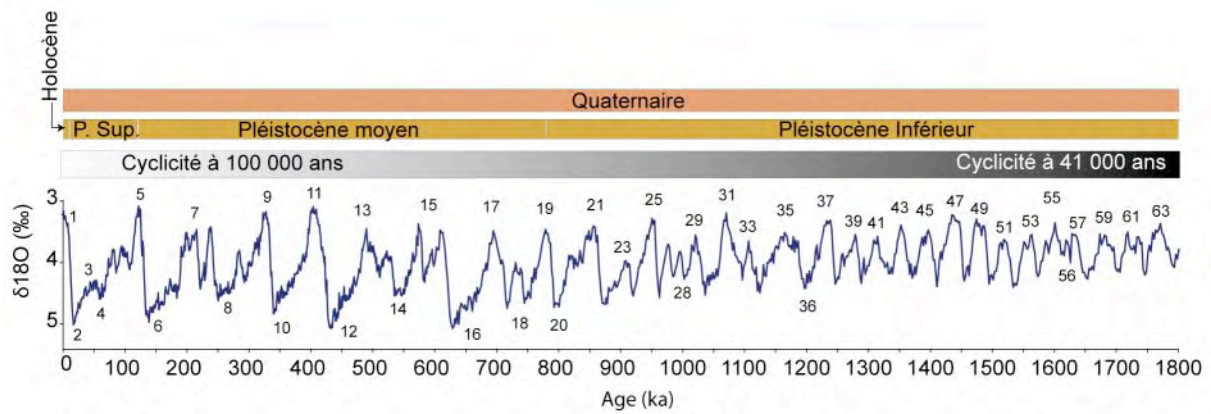


Figure II-37 - Courbe isotopique de référence (LR-04) issue du rapport isotopique de l'oxygène dans les foraminifères benthiques de 57 carottes marines réparties à travers le monde (Lisiecki and Raymo, 2005). Modifié d'après Toucanne (2008).

4.2. Le dernier cycle glaciaire dans le monde et les variations du niveau marin associées

Le dernier cycle glaciaire est composé des stades isotopiques marins (MIS) 1 à 5 définis à partir des modèles de fluctuation du $\delta^{18}\text{O}$ dans les sédiments marins (Imbrie et al., 1984). Le stade MIS-5, qui a débuté il y a environ 125 000 ans et s'est terminé vers 110 000 ans, est composé du dernier interglaciaire (sous-stade MIS-5e) et d'une série d'oscillation entre des périodes de refroidissement (sous-stades MIS-5d et 5b) et de réchauffement (sous-stades MIS-5a et 5c). Les stades MIS-4 et MIS-3 correspondent à des périodes froides qui s'étendent jusqu'à 29 000 ans. Ensuite, débute le stade MIS-2 qui comprend le dernier maximum glaciaire (LGM) et le début du réchauffement appelé tardiglaciaire. Le stade MIS-1 correspond à l'Holocène (10 000 ans à aujourd'hui), cette période de réchauffement climatique fait suite au début du réchauffement à la fin du MIS-2.

De nombreux autres événements climatiques ont eu lieu au cours de la dernière transition glaciaire-interglaciaire, correspondant à la transition entre la dernière période glaciaire et l'Holocène, appelée terminaison I. Celle-ci est marquée par deux refroidissements majeurs : l'évènement de Heinrich 1 (entre 18 et 16 ka cal. BP) et le Younger Dryas (12,6 à 11,5 ka cal. BP) séparés par le réchauffement du Bølling Allerød (de 14,7 à 12,6 ka cal. BP).

Ces variations climatiques sont à l'origine d'importantes fluctuations du niveau marin (Lambeck et al., 2002). Les périodes glaciaires correspondent à un bas niveau marin du fait d'un grand volume de glace stocké sur les continents. L'amplitude de ces variations du niveau marin, principalement reconstruite par l'étude des enregistrements isotopiques des carottes marines, atteint plus de 120 m au cours d'un cycle glaciaire-interglaciaire (Bard et al., 1990 ; Fairbanks, 1989 ; Rabineau et al., 2006 ; Rohling et al., 1998). En plus de ces variations avec une cyclicité à long terme (100 ka), des variations moins importantes (trentaine de mètres) sont observées avec une cyclicité de 20 ou 40 ka (Laurin and Sageman, 2007 ; Lambeck et al., 2002).

4.3. Le dernier cycle glaciaire et les variations du niveau marin à La Réunion

À La Réunion, les principales connaissances sur les variations du niveau marin proviennent de l'étude de forages réalisés dans des récifs coralliens des îles Maurice, La Réunion et Mayotte (Colonna, 1996 ; Camoin et al., 1997, 2004). Les estimations des variations du niveau marin s'étendent du dernier maximum glaciaire à l'Holocène. Le plus bas niveau observé est atteint durant le LGM (entre -110 m (Camoin et al., 2004) et -145 m (Colonna, 1996)) et est daté à 18,4 ka. Entre 16 et 13,6 ka, la remontée du niveau marin est modérée (Colonna, 1996). Elle est suivie par une remontée rapide à 13,5 ka (Camoin et al., 2004). Entre 10 et 7,25 ka, la transgression ralentit jusqu'à se stabiliser au niveau actuel des mers il y a 2,5 ka.

4.4. Le climat actuel

Actuellement, l'île de La Réunion est soumise à un climat tropical humide de régime océanique caractérisé par de fortes pluies. Le régime d'alizés, orientés est-sud-est, entraîne des précipitations variables dans le temps et dans l'espace. En effet, l'île connaît deux saisons distinctes, l'hiver austral, froid et sec, et l'été austral, chaud et humide. Elle possède également deux régions climatiques différentes : un côté au vent, à l'est de l'île, qui reçoit 70% des précipitations (entre 3 et 12 m par an) et un côté sous le vent, à l'ouest, qui reçoit moins de deux mètres d'eau par an (Figure II-38). Les précipitations varient également en fonction de l'altitude avec un maximum de pluie à mi-pente de l'île (Figure II-38).

L'autre caractéristique de cette région est l'existence de conditions cycloniques saisonnières. Ces cyclones se forment durant l'été austral et se déplacent d'est en ouest. Ils provoquent des vents violents (jusqu'à 250 km.h⁻¹) et des pluies diluviennes (jusqu'à 1 m en 24 h).

Les taux de précipitation sur l'île font partie des taux les plus importants au monde, jusqu'à 12 m par an avec des précipitations très importantes à la journée, jusqu'à 1825 mm (Barcelo et al., 1997 ; Robert, 2001).

Les fortes précipitations favorisent l'érosion de l'île (Louvat et Allègre, 1997 ; Rad et al., 2007). Les cyclones tropicaux entraînent des pluies importantes et des crues torrentielles causant une érosion importante des sols. Les travaux de Garcin (2005) montrent que si le total des précipitations pendant le cyclone est supérieur à 300 mm, que la durée de l'évènement dépasse (ou est égal) à 72 h ou que l'intensité moyenne des précipitations pendant le cyclone est supérieure (ou égale) à 20 mm.h⁻¹, il y aura transport de très grande concentration de sédiments dans les rivières. Les travaux de Saint-Ange et al. (2011) montrent que, dans le cas de la rivière Saint-Étienne, ces sédiments sont transportés en mer sur de grandes distances et forment un système turbiditique.

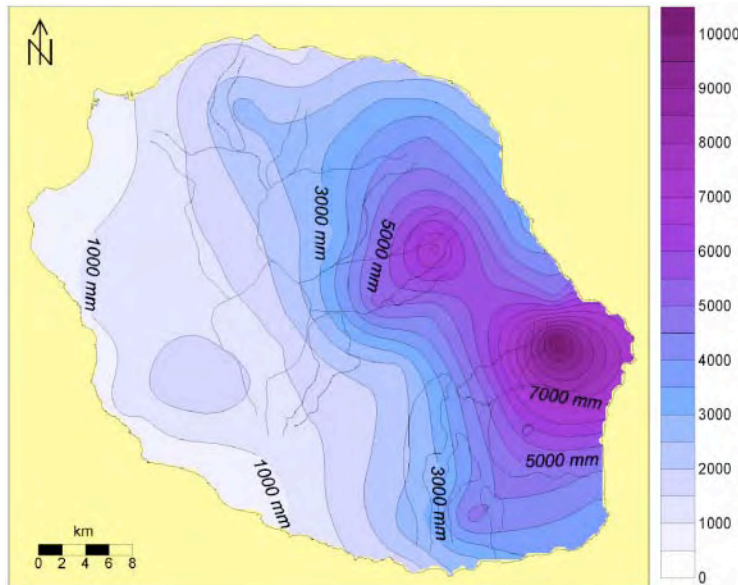


Figure II-38 - Moyennes annuelles des précipitations à La Réunion, en mm, entre 1971 et 2000 (d'après les données Météo France 2001).

4.5. Relation entre climat, variation du niveau marin et apports turbiditiques

Le modèle « classique » de stratigraphie séquentielle propose que la sédimentation turbiditique commence lors d'une baisse du niveau marin et atteint son maximum lors du bas niveau marin (Stow et al., 1983). Inversement, pendant les périodes de remontée du niveau marin et les hauts niveaux marins, la sédimentation turbiditique est faible voir absente. Lors de la baisse du niveau marin, le rivage se rapproche du bord du plateau, ce qui permet une incision importante des dépôts du plateau par le réseau fluvial. L'alimentation du bassin par les rivières est plus importante, et la position du delta en bordure de plateau entraîne des instabilités de pente plus fréquentes. Pendant la remontée du niveau marin, les sédiments sont piégés sur le plateau ce qui réduit le transport des sédiments dans le milieu profond. Ce modèle est principalement vrai dans le cas de marge passive (Ducassou et al., 2009 ; Henrich et al., 2010). Lorsque le système est alimenté par un orogène actif (système turbiditique du Bengal, Weber et al., 1997 ; système turbiditique du Makran, Bourget et al., 2011) ou qu'il possède un plateau continental étroit (Zaïre, Droz et al., 1996 ; canyon du Dakar, Pierau et al., 2011) son activité turbiditique est également active en période de haut niveau marin. Le canyon reste connecté à la rivière même pendant les périodes de haut niveau marin ce qui permet une alimentation continue du système.

En domaine volcanique, la mise en place de turbidites dans les bassins au large d'une île volcanique, comme Hawaii ou les Canaries, est liée à des grands glissements de flancs des volcans (Alibès et al., 1999 ; Weaver et al. 1998 ; Garcia and Hull, 1994). Les travaux de McMurtry et al. (2004) sur les îles d'Hawaii et les travaux de Quidelleur et al. (2008) sur les îles volcaniques montrent que ces grands glissements se produisent préférentiellement lors de phase de remontée rapide du niveau marin. Celle-ci modifie les conditions de pression dans les sédiments poreux qui forment les flancs de l'île, provoquant ainsi des glissements de flancs.

Le climat est également un facteur important sur la sédimentation des systèmes turbiditiques. En période glaciaire, le climat est généralement aride, le transport par les rivières devient moins important et les sédiments s'accumulent sur le plateau (Ducassou et al., 2009). Les processus éoliens dominent et

permettent parfois la formation de dunes sur le plateau découvert (Pierau et al., 2011 ; Henrich et al., 2010). Lors de la remontée du niveau marin, l'importante quantité de sédiment accumulé sur le plateau est remobilisée et transportée dans le domaine profond. En période humide, l'apport éolien diminue mais le transport des rivières devient plus important, permettant l'alimentation des canyons même en période de haut niveau marin (Ducassou et al., 2009 ; Prins et Postma, 2000 ; Henrich et al., 2010).

5. Hydrologie

La morphologie de l'île de La Réunion est fortement marquée par les processus d'érosion illustrés par les nombreuses vallées qui incisent l'île (Figure II-32, Figure II-33). Dans ce paragraphe, nous allons voir quels sont les grands traits morphologiques et hydrologiques en liaison avec cette érosion et cibler plus particulièrement sur les caractéristiques du bassin versant de la rivière Saint-Etienne, qui est au cœur de notre étude.

5.1. Les rivières

Les fortes précipitations, favorisant l'érosion des sols meubles de La Réunion ont permis la formation d'un réseau hydrographique extrêmement dense avec plus de 750 ravines et rivières (Figure II-39). Parmi celles-ci, seul un petit nombre a un écoulement permanent, notamment le Bras de la Plaine, le Bras de Cilaos, la rivière du Mât, la rivière des Galets, la rivière des Pluies pour le Piton des Neiges (Figure II-32) et la rivière du Rempart, la rivière Langevin et la rivière de l'Est pour le Piton de la Fournaise (Figure II-33).

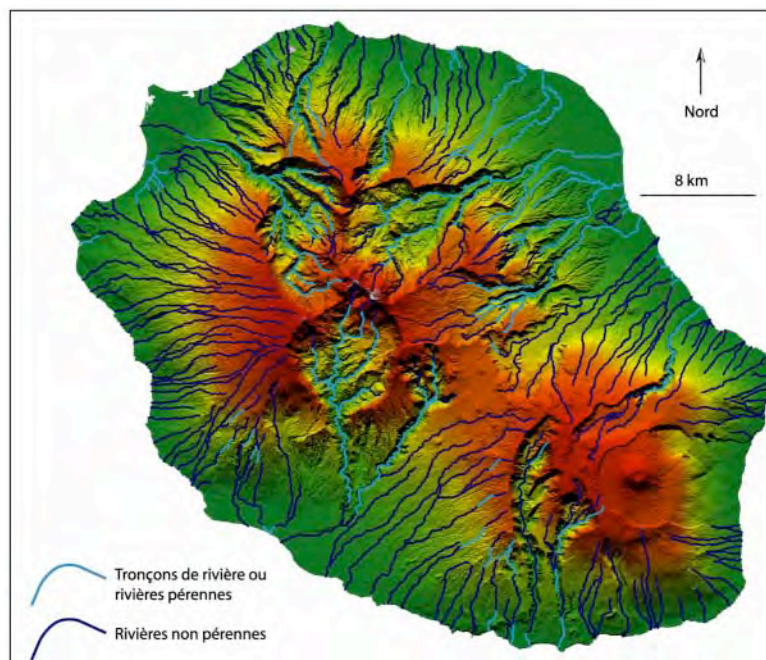


Figure II-39 - Carte du réseau hydrographique de La Réunion (d'après Fèvre, 2005).

Les trois principales rivières pérennes qui drainent le Piton des Neiges ont leur source à l'intérieur des cirques. Le cirque de Mafate est drainé par la rivière des Galets et le Cirque de Salazie par la rivière du Mât. Le cirque de Cilaos, quant à lui, est drainé par le Bras de Cilaos qui rejoint ensuite le Bras de la Plaine pour former en aval la rivière Saint-Etienne. Nous reviendrons plus en détail sur le cirque de Cilaos dans le paragraphe suivant.

Ces rivières ont un écoulement torrentiel avec un débit moyen compris entre 1 et 10 m³.s⁻¹ et un débit en crue pouvant atteindre 2500 m³.s⁻¹. Cette valeur du débit en crue de la rivière du Mât a été estimée lors du cyclone de 1944 (Raunet, 1991). Le taux d'érosion mécanique associé à ces rivières est de l'ordre de 1200-9100 t/km²/an. Ce taux est l'un des plus importants au monde (Louvat et Allègre, 1997).

5.2. Bassin versant et delta de la rivière Saint-Étienne

La rivière Saint-Étienne correspond à la jonction entre le Bras de la Plaine et le Bras de Cilaos à environ six kilomètres de la côte. Elle a une largeur de 1,3 km (Figure II-40). Le Bras de Cilaos draine l'intérieur du cirque de Cilaos et le Bras de la plaine sa partie extérieure, à l'est (Figure II-40).

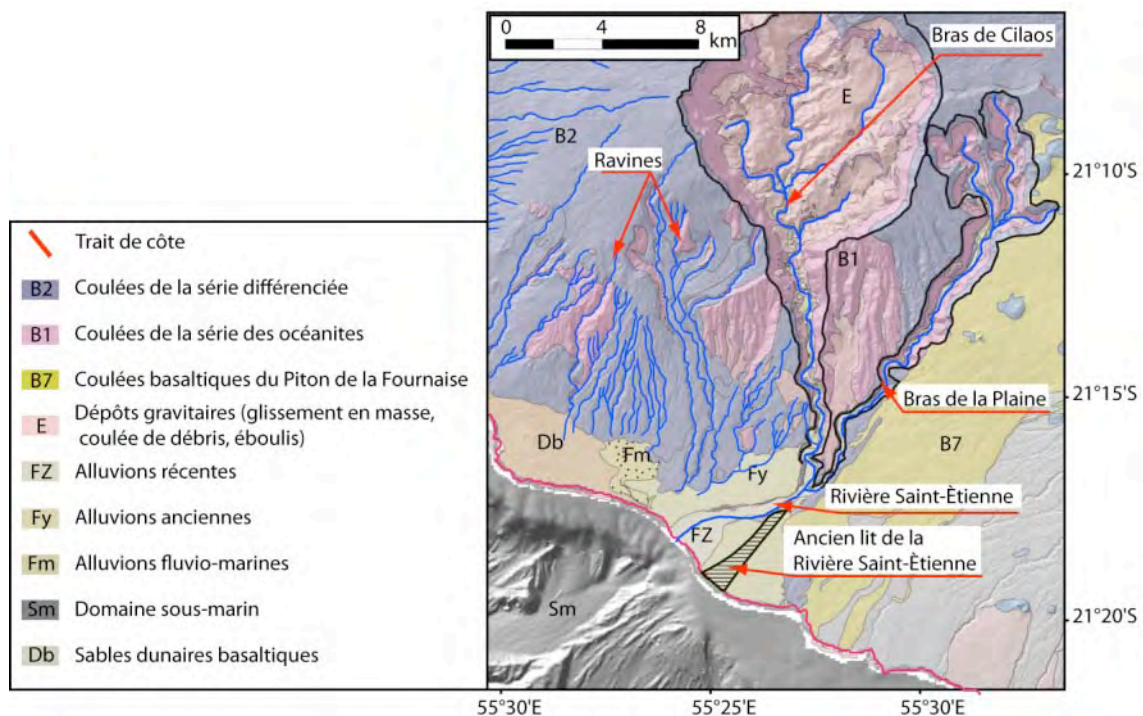


Figure II-40 - Carte géologique du bassin versant de la rivière Saint-Étienne.

Le bassin versant de la rivière Saint-Étienne occupe une surface de 196 km² (Saint-Ange, 2009 ; Saint-Ange et al., 2011). Le débit moyen journalier de la rivière Saint-Étienne est obtenu par le cumul des débits moyens du Bras de la Plaine et du Bras de Cilaos. En 2009, il était d'environ 4 m³.s⁻¹ (Office de l'Eau, 2009). Pendant les périodes de crue, ce débit peut atteindre 1450 m³.s⁻¹ pour des crues avec des périodes de retour de cinq ans et 5050 m³.s⁻¹ pour des crues centennales (SOGREAH, 1998). Les

vitesses d'écoulement durant ces crues, pour la rivière Saint-Étienne, dépassent souvent 6 m.s^{-1} (SOGREAH, 1998). Durant le cyclone Gamède en février 2007, une crue importante de la rivière Saint-Étienne a détruit le pont qui permettait de la traverser (Figure II-41.A). Le courant principal, dont le débit estimé était de $1000 \text{ m}^3 / \text{s}$, était centré sur l'une des piles du pont ce qui a provoqué son effondrement et celui du pont (Binet-Tarbé de Vauxclairs, 2007). Ce type de crue correspond à une période de retour de 5 ans.

Lors de ces crues, la rivière Saint-Étienne transporte une grande quantité de sédiments qui forment un delta au débouché de celle-ci. Le delta de la rivière Saint-Étienne fait environ 20 km^2 et est caractérisé par des dépôts de coulées de débris et d'écoulements hyperconcentrés, à éléments très grossiers, attribués à des écoulements de crues successives (Saint-Ange, 2009) (Figure II-41). La figure 11 illustre les dépôts qui forment le delta. Il s'agit principalement de l'alternance de niveaux de dépôts volcaniques et de dépôts alluvionnaires. La figure 11.D montre une coulée de lave massive qui vient recouvrir un paléosol (couleur orangée sur la photo). Les blocs transportés par la rivière font quelques dizaines de centimètres (Figure II-41.B et C) et peuvent atteindre 1 m (Figure II-41.D).

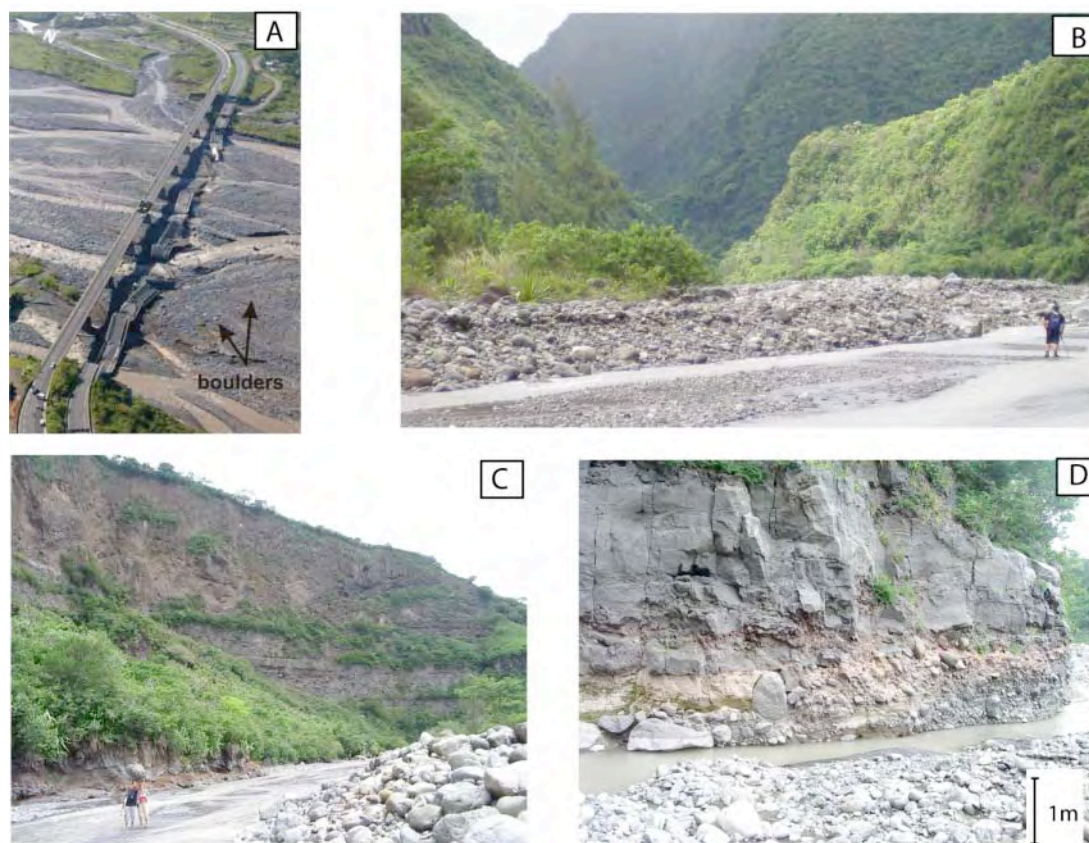


Figure II-41 - A) Photo du lit de la rivière Saint-Etienne au niveau du pont qui la traverse. On observe encore des morceaux du pont qui s'est effondré (d'après Saint-Ange et al., 2011). B) Photo du lit de la rivière Saint-Etienne illustrant la nature des dépôts qu'elle transporte. C) et D) Parois du lit de la rivière Saint-Etienne illustrant l'alternance de dépôts alluvionnaires et de dépôts volcaniques.

Ce delta se met en place au milieu des coulées volcaniques (Figure II-40). En se basant sur des forages réalisés dans le delta et sur des études des formations à terre, Saint-Ange (2009) a pu réaliser un modèle de construction et d'évolution du delta qui se découpe en quatre étapes majeures (Figure II-42) :

- Tout d'abord, la construction du delta entre 350 et 330 ka par des dépôts fluviaux lors d'une période de calme éruptif ou d'isolement des apports éruptifs.
- Cette période est suivie d'un fonctionnement du delta en alternance avec des événements éruptifs. Ceci se traduit par la présence d'interstratifications d'alluvions et de formations laviques.
- Le delta fonctionne jusqu'à 190 ka, puis il est entièrement recouvert par des dépôts pyroclastiques (ignimbrite) qui se mettent en place entre 188 et 165 ka.
- À partir de 160 ka, le delta est inondé par un retour de la rivière, le lit de la rivière Saint-Étienne migre rapidement vers son emplacement actuel.

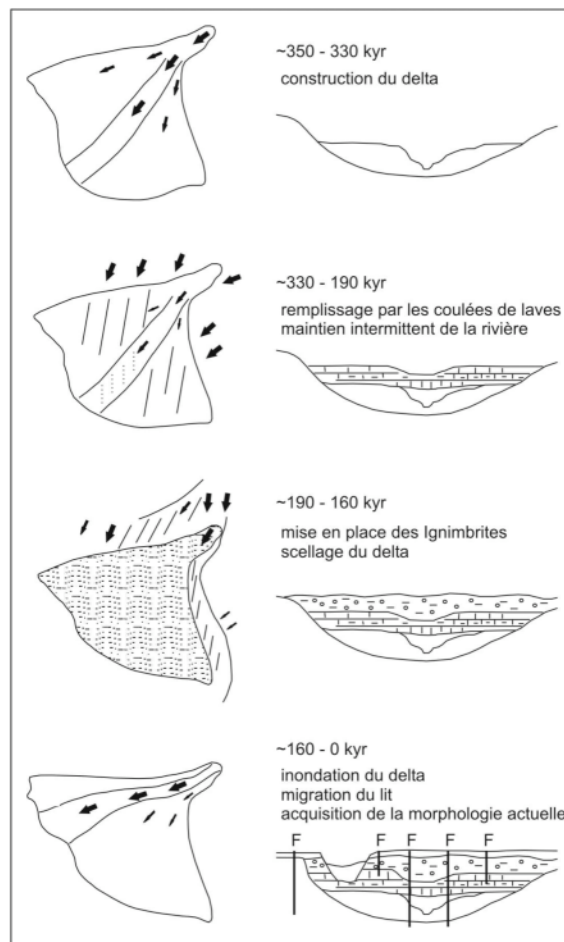


Figure II-42 - Modèle de construction et d'évolution du delta de la rivière Saint-Étienne. F : forage (d'après Saint-Ange, 2009)

5.3. Hydrodynamique côtière

5.3.1. La houle

Troadec (1991) définit trois grands types de houle à La Réunion (Figure II-43):

- les houles d'Alizés qui sont les plus fréquentes. Leur hauteur maximale peut atteindre 3 m. Elles affectent principalement le quart sud-est de l'île. Durant l'été austral (novembre à avril), la houle est très faible du fait de l'absence de perturbations cycloniques. Les hauteurs maximales de houles sont de l'ordre de 0,5 m. Pendant l'hiver austral (mai à octobre), le renforcement des Alizés provoque une houle pouvant atteindre 3,5 m de hauteur dans la partie orientale de l'île.

- les houles australes qui sont des houles de grande longueur d'onde (600 m) qui touchent la partie sud-ouest de l'île. Elles sont plus fréquentes durant l'hiver austral et ont des hauteurs de l'ordre de 3 m pouvant atteindre jusqu'à 10 m.

- les houles cycloniques qui ont une direction aléatoire, fonction de la trajectoire des cyclones lors de leur passage à proximité de l'île. Elles affectent le secteur nord, nord-est. Ce sont des houles soudaines avec une hauteur moyenne de 4 m.

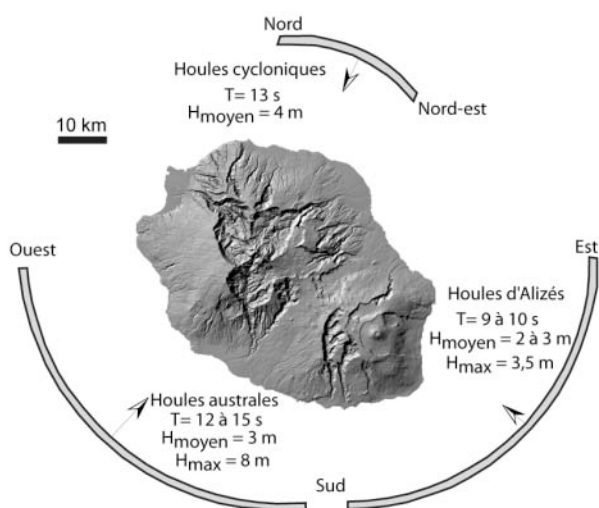


Figure II-43 - Régime de houle concernant l'île de La Réunion (d'après Troadec, 1991, modifié par Cordier, 2007).

5.3.2. Les courants

Le principal courant qui affecte la partie sud-ouest de l'Océan Indien est le courant sud équatorial. Il s'écoule vers l'ouest avec une vitesse moyenne de 40 à 130 km par jour de mai à octobre et de 20 à 30 km par jour le reste de l'année (Durville, 2002). Ce courant se divise en deux branches nord et sud devant la côte est de Madagascar.

Dans les abords immédiats de l'île de La Réunion, des mesures de courant en continu ont été réalisées sur les côtes ouest et nord et montrent que les courants sont de direction très majoritairement parallèle à la côte alternant avec la marée de type semi diurne (Piton et Taquet, 1992). Ces courants côtiers ont une vitesse et une direction variables en fonction de la marée. Sur la côte ouest au niveau de la pente externe, les courants sont parallèles avec une direction nord à marée montante et une direction sud à marée descendante (Piton et Taquet, 1992).

5.3.3. Erosion côtière

Les 250 km de côtes réunionnaises affectées par ces différents processus peuvent être regroupés en trois classes principales : les côtes rocheuses (47 %), les côtes sableuses (12 %) et les cordons de galets (27 %) (De la Torres, 2004). Les travaux de De la Torres (2004) sur la morphodynamique des littoraux de La Réunion mettent en évidence que 50% des côtes sont aujourd'hui en érosion, avec un impact plus prononcé pour les côtes sédimentaires (cordons sableux ou de galets). Par ailleurs, 43 % des côtes semblent stables avec très peu d'évolution et 7% paraissent en engraissement (débouché des cours d'eau) (De la Torres, 2004). Les travaux de Cordier (2007) dans la zone de l'Hermitage / La Saline confirment ces résultats. Il met en évidence une érosion côtière parfois très importante qu'il attribue aux fortes houles cycloniques et australes.

6. Morphologie de la partie immergée

La partie émergée qui constitue l'île de la Réunion ne représentant que 3% du volume total du complexe volcanique de La Réunion (Figure II-44 A), il est incontestable que les processus de construction et de démantèlement de l'île auront un impact important sur le domaine profond. Dans cette partie, nous décrivons la morphologie générale des fonds sous-marins au large de l'île de La Réunion et nous détaillerons principalement la zone au sud-ouest du Piton des Neiges.

6.1. Les travaux antérieurs sur la partie immergée de La Réunion

La connaissance actuelle des parties sous-marines et de la lithosphère sous-jacente de La Réunion est basée sur plusieurs campagnes océanographiques dont les principales sont :

La campagne MD-32 REUNION est la première grande campagne océanographique d'étude des flancs de l'île de La Réunion. Elle a eu lieu à bord du N/O Marion Dufresne en août-septembre 1982. Cette mission regroupait des opérations scientifiques de plusieurs disciplines dont de l'acquisition bathymétrique entre 0-3000 m, de l'océanographie (salinité et température de l'eau de mer), de la biologie et des études de la couverture sédimentaire sur les flancs de l'île. Elle a permis l'acquisition de 50 prélèvements de surface et de 10 carottes sédimentaires étudiées par Philippon (1984) (Figure II-45).

Les campagnes Fournaise 1 (1984) et Fournaise 2 (1988) se sont déroulées respectivement sur N/O Jean Charcot et sur le N/O Marion Dufresne. Elles comprenaient un levé bathymétrique détaillé du flanc est du Piton de la Fournaise et le levé d'une mosaïque de sonar latéral tracté près du fond (SAR) au large du Piton de la Fournaise. Elles ont permis de mettre en évidence la présence de phénomènes gravitaires de grande ampleur (Labazuy, 1991)

La campagne SO-87 (1993) à bord du N/O Sonne (navire allemand) a consisté en un levé multifaisceaux de quelques zones cibles de la plaque océanique, des études magnétiques, une série de prises de vues photographiques et des dragages et carottages. Elle avait pour but de reconstruire l'activité explosive des volcans réunionnais et l'étude du volcanisme sous-marin associé au point chaud et sa localisation (Fretzdorff et al., 1998).

La campagne RÉUSIS (1993) a eu lieu à bord du N/O Marion Dufresne et a permis de contraindre les structures crustales par sismique réflexion lourde et réfraction coïncidente. Elle avait notamment comme objectif l'étude de la déflexion de la plaque sous la charge de l'édifice.

Les campagnes du projet ERODER et la campagne FOREVER ont eu lieu en 2006 et 2008 sur différents navires (N/O Atalante, N/O Beautemps Beauprès).

- La campagne FOREVER (**FOR**mation et **EV**olution de La **R**éunion) a une double problématique scientifique. La première concerne le rôle joué par la lithosphère dans l'expression du volcanisme en surface et la seconde s'intéresse à l'évolution de l'édifice lui-même, par l'étude des phénomènes de déstabilisation de flancs. Cette campagne s'est déroulée en avril 2006 à bord du N/O l'Atalante. Elle a permis un levé EM12 sur l'ensemble de la plaque océanique autour de l'île de La Réunion ainsi que l'acquisition de 12 000 km de profil sismique HR et de sondeur de sédiment 3.5 kHz avec acquisition simultanée des données magnétiques et gravimétriques (Figure III-47). Neuf prélèvements ont eu lieu : quatre dragages et cinq carottages.

- Les campagnes ERODER1 et ERODER2 font partie du projet ERODER (**ERO**sion et **D**émantèlement de l'**ED**ifice volcanique de La **R**éunion) qui a pour but l'étude des processus de démantèlement des édifices volcaniques et de l'importance des déstabilisations de flancs et de l'érosion. Les données obtenues permettent également de comprendre la dynamique du transfert de matériaux sur les flancs de l'édifice volcanique.

- La campagne ERODER1 a eu lieu en juillet 2006 sur le N/O Beautemps-Beaupré. Les outils mis en œuvre étaient un sondeur multifaisceaux EM120, un sondeur de sédiment multifaisceaux SBP120, un magnétomètre marin SMM II, un gravimètre KSS3 et un carottier Kullenberg. Cette campagne a permis d'acquérir 2 200 km de profil géophysique ainsi que cinq carottes sédimentaires.

- La campagne ERODER2, qui s'est déroulée en janvier 2008 à bord du N/O METEOR. Elle comprenait l'acquisition de l'imagerie multifaisceaux (EM120), du magnétisme et du sondeur de sédiment Parasound. Au cours de cette campagne, 13 carottages et 14 dragages ont également été réalisés.

Ces deux campagnes (2006) ont permis notamment de découvrir cinq systèmes turbiditiques au large de l'île de La Réunion (Saint-Ange et al., 2011) (voir paragraphe 6.4).

6.2. Morphologie générale de la partie sous-marine

La transition entre le milieu aérien et le milieu sous-marin est caractérisée par une plateforme côtière qui se situe entre 0 et 100 m de profondeur. Dans le secteur du Piton des Neiges, sa largeur atteint deux à trois kilomètres (jusqu'à sept kilomètres dans le secteur de Saint-Gilles) tandis qu' autour du Piton de la Fournaise, ce plateau ne fait que 0,5 à 1 km de large (Figure II-44 A). Le passage aux flancs sous-marins est marqué par une rupture de pente importante.

Les flancs du système volcanique sont constitués par quatre grandes excroissances topographiques baptisées reliefs sous-marin nord, est, ouest et sud (Lénat et Labazuy, 1990) et interprétées comme des accumulations de dépôts d'avalanche de débris issus des déstabilisations des flancs du volcan (Lénat et Labazuy 1990 ; Oehler et al., 2004, 2005, 2008). Ces glissements sont considérés comme faisant

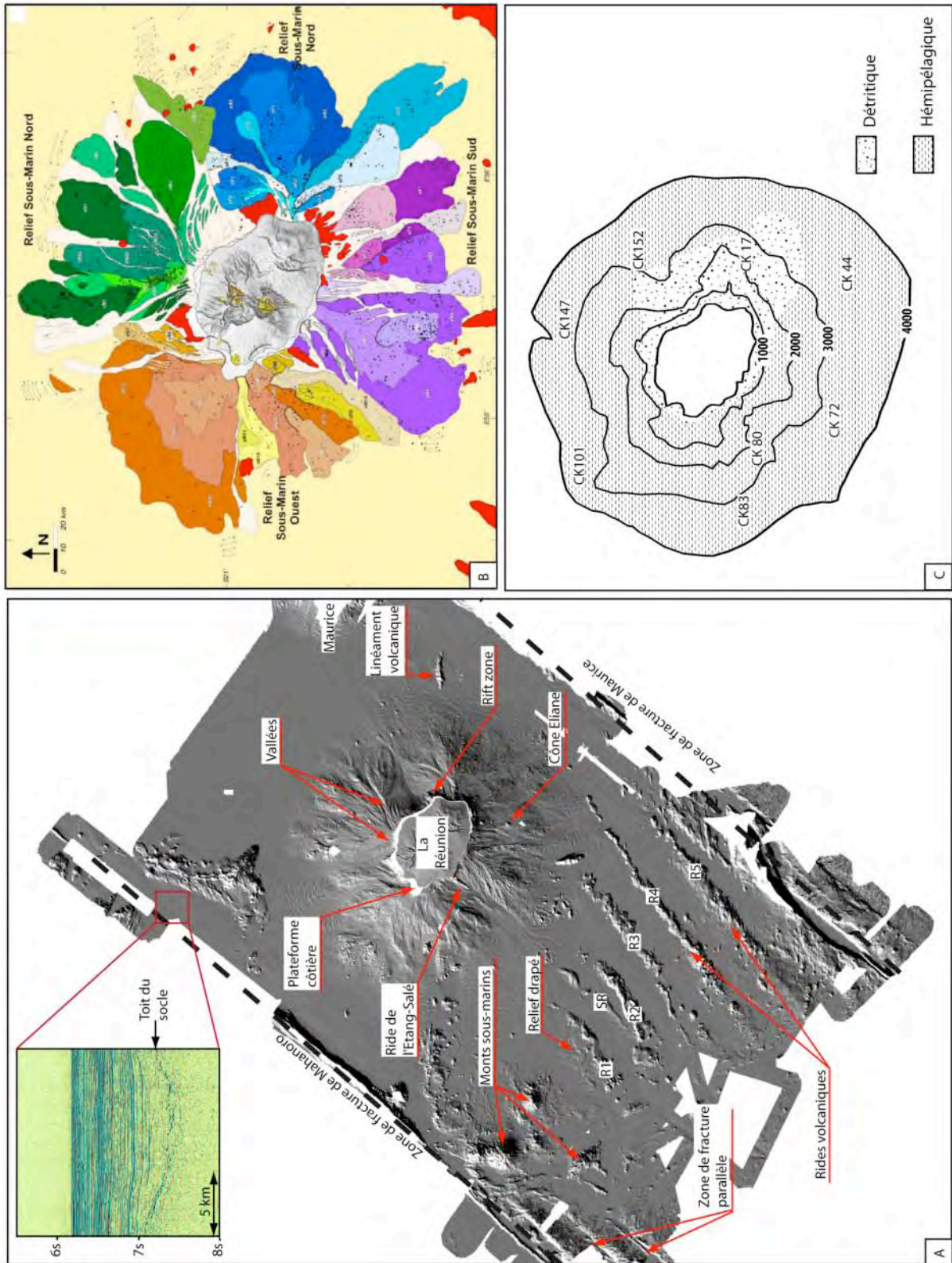
partie de l'évolution des îles volcaniques. À La Réunion, l'étude de ces dépôts sous-marins a permis de mettre en évidence 37 glissements dont 17 qui se seraient formés en mer. Les autres glissements identifiés correspondraient à la prolongation en mer de glissements débutés à terre (Oehler et al., 2008 ; Figure II-44 B). Ces dépôts sont incisés par de larges vallées qui sont connectées à terre et qui permettent le transport en mer des sédiments érodés à terre (Oehler et al., 2005, 2008 ; Saint Ange, 2009 ; Saint-Ange et al., 2011) (Figure II-44 A).

D'autres structures sont également visibles sur les flancs du volcan et notamment les prolongations des rifts zones en mer. Les rifts zones sont les axes préférentiels d'ascension du magma qui se traduisent généralement dans le paysage sous forme de rides ou de reliefs allongés. Dans la partie sous marine de La Réunion, deux rifts zones sont visibles pour le Piton de la Fournaise (NE et SE) et deux pour le Piton des Neiges (NO et SO). Les rifts zones du Piton de la Fournaise et la rift zone nord-ouest du Piton des Neiges correspondent à des structures volcaniques construites d'une quinzaine de kilomètres de large et de 5 à 10 km de long (Figure II-44 A). La rift zone sud-ouest du Piton des Neiges, appelée ride de l'Etang-Salé, correspond à un relief de 15 km de long, de 3 à 4 km de large, et de 600 à 700 m de haut (Figure II-44 A). C'est une structure importante qui borde les vallées recoupant le flanc sud-ouest du Piton des Neiges. Ces vallées se prolongent jusqu'à 4000 m de profondeur sur la plaine abyssale.

Au sud de l'île, le plancher océanique est recoupé par une série de cinq rides volcaniques espacées de 35 km et orientées N50°. Elles seront numérotées de l'ouest à l'est de R1 à R5 (Figure II-44 A). En amont des rides R1 et R2, on peut observer un relief volcanique qui se prolonge par une ride sédimentaire notée SR (Figure II-44 A). Il s'agit probablement d'une ride volcanique drapée par des sédiments. D'autres reliefs drapés sont observés le long des rides volcaniques (Figure II-44 A). Enfin des structures volcaniques de morphologie variée sont visibles sur la pente de l'édifice et la plaque comme des monts sous-marins (par exemple le cône Eliane sur la pente ou le mont Moustik sur la plaque) ou des linéaments volcaniques (Figure II-44 A).

La plaque est délimitée par deux zones de fractures : les zones de fractures de Maurice et Mahanoro. Il s'agit de reliefs linéaires d'orientation N30°. Parallèlement à la zone de fracture de Mahanoro, une série de structures linéaires est visible (Figure II-44 A). Elles sont liées au déplacement de la zone de fracture. Dans la suite de ce travail, nous appellerons « zone de fracture de Mahanoro » la zone de fracture elle-même ainsi que toutes les structures qui lui sont parallèles et qui sont liées à sa formation.

Figure II-44 - A) Carte bathymétrique avec la localisation des principales structures sous-marines observables au large de l'île de La Réunion. L'encart situé en haut de la carte est un extrait de profil sismique de la campagne FOREVER montrant l'épaisseur de la couche sédimentaire. B) Carte synthétique des dépôts sous-marins et aériens de dépôts de destabilisations de flancs des volcans de La Réunion réalisés par Oehler et al. (2008). C) Carte de répartition des faciès pétrologiques observés par Philippot (1984) à partir des données de la campagne MD-32. Les termes CK correspondent à la localisation des carottes prélevées pendant cette campagne.



6.3. La sédimentation sur la plaque

Le plancher océanique entourant l'île de la Réunion est recouvert par une épaisseur sédimentaire estimée entre 600 et 1000 m (De Voogd et al., 1999). Ceci est confirmé par les profils sismiques de la campagne FOREVER. À l'exception des plus proches de l'île, tous les profils imagent la colonne sédimentaire jusqu'au toit du socle. L'épaisseur sédimentaire est très variable, du fait de la topographie du toit du socle, allant de hauts quasiment dénudés à des creux où l'accumulation peut atteindre plus de 1 s temps double (Figure II-44 A) (Deplus et al., 2007). Bien que l'on ait peu d'information sur les vitesses des ondes dans les sédiments, De Voogd et al. (1999) proposent une vitesse moyenne de l'ordre de 4000 m.s^{-1} dans la zone proche de l'île, ce qui fait une épaisseur d'environ 2000 m.

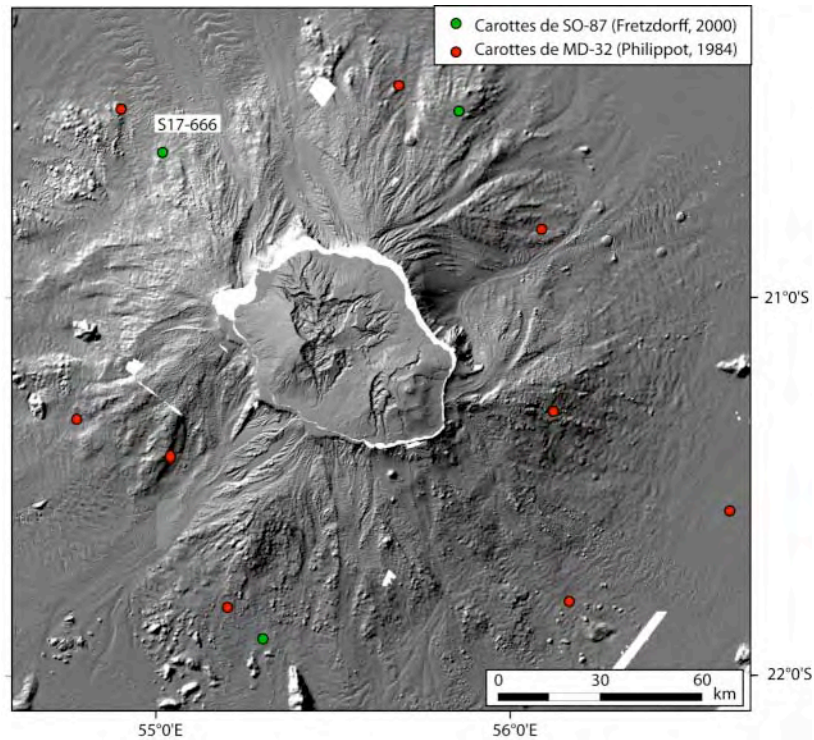


Figure II-45 - Localisation des carottes prélevées au cours des campagnes MD-32 (1982) et SO-87 (1993).

Concernant la nature de ces sédiments, les travaux de Philipot (1984) suggèrent la présence de deux aires de sédimentation, chacune rattachée au Piton de la Fournaise ou au Piton des Neiges. Le domaine lié au Piton de la Fournaise est caractérisé par du matériel grossier de nature basaltique tandis que le domaine du Piton des Neiges correspond à une sédimentation argilo-silteuse, de type hémipélagique (Figure II-45, C). Les carottes acquises au cours de la campagne MD-32 REUNION contiennent également des niveaux de silt et de sable volcanique ainsi que des niveaux contenant des ponces pouvant atteindre 30 cm dans les carottes situées au sud-ouest du Piton des Neiges, que Philipot (1984) interprète comme des turbidites pyroclastiques (Figure II-45).

Des niveaux de cendre ont également été identifiés dans trois carottes prélevées au cours de la campagne SO-87 (Figure II-45) (Fretzdorff et al., 2000). L'analyse de ces niveaux a permis de retracer l'activité explosive du Piton des Neiges et de relier les événements explosifs à terre et en mer.

D'autres dépôts associés à des processus turbiditiques ont été observés par Ollier et al. (1998) au large du Piton de la Fournaise. Ce sont les premiers à identifier un système turbiditique au large de l'île de La Réunion. Le système sédimentaire identifié se situe au large du Piton de la Fournaise et se décompose en trois parties (Ollier et al., 1998):

- le fan proximal correspond approximativement à la zone située entre 0 et 2000 m de profondeur d'eau. Cette zone est caractérisée par la présence de dépôts d'avalanche de débris, de lobes sédimentaires à granulométrie fine générés par des glissements et par des structures érosives au débouché de la vallée.

- le fan externe correspond à une zone située entre 2000 et 3600 m de profondeur d'eau. Elle est caractérisée par des turbidites grossières, épaisses, et recouvertes par une fine couche de dépôts hémipélagiques ou de turbidite fine.

- la zone du bassin est caractérisée par des dépôts hémipélagiques entrecoupés par des lobes sableux ou graveleux.

À l'aide d'analyses micropaléontologiques, Ollier et al. (1998) suggèrent un taux de sédimentation minimum pour ce système de 1,9 cm / ka pour le Pleistocène supérieur et pour l'Holocène.

Par la suite, les travaux de Fretzdorff et al. (2000) sur trois carottes prélevées au cours de la campagne SO-87 (Figure II-45) ont permis d'établir la première stratigraphie détaillée au large de La Réunion. Trois courbes de $\delta^{18}\text{O}$ ont été mesurées sur ces carottes, couvrant une période de 250 ka. Les taux de sédimentation mesurés sur la carotte S17-666 (Figure II-45) s'échelonnent entre 1,93 à 12 cm / ka (Tableau III-3)(Fretzdorff et al., 2000).

Isotope Events	Depth (cm)	Age (ka)	Sedimentation rate (cm/ka)
2.0	20	12	
2.2	50	14.5	12.00
3.0	100	26	4.35
4.0	190	62	2.50
4.2	200	65	3.33
5.0	210	71	1.67
6.0	320	128	1.93
7.0	560	186	4.14

Tableau II-1- Taux de sédimentation mesurés sur la carotte S17-666 de la campagne SO-87 (d'après Fretzdorff et al., 2000).

Plus récemment, les campagnes FOREVER et ERODER ont permis une approche plus détaillée de la sédimentation sur la plaque autour de La Réunion avec notamment la découverte de cinq systèmes turbiditiques volcanoclastiques (Saint-Ange, 2009 ; Saint-Ange et al., 2011).

6.4. Les systèmes turbiditiques volcanoclastiques à La Réunion

Les cinq systèmes turbiditiques volcanoclastiques découverts au large de l'île de La Réunion pendant les campagnes ERODER et FOREVER sont les systèmes de Cilaos, Mafate, Saint-Denis, Salazie et Saint-Joseph (Figure II-46). Ces systèmes sont reliés aux principales structures morphologiques de

l'île, les cirques de Cilaos, Mafate et Salazie, et sont alimentés par les rivières majeures de l'île (Saint-Ange, 2009).

Système turbiditique	Largeur (km)	Longueur (km)	Superficie (km ²)	Etude Détaillée
Salazie	70	130	10 000	Non
Saint-Joseph	50	130	5 000	Non
Mafate-Saint-Denis	80	115	10 000	Oui
Cilaos	120	300	15 000	Oui

Tableau II-2- Principales caractéristiques des différents systèmes turbiditiques découverts au large de l'île de La Réunion.

Deux de ces systèmes n'ont pas encore fait l'objet d'une étude détaillée, une brève description en sera donc faite. Il s'agit des systèmes de Salazie et de Saint-Joseph.

- Le système turbiditique de Salazie se situe au droit du cirque de Salazie (Figure II-46). Ce système est notamment alimenté par la rivière du Mât et la rivière des Marsouins. Il mesure 70 km de large et 130 km de long et a une superficie de 10 000 km² (Tableau II-2). Il est constitué par une zone de canyons (tons sombres sur la Figure II-46), des chenaux et un lobe distal très étalé (tons clairs sur la Figure II-46). Sa zone de canyons fait environ 50 km de large et semble alimentée à la fois par des dépôts issus du Piton des Neiges et par des dépôts issus du Piton de la Fournaise. Un champ de « sediment-waves » borde sa partie Est (Figure II-46). Les « sediment-waves » ont une longueur d'onde de 2 km et une hauteur comprise entre 10 et 20 m.

- Le système de Saint-Joseph est le moins développé des systèmes turbiditiques découverts. Il est aussi le seul système rattaché uniquement au Piton de la Fournaise (Figure II-46). Il fait 50 km de large pour 130 km de long et couvre une surface de 5 000 km² (Tableau II-2). Sa zone de canyon est complexe (tons sombres sur la Figure II-46). En effet, le système turbiditique est décalé par rapport au débouché en mer de la rivière Langevin et de la rivière des Remparts (Figure II-46). Il semble alimenté principalement par la rivière d'Abord et par des ravines. Ce système turbiditique est relativement étroit et est réparti de part et d'autre de la ride volcanique R2 (tons clairs sur la Figure II-46).

Les systèmes turbiditiques de Mafate et de Saint-Denis ont été étudiés dans le détail par Mazuel (2010). Il s'agit d'un ensemble de systèmes turbiditiques localisés au nord-ouest de l'île et appelé complexe turbiditique Mafate - Saint-Denis (Mazuel, 2010) (Figure II-46). Le système de Mafate se situe au débouché de la rivière des Galets et semble exclusivement alimenté par cette rivière qui draine le cirque de Mafate (Mazuel, 2010). Le système de Saint-Denis, quant à lui, semble alimenté par la rivière Saint-Denis, la rivière des Pluies ainsi que par un ensemble de ravines drainant la région de Saint-Denis (Figure II-46). Ce complexe couvre une surface d'environ 10 000 km². Il fait 80 km de large et 115 km de long (Tableau II-2). Sa particularité est la présence de grands champs de « sediment-waves » qui bordent les chenaux du système de Mafate (Figure II-46).

Au cours de ce travail, nous nous focaliserons sur le système de Cilaos dont les premières études ont été réalisées par Saint-Ange (2009) à l'aide des données des campagnes ERODER 1 et FOREVER (Saint-Ange, 2009 ; Saint-Ange et al., 2011).

- Le système turbiditique de Cilaos se situe au sud-ouest de l'île de La Réunion (Figure II-46). Il s'agit du système le plus grand et le plus mature des cinq systèmes turbiditiques découverts au large de La

Réunion. Il mesure 300 km de long et 120 km dans sa partie la plus large. Les travaux de Saint-Ange (2009) montrent que le système se met en place à 4500 m de profondeur et couvre une surface d'environ 15 000 km² (Tableau II-2). Il se compose d'une zone de canyons (tons sombres sur la Figure II-46) constituée de deux vallées principales qui se rejoignent en une seule vallée alimentant le corps principal du fan de Cilaos situé au pied de la pente et sur la plaine abyssale (tons clairs sur la Figure II-46) (Saint-Ange, 2009). La transition entre cette zone et le corps du système est marquée par la présence d'un champ de « sediment-waves ». Le corps du système turbiditique se développe entre 4000 et 4500 m de profondeur sur une plaine abyssale complexe. Sa morphologie est fortement contrôlée par la présence des rides volcaniques (R1, R2 et R3) (Saint-Ange, 2009 ; Saint-Ange et al., 2011). Les carottes collectées le long du système montrent des dépôts turbiditiques sableux composés de sables volcaniques (Saint-Ange 2009 ; Saint-Ange et al., 2011).

En nous basant sur une étude détaillée de ces carottes sédimentaire ainsi que sur les données d'imagerie acoustique (bathymétrie et imagerie du fond EM12 et EM120, profils 3.5 khz) nous allons essayer de comprendre le mode de mise en place et de fonctionnement récent (130 000 ans) de ce système turbiditique.

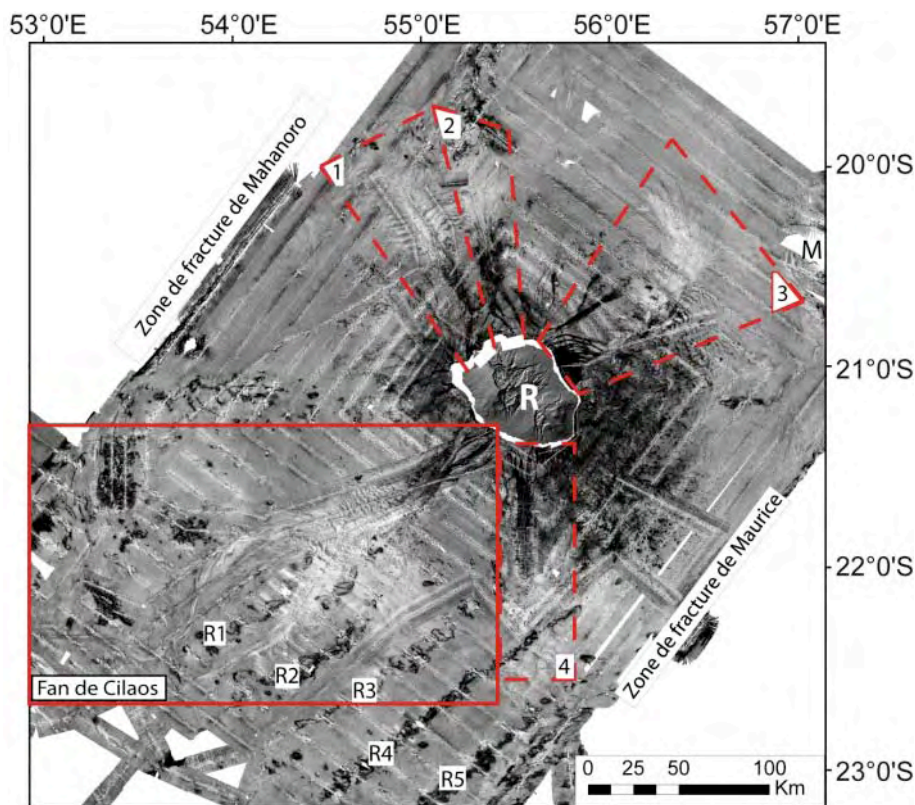


Figure II-46 - Localisation des cinq systèmes turbiditiques découverts au large de l'île de La Réunion. Encadré en trait plein le système de Cilaos qui fait l'objet de cette étude, en 1) le système de Mafate, 2) le système de Saint-Denis, 3) le système de Salazie et en 4) le système de Saint-Joseph. R : île de La Réunion, M : île Maurice

Chapitre III : Acquisition et exploitation des données

Chapitre III : Acquisition et exploitation des données

1. Les campagnes.....	83
2. Les données de sondeur multifaisceaux :	84
2.1. Les sondeurs multifaisceaux	84
2.2. Le traitement des données	86
2.3. La réalisation des cartes	86
3. Les données sismiques.....	86
3.1. La sismique réflexion.....	86
3.2. Le sondeur de sédiment.....	87
4. Les données de carottage	88
4.1. Le carottier Kullenberg	88
4.2. Protocole d'étude des sédiments.....	90

1. Les campagnes

Cette thèse est basée sur l'exploitation des données de sondeur multifaisceaux, de sondeur de sédiment ainsi que sur l'étude des carottages effectués au cours des campagnes ERODER1, ERODER2 et FOREVER (Figure III-47), présentées précédemment (voir Chapitre II paragraphe 6.1). D'autres campagnes ont également eu lieu au cours de cette thèse comme les campagnes BATHYBAB, ERODER3 et ERODER4.

- **La campagne BATHYBAB** est une campagne mise en œuvre par l'IUEM (Institut Universitaire Européen de la Mer) qui a eu lieu en décembre 2009. Cette campagne a pour objectif l'étude de la connexion entre le delta actif et la tête des canyons sous-marins au niveau de trois rivières de l'île (la rivière Saint-Étienne, la rivière des Galets et la rivière des pluies).

Cette campagne a permis d'imager précisément les têtes de canyons identifiées lors des levés ERODER (Figure III-47). C'est une acquisition en domaine peu profond (5 à 200 m) réalisée avec le sondeur multifaisceaux SEABAT8101 de l'IUEM, mobilisé temporairement sur le bateau de pêche Charles V. Une partie des données de cette campagne a été exploitée dans ce travail.

- **Dans le projet ERODER**, deux autres campagnes ont été effectuées. Elles ne sont présentées ici qu'à titre indicatif car les données acquises concernent principalement les autres systèmes turbiditiques (Mafate et Salazie) et les avalanches de débris. Ces données font l'objet de thèses en cours (Mazuel et al., 2011 ; Lebas et al., 2010)

- ⇒ La campagne ERODER3 s'est déroulée en septembre 2010 à bord du N/O Marion Dufresne. Elle a permis l'acquisition de 820 km de profil TOBI.
- ⇒ La campagne ERODER4 s'est déroulée en janvier 2011 à bord du N/O Marion Dufresne. Elle a permis l'acquisition de nouveaux dragages et nouveaux carottages. Sept carottes de plus de 15 m ont été prélevées au cours de cette campagne et 12 dragages ont été réalisés.

Outre l'exploitation des données décrites ci-après, j'ai embarqué sur deux de ces campagnes (ERODER 2 et BATHYBAB).

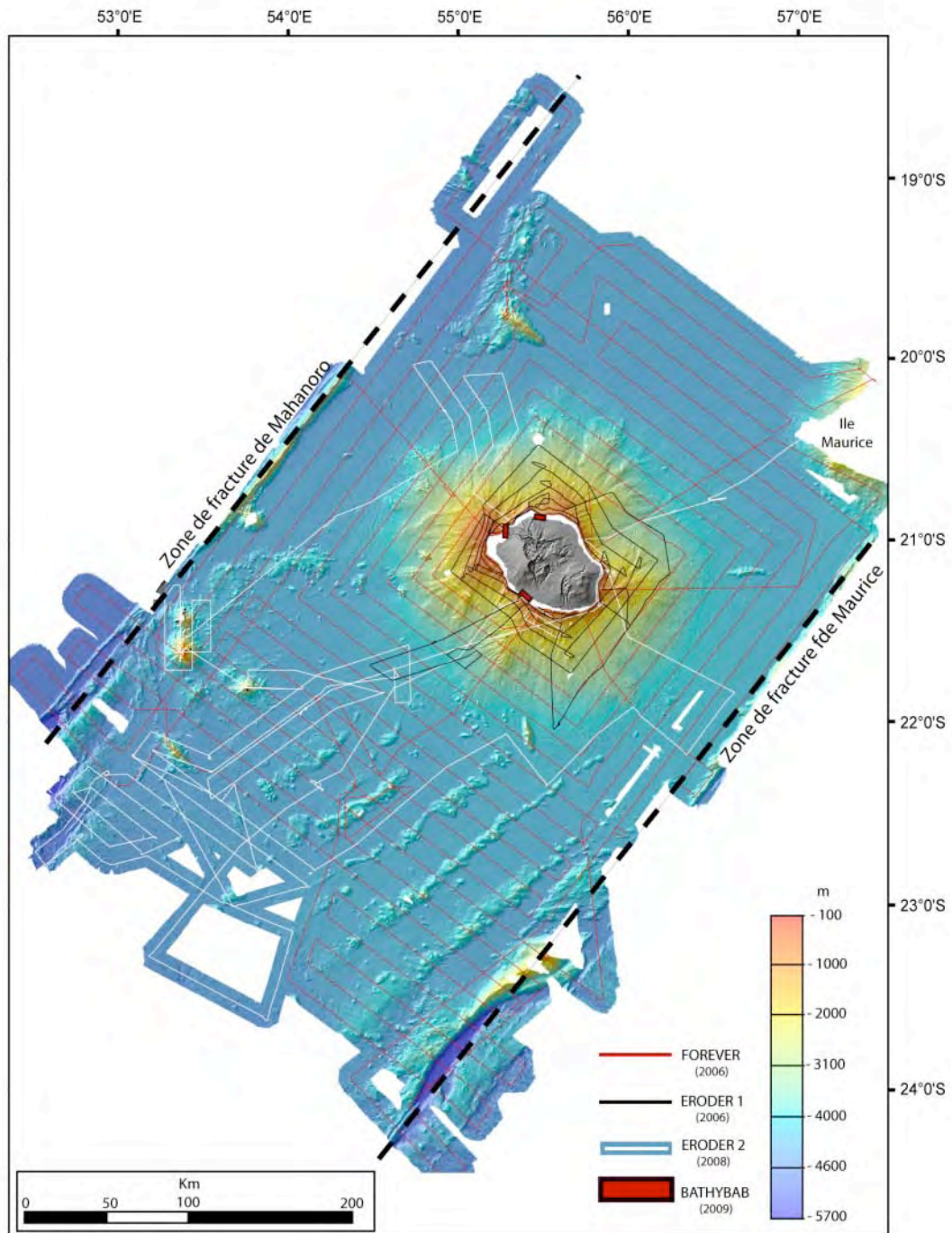


Figure III-47 - Carte bathymétrique issue des données acquises au cours des campagnes FOREVER, ERODER1, et ERODER2 avec la localisation des navigations de ces mêmes campagnes et de la campagne BATHYBAB.

2. Les données de sondeur multifaisceaux :

2.1. Les sondeurs multifaisceaux

Les sondeurs multifaisceaux permettent de cartographier les fonds océaniques. Le principe

d'acquisition est basé sur la technique des « faisceaux croisés » où les faisceaux de réception croisent le faisceau d'émission. L'écho provenant de l'intersection entre les faisceaux d'émission et de réception fournit deux types d'information :

- La mesure de la bathymétrie correspondant au temps de propagation du signal après réflexion sur le fond converti ensuite en profondeur (Figure III-47).
- La mesure de réflectivité du fond correspondant à la proportion du signal renvoyé par le fond. Elle est classiquement interprétée comme une variation de la nature, de la texture et de l'état des sédiments et/ou de la morphologie (Figure III-48).

Les données utilisées dans cette étude proviennent des sondeurs multifaisceaux Simrad EM12-Dual et EM120-Dual embarqués à bord des navires océanographiques l'Atalante (FOREVER, 2006) et Le Beautemps-Beauprès (ERODER1, 2006) et du sondeur multifaisceaux petits fonds, haute résolution, SeaBat 8101 de l'IUEM.

- Le **sondeur multifaisceaux EM120** permet l'étude des grands fonds avec une plage de profondeur allant de 100 à 12 000 m de profondeur. Il a un angle d'ouverture maximum de 150° ce qui correspond à une largeur de fauchée d'environ 6 fois la hauteur d'eau à la verticale du bateau. Il a une fréquence moyenne de 12 kHz et comprend 191 faisceaux. La résolution du MNT réalisé à l'aide de cet outil est de 50 m. L'EM120 possède également une ouverture de 1° par 2° au minimum alors que l'EM12 a une ouverture de 1,8° par 3,5° ce qui explique la meilleure résolution des données de l'EM120 (Figure III-48). La résolution du MNT utilisé est de 150 m.

- Le **sondeur multifaisceaux EM12 Dual** présente les mêmes caractéristiques que le sondeur multifaisceaux EM120. Il a une fréquence de 12 kHz pour une ouverture maximale de 150°. La différence vient du nombre de faisceaux qui est inférieur pour l'EM12 (2 x 81 faisceaux).

- Le **sondeur multifaisceaux SeaBat 8101** opère à la fréquence de 240 kHz. L'ouverture angulaire des faisceaux transversaux et longitudinaux était de 1,5° par 1,5°. Le sondeur a été utilisé dans sa configuration 150° de fauchée (contre 210° possible). Le nombre de faisceaux de la fauchée était alors de 101. La résolution du MNT obtenu varie de 2 m dans la partie la moins profonde (< 50 m) à 8 m dans la partie profonde (environ 200 m).

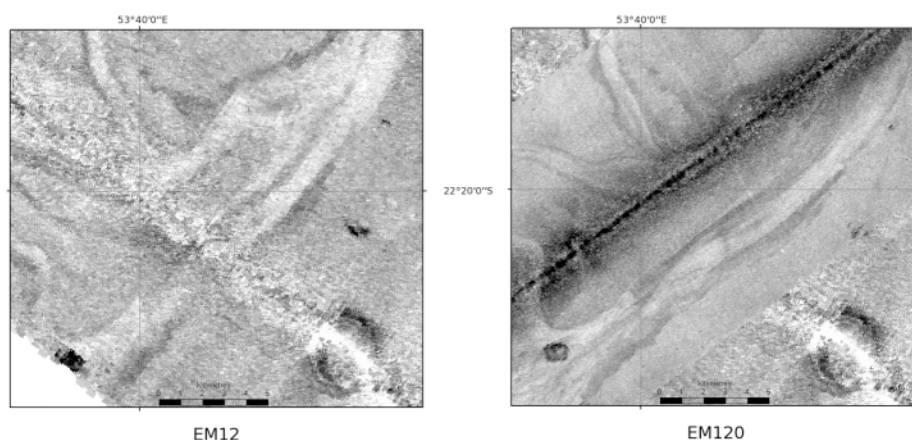


Figure III-48 - Comparaison des données acquises sur la même zone avec le sondeur multifaisceaux Simrad EM12-Dual lors de la campagne FOREVER et le sondeur multifaisceaux Simrad EM120-Dual lors de la campagne ERODER2.

Pour les données d'imagerie acoustique, les profondeurs d'investigation du sondeur multifaisceaux EM12 sont de l'ordre du mètre, mais elles peuvent varier en fonction de l'angle d'incidence et de la nature du fond (Unterseh, 1999). Elles sont similaires pour le sondeur multifaisceaux EM120 car il possède la même fréquence (12 kHz) que le sondeur multifaisceaux EM12. Ces profondeurs d'investigations sont de l'ordre de 0 à 2 m dans des milieux sableux et de l'ordre de 4 à 13 m dans des milieux silto-argileux (Unterseh, 1999). Sur toutes les figures de ce travail, les zones de faible réflectivité correspondent à des surfaces claires sur la carte d'imagerie, tandis que les zones de forte réflectivité correspondent à des surfaces sombres. Les travaux de Unterseh (1999) montrent que la relation entre réflectivité et lithologie est complexe. Même s'il est généralement considéré que les fonds très réfléchissants concordent avec des fonds hétérogènes (roche, sable, sols indurés...) et que les fonds faiblement réfléchissants coïncident avec des zones homogènes (vase, argile, argile-silteuse...) ce n'est pas toujours le cas. Dans certains cas, des zones de faible réflectivité sont associées à la présence de sable en quantité importante, comme dans le cas du Var (Bonnell, 2005 ; Unterseh, 1999) ou du système turbiditique Celtique (Baltzer et al., 2000). Ce phénomène serait provoqué par une suppression interstitielle entraînant une diminution importante de la vitesse des ondes P et S et une augmentation proportionnelle du son (Baltzer et al., 2000 ; Unterseh, 1999).

2.2. Le traitement des données

- Les données de sondeurs multifaisceaux des campagnes FOREVER, ERODER1 et ERODER2 ont été traitées avec le logiciel CARAÏBES (CARtographie Appliquée à l'Imagerie et la BathymétriE des Sonars et sondeurs multifaisceaux) de l'IFREMER. Ces données ont été traitées à bord par les équipes techniques de Génavir pour FOREVER et de l'Ifremer pour ERODER1 et ERODER2

- Les données de la campagne BATHYBAB ont été traitées par Romain Cancouët (IUEM) avec le logiciel d'acquisition et de traitement QINSy (Quality Integrated Navigation System) développé par QPS.

2.3. La réalisation des cartes

Toutes les données (navigation, localisation des prélèvements, carte bathymétrique après traitement sous Caraïbe...) des campagnes ERODER1, ERODER2 et FOREVER ont été regroupées dans le logiciel de SIG (Système d'Information Géographique) Arcview commercialisé par ESRI (Environmental System Research Institute). Ce logiciel a permis de réaliser l'ensemble des cartes de ce travail, aussi bien les cartes d'imagerie acoustique, de bathymétrie que les cartes de pente et d'isoligne. Les profils bathymétriques présentés ont également été faits dans ce logiciel. Toutes les cartes ont été géoréférencées selon le système géodésique WGS84.

3. Les données sismiques

3.1. La sismique réflexion

Les données de sismique réflexion ont été acquises avec la sismique rapide 24 traces de l'Ifremer. Le dispositif d'émission mettait en œuvre deux canons GI de chambres différentes (45/45 et 105/105 inch³, soit un volume total de 2,5 l) ; leur immersion était de 6 m. La chambre de plus grand volume présentait une bande passante entre 8 et 90 Hz. La petite chambre avait une bande passante plus large entre 10 Hz et 130 Hz. Le dispositif de réception était constitué d'une flûte numérique de 24 traces (intertraces 12,5 m). La pénétration se faisait généralement jusqu'au toit du socle à une profondeur pouvant atteindre 1,5 s sous le fond de l'eau. L'essentiel du traitement des données sismiques a été réalisé à bord par Béatrice De Voogd, puis complété lors de mon stage de M2 à l'université de Pau et des Pays de l'Adour (Sisavath, 2007). Ces données ont permis de cartographier le toit du socle et plusieurs horizons stratigraphiques (Deplus et al., 2009) mais les corps sédimentaires étudiés dans cette thèse sont trop minces pour être observés sur les profils sismiques (Saint-Ange, 2009).

3.2. Le sondeur de sédiment

Le sondeur de sédiment est un sondeur mono-faisceaux dont la fréquence est comprise entre 3 et 5 kHz. Il s'agit de sismique très haute résolution avec une antenne qui sert à la fois d'émetteur et de récepteur. La réponse obtenue, appelée écho facies, peut, à une échelle régionale, être directement corrélée à la nature des sédiments superficiels et dans certains cas aux processus de dépôts. La pénétration du signal dépend directement de la nature des sédiments rencontrés. Elle peut atteindre plusieurs dizaines de mètres dans les sédiments fins (argiles et silts) et seulement quelques mètres dans les sédiments les plus grossiers (sables).

Deux sondeurs de sédiment ont été utilisés dans ce travail : le sondeur 3,5 kHz du N/O l'Atalante et le sondeur Parasound du R/V Meteor (Figure III-49). Le sondeur de sédiment 3,5 kHz a une bande passante comprise entre 1,8 et 5,3 kHz et peut être mis en œuvre à des profondeurs de 10 à 4 000 m. Il a une résolution verticale de 0,75 m. Le Parasound est un système basé sur le principe paramétrique. En plus de la transmission d'un premier signal avec une fréquence comprise entre 18 et 33 kHz, un deuxième signal est envoyé avec une fréquence qui peut varier entre 18,5 et 39 kHz. On obtient ainsi des fréquences comprises entre 0,5 et 6 kHz.

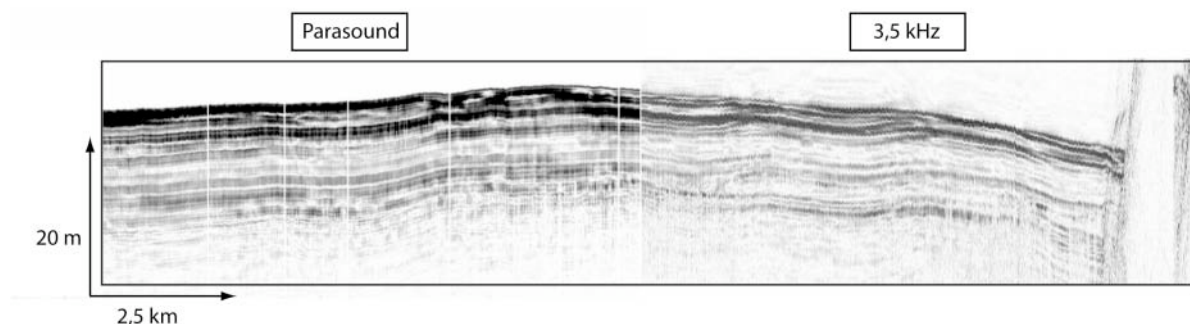


Figure III-49 - Intersection entre deux profils de sondeur de sédiment. À gauche le profil de Parasound ero2-06 et à droite le profil de sondeur 3,5 kHz n°10

La qualité des profils de Parasound acquis au cours de la campagne ERODER2, en termes de pénétration et de résolution, est très variable selon les conditions météorologiques et la nature du fond

de la mer. Un autre problème a été l'impossibilité de corriger les mouvements du bateau, qui, sur certains profils sont très importants. C'est pourquoi seuls quelques profils seront illustrés dans ce travail.

Dans la zone de Cilaos, la pénétration maximale du signal est de 30 ms temps double (TWT). Si nous considérons que la vitesse de propagation des ondes dans les sédiments de surface formant le système turbiditique est de 1600 m.s^{-1} (Saint-Ange, 2009), cela équivaut à une pénétration d'environ 20 m.

4. Les données de carottage

4.1. Le carottier Kullenberg

De nombreuses carottes ont été échantillonnées au cours des campagnes ERODER et FOREVER. Sur un ensemble de douze carottes sédimentaires prélevées dans le système turbiditique de Cilaos (Figure III-50 et Tableau III-3), onze carottes ont été étudiées dans ce travail.

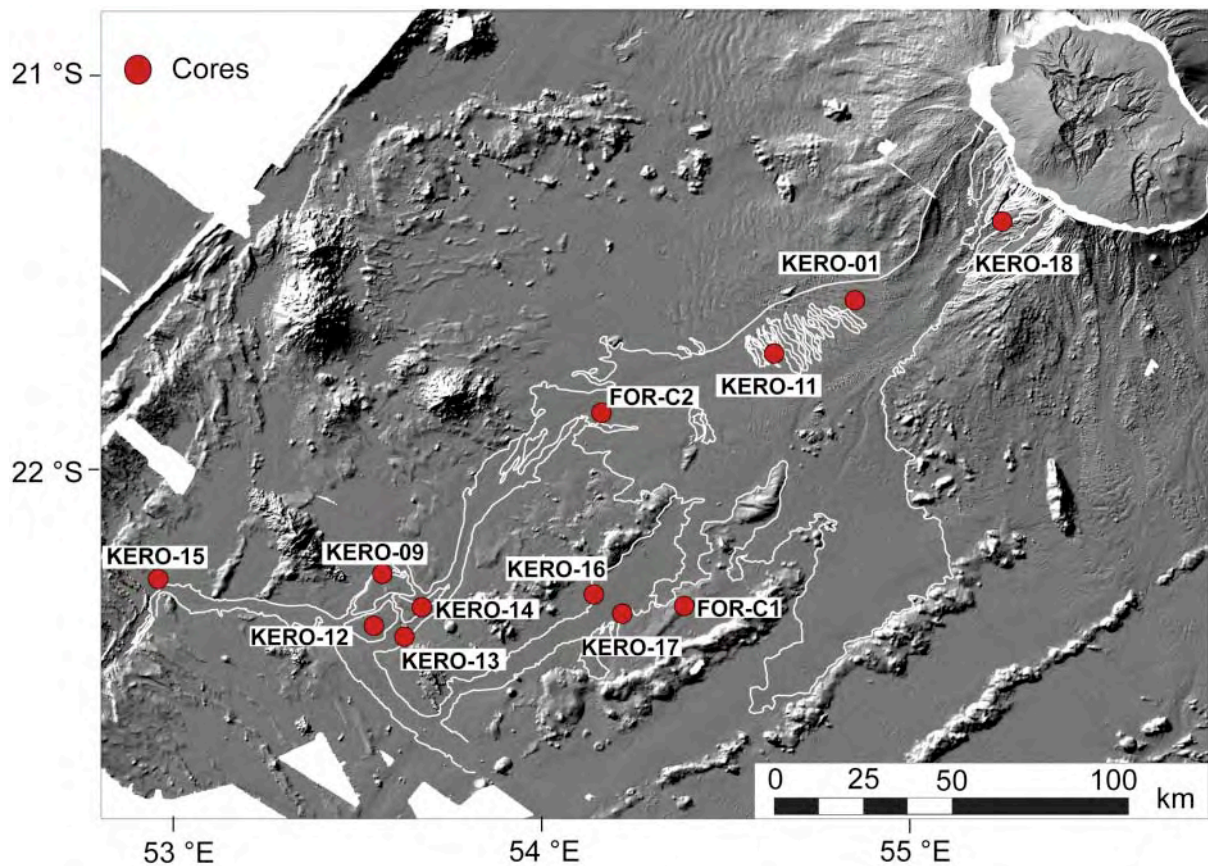


Figure III-50 - Localisation des différentes carottes prélevées dans le système turbiditique de Cilaos

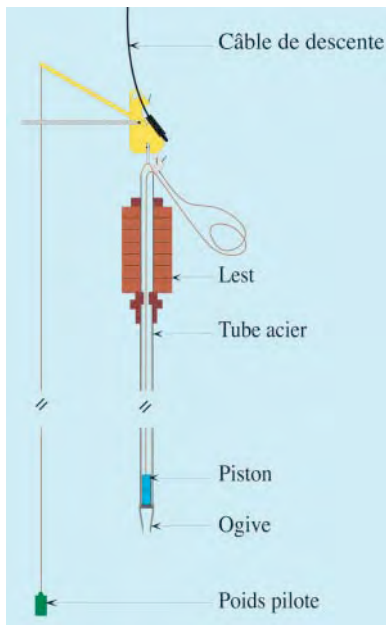
La carotte KERO-02 présentant des déformations laissant penser à du fluage de sable, dans le doute, n'a pas été utilisée.

Campagnes	Nom	Lat (S)	Long (E)	Profondeur (m)	Localisation	Longueur (m)
FOREVER	FOR-C1	S22°20.95	E54°23.33	4074	Ride sédimentaire S1, fan distal, zone centrale	4.51
	FOR-C2	S21°52.347	E54°09.39	4346	Bordure ouest du chenal, fan proximal	5,52
ERODER 1	KERO-01	S21°50.902	E54°11.00	3816	Champ de « sediment-waves », fan proximal	3,90
ERODER 2	KERO-09	S22°16.347	E53°33.060	4460	Bordure ouest du chenal, fan distal, zone ouest	6.27
	KERO-11	S21°42.31	E54°37.29	4164	Champ de « sediment-waves », fan proximal	2.65
	KERO-12	S22°23.550	E53°32.752	4461	Bordure ouest du chenal, fan distal, zone ouest	6.40
	KERO-13	S22°25.98	E53°36.36	4407	Fond du chenal, fan distal, zone ouest	0.98
	KERO-14	S22°20.50	E53°40.88	4439	Bordure ouest du chenal, fan distal, zone ouest	3.47
	KERO-15	S22°17.39	E52°56.10	4529	Bordure ouest du chenal distal, fan distal, zone ouest	6.68
	KERO-16	S22°19.51	E54°07.78	4340	Bordure ouest du chenal, fan distal, zone centre	4.95
	KERO-17	S22°22.540	E54°12.267	4353	Fond du chenal, fan distal, zone centre	5.34

Tableau III-3 - Tableau regroupant les différentes informations sur les carottages récupérés dans le système turbiditique de Cilaos.

Toutes les carottes étudiées dans le cadre de cette thèse ont été prélevées grâce à un carottier Kullenberg. Il s'agit d'un carottier gravitaire à piston qui permet de prélever à la verticale jusqu'à plusieurs mètres de sédiment.

Il est constitué principalement (Figure III-51) :



- d'un tube en acier qui sert à contenir la carotte. Son diamètre est de 100 mm, pour les carottes FOREVER et ERODER1, et de 125 mm, pour les carottes ERODER2.
- d'un piston stationnaire qui reste au niveau du sol lors de la pénétration ;
- d'un lest situé sur la partie supérieure du tube, il sert à communiquer la vitesse nécessaire à la pénétration du tube ;
- d'un contrepois qui dans le cas d'ERODER2 correspondait à un pilote permettant le prélèvement du premier mètre de sédiment.

Figure III-51 - Description du carottier Kullenberg (modifiée d'après Bourillet et al., 2007).

Les différents paramètres des carottiers utilisés au cours des campagnes FOREVER, ERODER1 et ERODER2 sont regroupés dans le Tableau III-4.

Campagnes	FOREVER	ERODER1	ERODER2
Lest	1,3 t	0, 994 t	2,75 t
Diamètre du tube	100 mm	100 mm	125 mm
Longueur de tube	5 ou 10 m	5 ou 10 m	5 ou 10 m
Chute libre	3 m	3 m	5 m

Tableau III-4 - Principaux paramètres des carottiers lors du prélèvement des carottes sédimentaires.

4.2. Protocole d'étude des sédiments

Chaque carotte a fait l'objet de nombreuses analyses. Elles ont tout d'abord été ouvertes section par section, photographiées et leur structure sédimentaire a été entièrement décrite visuellement. Par la suite, j'ai réalisé un certain nombre d'analyses sur ces carottes. Ces analyses sont décrites ci-dessous.

4.2.1. Le banc MSCL

Le banc MSCL (Multi Sensor Core Logger) est un banc multi-paramètres développé par la société Geotek et qui permet de mesurer simultanément le gamma densité, la susceptibilité magnétique et la vitesse des ondes P sur les carottes. Ce sont des mesures non-destructives qui se réalisent sur carottes non ouvertes (carottes des campagnes FOREVER et ERODER1) et/ou sur demi section (carottes de la campagne ERODER2). Dans le cas des carottes de la campagne ERODER2, les sections ayant été ouvertes à bord les mesures en ondes P non pas été réalisées.

La mesure de gamma densité est réalisée à l'aide d'une source radioactive de ^{137}Cs . La source émet un faisceau qui traverse le sédiment et est atténué en fonction de la densité et de l'épaisseur de matériaux traversée. Cette atténuation est interprétée en termes de densité de sédiments.

La mesure de susceptibilité magnétique consiste à créer un champ électromagnétique et ensuite de mesurer les variations d'induction magnétique lors du passage de la carotte.

4.2.2. La radioscopie au Rayon X

La radioscopie RX (ou RX) est une méthode non-destructive à proprement parler car elle nécessite le prélèvement d'une section de 1 cm d'épaisseur sur l'ensemble de la carotte (appelée plaquette). C'est une technique très largement utilisée pour l'analyse des carottes car elle permet de visualiser l'organisation interne des sédiments et de mettre en évidence les structures d'origine dynamique ou biologique invisibles lors de la description visuelle de la carotte (Figure III-52). La radioscopie RX de

nos carottes a été réalisée à Bordeaux sur le banc radiographique dont la méthodologie a été décrite par Migeon et al. (1999).

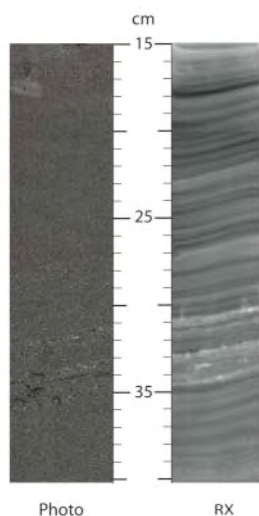


Figure III-52 - Photo et RX d'un morceau de carotte où les données RX permettent de mettre en évidence des structures non visibles lors de la description visuelle de la carotte.

4.2.3. Le XRF

La spectrométrie par fluorescence X (ou XRF, X-ray fluorescence) est une technique non-destructive d'analyse chimique qui permet de déterminer la composition chimique globale d'un échantillon solide en éléments majeurs et en éléments traces. Le principe consiste à bombarder l'échantillon avec des photons à rayonnement X. Des radiations caractéristiques de même nature sont émises par les éléments chimiques de l'échantillon. C'est le phénomène de fluorescence X. Les rayons X émis sont envoyés vers un point donné où ils sont séparés par diffraction sur le cristal analyseur. Le nombre de nouveaux photons à rayonnement X est mesuré ce qui permet de connaître la concentration relative de chaque élément. Toutes les carottes ont été mesurées au XRF à l'Ifremer.

4.2.4. La granulométrie

La mesure de la taille des grains a été effectuée à l'aide d'un granulomètre laser Coulter LS130. Le principe de l'analyse repose sur la diffraction de faisceaux laser. Les sédiments sont transportés par un fluide jusqu'à une cellule de mesure qui est traversée par des faisceaux. En rencontrant les particules, les faisceaux sont diffractés vers des détecteurs qui permettent de calculer l'angle de diffraction. Cet angle est ensuite relié à la dimension des particules.

Les mesures de granulométrie ont été réalisées tous les 5 cm sauf dans les niveaux sableux qui ont été analysés tous les centimètres. Les mesures utilisées au cours de ce travail de thèse correspondent à la valeur de la médiane de granularité.

4.2.5. La microsonde électronique

La microsonde électronique permet la caractérisation chimique précise d'une petite portion d'un échantillon ($1 \mu\text{m}^2$). Le principe est le même que pour le XRF. L'analyse consiste à bombarder la portion de l'échantillon avec un faisceau d'électrons fortement accéléré. Le rayonnement qui en

résulte est analysé dans un spectromètre afin d'identifier les différentes radiations caractéristiques qui le composent et de connaître ainsi les éléments présents dans la portion d'échantillon.

Il est ainsi possible de quantifier ces informations en comparant les intensités des rayons X caractéristiques de chaque élément présent dans l'échantillon avec l'intensité des rayonnements émis par un même élément de référence.

Dans notre cas, nous avons utilisé la microsonde électronique afin d'analyser la composition chimique des verres volcaniques présents dans les niveaux de sable des carottes. Les échantillons vitreux ont été analysés après sélection des verres sur la fraction granumométrique 63 μm à 125 μm ou échantillonnage des éléments ponceux (d'une taille de quelques mm à un cm environ). Les échantillons ont été montés en plot dans une résine ou en lame mince, puis polis. Les analyses en éléments majeurs des fractions vitreuses ont été réalisées à la microsonde électronique CAMEBAX SX-100 du pôle analytique de Bretagne (PSO) localisée au centre IFREMER de Brest ou à la microsonde électronique CAMEBAX SX-100 du Laboratoire Magmas et Volcans de Clermont-Ferrand. La majorité des analyses ont été réalisées avec une tension accélératrice de 15 kV et une intensité de courant de 10 nA (Brest) ou 8 nA (Clermont-Ferrand), un temps de comptage de 10 s et un faisceau défocalisé à 10 μm afin de minimiser la perte en alcalins (Na analysé en premier). Certaines analyses réalisées à Brest ont été obtenues avec des conditions sensiblement différentes : tension 25 kV, intensité 80 nA, temps de comptage 5s. La comparaison des données communes ne montre pas de différences notables.

Les calibrations ont été réalisées sur des standards naturels ou synthétiques : orthose (Si, K), albite (Na, Al), wollastonite (Si, Ca), hématite (Fe), forstérite (Mg), pyrophanite (Ti, Mn), alumine (Al), NiO (Ni), $\text{K}_2\text{Ti}_2(\text{PO}_4)_3$ (P), Cr_2O_3 (Cr). L'erreur (1σ) sur les mesures est estimée à 1 – 2 % pour les éléments majeurs, 5 – 15 % pour les éléments mineurs. Les limites de détection sont dans les gammes 0.05 – 0.15 pds % pour CaO, K₂O, TiO₂, P₂O₅, Cr₂O₃ et 0.15 – 0.2 pds % pour SiO₂, Al₂O₃, FeO, MnO, MgO, Na₂O, NiO.

4.2.6. Les datations radiocarbone

La datation au radiocarbone s'effectue sur du matériel d'origine biogénique et permet une datation de sédiment antérieur à 40 000 ans. Dans notre cas, l'analyse a pour but d'estimer la période de la mort d'un organisme biologique (foraminifère planctonique) en mesurant sa teneur en ^{14}C à l'aide d'un spectromètre de masse (AMS ou Accelerator Mass Spectrometer). La teneur en ^{14}C des êtres vivants est la même que celle de l'atmosphère durant leur période de vie. À sa mort, l'organisme n'incorpore plus de ^{14}C , celui-ci se désintègre selon une période de demi-vie de 5568 ans. L'âge est donc obtenu en faisant la différence entre la teneur en ^{14}C pendant la vie de l'organisme (déterminée après corrections à partir du rapport actuel) et celle mesurée.

Dans les océans, le principe est plus compliqué car le carbone est présent sous diverses formes: gaz carbonique dissous, carbone organique fossile ou actuel, qui contiennent une teneur en ^{14}C différente de la teneur atmosphérique originelle. Il faut donc considérer une correction dépendante du réservoir mondial des océans, fixée par convention à 400 ans.

Pour une meilleure comparaison avec les données continentales, les âges radiocarbone (^{14}C ka BP : Before Present) sont transformés en âges calibrés appelés âges calendaires (Cal. ka BP). Ces âges correspondent à un calendrier « années réelles » avec pour base de départ l'année 1950. Le logiciel CALIB 6.0 (Stuiver et al., 1998) a été utilisé pour effectuer les calibrations de nos âges.

Les mesures ont été réalisées sur des foraminifères planctoniques comprenant principalement les espèces *Globigérinoïdes ruber et sacculifer*. Huit échantillons ont été envoyés à Poznan (Poznan Radiocarbon laboratory) pour l'établissement de datations.

Numéro de laboratoire	Carotte	Profondeur (cm bsf)	AMS 14C age (yr)	AMS 14C age (-400yr)	Erreur yr	Age Calender (cal yr BP)
Poz-35177	KERO-09	3	11 840	11 440	60	13 302
Poz-35178	KERO-09	23	14 980	14 580	70	17 739
Poz-35179	KERO-09	55	28 000	27 600	240	31 723
Poz-35180	KERO-09	69	38 500	38 100	600	42 587
Poz-35181	KERO-09	80	41700	41 300	1000	44 883
SacA 21881	KERO-15	21,5	18 390	17 990	60	21 443
SacA 21882	KERO-16	60,5	11 610	11 210	35	13 118
SacA 21883	KERO-16	122,5	29 660	29 260	160	34 422

Tableau III-5 – Ensemble des dates radiocarbone effectuées sur les carottes KERO-09, KERO-15 et KERO-16.

4.2.7. Les mesures de $\delta^{18}\text{O}$

Les isotopes stables de l'oxygène utilisés dans les reconstructions paléo-climatiques, et donc la stratigraphie, sont les isotopes ^{16}O et ^{18}O . L'atome ^{16}O est le plus abondant des isotopes de l'oxygène dans le système océan/atmosphère, constituant 99.75 % du total des atomes d'oxygène, tandis que le ^{18}O forme 0.2%. Pour déterminer le rapport isotopique des foraminifères, leur rapport $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ inconnu est comparé au rapport $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ d'un standard connu.

La variation de l'isotope de l'oxygène résultant est exprimé en notation delta : $\delta^{18}\text{O}$ où

$$\delta^{18}\text{O} = \left(\frac{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right) \text{échantillon} - \left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right) \text{standard}}{\left(\frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right) \text{standard}} \right) \times 1000$$

Les variations de $\delta^{18}\text{O}$ sont produites par un fractionnement des molécules d'eau H_2^{18}O et H_2^{16}O . L'oxygène ^{16}O a une masse atomique moins importante que l'oxygène ^{18}O , il est dit léger comparé à

l'oxygène ^{18}O qui est dit lourd. Lors du passage de l'eau d'un état à un autre (vapeur, eau et glace) cette différence de masse atomique entraîne un fractionnement des isotopes de l'oxygène. Il faudra plus d'énergie à un isotope lourd pour passer de l'état de glace à l'état de vapeur ou lors du passage de l'état liquide à celui de vapeur. Le fractionnement des molécules d'eau H_2^{18}O et H_2^{16}O pendant l'évaporation concentre les molécules de H_2^{16}O dans la vapeur d'eau quittant les eaux ainsi enrichies en molécules de H_2^{18}O . Les précipitations neigeuses atteignant les pôles sont, suite à leur long parcours depuis les zones chaudes d'évaporation, très fortement appauvries en H_2^{18}O . En période glaciaire, les calottes polaires alimentées par les précipitations neigeuses sont enrichies en molécules de H_2^{16}O ce qui provoque un enrichissement des eaux océaniques en molécule H_2^{18}O . Ces changements en teneur de ^{18}O et ^{16}O sont enregistrés par le biais de l'oxygène piégé dans les tests des foraminifères.

Ainsi, l'analyse par spectrométrie de masse du $\delta^{18}\text{O}$ contenu dans les foraminifères nous donne une courbe de variation du $\delta^{18}\text{O}$ dans la colonne sédimentaire. Ces variations permettent de distinguer dans nos carottes les périodes glaciaires (valeurs élevées du $\delta^{18}\text{O}$) des périodes interglaciaires (valeurs faibles du $\delta^{18}\text{O}$).

Des analyses isotopiques ont été réalisées sur deux carottes du système turbiditique de Cilaos. Pour réaliser ces mesures, un échantillonnage d'une vingtaine de foraminifères planctoniques (*Globigérinoïdes ruber*) a été réalisé tous les 5 cm dans les parties argileuses des carottes KERO-09 et KERO16. Ces échantillons ont été envoyés au laboratoire Biominéralisations et Environnements Sédimentaires de l'université Pierre et Marie Curie à Paris. Les échantillons sont nettoyés par ultrason dans un bain d'eau distillée après avoir été écrasés avec précaution pour libérer le sédiment qu'ils pourraient potentiellement contenir. Ensuite, ils sont chauffés sous vide à une température de 375°C pendant une demi-heure pour supprimer les contaminations organiques. En utilisant un bain d'acide 100% phosphorique à 90°C , 20 à 50 μg d'échantillon est mis en réaction et analysé avec un spectromètre de masse GV Isoprime. Les valeurs d'isotopes sont données en notation delta, relative au standard Vienna Peedee belemnite.

La courbe isotopique de référence que nous utiliserons est le LR-04. Il s'agit de la compilation récente, effectuée par Lisiecki et Raymo (2005), de mesures isotopiques de l'oxygène de foraminifères benthiques effectués sur 57 carottes marines prélevées dans divers océans du globe.

**Chapitre IV : Morphologie et structures sédimentaires du
système turbiditique de Cilaos**

Chapitre IV : Morphologie et structures sédimentaires du système turbiditique de Cilaos

1. Caractérisation générale du système turbiditique de Cilaos	97
1.1. Architecture générale du système turbiditique.....	97
1.2. Répartition des sédiments dans le système turbiditique de Cilaos	100
1.3. Caractérisation des sédiments superficiels.....	102
2. La zone de canyon : analyse géomorphologique et structurale	107
2.1. Étude morphologique de la zone de canyon.....	107
2.2. Les canyons vus par les données de sondeur de sédiment.....	116
2.3. Données lithologiques.....	119
3. Morphologique et architecture du fan proximal	120
3.1. Données bathymétriques et acoustiques	120
3.2. Sondeur de sédiment dans la zone proximale	123
3.3. Données lithologiques.....	126
4. Structure morphologique et architecture du fan distal.....	132
4.1. Données bathymétriques et acoustiques	132
4.2. Sondeur de sédiment.....	135
4.3. Données lithologiques.....	138
5. Synthèse et conclusion sur l'architecture du système turbiditique de Cilaos : Principaux résultats	152

Le système turbiditique de Cilaos constitue le plus vaste édifice sédimentaire découvert au large de l'île de La Réunion (voir Chapitre II paragraphe 6.4). Il résulte de l'accumulation de sédiments issus de l'érosion du complexe volcanique de La Réunion et de leur transport jusque dans la plaine abyssale.

Cette partie présente l'étude de la morphologie et de la répartition des corps sédimentaires sur l'ensemble du système turbiditique. Elle est basée sur la corrélation entre les données de sondeur multifaisceaux, de sondeur de sédiments et les données de carottages.

1. Caractérisation générale du système turbiditique de Cilaos

La première partie de ce chapitre IV a pour but de présenter les traits morphologiques et structuraux généraux du système turbiditique de Cilaos. Elle sera suivie par une étude détaillée de chaque unité élémentaire du système.

1.1. Architecture générale du système turbiditique

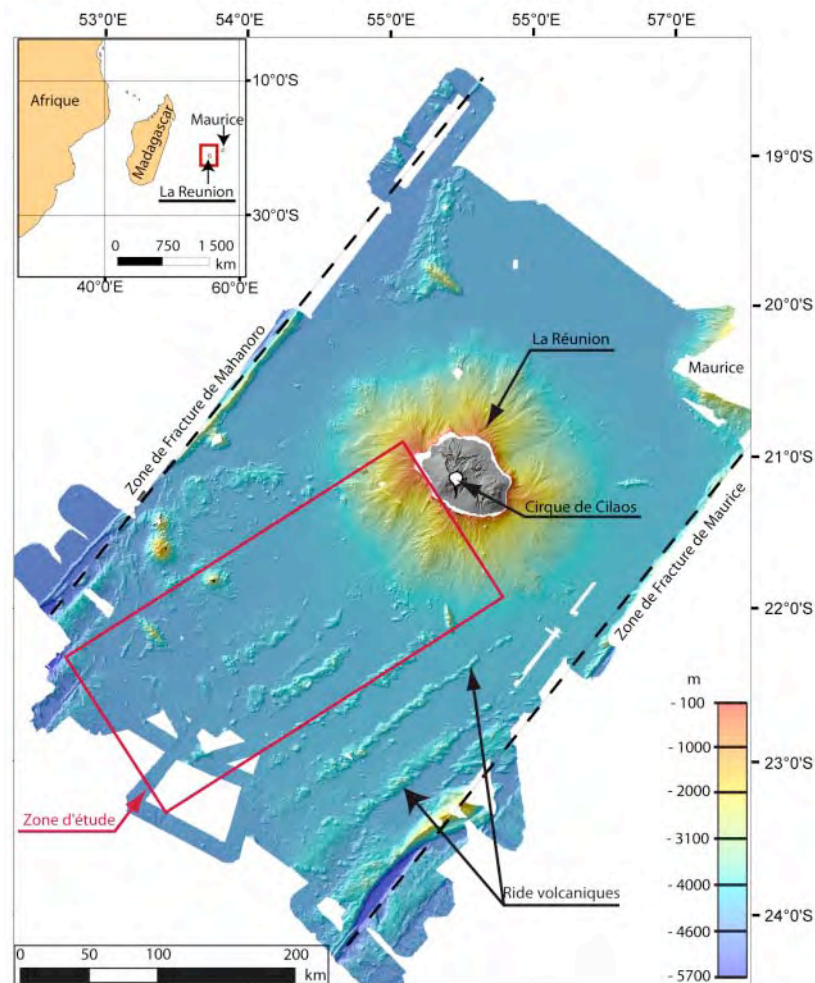


Figure IV-53 - Carte bathymétrique ombrée de l'île de La Réunion et de la plaque océanique alentour (compilation des données multifaisceaux des campagnes FOREVER, ERODER1 et ERODER2).

Le système turbiditique de Cilaos est situé au sud-ouest de l'île de La Réunion, au large du cirque de Cilaos (Figure IV-53). Il se met en place sur une plaine abyssale à la morphologie complexe (voir Chapitre II paragraphe 6.2).

Le système turbiditique s'étend sur environ 300 km de long, de la côte jusqu'à la zone de Fracture de Mahanoro, à des profondeurs d'eau comprises entre 0 et 4500 m (Figure IV-53). Des profonds canyons dans lesquels transitent des sédiments se distinguent aisément sur la pente de l'édifice volcanique. Au pied de la pente, les corps sédimentaires appartenant au système turbiditique se caractérisent par des reliefs très faibles (souvent inférieurs à la résolution des données bathymétriques). Même si quelques structures chenalisées sont visibles sur la carte de bathymétrie (Figure IV-53), la véritable extension du système turbiditique est surtout visible sur les données d'imagerie acoustique (Figure IV-54). Le système y est caractérisé par une large structure blanche qui couvre une surface de 15000 km².

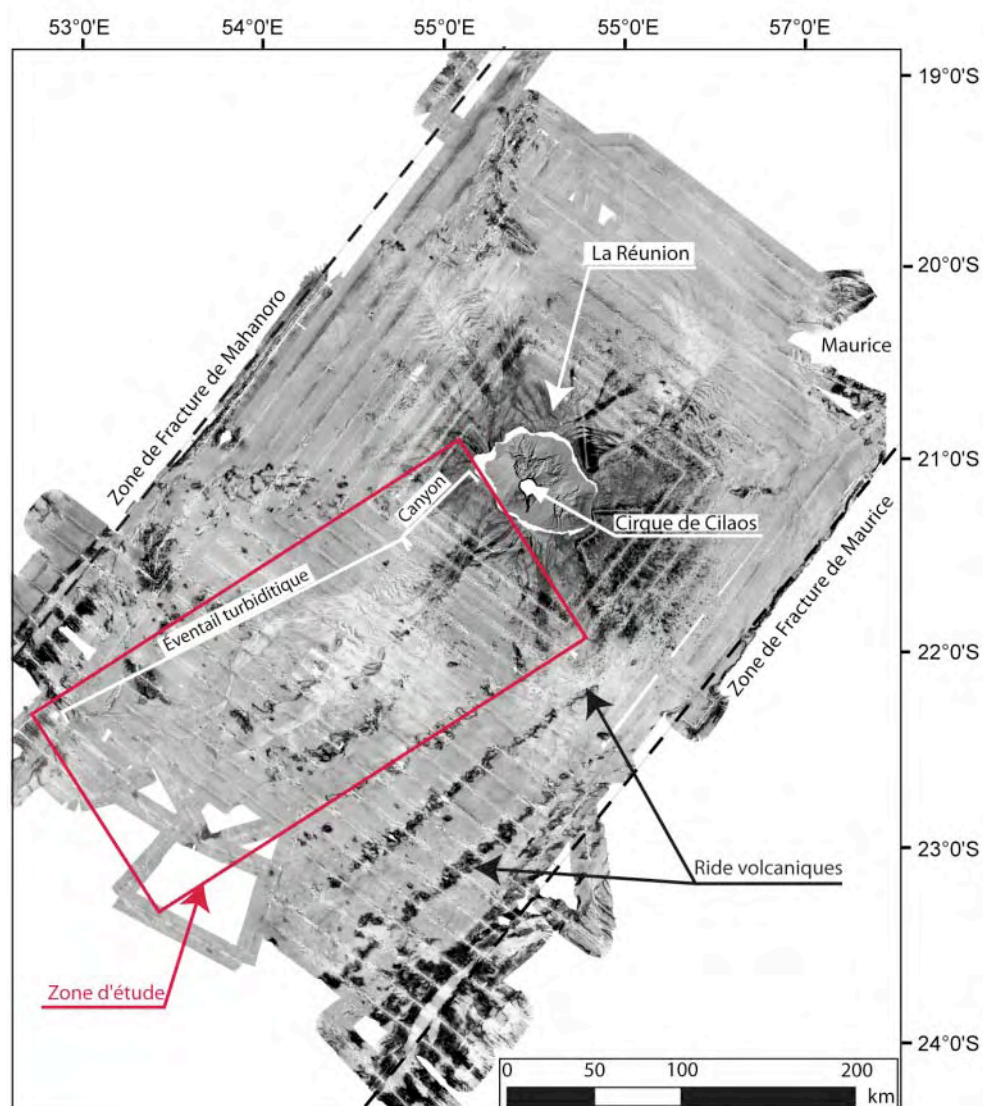


Figure IV-54 - Carte d'imagerie acoustique de l'île de La Réunion et de la plaque océanique alentour (compilation des données multifaisceaux des campagnes FOREVER, ERODER1 et ERODER 2).

Le système turbiditique de Cilaos est formé par deux zones principales: la zone de canyon et l'éventail turbiditique. Sur la mosaïque d'imagerie acoustique (Figure IV-54) ces deux zones sont caractérisés par des réflectivités différentes. La zone de canyons correspond à un faciès de très forte réflectivité (tons foncés) situé à proximité de l'île tandis que l'éventail turbiditique forme une large zone de faible réflectivité (tons clairs) qui s'étend sur la plaine abyssale.

Dans son étude, Saint-Ange (2009) a découpé cet éventail turbiditique en trois zones principales, fonction des reliefs présents sur le plancher océanique : les parties ouest, centrale et est. Même si ce découpage reste valable dans cette nouvelle étude, l'analyse de la morphologie suggère principalement une séparation amont/aval (Figure IV-55). Le système de Cilaos se compose donc d'un fan proximal très étendu, latéralement caractérisé par une réflectivité très faible, et d'un fan distal découpé par des reliefs préexistants et caractérisé par des chenaux bien marqués (Figure IV-55).

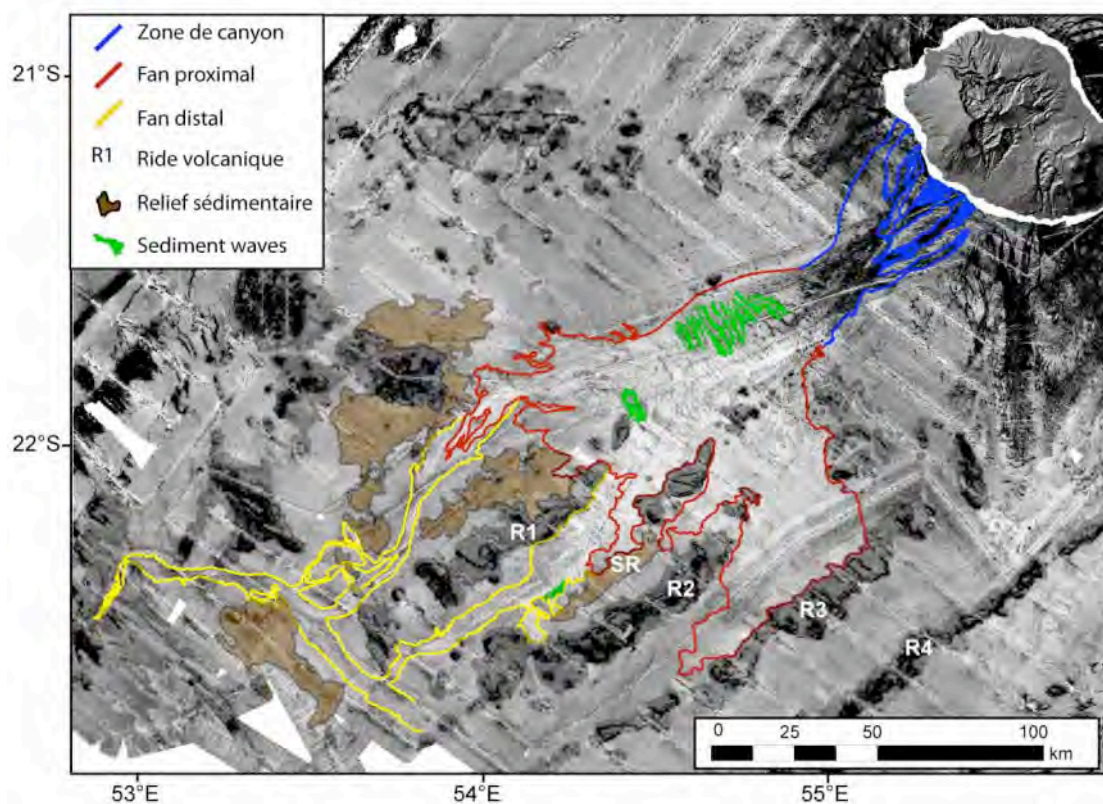


Figure IV-55 - Mosaïque d'imagerie acoustique montrant le système turbiditique de Cilaos. Ces données sont issues des campagnes FOREVER, ERODER1 et ERODER2. SR indique l'emplacement de la ride sédimentaire.

La figure IV-4 présente trois profils bathymétriques réalisés le long du système turbiditique de Cilaos. Sur ces profils, la zone de canyon, le fan proximal et le fan distal peuvent être dissociés grâce à leurs pentes. La zone de canyon est caractérisée par de fortes pentes comprises entre $1,5^{\circ}$ et 8° . Les différentes courbes ont un décalage bathymétrique important, notamment le profil ouest (Figure IV-56). Ceci fera l'objet d'une étude détaillée dans le paragraphe 2.1.1. Le fan proximal a une pente comprise entre $0,1^{\circ}$ et $1,5^{\circ}$ et les décalages bathymétriques entre les courbes sont faibles.

Le fan distal est caractérisé par des pentes inférieures à $0,1^{\circ}$. Les courbes bathymétriques ouest et centre ont des valeurs proches tandis que le profil semble surélevé par rapport au deux autres.

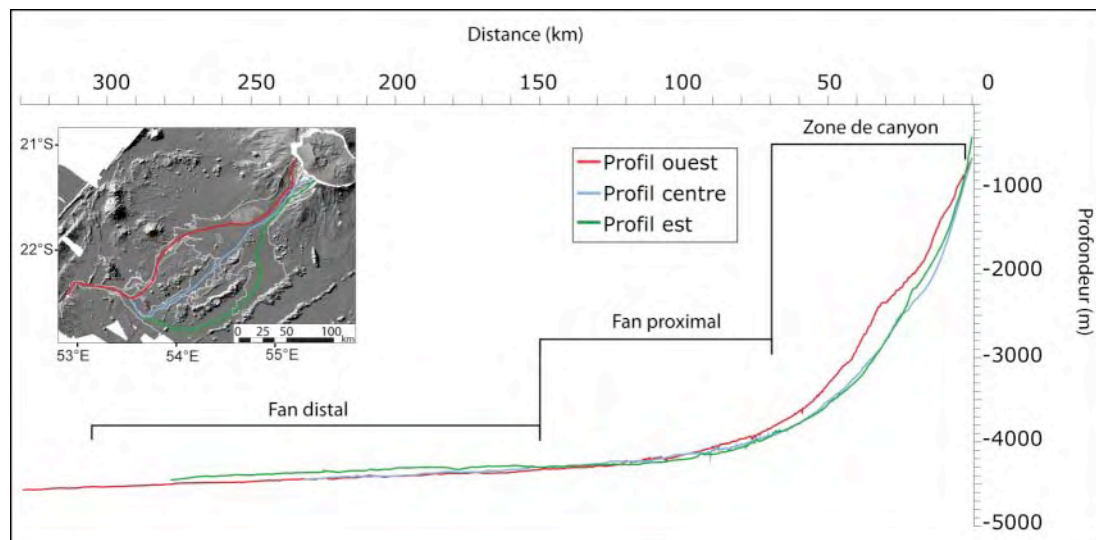


Figure IV-56 - Profils bathymétriques longitudinaux tracés selon trois axes principaux du système turbiditique de Cilaos.

1.2. Répartition des sédiments dans le système turbiditique de Cilaos

Les informations concernant l'architecture interne du système turbiditique de Cilaos proviennent de l'interprétation des données de sondeur de sédiment 3,5 kHz de la campagne FOREVER et des données de Parasound de la campagne ERODER 2 (Figure IV-57).

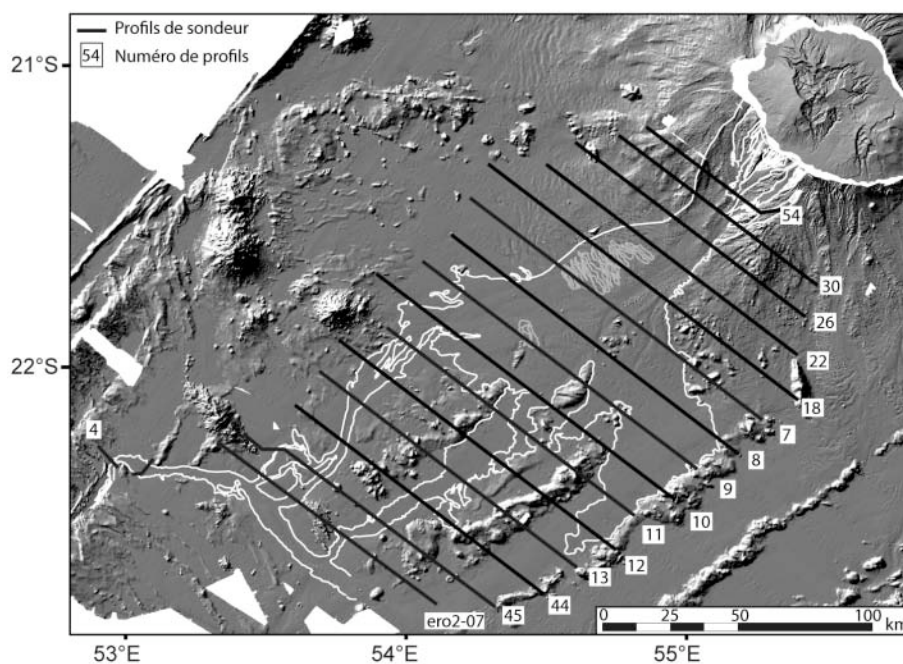


Figure IV-57 - Localisation de l'ensemble des profils de sondeur de sédiment recoupant la zone d'étude. Les limites du système turbiditique de Cilaos sont représentées en blanc.

Une étude détaillée de ces profils a été réalisée depuis la zone de canyon jusqu'à la terminaison du système turbiditique dans la zone de fracture de Mahanoro. En fonction de l'origine du dépôt (pélagique ou volcano-détritique), mais également du mode de transport (courant de turbidité ou avalanche de débris), le caractère acoustique du sédiment change à la fois verticalement et latéralement.

Sur l'ensemble des profils de sondeur de sédiment couvrant la zone, six faciès acoustiques principaux ont pu être définis (Figure IV- 58).

Le faciès hyperbolique est constitué par une succession d'hyperboles. Il est principalement visible dans la zone de canyon et le fan proximal. Sa disparition marque le début du fan distal.

Le faciès sourd correspond à une zone où la pénétration du signal est très faible. Le réflecteur le plus marqué est celui du fond de l'eau. Quelques réflecteurs de faible amplitude sont parfois visibles en profondeur. Ce faciès est observable dans la zone de canyon et le fan proximal.

Le faciès lité discontinu est caractérisé par des réflecteurs discontinus avec généralement une forte amplitude. Ce faciès marque principalement le fond des chenaux.

Le faciès lité continu est formé par une succession de réflecteurs relativement continus et de faible amplitude. Ce faciès est associé à la sédimentation dans l'éventail turbiditique.

Le faciès stratifié correspond à une zone avec une bonne pénétration du signal et où une succession de marqueurs horizontaux continus et de forte amplitude sont visibles. Les réflecteurs sont bien distincts les uns des autres. Ce faciès est observable en dehors du système turbiditique ou sur les reliefs recouverts de sédiments.

Le faciès transparent correspond à une zone transparente ne contenant pas de réflecteur. Dans certains cas, un ou deux réflecteurs de faible amplitude sont apparents au sein de cette zone. Ce faciès est principalement observable dans le fan distal.

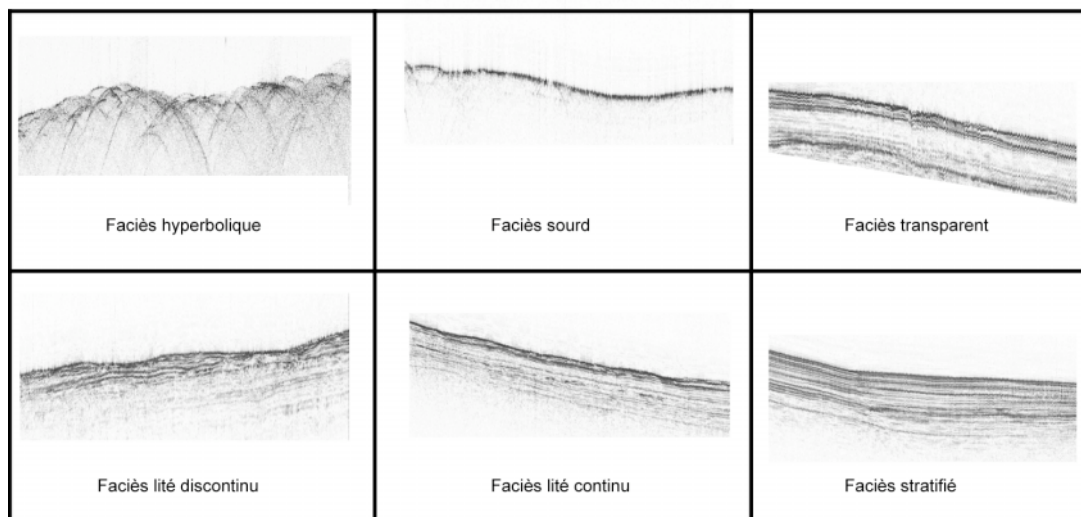


Figure IV- 58 - Principaux faciès acoustiques identifiés sur les données de sondeur de sédiment dans le système turbiditique de Cilaos.

1.3. Caractérisation des sédiments superficiels

L'analyse de la sédimentation dans le système turbiditique de Cilaos est basée sur l'analyse de onze carottes. La plupart de ces carottes ont été prélevées dans le fan distal, et seulement trois carottes ont été collectées dans le fan proximal (Figure IV-59). L'emplacement de celles-ci n'a pas permis de cartographier en détail les différentes formations sédimentaires mais seulement d'observer une répartition globale des dépôts le long du système turbiditique.

Les principaux sédiments observables dans ces carottes sont des sables volcaniques noirs, des silts et des argiles. Les sables volcaniques observés sont de granulométrie variable allant des sables très fins aux sables grossiers. Ils sont principalement composés de cristaux anguleux de feldspath, d'olivine et de pyroxène, de morceaux de roches, d'oxydes, de bioclastes et d'échardes de verre volcanique. Ces dernières feront l'objet d'une étude détaillée dans le chapitre V.

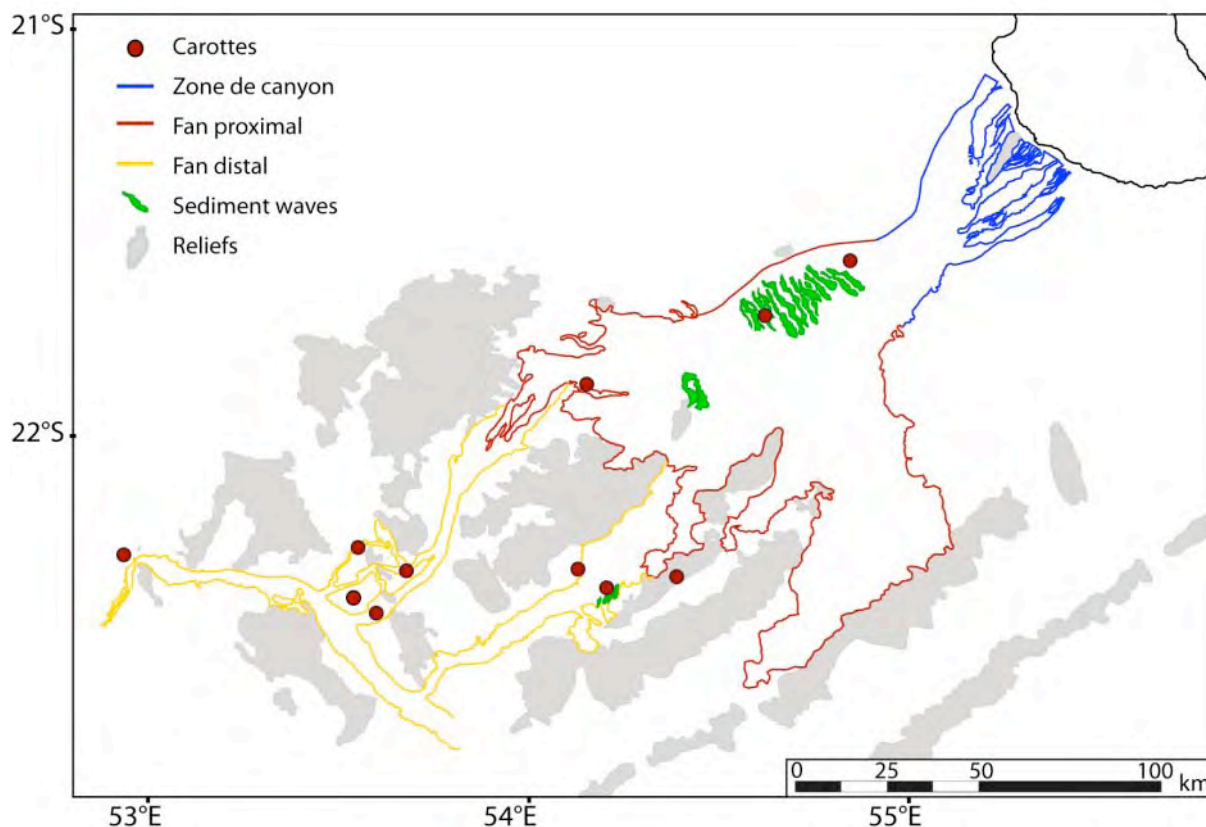


Figure IV-59 - Schéma simplifié de la morphologie du système turbiditique de Cilaos permettant la localisation des onze carottes étudiées dans ce travail.

1.3.1. Faciès observés

À partir de l'étude visuelle des sédiments ainsi que des mesures de granulométrie et des données RX obtenues sur les carottes, neuf faciès sédimentaires ont pu être définis (Figure IV-60).

- **Faciès A : argiles marron foncé**

Ce sont des argiles riches en organismes siliceux (radiolaires et diatomées), de couleur marron foncé et qui ont une texture «collante» formant de petits agrégats à leur surface. Elles forment des niveaux décimétriques visibles surtout au sommet des carottes prélevées dans le fan distal. La médiane granulométrique de ces argiles est située aux alentours de 15-20 μm .

- Faciès B : argiles marron clair

Ce sont des argiles riches en organismes calcaires (foraminifères), de couleur beige clair. Comme les argiles de couleur marron foncé, elles forment des niveaux décimétriques visibles surtout au sommet des carottes prélevées dans le fan distal. La granularité de ces argiles est inférieure aux argiles précédentes avec une médiane à environ 10 μm .

- Faciès C : argiles silteuses bioturbées

Ce sont des argiles silteuses avec une médiane granulométrique comprise entre 20 et 25 μm . Leur couleur grise est liée aux silts qu'elles contiennent. Ce sont des argiles bioturbées avec une épaisseur variable. Elles sont associées aux niveaux sableux. On les retrouve dans l'ensemble des carottes étudiées.

- Faciès D : silts

Il s'agit généralement de niveaux silteux isolés pluri-centimétriques et sans structure interne. On les retrouve parfois associés à d'autres faciès sableux. La médiane de granularité de ces niveaux est d'environ 40 μm .

- Faciès E : alternance de lamines silteuses et argilo-silteuses

Ce faciès est formé par l'alternance de lamines silteuses et de lamines argilo-silteuses, sous forme de niveaux centimétriques à décimétriques. Il s'observe dans les carottes du fan distal, et est généralement associé à d'autres faciès sableux.

- Faciès F : silts à sables fins à laminations parallèles

Ces sables forment des niveaux pluri-centimétriques voir décimétriques et sont généralement associés à d'autres faciès sableux. Ils sont constitués de lamines infra-millimétriques qui peuvent contenir des bioclastes. Par leur couleur claire, ces lamines bioclastiques mettent en relief la structuration des sables. La médiane granulométrique de ce faciès varie entre 20 et 100 μm

- Faciès G : silts à sables fins à structures dynamiques

Ce faciès se présente sous la forme de niveaux pluri-centimétriques de sables ou silts avec des structures comme des lamines obliques d'épaisseur variable, des lamines convolutées ou des rides. La présence de lamines bioclastiques permet de souligner les figures de courant.

- Faciès H : Ponce

Ce faciès n'est visible qu'à la base de la carotte KERO-01. Il est constitué de ponces ayant une granularité parfois supérieure à 2 mm. Ce niveau sera étudié en détail dans le paragraphe 3

- Faciès I : Sables fins à grossiers massifs

Ce faciès regroupe les sables, fins à grossiers, qui ne présentent pas de structure interne visible sur les RX. On le retrouve principalement dans les carottes du fan proximal et dans deux carottes du fan distal prélevées dans des chenaux (KERO-13 et KERO-17).

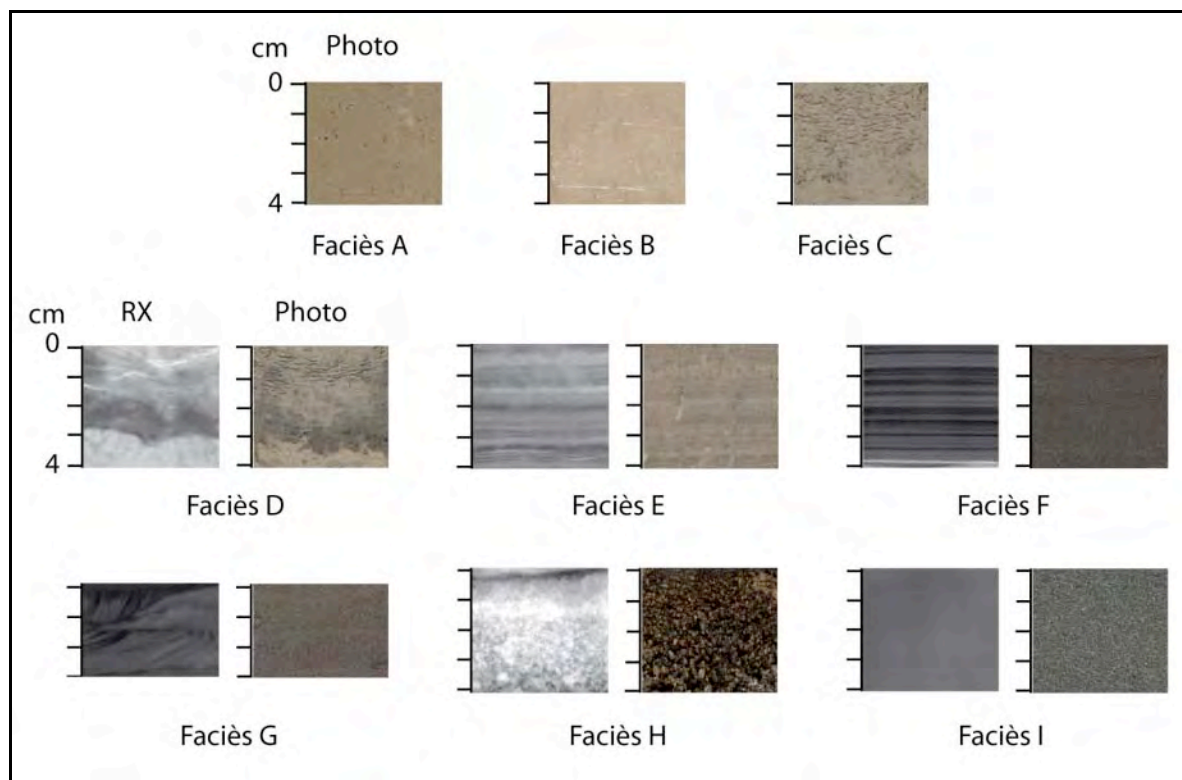


Figure IV-60 - Photo et RX (sauf pour les faciès A,B et C) des faciès observés dans les carottes prélevées dans le système turbiditique de Cilaos.

1.3.2. Description des séquences sédimentaires identifiées

Les faciès décrits précédemment s'organisent en séquences sédimentaires principalement visibles dans le fan distal. Trois séquences ont été identifiées sur les carottes prélevées dans le système de Cilaos (Figure IV-61). Il s'agit de séquences turbiditiques sableuses d'épaisseur décimétrique à pluri-décimétrique. La séquence de Bouma est la séquence idéale de dépôt issue d'un écoulement turbiditique sableux, c'est pourquoi nous ferons un parallèle entre les séquences observées dans nos carottes et la séquence de référence de Bouma.

-La séquence I (Figure IV-61) s'étend des sables fins aux silts. Elle est caractérisée par une base érosive et un granoclassement normal. Elle débute par un niveau de sable fin finement laminé et contenant des lamines bioclastiques (faciès F). Celui-ci est suivi par une unité de sable fin avec des structures dynamiques comme des rides de courant ou des laminations obliques (faciès G). Ensuite apparaissent les termes les plus fins avec une alternance de lamines silteuses et de lamines argilo-silteuses (faciès E) surmontées par un niveau d'argiles silteuses (Faciès C).

Cette séquence, qui peut atteindre une épaisseur de 70 cm, est observée dans les carottes prélevées dans le fan distal. Elle semble correspondre à la succession des termes Tb à Te de la séquence de Bouma.

Dans certain cas, cette séquence est incomplète : soit le terme situé à la base de la séquence (faciès F) est absent, cas le plus courant, soit c'est le terme supérieur qui manque (faciès E).

-La séquence II (Figure IV-61) a une épaisseur de 13 cm et n'est visible que dans une seule carotte située dans le fan proximal. Elle a une base à granoclassement inverse avec un petit niveau de sable fin à laminations parallèles, d'épaisseur inférieure au centimètre, riche en bioclastes (faciès F) et est surmontée par une unité de 11 cm à base franche érosive et contenant des ponces de plusieurs millimètres (faciès H). Sur 4 cm d'épaisseur, les ponces millimétriques passent graduellement aux silts (faciès D), pour ensuite évoluer des silts aux sables fins entraînant à nouveau un granoclassement inverse. La fin de la séquence correspond au passage des sables fins aux argiles silteuses (faciès C). Cette séquence est la plus grossière des turbidites observées sur l'ensemble des carottes prélevées dans le système de Cilaos. Elle correspond au faciès S2 de Saint-Ange (2009) interprété comme une turbidite pyroclastique.

-La séquence III (Figure IV-61) est une séquence sableuse qui commence par une unité de sable fin massif à base érosive (faciès I). Elle est surmontée par un niveau de sable fin à laminations planes, riche en bioclastes (faciès F). Cette séquence a une épaisseur faible, inférieure à 10 cm et est recouverte par des argiles silteuses bioturbées (faciès C). Cet ensemble visible dans une carotte du fan proximal peut être associé à une séquence de Bouma tronquée avec absence des termes supérieurs. Elle serait composée de la succession des termes Ta, Tb et Te.

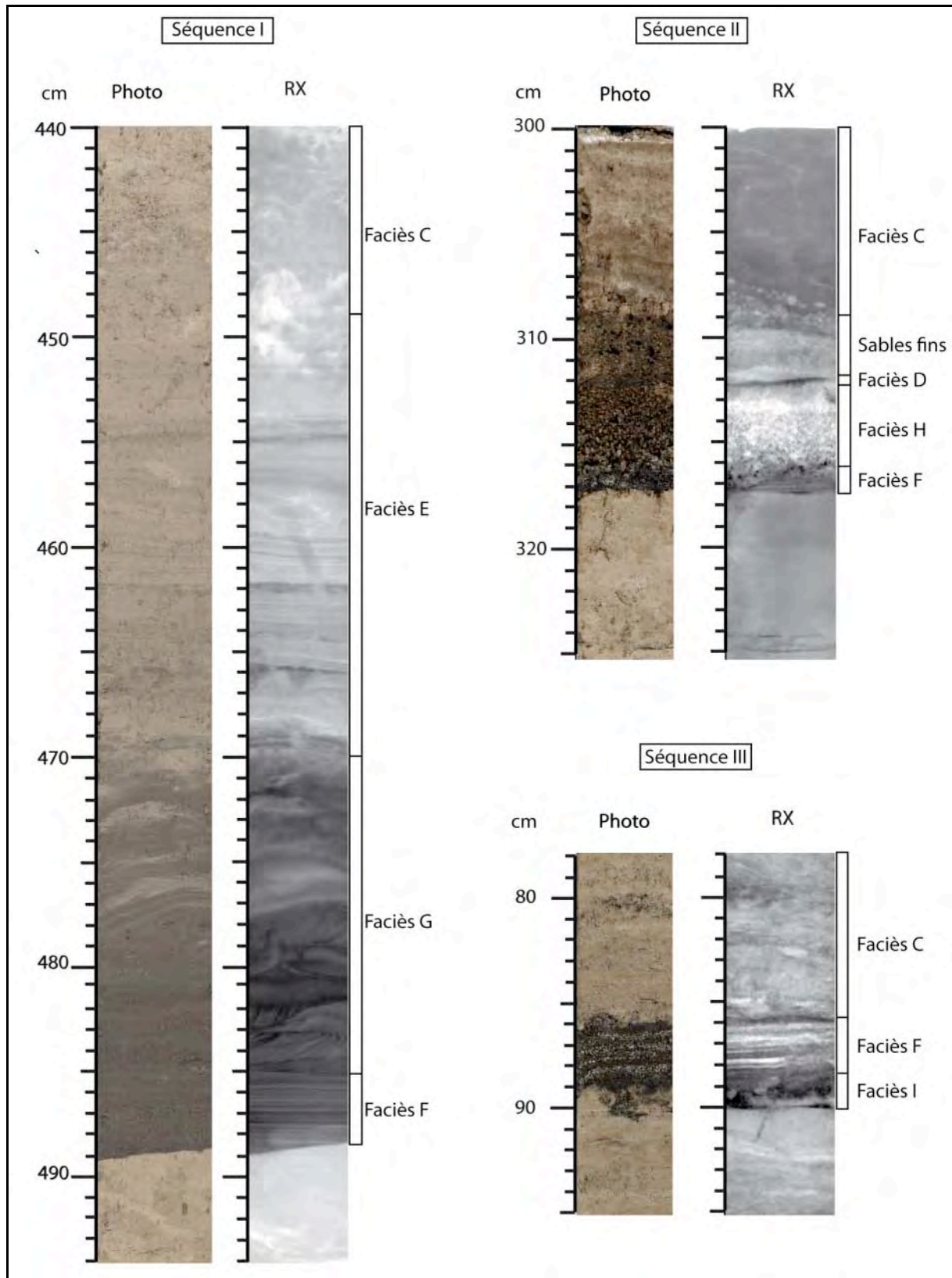


Figure IV-61 - Photo et RX des principales séquences sédimentaires observées dans les carottes du système turbiditique de Cilaos.

2. La zone de canyon : analyse géomorphologique et structurale

2.1. Étude morphologique de la zone de canyon

La zone de canyon marque le début du système turbiditique de Cilaos (Figure IV-55). Elle s'étend de la côte jusqu'à la base de l'édifice. L'étude de cette zone se fera en deux étapes. Dans un premier temps, une analyse de la zone des canyons dans son ensemble, basée sur l'étude des données acquises pendant les campagnes FOREVER, ERODER1 et ERODER2, sera présentée (voir chapitre III). Dans un second temps, nous nous focaliserons sur le lien entre ces canyons et les structures visibles à terre en nous appuyant sur les données haute résolution de la campagne BATHYBAB (voir chapitre III)

2.1.1. Morphologie générale des canyons

La zone de canyons se situe au droit de la rivière Saint-Étienne (Figure IV-62) et recoupe les dépôts d'avalanches de débris qui constituent la majeure partie des flancs de l'île (Lénat et Labazuy, 1990 ; Oehler et al., 2004, 2005, 2008). Cette zone s'étend sur environ 70 km de long et 20 km de large (Figure IV-62).

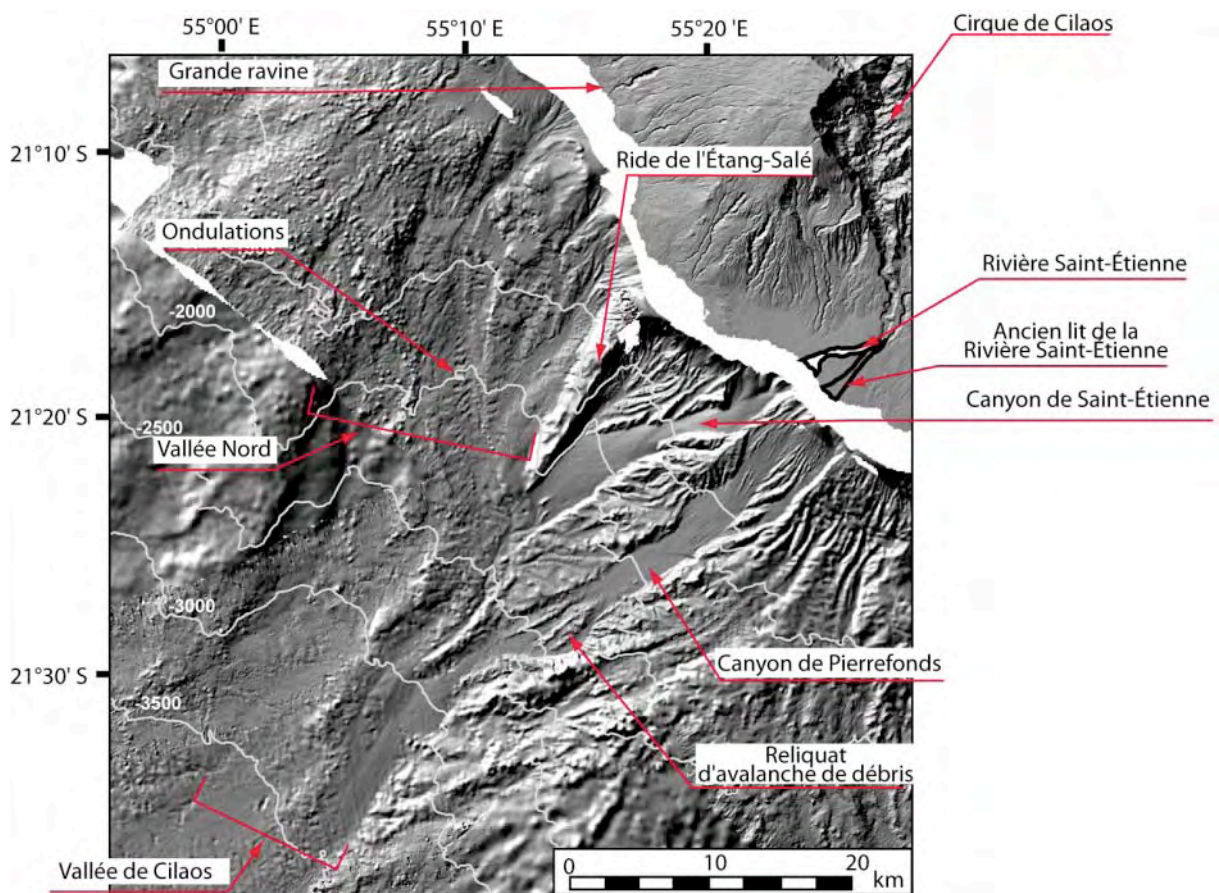


Figure IV-62 - Carte bathymétrique ombrée de la zone de canyon avec la localisation des principaux éléments la constituant. Les isobathes sont représentées par des lignes blanches.

La zone de canyon est formée par deux canyons majeurs, les canyons de Saint-Étienne et de Pierrefonds, ainsi que par une large vallée appelée vallée nord (Figure IV-62). Sur la carte d'imagerie acoustique (Figure IV-63), les canyons de Pierrefonds et de Saint-Étienne sont caractérisés par une forte réflectivité (couleur sombre) tandis que la vallée nord est à peine discernable. Seuls les quelques chenaux qui la constituent présentent un faciès réflectif.

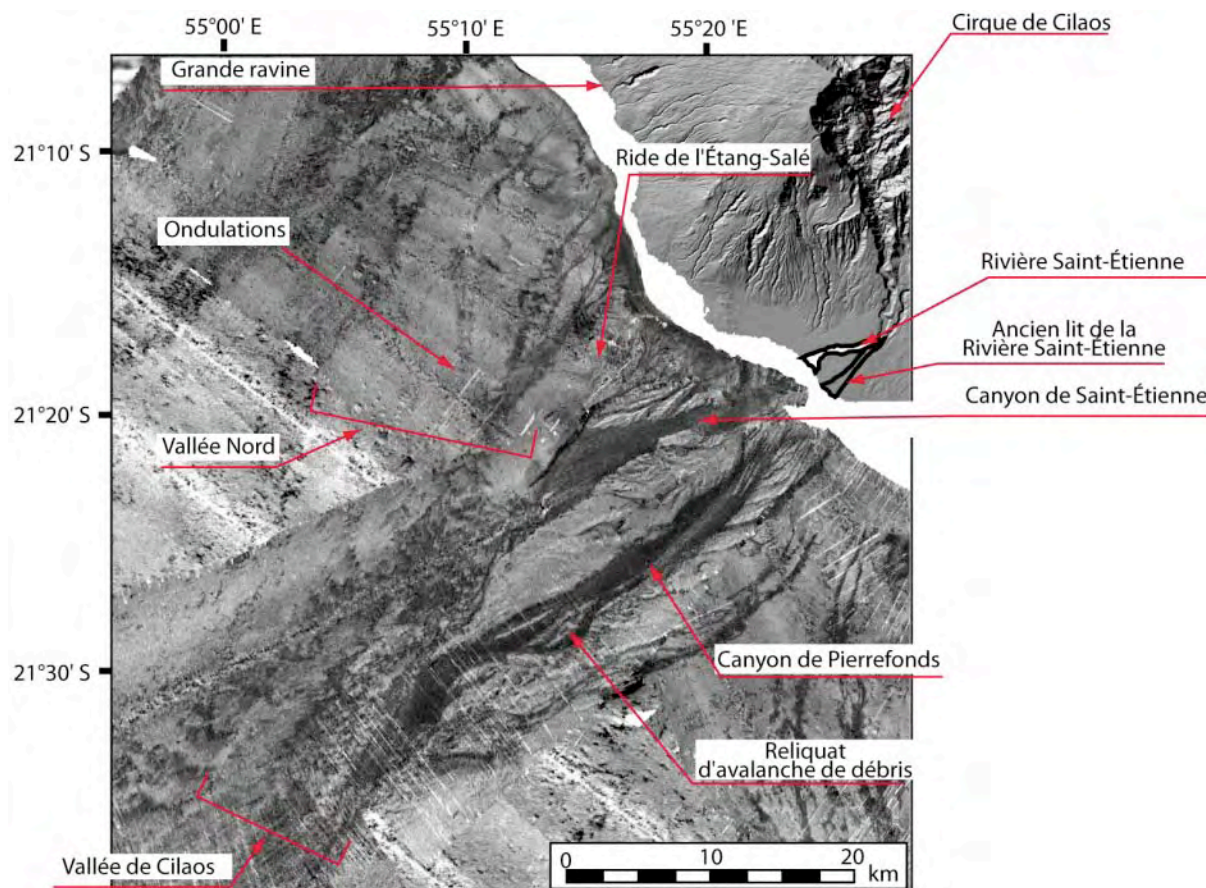


Figure IV-63 - Carte d'imagerie acoustique de la zone de canyon avec la localisation des principaux éléments la constituant.

Le canyon de Pierrefonds, au sud (Figure IV-62), mesure 30 km de long et a une profondeur d'environ 100 m. Il se situe dans l'axe de l'ancien débouché de la rivière Saint-Étienne. Ce canyon présente une morphologie simple avec un tracé rectiligne dans le sens de la pente et une largeur constante d'à peu près 3 km (Figure IV-64). Sa pente décroît vers l'aval de 8° à 3° (Figure IV-65). Le canyon est bordé sur toute sa longueur par des flancs abrupts et aucune terrasse n'est observable (Figure IV-65).

Le canyon de Pierrefonds est relié à la côte par un ensemble de canyons tributaires qui viennent inciser le plateau sur une vingtaine de mètres de profondeur (Figure IV-62). Le fond du canyon est relativement lisse avec quelques reliefs dans sa partie inférieure (profil bathymétrique P3, Figure IV-64) qui correspondent à des reliquats de dépôts d'avalanches de débris (Figure IV-62). Sur la carte

d'imagerie acoustique, celui-ci est caractérisé par un faciès très réfléchif homogène sur toute la longueur de canyon.

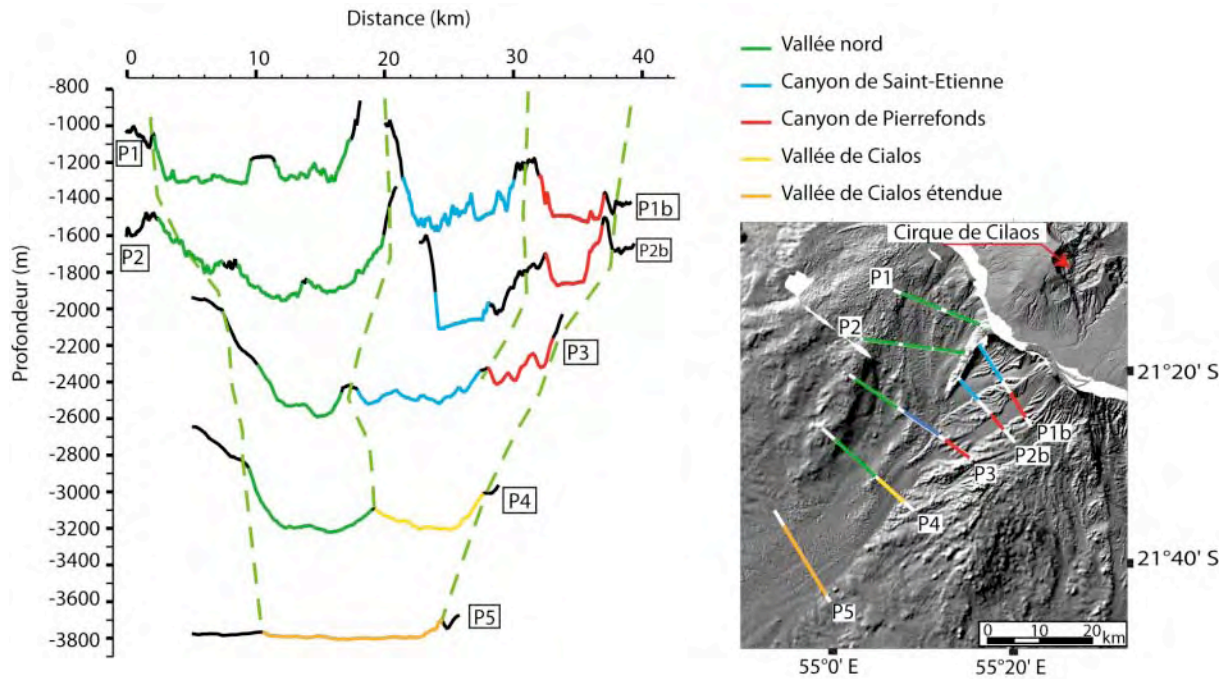


Figure IV-64 - Profils bathymétriques transversaux à la zone de canyons localisés sur la carte de bathymétrie ombrée.

Le canyon de Saint-Étienne, plus au nord (Figure IV-62), se situe directement au débouché de la rivière Saint-Étienne. Il est bordé à l'ouest par la ride de l'Étang-Salé, et est connecté à la côte par un ensemble de petits canyons érosifs (profil bathymétrique P1b, Figure IV-64). Sa longueur est de 30 km et son incision d'environ 100 m. Sa pente générale décroît progressivement vers l'aval de 3° à 8° (Figure IV-65). Les morphologies de la partie supérieure et inférieure du canyon sont différentes.

La partie supérieure du canyon de Saint-Étienne correspond à des profondeurs d'eau comprises entre 300 et 2200 m. Cette zone s'étend de la côte jusqu'à l'extrémité sud de la ride de l'Étang-Salé, soit environ 20 km (Figure IV-62). Elle est caractérisée par un fond lisse et des flancs abrupts. Aucun bloc ni reliquat de dépôts d'avalanches de débris n'est visible dans le fond du canyon (Figure IV-62). La largeur de cette zone augmente en s'éloignant de l'île, avec une largeur de 1,5 km au niveau du profil P1b (Figure IV-64) et une largeur proche de 3 km à l'extrémité sud de la ride de l'Étang-Salé. Sur la carte d'imagerie acoustique, la partie supérieure du canyon de Saint-Étienne présente le même faciès sombre homogène que le canyon de Pierrefonds.

La partie inférieure du canyon de Saint-Étienne a une largeur de 8 km et une profondeur de 50 à 80 m (profil P3, Figure IV-64 en bleu). Le canyon n'est plus bordé par des flancs abrupts. Seule la bordure sud reste faiblement marquée sur les profils bathymétriques (profil P3, Figure IV-64). Cette zone est recouverte par des dépôts chaotiques qui lui donnent un aspect rugueux correspondant sur l'imagerie acoustique à un faciès tacheté (Figure IV-63). Cette différence de faciès entre la partie supérieure et inférieure du canyon est observable sur le profil bathymétrique réalisé le long du canyon (Figure IV-

65). Un étroit canyon de 20 m de profondeur et 13 km de long vient inciser ces dépôts rugueux (Figure IV-62).

Sur le profil P4 (Figure IV-64), on observe que la partie inférieure du canyon de Saint-Etienne et le canyon de Pierrefonds se rejoignent pour former une seule vallée. Il s'agit de la vallée de Cilaos (Saint-Ange, 2009).

La vallée Nord est située au nord de la ride de l'Étang-Salé. C'est une large dépression caractérisée par un faciès chaotique (Figure IV-62). Elle présente une morphologie complexe. Sa partie haute, comprise entre la côte et la limite sud de la ride de l'Étang-Salé, est recoupée par plusieurs canyons étroits (environ 1 km de large), situés au débouché en mer de plusieurs ravines dont la Grande Ravine. Ils sont caractérisés sur la carte d'imagerie acoustique par un faciès sombre qui tranche avec le reste de la vallée caractérisée par un faciès gris relativement homogène (Figure IV-63). Ces canyons ont une section en U. Leur fond est rugueux avec localement la présence de petites ondulations (selon l'axe d'écoulement), laissant penser à de petites dunes ou des scours successives (Figure IV-62). L'orientation de ces canyons est tout d'abord NE-SW puis NNW-SSE. Ils se prolongent jusque dans la partie inférieure du canyon de Saint-Étienne, se concentrant dans la partie est de la vallée. La partie inférieure de la vallée nord forme une large dépression parallèle à la vallée de Cilaos, séparée de celle-ci par un relief d'une centaine de mètres de hauteur (profil 4, Figure IV-64). La jonction entre les parties inférieures de la vallée Nord avec la vallée de Cilaos sera appelée la « vallée de Cilaos étendue » (Figure IV-64).

La vallée de Cilaos et la « vallée de Cilaos étendue » font 30 km de long et ont une largeur comprise entre 10 et 20 km. Leur pente varie entre 1° et 2° et leur profondeur évolue de 100 m pour la vallée de Cilaos à 20 m dans la « vallée de Cilaos étendue » (Figure IV-64). Les flancs de la « vallée de Cilaos étendue » ont une pente faible et sont peu visibles sur le profil bathymétrique (profil 5, Figure IV-64). Cette vallée est recoupée par plusieurs canyons qui alimentent le fan proximal. La réflectivité de ces vallées est caractérisée par un faciès tacheté qui marque la transition avec le faciès clair du fan proximal (Figure IV-63).

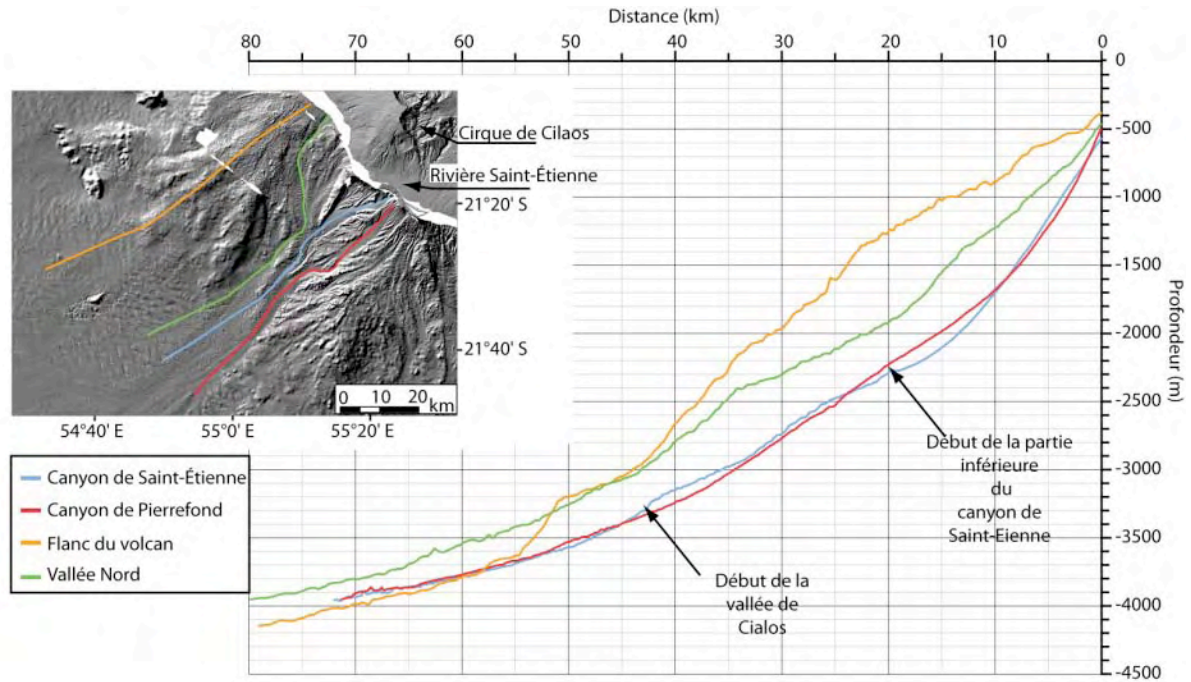


Figure IV-65 - Profils bathymétriques réalisés le long des différentes vallées formant la zone de canyon.

La Figure IV-65 montre quatre profils bathymétriques longitudinaux dont trois traversent les différentes zones décrites précédemment (vallée Nord, canyon de Saint-Étienne et canyon de Pierrefonds) et dont un recoupe les flancs du volcan pour quantifier le décalage bathymétrique des canyons par rapport aux flancs de l'édifice volcanique. Sur cette figure, les profils issus des canyons ont tous une forme concave contrairement au flanc du volcan qui a une forme convexe surélevée de presque 900 m par rapport à la zone de canyon.

Le profil réalisé dans la vallée nord est lui aussi surélevé en comparaison des profils situés dans les canyons de Saint-Étienne et de Pierrefonds, la différence entre ces courbes peut atteindre 600 m.

Les profils des canyons de Pierrefonds et de Saint-Étienne sont très proches. Avant le début de la partie inférieure du canyon de Saint-Étienne, le profil du canyon de Pierrefonds est au-dessus de celui du canyon de Saint-Étienne. Cela correspond à la zone où se trouvent des reliquats de dépôts d'avalanche de débris dans le canyon de Pierrefonds ce qui pourrait expliquer cette différence de bathymétrie.

On notera que le profil de la partie inférieure du canyon de Saint-Étienne semble légèrement au-dessus du profil du canyon de Pierrefonds. Ceci peut indiquer un remplissage de la partie inférieure du canyon de Saint-Étienne.

La forte réflectivité, le faciès lisse et le profil bathymétrique des canyons de Pierrefonds et de Saint-Étienne laisse penser à une activité récente dans ces canyons, tandis que le profil bathymétrique de la vallée nord, surélevé de 600 m par rapport aux deux autres canyons, et la faible réflectivité de celle-ci suggère une activité peu intense ou peut être complètement arrêtée.

Dans la suite de l'étude, nous allons nous focaliser sur la partie la plus active du système et sur sa connexion avec les structures terrestres.

2.1.2. Les têtes des canyons et leur connexion à terre

Les données bathymétriques de haute résolution, acquises au cours de la campagne BATHYBAB, au large de l'embouchure de la rivière Saint-Étienne (Figure IV-66), ont permis de faire la connexion entre les structures sédimentaires visibles à terre et les données des campagnes ERODER et FOREVER. Ces données couvrent une profondeur comprise entre 50 et 200 m. Elles ont permis d'identifier un ensemble de têtes de canyon entaillant l'étroit plateau continental.

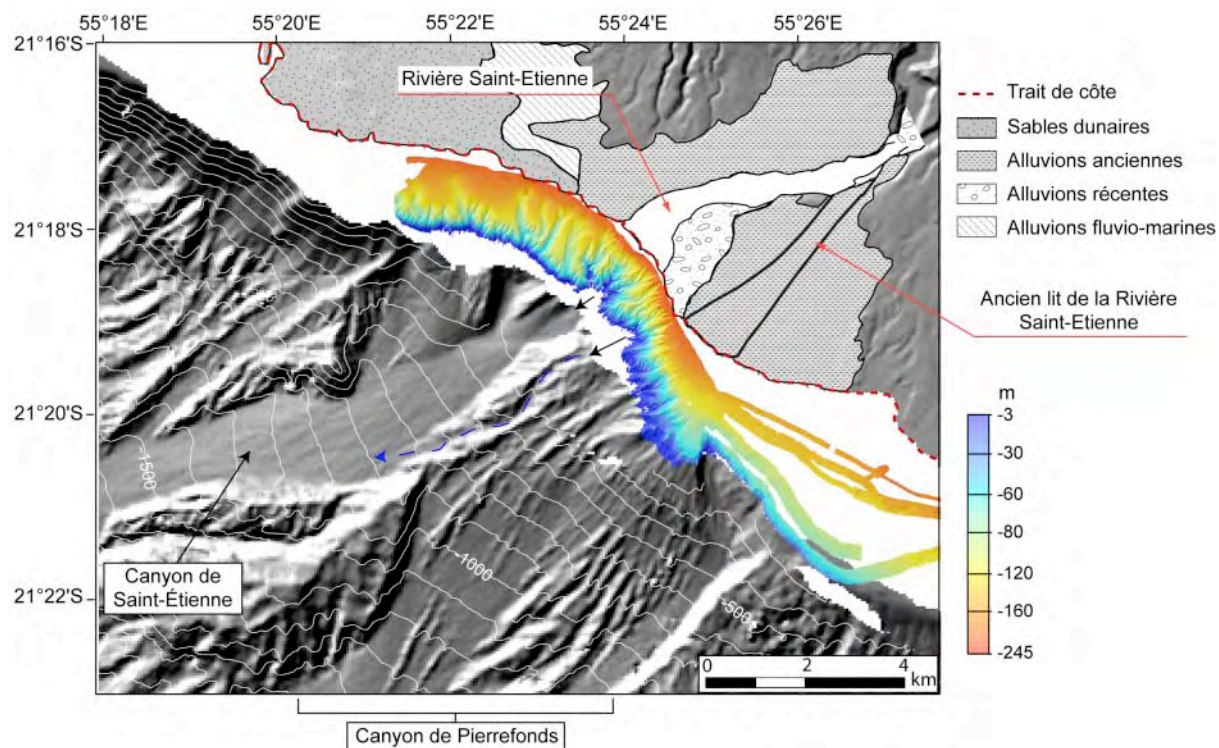


Figure IV-66 - Jonction entre les données du sondeur multifaisceaux SeaBat 8101 (en couleur) et les données du sondeur multifaisceaux EM120. La partie nord correspond à la cartographie simplifiée des formations volcanosédimentaires provenant de la carte géologique de l'île de La Réunion et drapée sur le MNT de l'île.

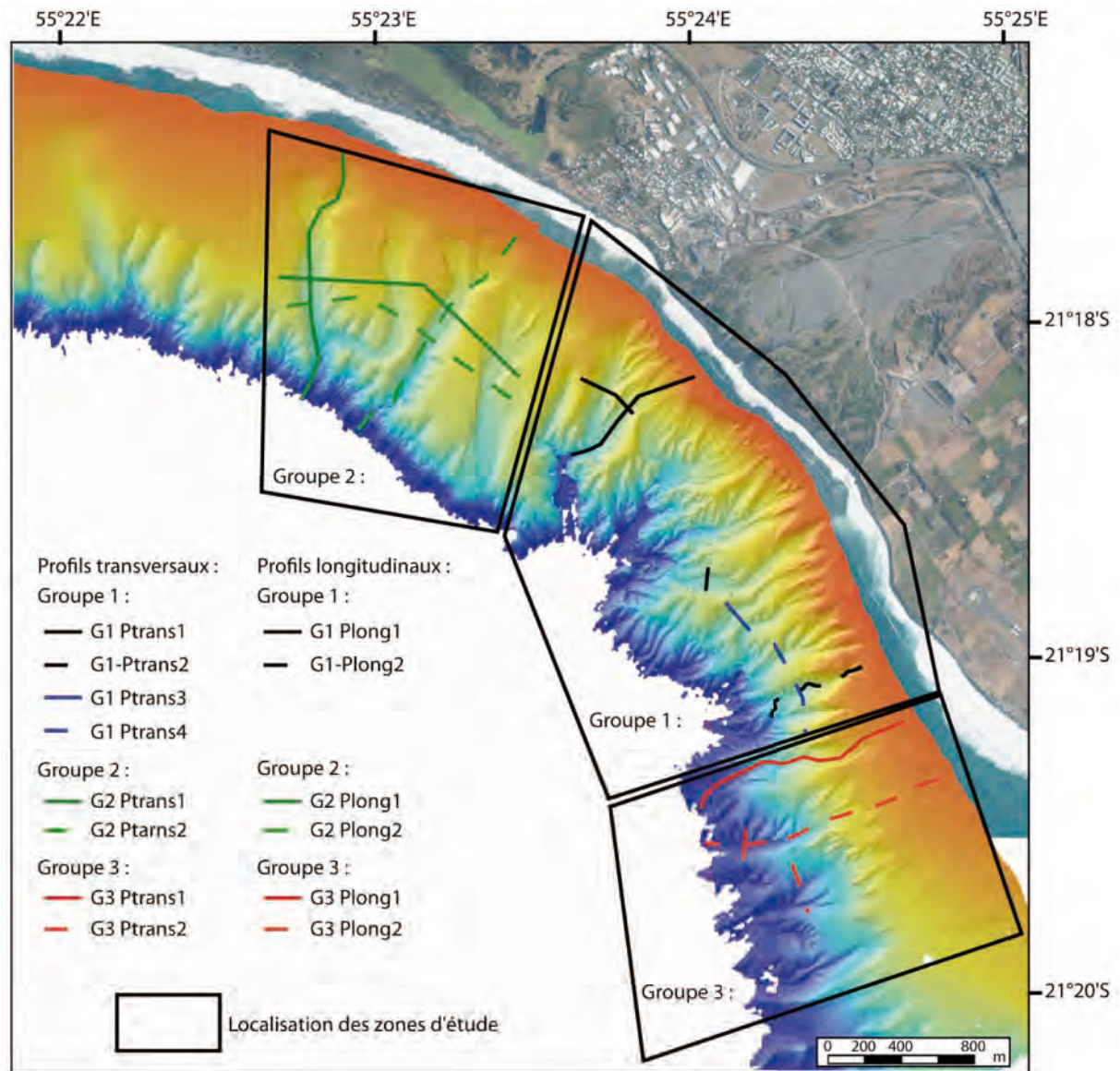


Figure IV-67 - Carte bathymétrique générale des données acquises au cours de la campagne BATHYBAB et localisation des différentes zones d'études et des différents profils bathymétriques réalisés dans ce travail.

Les têtes de canyon présentent différentes morphologies avec des têtes de canyons larges et rectilignes et d'autres étroites et très incisées. Certaines d'entre elles remontent jusqu'à la côte. Une étude détaillée de ces différentes caractéristiques a permis de définir trois groupes de têtes de canyon différentes (Figure IV-67).

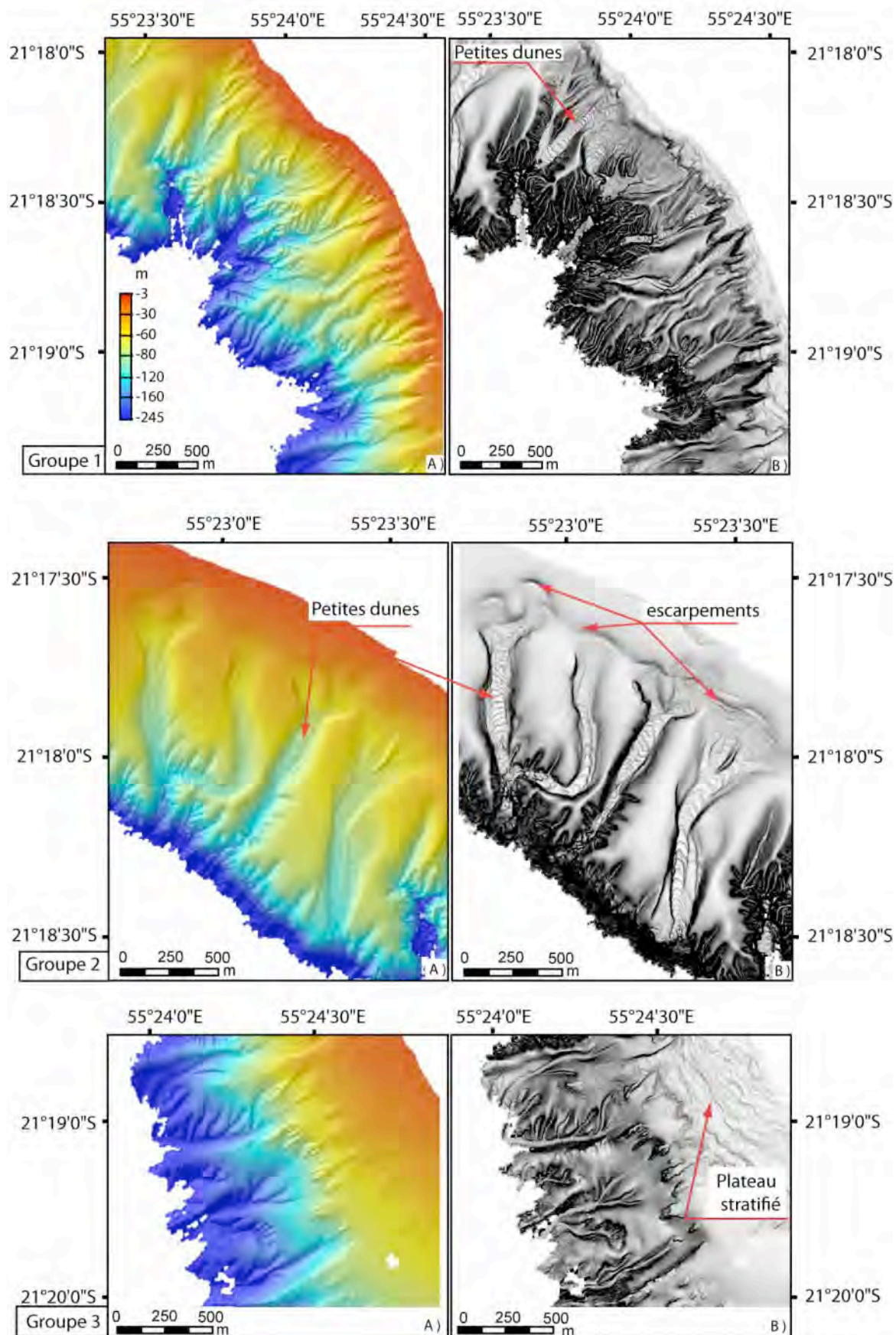


Figure IV-68 - A) carte bathymétrique et B) carte de pente des trois groupes de tête de canyons identifiés sur les données acquises au cours de la campagne BATHYBAB.

Le premier groupe est formé par des têtes de canyon étroites, incisant fortement le plateau jusqu'à la côte (Figure IV-68). Elles sont situées au droit de la rivière Saint-Étienne et de son delta. Leur pente est comprise entre 7° et 11° avec une rupture de pente à 120 m de profondeur (Figure IV-69).

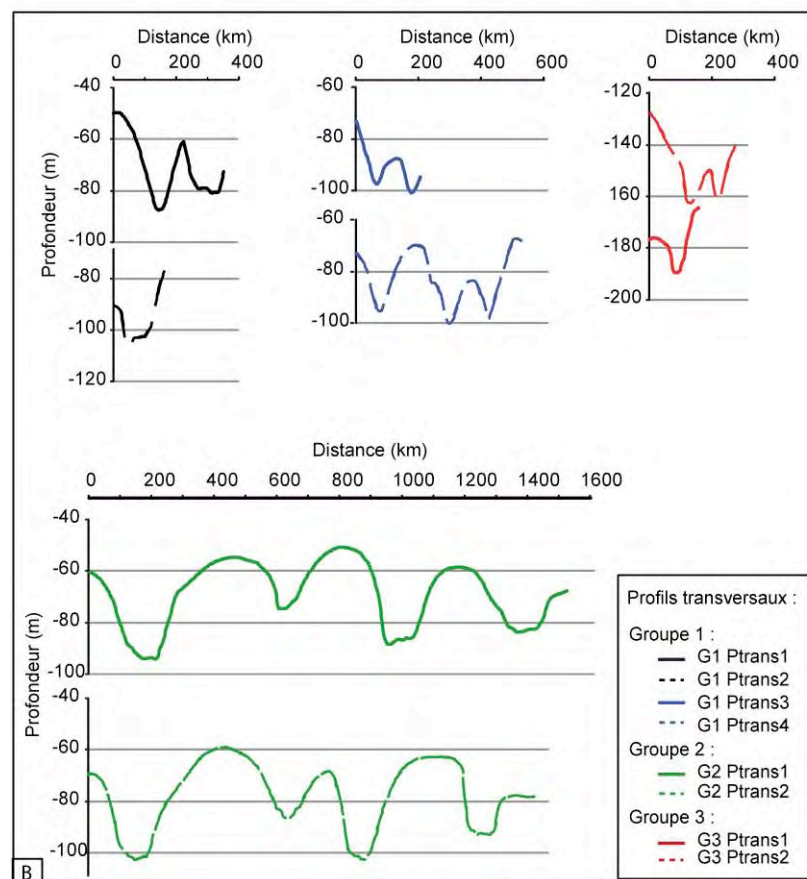
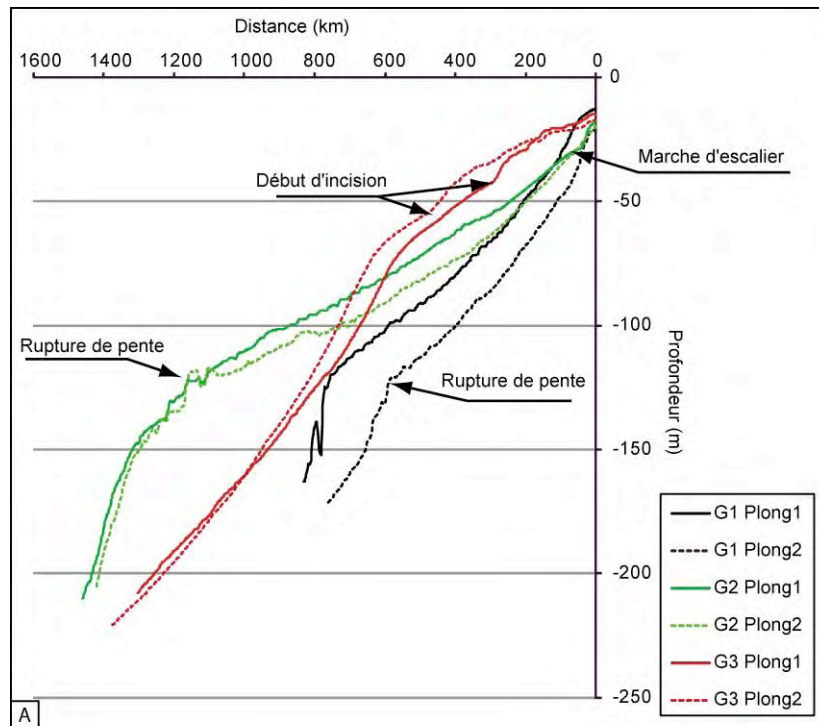
Les têtes de canyon localisées directement au débouché de la rivière Saint-Étienne montrent un fond structuré par des petites dunes suggérant un régime de transport très dynamique. Ces têtes de canyon ont une largeur de 50 à 100 m. Elles présentent une section en U avec une incision d'environ 30 m (Figure IV-69). Les têtes de canyon qui ne sont pas situées directement au débouché de la rivière Saint-Étienne sont plus étroites avec une largeur d'une cinquantaine de mètres et une incision de 20 m. Du fait de leur position au débouché de la rivière Saint-Étienne, ces têtes de canyon sont directement connectées au réseau fluvial situé à terre. Cela suggère le transfert direct des sédiments en provenance de la rivière Saint-Étienne et de son delta en mer.

Le deuxième groupe, situé au nord de l'embouchure de la rivière Saint-Étienne, dans le prolongement du cordon dunaire de l'Etang-Salé (Figure IV-66), est caractérisé par des pentes faibles (1° à 2°) avec la même rupture de pente que pour le groupe précédent à 120 m de profondeur (Figure IV-69). Ces têtes de canyon ont une incision de 20 à 30 m, avec une section en U et une largeur d'environ 150 m (Figure IV-69). Elles ont une forme arrondie et leur fond est structuré par des petites dunes. Les profils bathymétriques réalisés dans la longueur de ces têtes de canyons montrent des marches d'escaliers en bordure d'incision du plateau (Figure IV-69). Ces structures visibles sur les données de bathymétrie sous forme de petits escarpements (Figure IV-68) suggèrent une alimentation de ces têtes de canyon par des instabilités gravitaires, peut-être du cordon dunaire de l'Etang-Salé.

Le troisième groupe est caractérisé par des têtes de canyon étroites incisant le plateau sur 15 à 20 m de profondeur. Les dunes situées au fond des canyons sont faiblement marquées suggérant que cette zone est peu dynamique. A cet endroit, le plateau semble formé par une succession de strates correspondant peut-être à l'ancien delta. Les têtes de canyon débutent au sommet de la pente, à une profondeur de 50 à 70 m (Figure IV-69). Ces têtes de canyon ont une pente comprise entre 4° et 8°. La position de ces canyons en haut de la pente et le début de leur incision au niveau d'une rupture de pente suggère qu'ils sont liés à des instabilités de pente ou des structures érosives anciennes.

La présence d'une rupture de pente à 120 m de profondeur (Figure IV-69) sur les profils des têtes de canyon des groupes 1 et 2 témoigne probablement de la position de la ligne de rivage lors de la période de bas niveau marin du dernier maximum glaciaire.

Figure IV-69 - A) Profils bathymétriques mesurés le long des trois groupes de tête de canyon identifiés sur les données BATHYBAB. B) Profils bathymétriques transversaux recoupant les différents groupes de tête de canyon. Ces profils sont localisés sur la Figure IV-67



2.2. Les canyons vus par les données de sondeur de sédiment

La zone de canyon est recoupée par quatre profils de sondeur de sédiment (Figure IV-70). Les faciès dominants sur ces profils sont les faciès hyperboliques et non pénétrants.

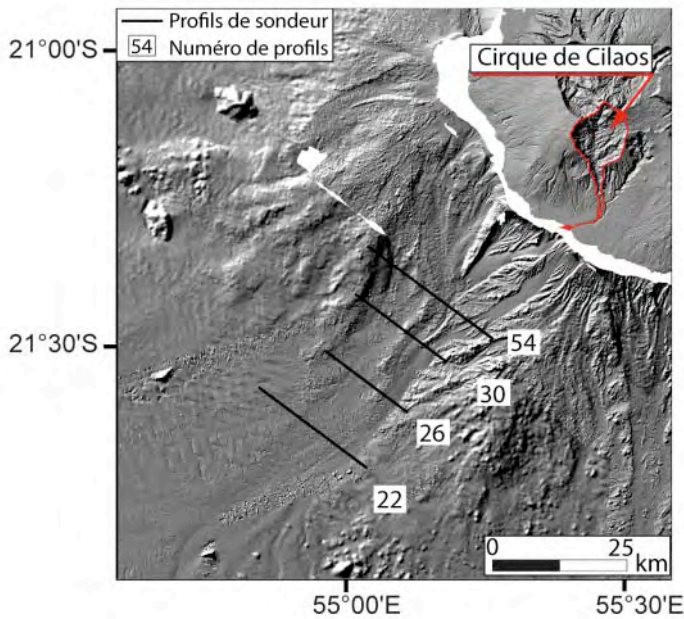


Figure IV-70 - Localisation des profils de sondeur de sédiment recoupant la zone de canyon.

Le profil 54, qui est le plus proche de l'île, recoupe la zone de canyon au niveau de la partie inférieure du canyon de Saint-Étienne ne donnant ainsi aucune information concernant les structures situées dans la vallée Nord supérieure (Figure IV-70). Sur ce profil, on observe clairement le canyon de Saint-Étienne ainsi que la vallée Nord. Ces deux structures correspondent à une dépression dont le fond est marqué par des hyperboles relativement régulières et est bordé de part et d'autre par des flancs abrupts (Figure IV-71). Le canyon de Pierrefonds est caractérisé par une zone moins large avec des hyperboles irrégulières. Celles-ci sont liées aux reliquats de dépôts d'avalanche de débris dans le fond du canyon.

Sur le profil 30, la vallée nord reste toujours bien marquée avec ses flancs abrupts. Elle a une largeur de 7 km et une profondeur d'environ 150 m (Figure IV-18 et Figure IV-71). À l'opposé du profil précédent, la différenciation entre les canyons de Pierrefonds et de Saint-Étienne devient difficile. Ils forment une vallée de 7 km de large et 80 m de profondeur avec un petit relief suggérant la présence des deux canyons. Il s'agit du début de la vallée de Cilaos.

Sur le profil 26, la vallée Nord forme une large dépression de 8 km de large et 100 m de profondeur (Figure IV-70 et Figure IV-19). Le fond de la vallée est plat et caractérisé par un faciès situé entre le faciès hyperbolique et le faciès non pénétrant. Sur ce profil, les canyons de Pierrefonds et de Saint-Étienne sont rassemblés et forment la vallée de Cilaos, qui atteint 60 m de profondeur et 3,5km de largeur.

Le profil 22 correspond à la transition entre la zone de canyon et le fan proximal (Figure IV-70 et Figure IV-19). La vallée Nord et la vallée de Cilaos se rejoignent alors pour ne former plus qu'une seule vallée : la « vallée de Cilaos étendue ». Le profil 22 n'est pas situé dans l'axe de la vallée mais légèrement en biais, c'est pourquoi celle-ci ne forme pas une dépression sur le profil. Néanmoins on observe que c'est une large vallée (environ 10 km) avec une incision très faible suggérant le début de l'éventail turbiditique.

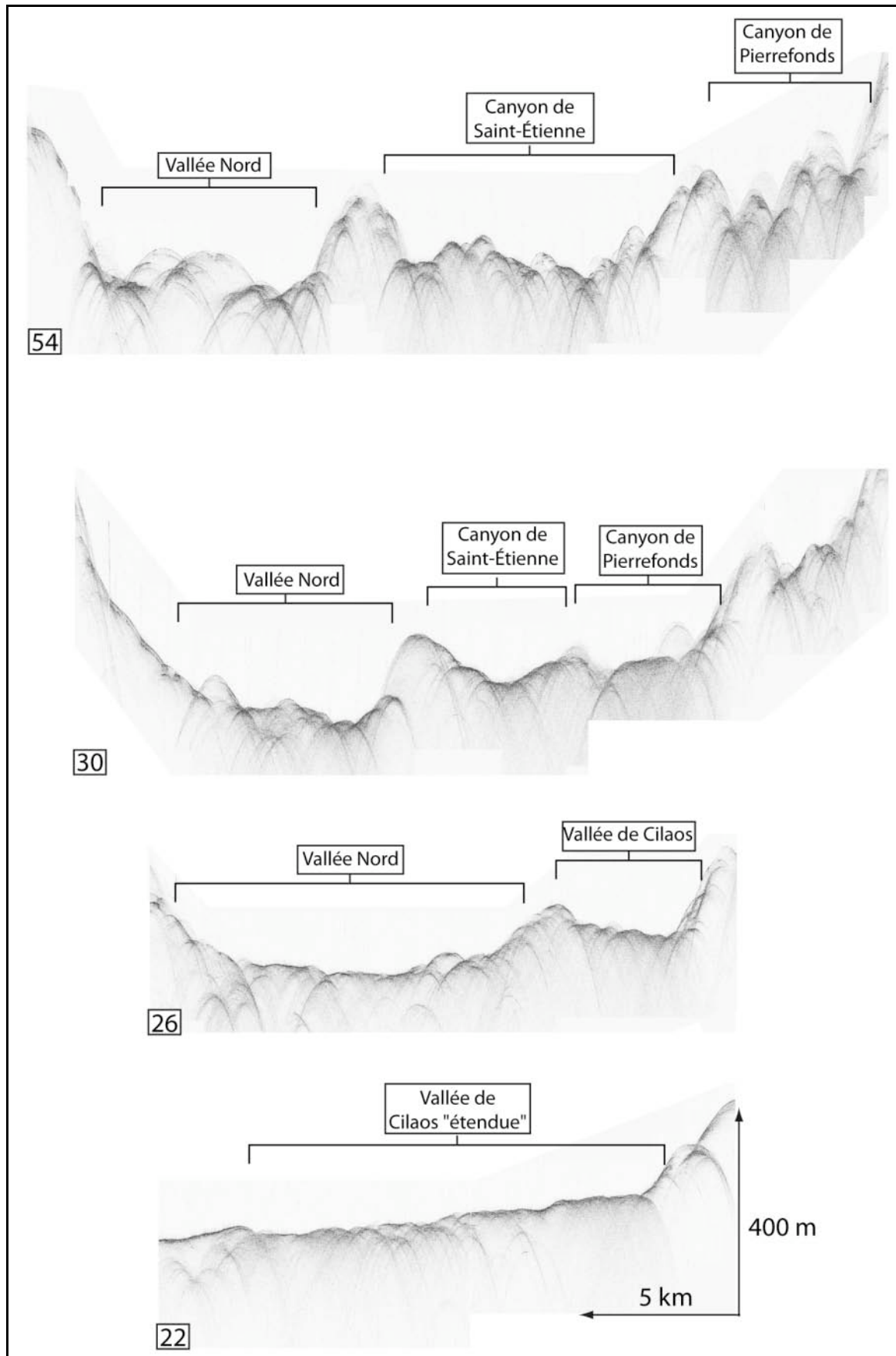


Figure IV-71 - Profils de sondeur de sédiment acquis au cours de la campagne FOREVER, recoupant la zone de canyons. Les profils sont localisés sur la Figure IV-70. (planche A3 en annexe A-1).

2.3. Données lithologiques

Deux essais de carottage ont été réalisés dans le canyon de Saint-Étienne (KERO-18 et KERO-19, Figure IV-72). La carotte KERO-19 est remontée vide, mais la carotte KERO-18 a permis d'échantillonner les sédiments présents dans les canyons. La récupération est estimée à une trentaine de centimètres. Ce sont des dépôts grossiers contenant des sables, des galets ainsi que des argiles et des silts en faible quantité (Figure IV-72). Ceci confirme le transport d'éléments grossiers dans les canyons et permet de caractériser le faciès acoustique à forte réflectivité et le faciès hyperbolique du sondeur de sédiment.

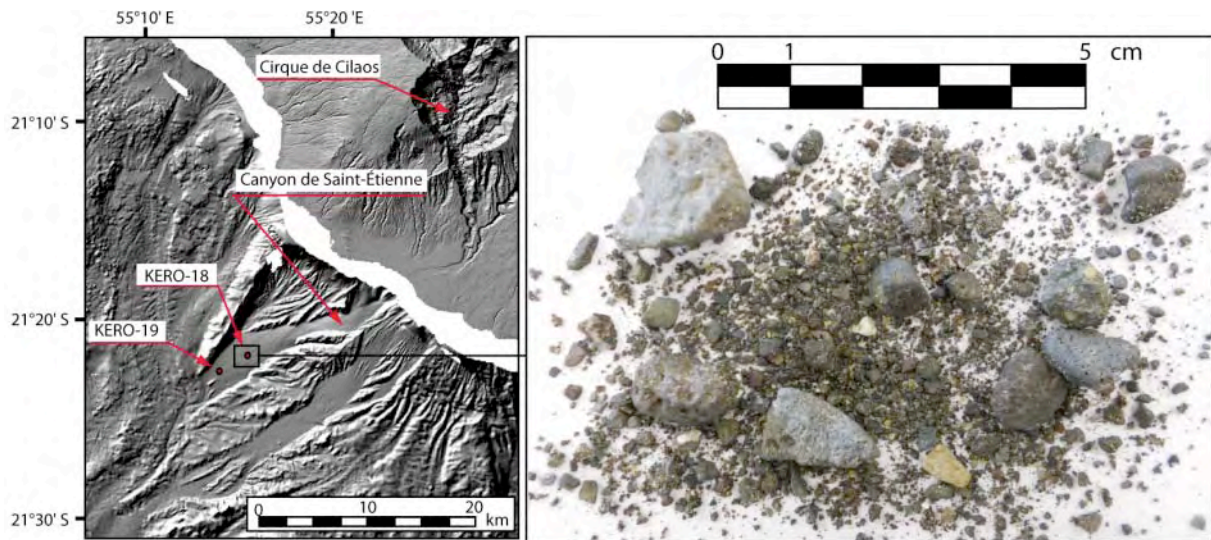


Figure IV-72- Localisation des essais de carottages KERO-18 et KERO-19 et illustration des sédiments récupérés lors du carottage KERO-18.

3. Morphologique et architecture du fan proximal

La transition entre la zone de canyon et la plaine abyssale correspond à un changement important de pente (Figure IV-56) entraînant la formation d'une zone d'accumulation sédimentaire : l'éventail turbiditique. La partie supérieure correspondant à la partie la plus large de cet éventail est appelée fan proximal.

3.1. Données bathymétriques et acoustiques

Le fan proximal est une vaste zone qui s'étend sur 90 km de long et 120 km de large (Figure IV-55 et IV-22). Son extension est principalement visible sur l'imagerie acoustique où il est caractérisé par une surface de faible réflectivité (faciès clair) (Figure IV-74).

La partie sud-est du fan proximal présente très peu de structures. Seuls quelques chenaux venant de la « vallée de Cilaos étendue » sont visibles. Ils ont une profondeur de 20 m et une largeur de 2 km (profil P1 Figure IV-75). Ils alimentent le fan qui est confiné entre les rides volcaniques R2 et R3 (Figure IV-74). La prolongation du fan dans cette zone est d'environ 80 km et est caractérisée par une terminaison en forme lobée. Les profils bathymétriques P3 et P4 montrent que cette partie du fan proximal est plane sans chenal observable (Figure IV-75).

Au nord-ouest du fan proximal, la morphologie est plus complexe. Au nord et au centre, un champ de « sediment-waves » borde le chenal. Le champ nord est situé à la transition entre la zone de canyon et le fan proximal au niveau de la rupture de pente entre les flancs du volcan et la plaine abyssale (Figure IV-73 et Figure IV-74). Il est dans le prolongement de la vallée Nord (Figure IV-55). Ce champ de « sediment waves » fait une quarantaine de kilomètres de long et les dunes ont une longueur d'onde allant de 1 à 3 km en s'éloignant de l'île (Saint-Ange, 2009).

Plus au sud, les pentes encore importantes (entre 1° et 2°, Figure IV-56), combinées à l'absence de relief (Figure IV-73) ont favorisé la formation d'un réseau de chenaux en tresses qui s'étend sur 80 km de long et 35 km de large (Figure IV-75). Les profils P2, P3 et P4 illustrent la présence de ces chenaux qui ont une incision comprise entre 5 et 15 m et une largeur de 3 km. Des structures lobées sont visibles de part et d'autre de ce réseau de chenaux (Figure IV-74). Les rides volcaniques commencent à séparer le fan proximal en trois parties, marquant le début du fan distal.

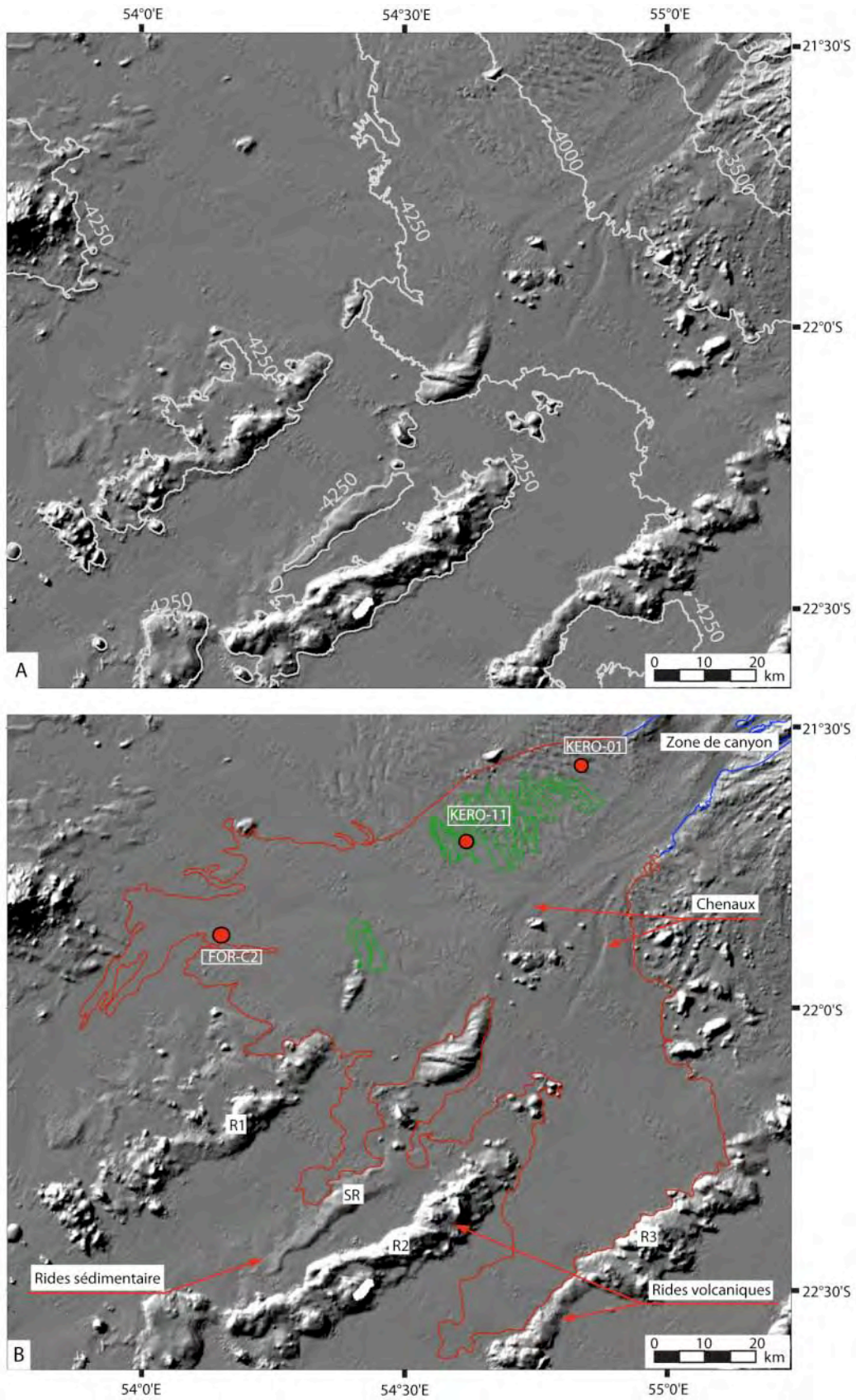


Figure IV-73 - Carte bathymétrique du fan proximal. A) image non interprétée (les isobathes sont représentées par des lignes blanches) B) image interprétée. Les contours en rouge sont ceux du fan proximal, ceux en vert correspondent aux « sediment waves » et les points rouges marquent l'emplacement des carottes prélevées dans le fan proximal.

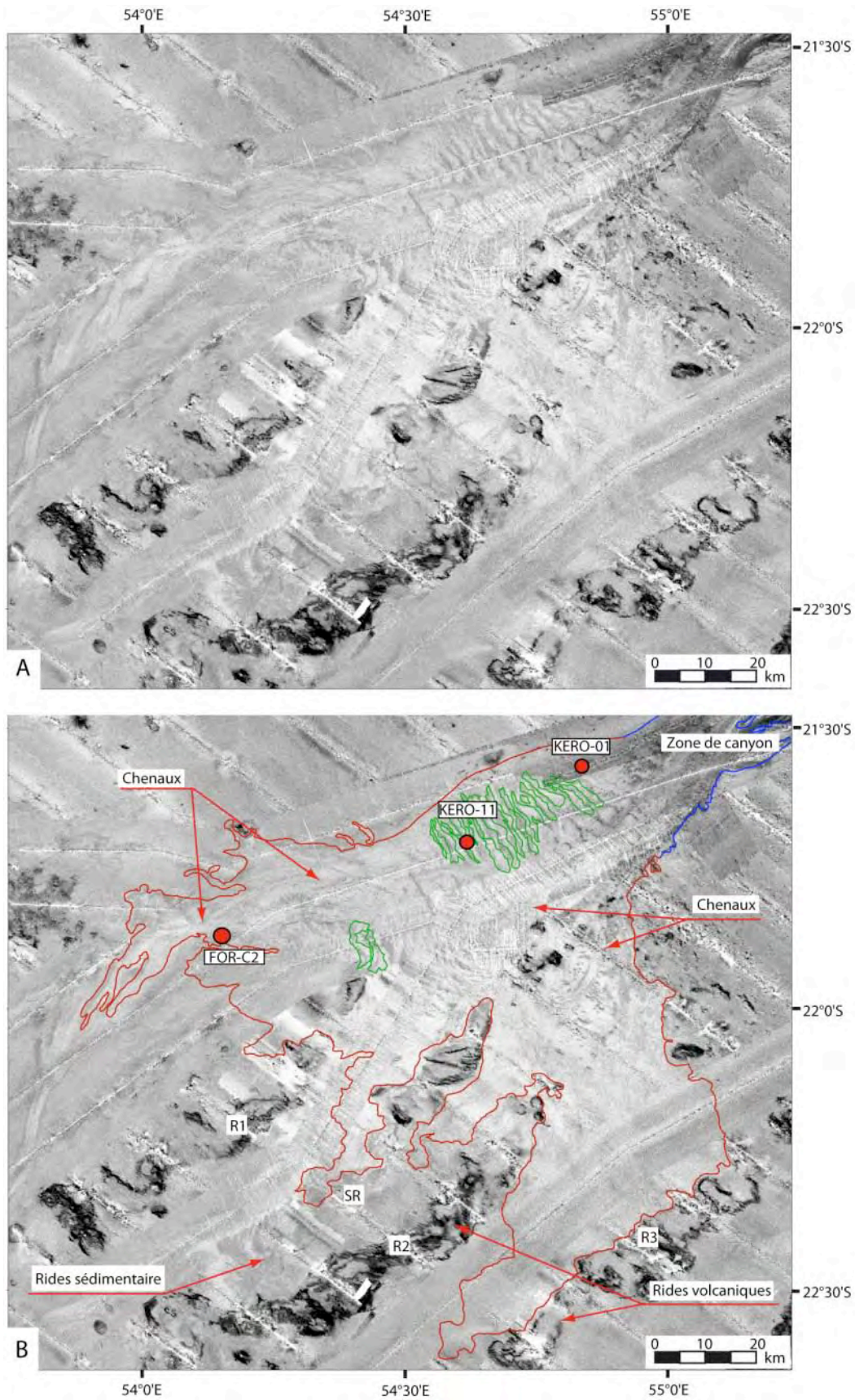


Figure IV-74 - Imagerie acoustique du fan proximal A) image non interprétée B) image interprétée. Les contours en rouge sont ceux du fan proximal, ceux en vert correspondent aux « sediment waves » et les points rouges marquent l'emplacement des carottes prélevées dans le fan proximal.

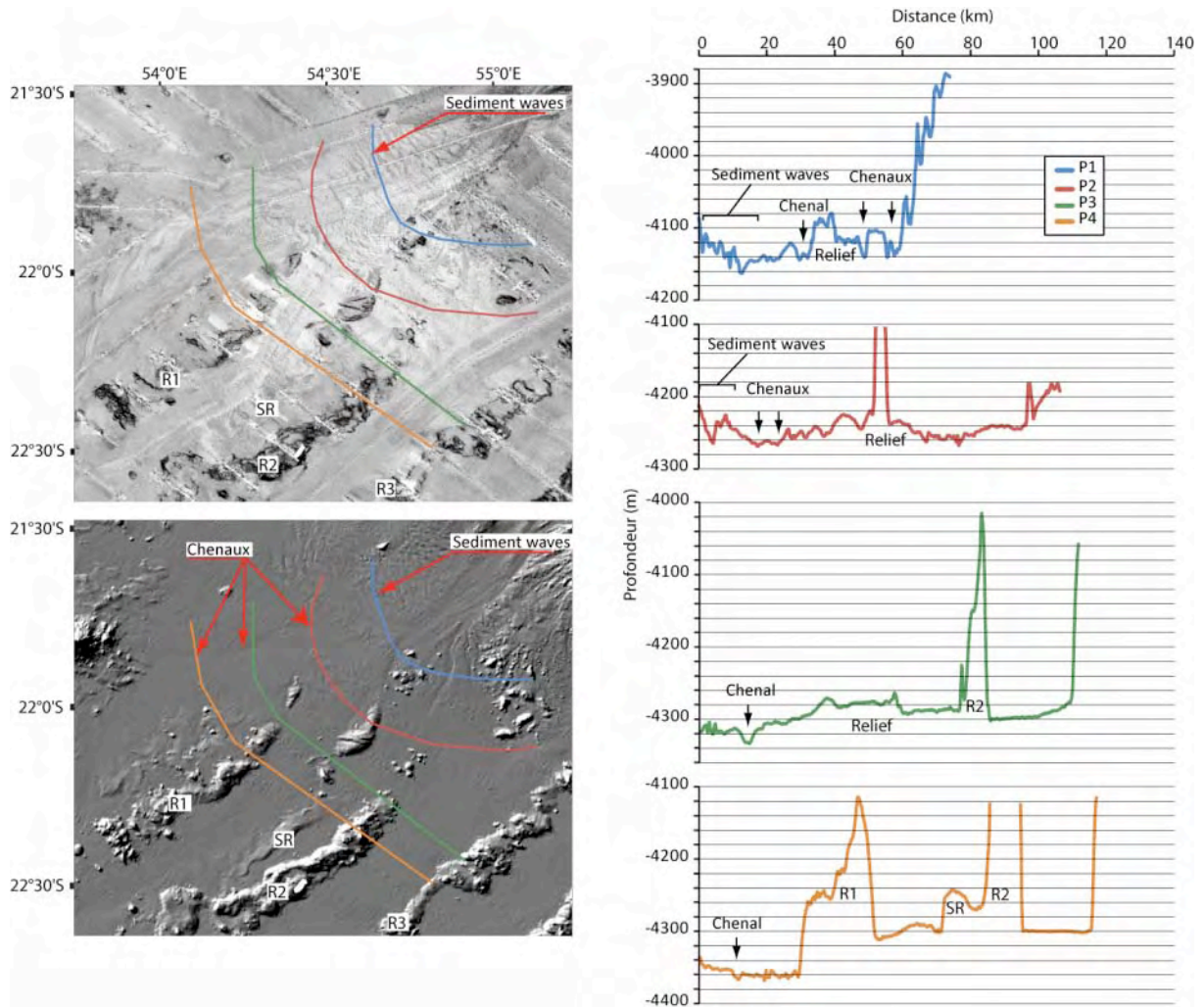


Figure IV-75 - Profils bathymétriques transversaux réalisés dans le fan proximal.

3.2. Sondeur de sédiment dans la zone proximale

Cinq profils de sondeurs de sédiment ont été sélectionnés pour caractériser l'architecture interne du fan proximal (Figure IV-76). Les faciès acoustiques dominants sont les faciès non pénétrants et hyperboliques comme dans la zone de canyon, avec apparition des faciès lités sur les profils les plus distaux de l'île (Figure IV-76).

Sur les profils 18 et 7, le faciès hyperbolique est dominant, suggérant la présence de sédiments grossiers. Quelques chenaux se développent au sein de ces dépôts, d'une largeur de 1.5 à 3 km et d'une profondeur d'une dizaine de mètres qui diminue progressivement en s'éloignant de l'île. La partie nord-ouest de ces profils est caractérisée par un faciès lité qui correspond au champ de « sediment waves » nord (Figure IV-76).

La transition entre les faciès hyperboliques et les faciès lités, est représentée sur le profil 8, par un changement de faciès de la partie centrale vers les extrémités. Quelques chenaux sont visibles dans les deux faciès, mais leur incision est faible, de l'ordre de quelques mètres.

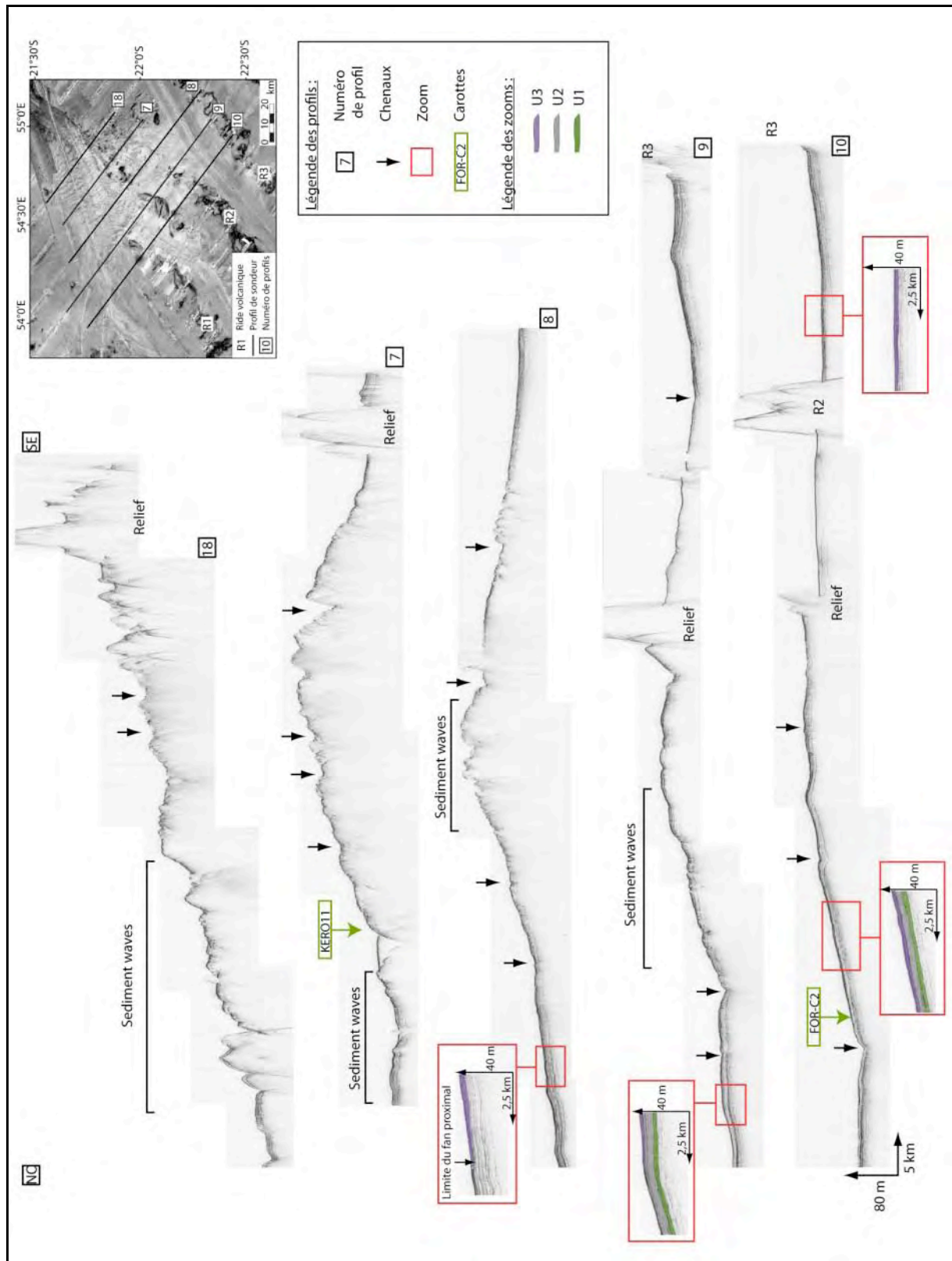
Le profil 8 illustre également la limite entre l'éventail turbiditique et la sédimentation de la plaine abyssale. Cette limite est marquée par le passage d'un faciès lité discontinu, associé à la sédimentation dans le fan proximal, à un faciès stratifié, interprété comme la sédimentation sur la plaque océanique (zoom du profil 8, Figure IV-76).

Les profils 9 et 10 sont caractérisés par une meilleure pénétration du signal faisant apparaître quelques réflecteurs (Figure IV-76). Trois unités ont pu être identifiées sur ces profils.

- L'unité la plus profonde (U1) correspond à un faciès lité continu à discontinu de faible amplitude. Son épaisseur est de 2 à 3 m (Figure IV-76).
- La deuxième unité (U2) située au-dessus de U1, est caractérisée par un faciès transparent contenant quelques réflecteurs de faible amplitude.
- La dernière unité (U3) coïncide avec un faciès lité continu à discontinu. Elle correspond à la sédimentation superficielle du fan proximal et a une épaisseur de 3 à 4 m.

La succession de ces trois unités est principalement visible sur la partie nord-ouest des profils 9 et 10 et localement sur certains profils, notamment dans la zone de « sediment waves » (Figure IV-76). Sur les bordures des autres profils (où le signal pénètre mieux), on reconnaît principalement l'unité U3, qui marque la limite entre l'éventail turbiditique et la sédimentation de la plaine abyssale.

Figure IV-76 - Profils de sondeur de sédiment recoupant le fan proximal (planche A3 en annexe A-2).



3.3. Données lithologiques

Les carottes prélevées dans le fan proximal sont peu nombreuses, mais permettent d'observer différents faciès et de caractériser la sédimentation dans cette partie du système (Figure IV-73 et Figure IV-74).

3.3.1. KERO-01

La carotte KERO-01 est la carotte la plus en amont du système turbiditique de Cilaos à environ 65 km des côtes (Figure IV-73). Elle est située à la limite du système, sur la crête d'une dune au nord du champ de « sediment-waves », à une profondeur de 3816 m. Elle est constituée en majorité d'argiles silteuses marron clair et marron foncé et mesure 3,90 m (Figure IV-77). Celle-ci est recoupée par plusieurs niveaux de sable fin à laminations parallèles, riches en bioclastes, de 2 ou 3 cm d'épaisseur. Sept intervalles sableux sont identifiables sur l'ensemble de la carotte (Figure IV-77).

- **Le premier intervalle sableux** observé à la base de la carotte est la **séquence II** décrite au paragraphe 1.3.2. Il est interprété comme étant une séquence pyroclastique. Il est situé entre 3,18 m et 3,05 m.

- **Le deuxième intervalle sableux** débute à 1,75 m de profondeur. Il est comparable à une **séquence I** mais avec le terme de base absent. Il correspond à la succession du faciès sableux à laminations obliques (faciès G), surmonté par une alternance de fines lamines silteuses et de niveaux argilo-silteux parallèles (faciès E) et recouvert par des argiles silteuses (faciès C). Il a une épaisseur de 10 cm.

- **Le troisième intervalle sableux** correspond à la succession de **deux sous-ensembles silteux** localisés entre 1,11 m et 1 m. Le premier ensemble s'initie par un niveau de silt (faciès D) à granoclassement normal et est suivi d'une unité d'argiles silteuses riches en bioclastes et très bioturbée (faciès C). Le second ensemble est composé d'un autre niveau de silt (faciès D) et d'une unité d'argiles silteuses riches en bioclastes et très bioturbée (faciès C).

- **Le quatrième intervalle sableux** est une **séquence III** de 5 cm d'épaisseur. Il commence à 0,90 m par une unité de sable fin massif à base érosive (faciès I) surmontée par un niveau de sable fin à laminations planes (faciès F). Cet ensemble est suivi par des argiles silteuses (faciès C).

- **Le cinquième intervalle sableux** est une **petite séquence I** de 2 cm d'épaisseur à base érosive. Il s'étend de 0,77 m à 0,75 m et ne comprend que les termes à la base de la séquence, soit une unité de sable fin à laminations parallèles (faciès F), recouverte par un niveau de sable fin avec des structures ressemblant à des rides de courant (faciès G).

- **Le sixième intervalle sableux** s'étend de 0,74 m à 0,65 m. Il s'agit de **deux sous-ensembles sableux**. Le premier ensemble est composé d'un niveau de sable fin à laminations parallèles et riches en bioclastes (faciès F), suivi par des argiles silteuses (faciès C). Le second ensemble comprend un niveau de sable fin à laminations parallèles de 1 cm d'épaisseur (faciès F), recouvert par des argiles bioturbées marron foncé (faciès C).

- **Le septième et dernier intervalle sableux** de KERO-01, n'est constitué que du **faciès F**. Il s'agit d'un niveau de sable à laminations planes de 4 cm d'épaisseur et présentant une base érosive.

L'ensemble des intervalles sableux de la carotte KERO-01 présente en moyenne 94 % de sable et 6% de silt et argile.

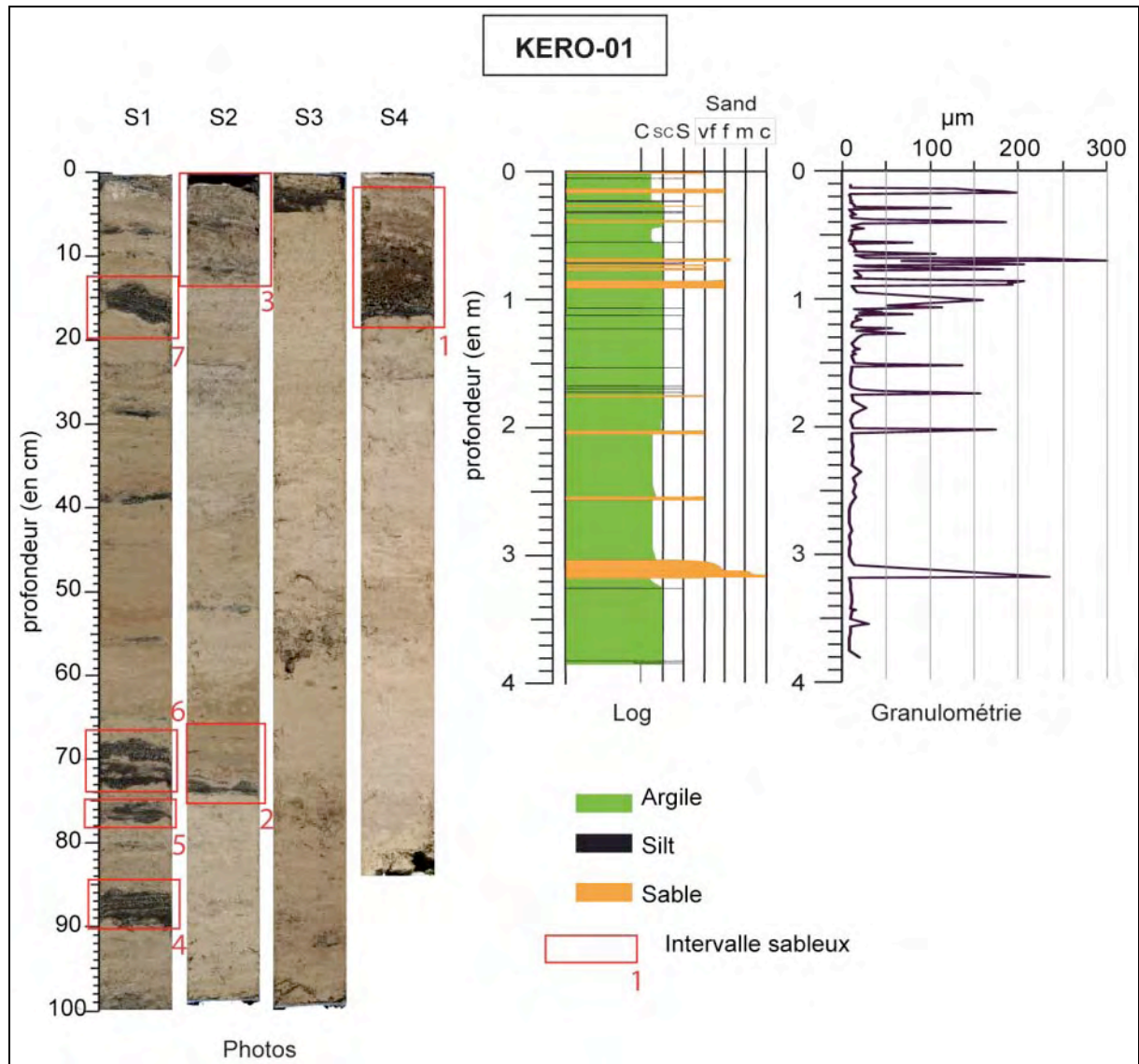


Figure IV-77 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-01.

3.3.2. KERO-11

La carotte KERO-11 est localisée sur une crête dans le champ de « sediment-waves » nord à une profondeur de 4164 m (Figure IV-73). Sur la carte d'imagerie acoustique (Figure IV-74), elle est localisée dans une zone de faible réflectivité (tons clairs). C'est une carotte courte (2,65 m), constituée principalement de sable fin avec une médiane granulométrique comprise entre 100 et 200 µm (Figure IV-78). Sa base est formée par une unité argileuse de 61 cm d'épaisseur, la partie la plus basse étant abîmée par effet de pistonage et de fluage du sable sur environ 25 cm. Cette unité est surmontée par deux niveaux de sable fin à laminations parallèles (faciès F) qui s'étendent de 2,04 m à 1,75 m et de 1,27 m à 0,08 m (Figure IV-78). Ils contiennent 96 % de sable et 4% d'argile et silt. Ces deux passées

sableuses sont séparées par une unité argileuse bioturbée de 48 cm d'épaisseur, contenant de nombreuses poches de silts. Le sommet de la carotte est formé par 7 cm d'argile silteuse homogène.

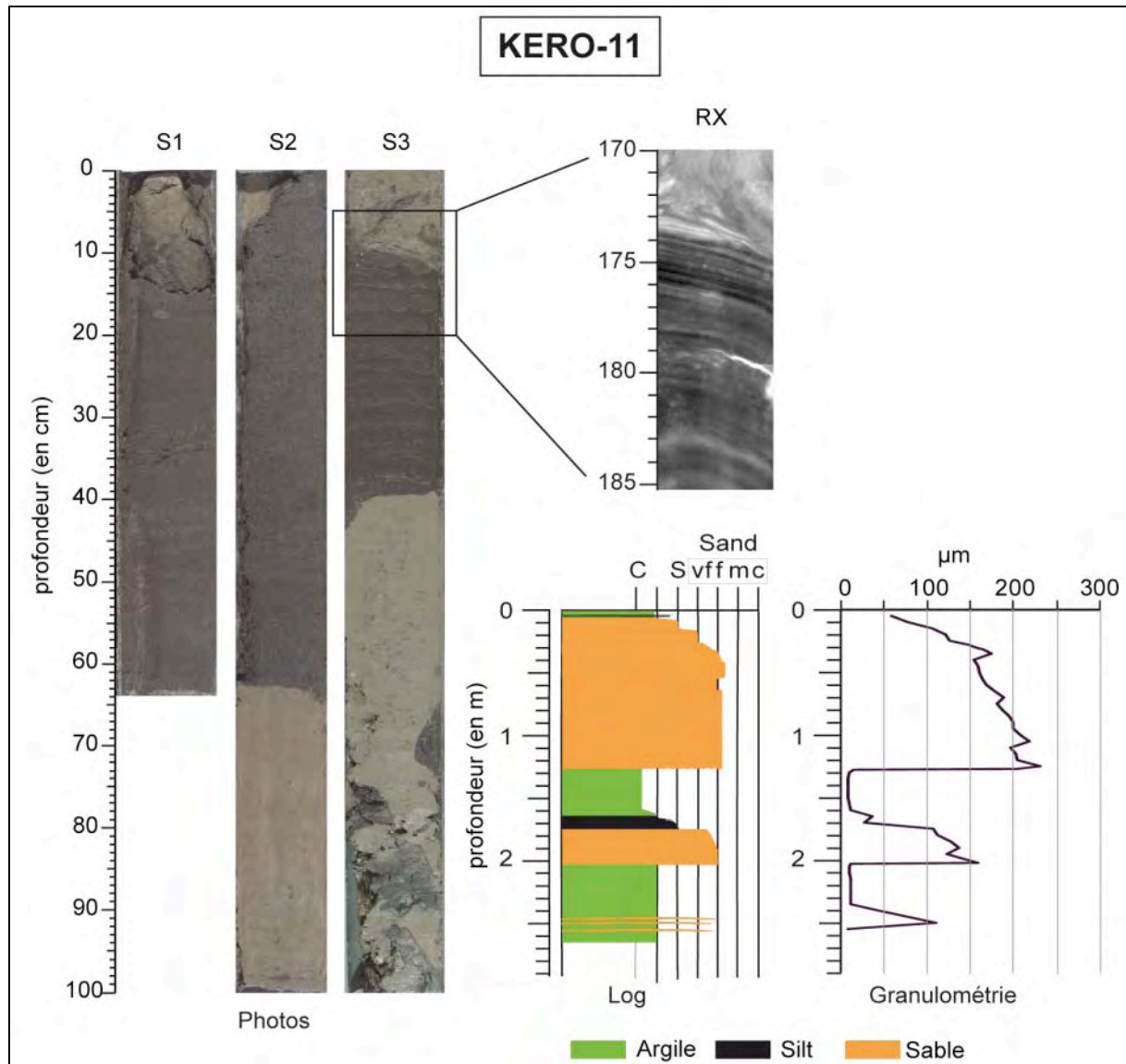


Figure IV-78 - Photo, extrait de RX, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-11.

3.3.3. FOR-C2

La carotte FOR-C2 est située sur la bordure est du chenal à proximité des structures lobées marquant la fin de la zone proximale (Figure IV-74). Elle mesure 5,52 m et a été prélevée à une profondeur de 4346 m.

La base de la carotte correspond à une alternance de niveaux parallèles argileux, beiges et de niveaux argilo-silteux plus sombres (faciès E) (Figure IV-79). Cette unité de 18 cm est recouverte par un niveau de sable fin massif à base érosive (faciès I) avec une proportion de sable de 90 % et de silt et

argile de 10%. Il a une épaisseur de 34 cm et ne présente ni granoclasement ni structure visible. La section de carotte suivante (5 à 4 m) contient du sable, mais le tube n'est pas complètement rempli, ce qui empêche de connaître l'épaisseur réelle du niveau sableux. Entre 4 m et 3 m, la carotte est constituée principalement d'une alternance d'argile beige clair (faciès B) et d'argile marron foncé (faciès A). Une succession de lamines silteuses et argilo-silteuses est visible sur les images RX entre 2,87 m et 3 m puis entre 2,50 et 2,62m (Figure IV-79). Elles sont séparées par une unité d'argile marron foncé homogène. Le reste de la carotte est formé par une alternance d'argile beige clair (faciès B) et marron foncé bioturbée (faciès A). Celle-ci est recoupée à 2,21 m et 2,16 m par des niveaux de silt (faciès D) respectivement de 2 cm et 0,5 cm d'épaisseur, et à 1,05 m et à 0,05 m par des niveaux de sable fin massif, sans structure, de 5 cm d'épaisseur (faciès I). Ces deux intervalles sableux contiennent en moyenne 82% de sable et 18% d'argile et de silt.

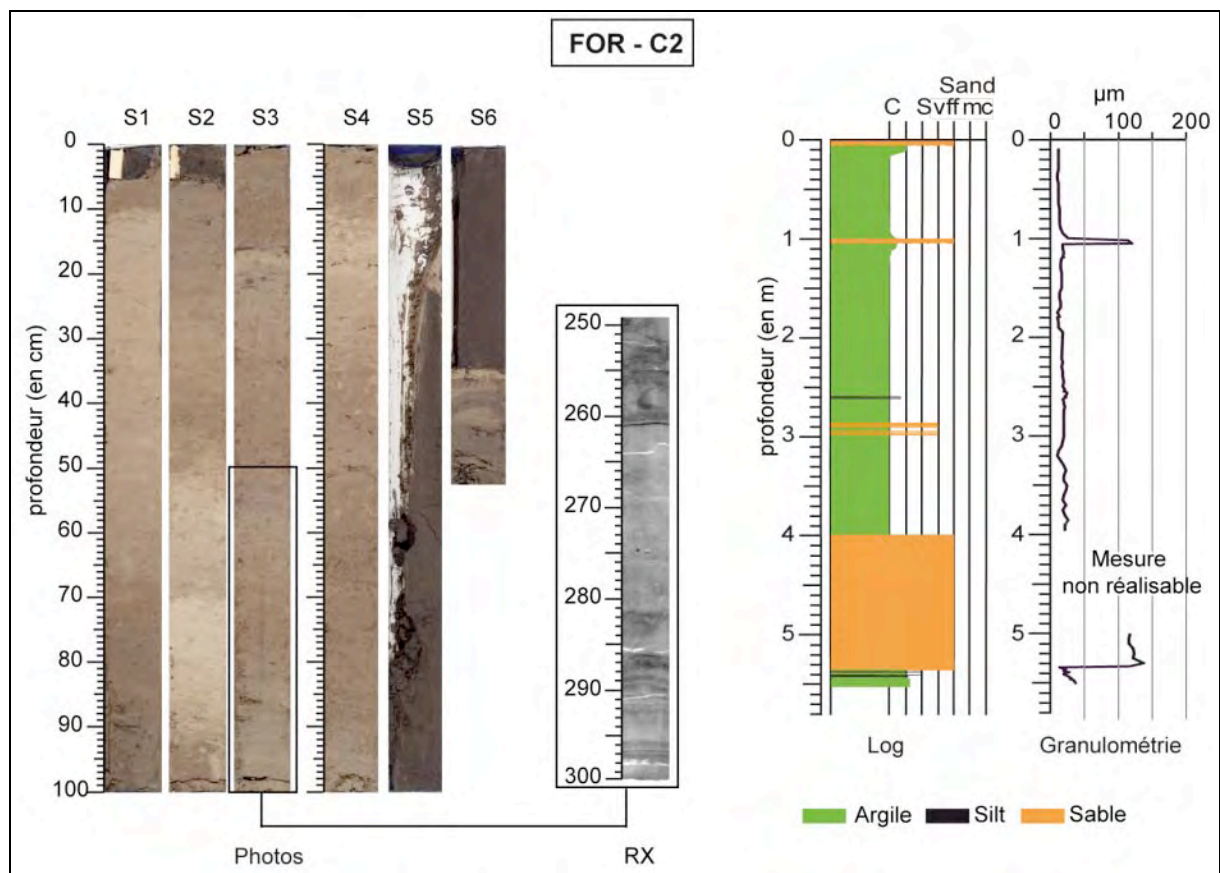


Figure IV-79 - Photo, log lithologique, extrait d'image RX et courbe de la médiane granulométrique de la carotte FOR-C2.

3.3.4. Répartition et variabilité spatiale de la sédimentation dans le fan proximal

Les carottes collectées dans le fan proximal proviennent toutes de la partie ouest du fan (Figure IV-73). Elles sont constituées par des turbidites sableuses avec une médiane granulométrique comprise entre 100 et 200 μm . On observe que chacune de ces carottes est particulière à un environnement de dépôts.

La carotte KERO-01 est caractérisée par sa position à la limite nord du système turbiditique. Les intervalles sableux qu'elle contient sont peu épais (entre 2 cm et 10 cm pour la majorité) alors que des niveaux de sable de presque 1 m d'épaisseur sont présents sur KERO-11 et FOR-C2, respectivement à la base et au sommet de chaque carotte. Les intervalles sableux de KERO-01 correspondent à des séquences I (intervalles sableux 2 et 5) ou à de petits niveaux sableux isolés (intervalles sableux 3, 6 et 7), pouvant être assimilés au terme Tb ou Td de la séquence de Bouma. Les intervalles sableux 2, 3, 5, 6, 7 correspondent aux dépôts d'un écoulement de forte densité. La localisation de la carotte et la faible épaisseur des dépôts indiquent que ce sont des dépôts de débordement d'un écoulement de forte densité chenalisé. La succession de plusieurs niveaux sableux dans les intervalles 3 et 6 correspond au passage de plusieurs bouffées turbides générées successivement. L'intervalle sableux 4 présente, en plus des autres intervalles, un niveau de sable massif pouvant être assimilé au terme Ta de la séquence de Bouma. Ceci implique un débordement de plus forte densité provoquant la sédimentation du premier terme. Une autre particularité de la carotte KERO-01 est la présence d'une turbidite pyroclastique (intervalle sableux 1) qui est le seul témoin d'une activité pyroclastique sur l'ensemble des carottes prélevées dans le système turbiditique de Cilaos. Les autres carottes prélevées en position plus distale n'enregistrent apparemment pas cette activité. Il est aussi probable que la partie distale d'une turbidite pyroclastique soit difficilement différenciable d'une turbidite distale plus classique.

La carotte KERO-11 permet de déterminer la sédimentation dans le champ de « sediment-waves ». Contrairement aux carottes prélevées dans le champ de « sediment-waves » sableux observé au large de La Palma (Wynn et al., 2000), les intervalles sableux de la carotte KERO-11 sont très épais (jusqu'à 1,20 m). Dans le cas de La Palma, le champ de « sediment-waves » a été généré par un écoulement non chenalisé, ce qui peut expliquer la faible épaisseur des intervalles sableux observés dans les carottes. Dans le cas de Cilaos, la forte épaisseur des intervalles sableux suggère que le champ de « sediment-waves » a été généré par un écoulement de densité concentré chenalisé.

La carotte FOR-C2 marque la transition entre la sédimentation du fan proximal et celle du fan distal. Le niveau de sable massif situé à la base de la carotte peut être interprété comme le terme Ta de Bouma. Ceci correspond au dépôt d'un écoulement concentré ou hyperconcentré (Mulder et Alexander, 2001). Ces dépôts sont caractéristiques de dépôts de fond de chenaux ou de lobe. Le reste de la carotte présente essentiellement une sédimentation hémipélagique avec l'absence d'activité turbiditique majeure. Les quelques lamines silteuses visibles entre 2,50 et 3 m témoignent d'une activité turbiditique réduite, correspondant à de petites bouffées turbides successives. Les deux niveaux de sable massif situés à 0,05 et 1,05 m peuvent également être associés au terme Ta de la séquence de Bouma, comme l'unité sableuse basale.

L'étude de ces carottes suggère le passage de courants de densité concentrés fortement chargés en sable fin. Ces écoulements passent dans les canyons et sont chenalisés, principalement dans la partie ouest du système. Il y a alors formation d'un champ de « sediment waves » sableux avec présence de débordements au nord de celui-ci, comme en témoignent les dépôts de la carotte KERO-01. La charge grossière de l'écoulement, visible dans la carotte FOR-C2, permet la formation d'un réseau de chenaux en tresse sur l'ensemble de la partie ouest du fan proximal.

3.3.5. Corrélation entre les échofaciès et les carottes

La corrélation de ces carottes avec les données de sondeur de sédiment permet une première caractérisation des unités acoustiques U1, U2 et U3 (Figure IV-76). La localisation des trois carottes ne permet pas d'identifier les trois unités acoustiques de manière sûre, mis à part pour FOR-C2. La carotte KERO-11 a été prélevée au sommet d'une dune sédimentaire qui semble caractérisée par un faciès stratifié discontinu pouvant être interprété comme U3. Il en est de même pour la carotte KERO-01 qui a également été prélevée sur une dune. La partie supérieure de cette carotte semble être associée à l'unité U3 et sa base à l'unité U2.

Pour la carotte FOR-C2, la corrélation avec le profil de sondeur de sédiment est plus évidente. Elle recoupe les trois unités. U1 correspond au niveau sableux situé à la base de la carotte. Comme expliqué précédemment, la limite supérieure exacte de ce niveau sableux n'est pas connue en raison de problème de carottage, mais on peut supposer qu'elle correspond à la limite entre les unités U1 et U2. L'unité U2 correspond à l'alternance de niveau argileux marron foncé et marron clair, et l'unité U3 à un niveau argileux bordé par deux niveaux sableux.

On peut donc estimer que l'unité U2 correspond à un épais niveau argileux, tandis que les deux unités U1 et U3 semblent associées à des niveaux plus grossiers. L'unité U3 est visible sur l'ensemble des profils du fan proximal (Figure IV-76) suggérant que ces niveaux sableux soient visibles dans tout le fan proximal.

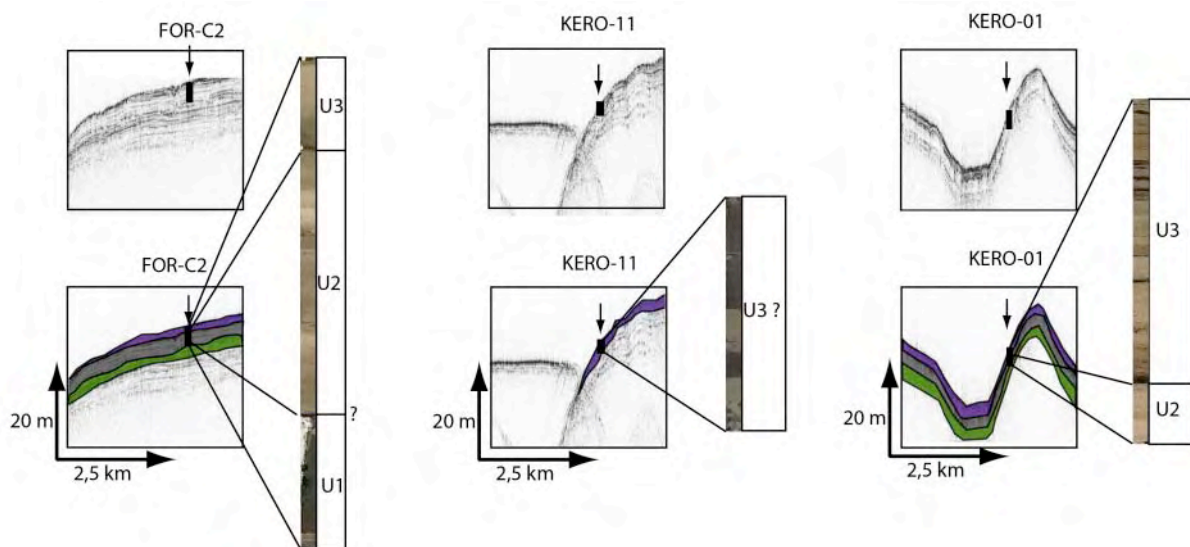


Figure IV-80 - Corrélation entre les trois carottes sédimentaires prélevées dans le fan proximal et les profils de sondeur de sédiment correspondant. Les trois unités de couleur interprétées sur les profils correspondent aux unités U1 (en vert), U2 (en gris) et U3 (en violet).

4. Structure morphologique et architecture du fan distal

4.1. Données bathymétriques et acoustiques

Le fan distal correspond à la partie terminale, identifiable avec notre jeu de données, de l'éventail turbiditique. Cette zone est découpée par les rides volcaniques R1, R2 et R3 (Figure IV-81) qui divisent le fan en trois compartiments : ouest, central et est (Saint-Ange, 2009). Contrairement au fan proximal ou à la zone de canyon, cette partie du système turbiditique ne présente pas de fort contraste de réflectivité avec le reste des sédiments recouvrant la plaque océanique (Figure IV-81). Elle est principalement caractérisée par des chenaux qui se propagent jusqu'à la zone de fracture de Mahanoro (Figure IV-82).

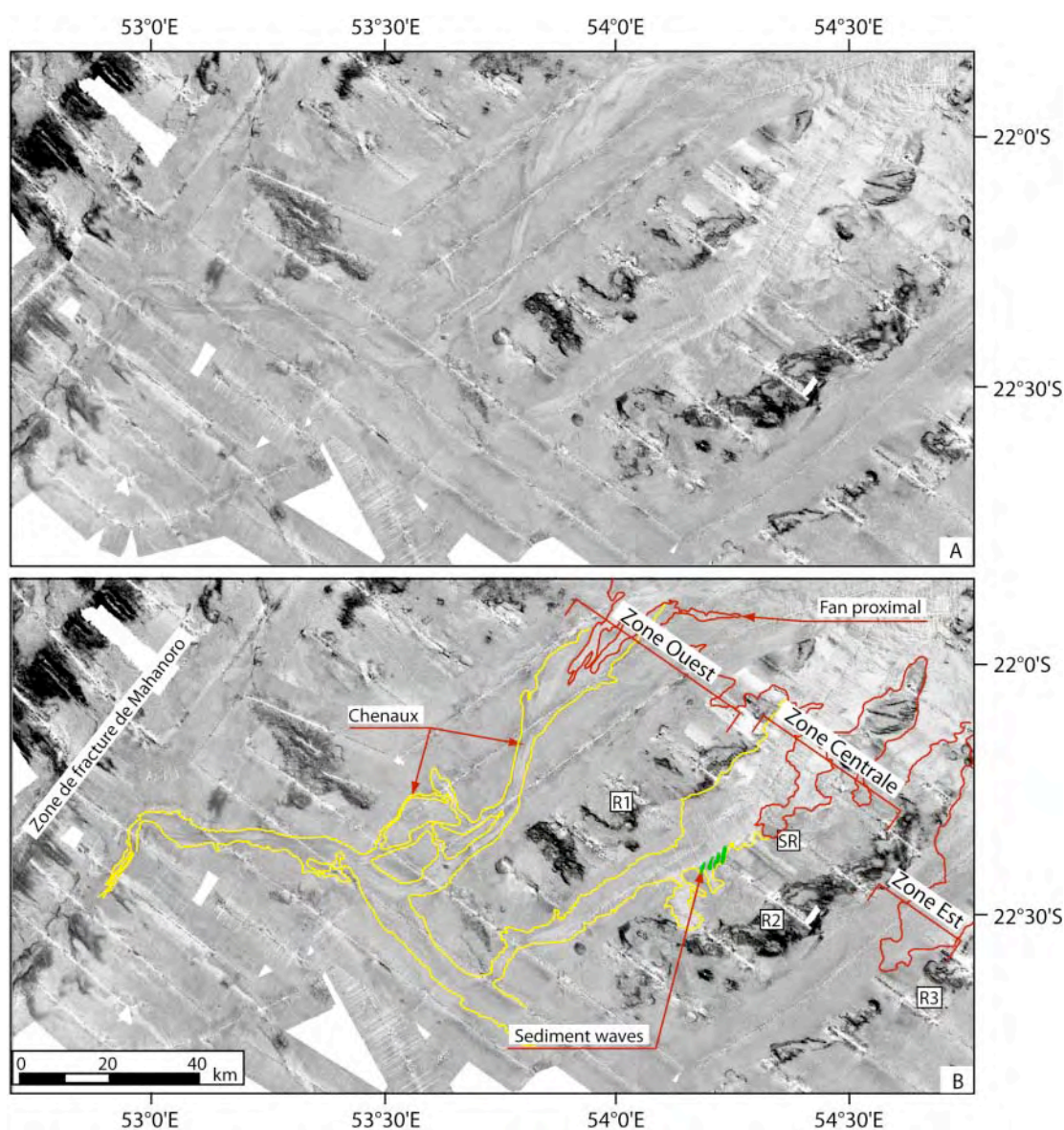


Figure IV-81 - Imagerie acoustique du fan distal A) image non interprétée B) image interprétée. Les contours en jaune marquent les limites du fan distal (caractérisé par la présence de chenaux), ceux en rouge correspondent au fan proximal et en vert les « sediment waves ».

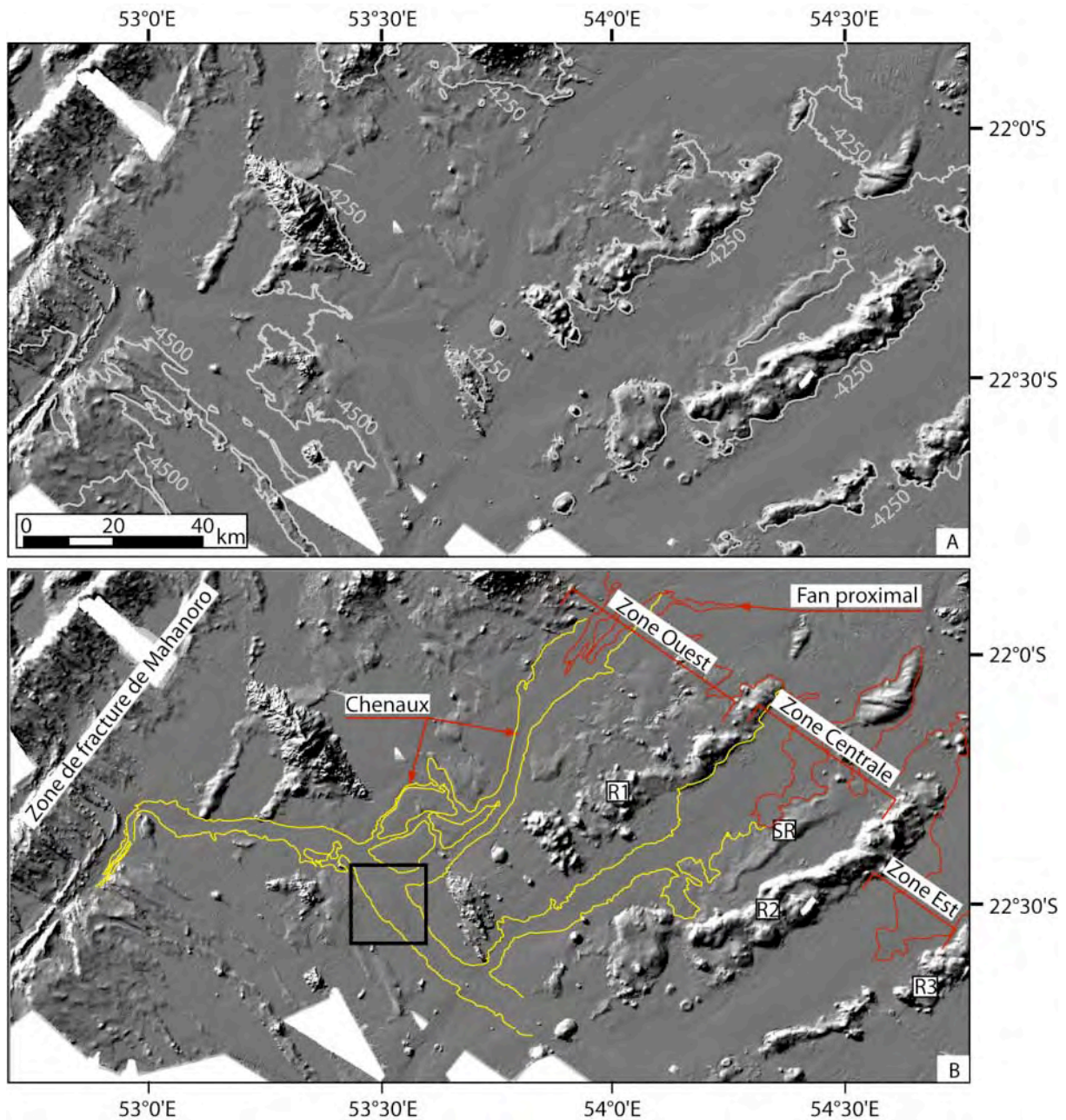


Figure IV-82 - Carte bathymétrique ombrée du fan distal A) image non interprétée (les isobathes sont représentées par des lignes blanches) B) image interprétée. Les contours en jaune marquent les limites du fan distal (caractérisé par la présence de chenaux), ceux qui sont en rouge correspondent au fan proximal. Le cadre noir correspond à la localisation de la zone de terrasse détaillée sur la Figure IV-84.

La partie ouest du fan distal est caractérisée par un chenal d'une longueur de 80 km et orienté NE-SO (Figure IV-82). À la transition avec le fan proximal, celui-ci a une largeur de 3 km et une profondeur de 5 m (profil O1, Figure IV-83). À mesure que le chenal progresse sur la plaine abyssale, sa largeur diminue (Figure IV-82). Ceci peut être lié à la présence de nombreux reliefs de part et d'autre du chenal qui limitent son extension latérale. Après avoir parcouru une cinquantaine de kilomètres, la présence des reliefs volcaniques entraîne la division du chenal en trois bras (Figure IV-82 et profil O4, Figure IV-83).

Le bras situé à l'ouest est le plus étroit et le plus incisé des trois. Il est bien marqué sur les données de bathymétrie, mais n'est pas visible sur la carte d'imagerie. C'est un chenal sinueux qui fait 1,5 km de large et a une incision de l'ordre de 10 m (profil O4, Figure IV-83).

Le bras central passe entre deux reliefs volcaniques et a une forme relativement rectiligne. Il est visible sur la carte bathymétrique et difficile à observer sur les données de réflectivité. Il a une largeur de 2 km et une profondeur de 5 à 10 m (profil O4, Figure IV-83).

Contrairement aux deux précédents, le bras le plus à l'est est principalement identifiable sur les données d'imagerie acoustique (Figure IV-81) où il est caractérisé par une faible réflectivité, tandis que sur la bathymétrie, son incision apparaît faible (4-5 m). C'est un chenal rectiligne de 4 km de large situé dans le prolongement du bras principal.

La partie centrale du fan distal est située entre les rides volcaniques R1 et R2 et est recoupée par la ride sédimentaire SR (Figure IV-81 et Figure IV-82). Comme pour la partie ouest son extension latérale est très limitée.

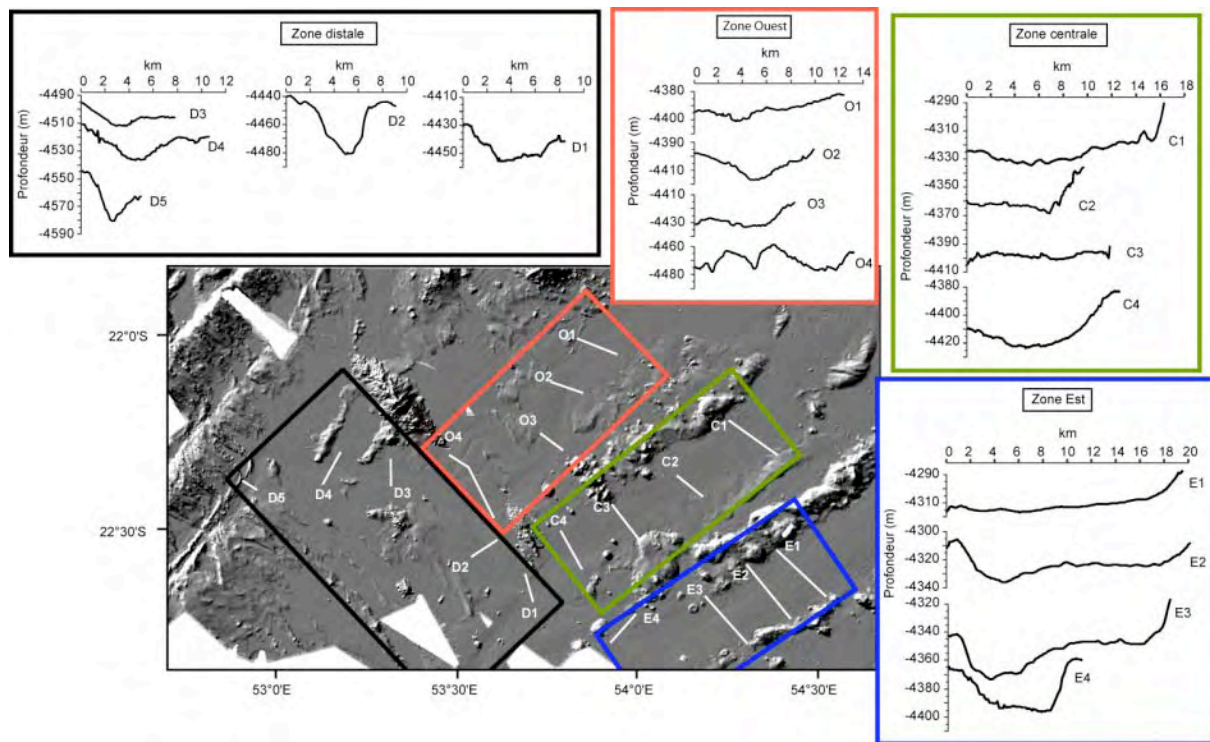


Figure IV-83- Profils bathymétriques transversaux réalisés à travers des chenaux du fan distal.

Sur les profils bathymétriques de la figure IV-31, on remarque que cette partie du fan distal est plane et ne semble pas être incisée par des chenaux profonds. Seules les données d'imagerie permettent d'identifier plusieurs structures dans cette zone. La partie centrale est formée par un chenal rectiligne de 70 km de long et 6 km de large, orienté NE-SO. Il est bordé à l'est par un champ de « sediment-waves » mais la résolution des données de bathymétrie ne permet pas de les étudier. Dans la partie la

plus distale de cette zone, l'incision du chenal devient plus importante (profil C4, Figure IV-83). Le chenal apparaît sur les données de bathymétrie.

La partie est du fan distal est localisée entre les rides volcaniques R2 et R3. Sa particularité est qu'aucune structure n'est visible dans cette zone que ce soit sur les données d'imagerie ou de bathymétrie. Seule sa partie la plus distale laisse apparaître une chenalisation visible sur les profils E3 et E4 (Figure IV-83). C'est un chenal de 10 à 15 m de profondeur et de 4 km de large.

Au sud de la ride volcanique R2, ce chenal prend une orientation est-ouest. Il contourne plusieurs reliefs et parcourt une cinquantaine de kilomètres avant de rejoindre le chenal de la partie centrale et de prendre une orientation nord-ouest / sud-est. C'est à partir de ce changement de direction que l'incision du chenal augmente. Elle atteint 20 m à proximité de la jonction avec la partie ouest. Le chenal a une largeur de 2 à 3 km et semble bordé au sud par des terrasses sur 15 km de long (IV-83).

Lorsqu'il rejoint les trois bras de la partie ouest, le chenal prend une orientation ONO-ESE et son incision diminue (5 m). Au fur et à mesure de sa progression vers la zone distale, la largeur du chenal reste relativement constante (3 km) tandis que son incision augmente, passant d'une profondeur de 5 m à une profondeur de 25 m. Ce nouveau chenal parcourt 60 km avant de rencontrer un relief et de prendre une direction NNE-SSO. Il parcourt encore 25 km et termine sa course dans la zone de fracture de Mahanoro (Figure IV-81).

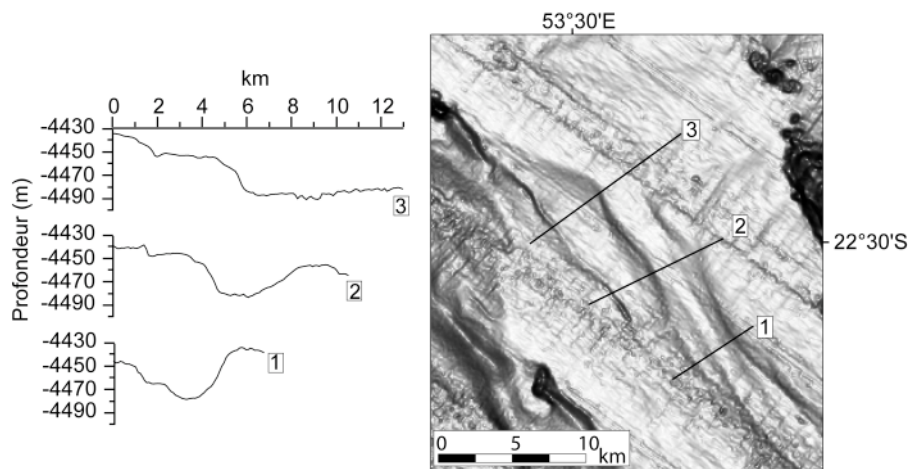


Figure IV-84 - Carte de pente et la localisation des trois coupes bathymétriques réalisées à travers les terrasses qui bordent le chenal entre la partie ouest et la partie centrale du fan distal. Cette zone est localisée sur la Figure IV-82

4.2. Sondeur de sédiment

Sept profils ont été choisis afin d'étudier l'architecture interne du fan distal. Les trois unités identifiées dans le fan proximal ainsi que la structuration en trois compartiments : ouest, central et est, y sont observables. L'évolution des chenaux et des unités acoustiques varie d'une zone à l'autre.

Dans la partie ouest, les trois unités U1, U2 et U3 sont visibles sur les profils 11 et 12 (Figure IV-85). À partir du profil 13, l'unité U3 n'est presque plus visible. Elle demeure uniquement dans le fond du chenal. Seules les unités U1 et U2 recouvrent l'ensemble de la partie ouest du fan distal. L'unité U1 a une amplitude plus importante lorsque U3 est absente, suggérant que l'unité U3 corresponde à un dépôt grossier limitant la pénétration du signal.

Dans cette partie, le chenal est relativement étroit (3 km). Son incision augmente vers l'aval passant de quelques mètres sur le profil 11 à 15 m sur le profil 44. À partir du profil 45, le chenal se divise en plusieurs bras. À l'ouest des trois chenaux observés sur les données de sondeur multifaisceaux un quatrième chenal est visible. Il a une largeur de 3 km et une profondeur de 9 m. Un faciès lité discontinu est visible dans le fond de ce chenal, mais celui-ci est recouvert par l'unité transparente U2. Les mêmes caractéristiques sont observées dans le bras situé juste à l'est de celui-ci. Les faciès présents dans les deux autres bras, situés à côté de la ride volcanique R1, correspondent à l'unité U3 comme le reste du chenal suggérant la présence de dépôts grossiers dans le chenal.

La partie centrale est incisée par un large chenal (6 km de large) dont l'incision est faible mais augmente vers l'aval. Ce chenal est bordé par un champ de « sediment-waves » dont la longueur d'onde est de 80 m et l'amplitude de 5 m, bien visibles sur le profil 44 (Figure IV-85).

Cette partie du fan distal est composée par la succession des trois unités acoustiques U1, U2 et U3. L'unité U3 est plus épaisse dans le fond des chenaux où elle fait environ 4 m, que sur leur bordure, où elle n'atteint que 1 ou 2 m. Les unités U1 et U2, quant à elles, sont principalement visibles sur les bordures du chenal. Elles ont une épaisseur constante de l'ordre de 2 m.

La partie est ne présente aucune structure comme cela a été observé sur les données de sondeur multifaisceaux. Seul un chenal de 3 km de large, dont le fond est caractérisé par un faciès lité discontinu, est visible sur les profils 45 et ero2-07. En dehors des chenaux, la zone est plane et est constituée par la succession des trois unités U1, U2 et U3. Leur épaisseur varie faiblement. L'épaisseur des unités U1 et U2 augmente de 2 m à la limite avec le fan proximal jusqu'à 3 m sur le profil ero2-07, tandis que l'unité U3 s'amincit passant de 3 m sur le profil 11 à 1 m sur le profil ero2-07.

Les profils 4a et 4b permettent d'observer l'augmentation de l'incision du chenal dans la partie la plus distale du système turbiditique. Le chenal atteint une profondeur de 30 m sur le profil 4a. Le fond du chenal est marqué par la présence d'une unité litée discontinue, tandis que sa bordure correspond à la succession des unités U1 et U2, qui ont des épaisseurs respectives de 2 et 3 m.

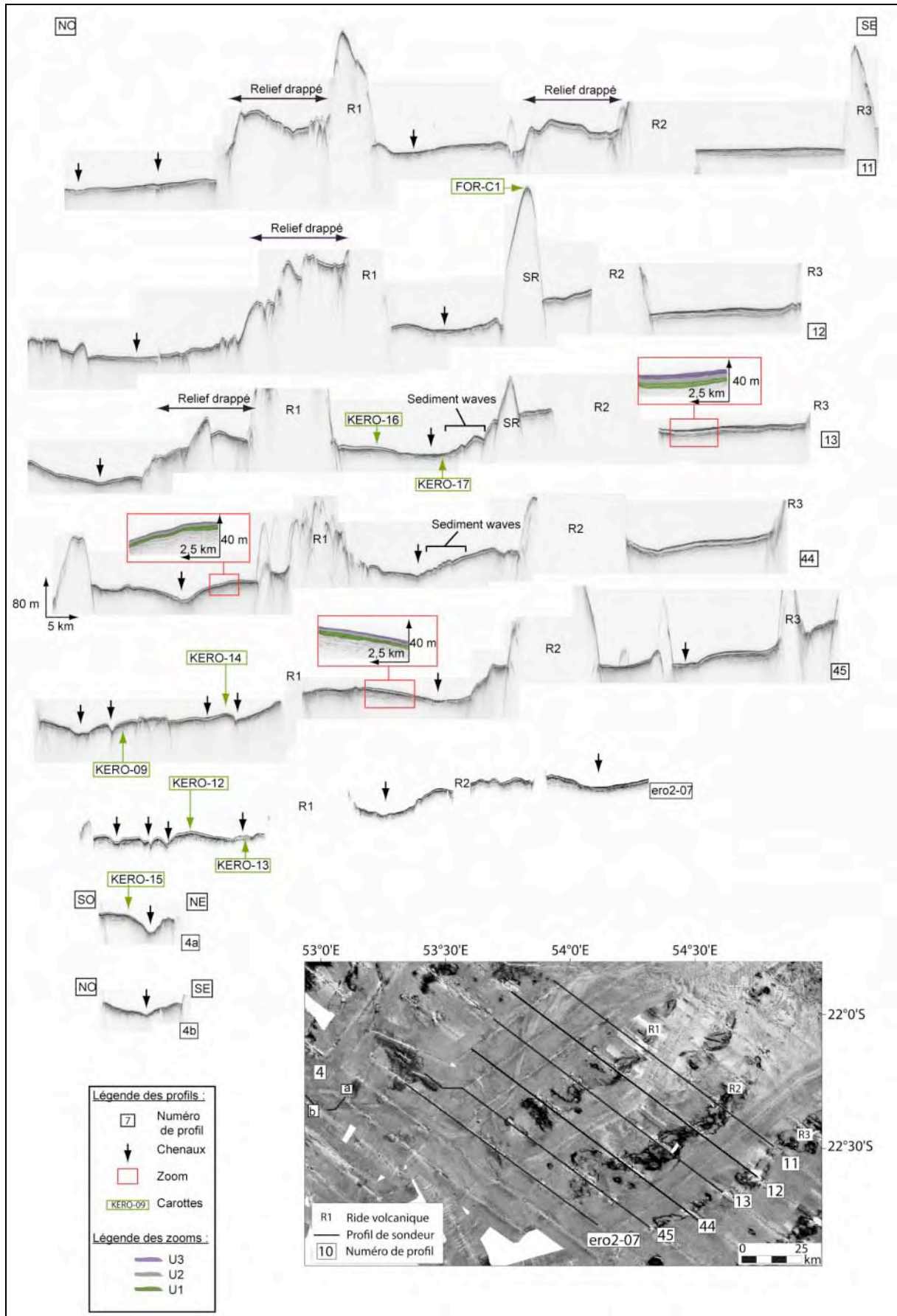


Figure IV-85 - Profils de sondeur de sédiment recoupant le fan distal (planche A3 en annexe A-3).

4.3. Données lithologiques

Les huit carottes de la zone distale ont été acquises uniquement dans les parties ouest et centrale du fan distal. Cinq carottes sont issues de la zone ouest (KERO-09, KERO-12, KERO-13, KERO-14 et KERO-15) et trois de la zone centrale (KERO-16, KERO-17 et FOR-C1) (Figure IV-86).

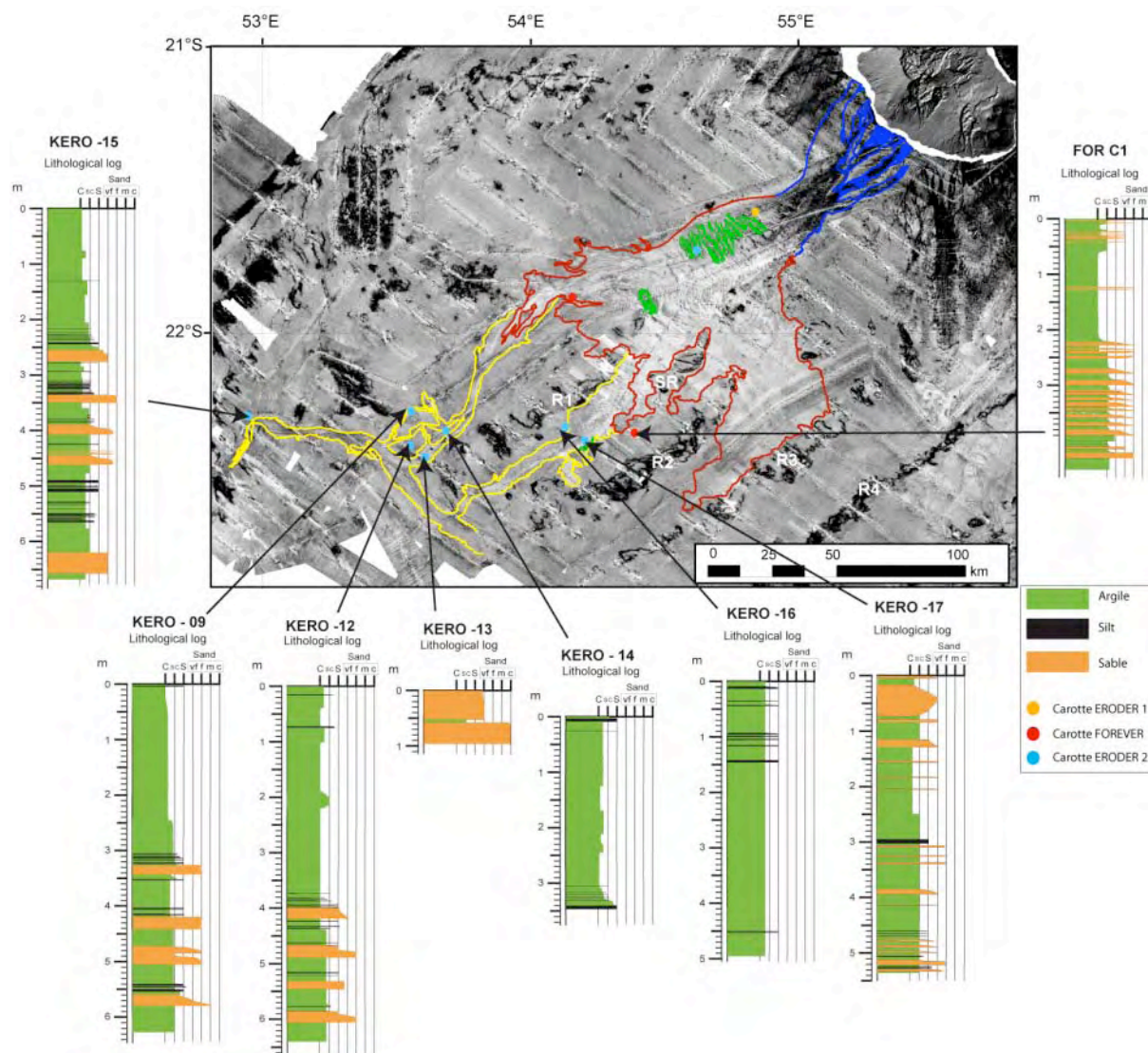


Figure IV-86 - Localisation des huit carottes prélevées dans le fan distal, représentée par leur log lithologique.

4.3.1. Lithologie et séquence de dépôt dans la partie ouest

a. KERO-09, KERO-12 et KERO14

Les carottes KERO-09, KERO-12 et KERO-14 ont été prélevées toutes les trois dans le fan distal ouest (Figure IV-86). Elles sont situées dans la zone de division du chenal à une profondeur d'environ 4400 m.

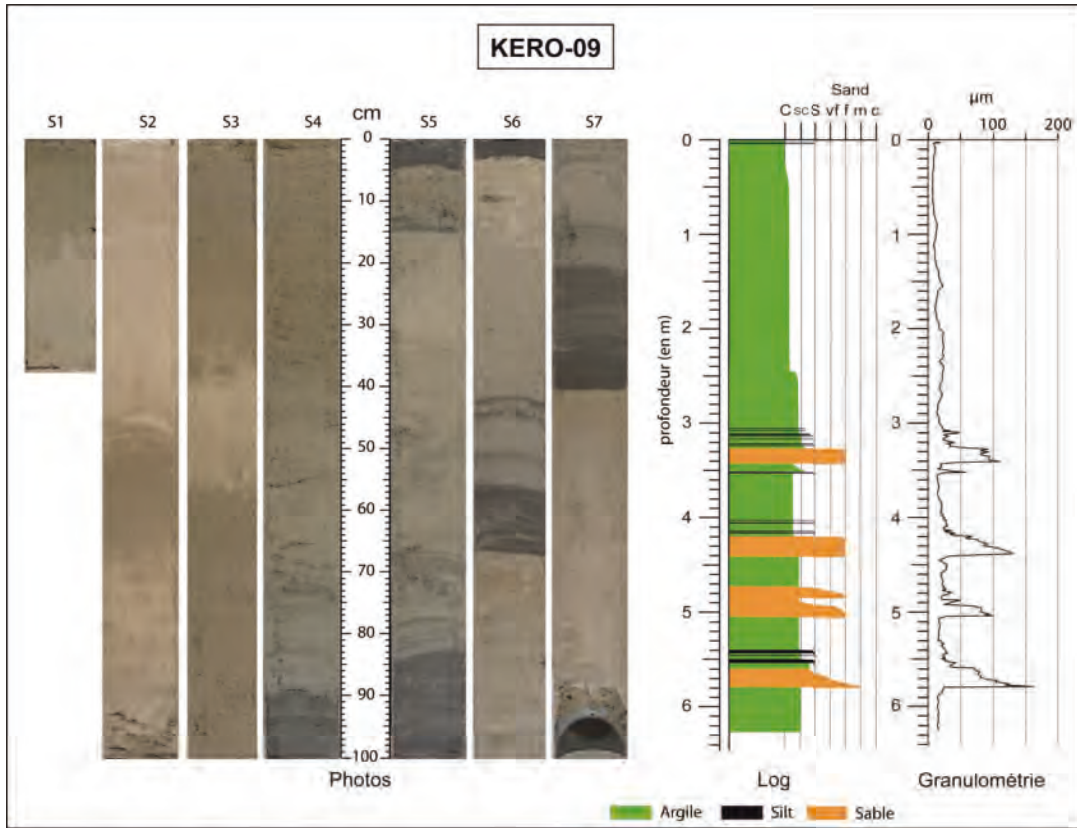


Figure IV-87 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-09.

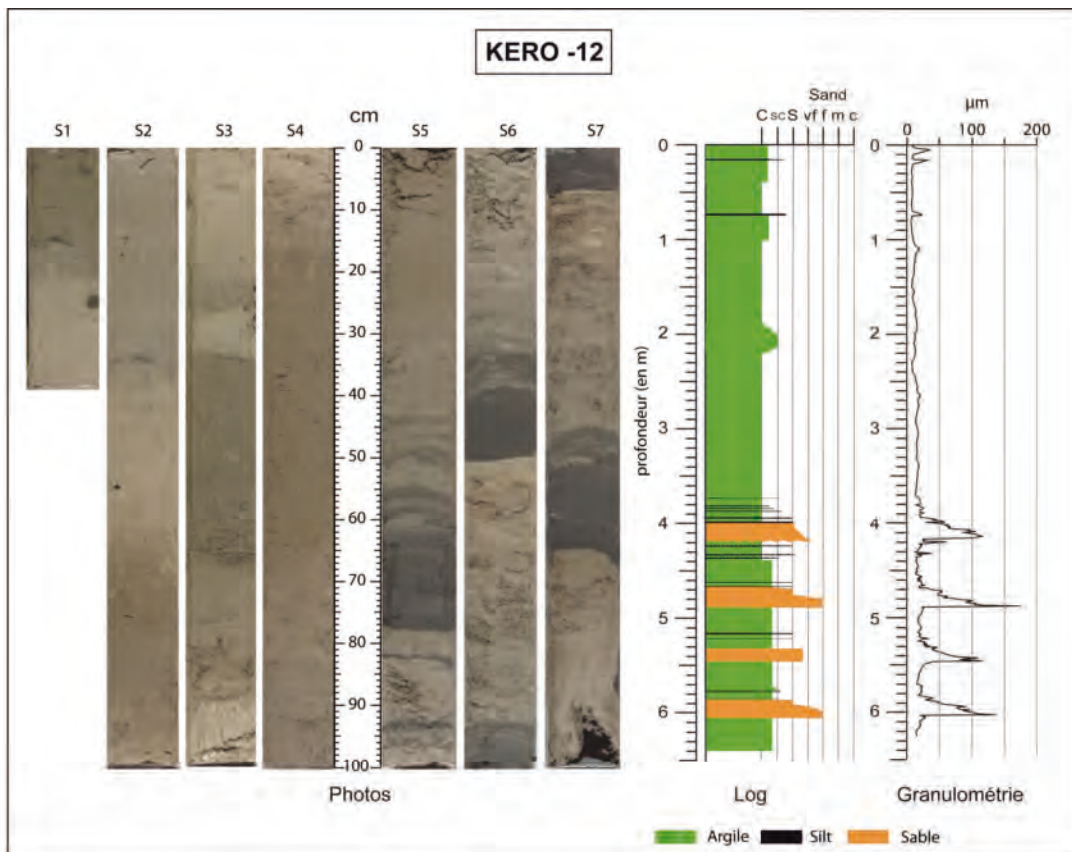


Figure IV-88 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-12.

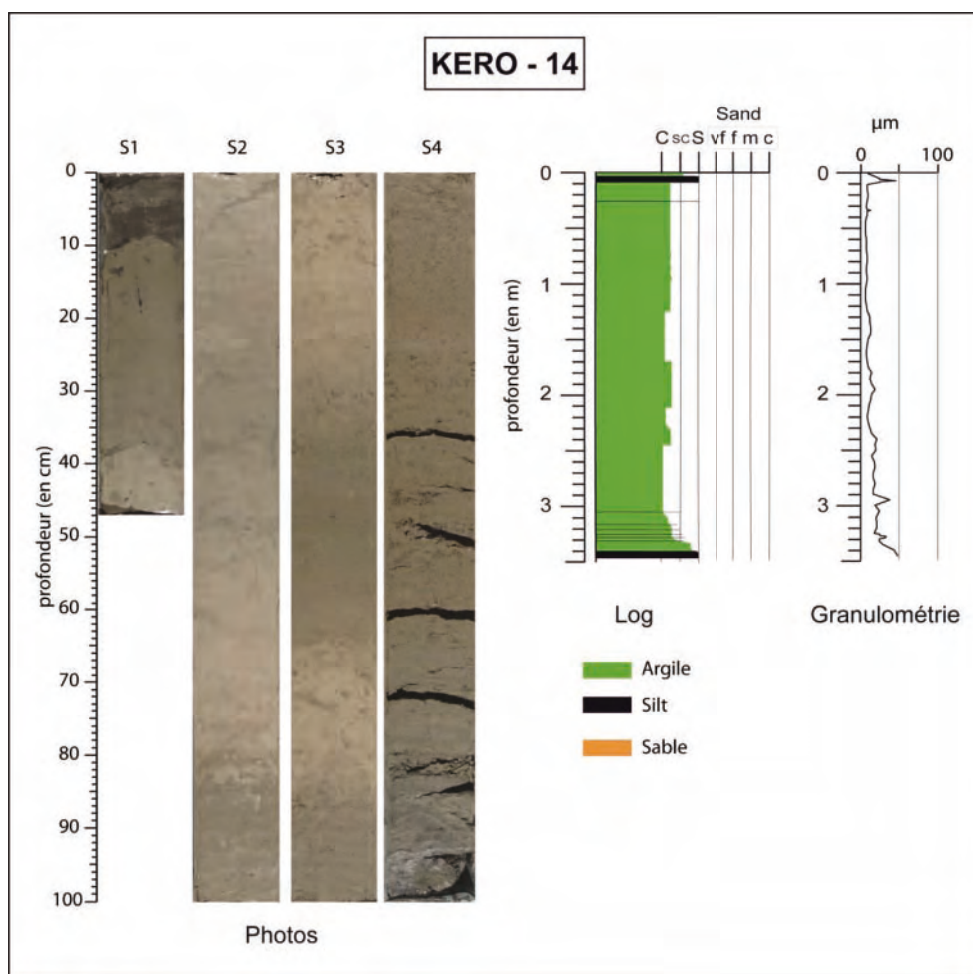


Figure IV-89 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-14.

Les carottes KERO-09 (Figure IV-87) et KERO-12 (Figure IV-88) sont très similaires. Elles mesurent toutes deux plus de six mètres (respectivement 6,27 m et 6,40 m) et sont constituées par une succession de quatre intervalles sableux séparés par des niveaux argileux. Ce sont tous des intervalles sableux avec un granoclassement normal et une base érosive. Ils contiennent en moyenne 40 % de sable et 60% d'argile et silt dans la carotte KERO-09, et 50% de sable et 50% de silt et argile dans la carotte KERO-12. Ces unités sableuses sont surmontées par un niveau de plus de 3 m d'argile (3 m et 3,70 m) caractérisé par l'alternance d'argile beige clair, et d'argile marron foncé.

La carotte KERO-14 (Figure IV-89) mesure 3,47 m et est constituée presque uniquement d'argile. Il s'agit probablement de la même alternance d'argile beige clair et marron foncé que celle observée au sommet des carottes KERO-09 et KERO-12. Ces argiles sont encadrées par des niveaux de silt d'environ 7 cm situés au sommet et à la base de la carotte.

Description des intervalles sableux de KERO-09 (Figure IV-90):

-**Le premier intervalle sableux** s'étend de 5,80 m à 5,40 m. Il s'agit d'une **séquence I** comprenant un niveau d'argile silteuse (faciès C) de plus entre les faciès G et E. Il est composé d'un niveau de sable fin à laminations parallèles et riche en bioclastes (faciès F), suivi par des sables fins à laminations

obliques (faciès G) d'une épaisseur de 14 cm. Cet ensemble est surmonté par une succession de niveaux d'argiles silteuses (faciès C) et par des niveaux contenant des lamines silteuses et argilo-silteux parallèles entre elles (faciès E).

-Le deuxième intervalle sableux est une **séquence I** composée d'un niveau de sable fin à laminations parallèles de 2 cm d'épaisseur (faciès F) recouvert par des sables fins à laminations obliques (faciès G). Cet ensemble est suivi par une alternance de lamines silteuses et argilo-silteux parallèles entre elles (faciès E) surmontée par des argiles silteuses (faciès C).

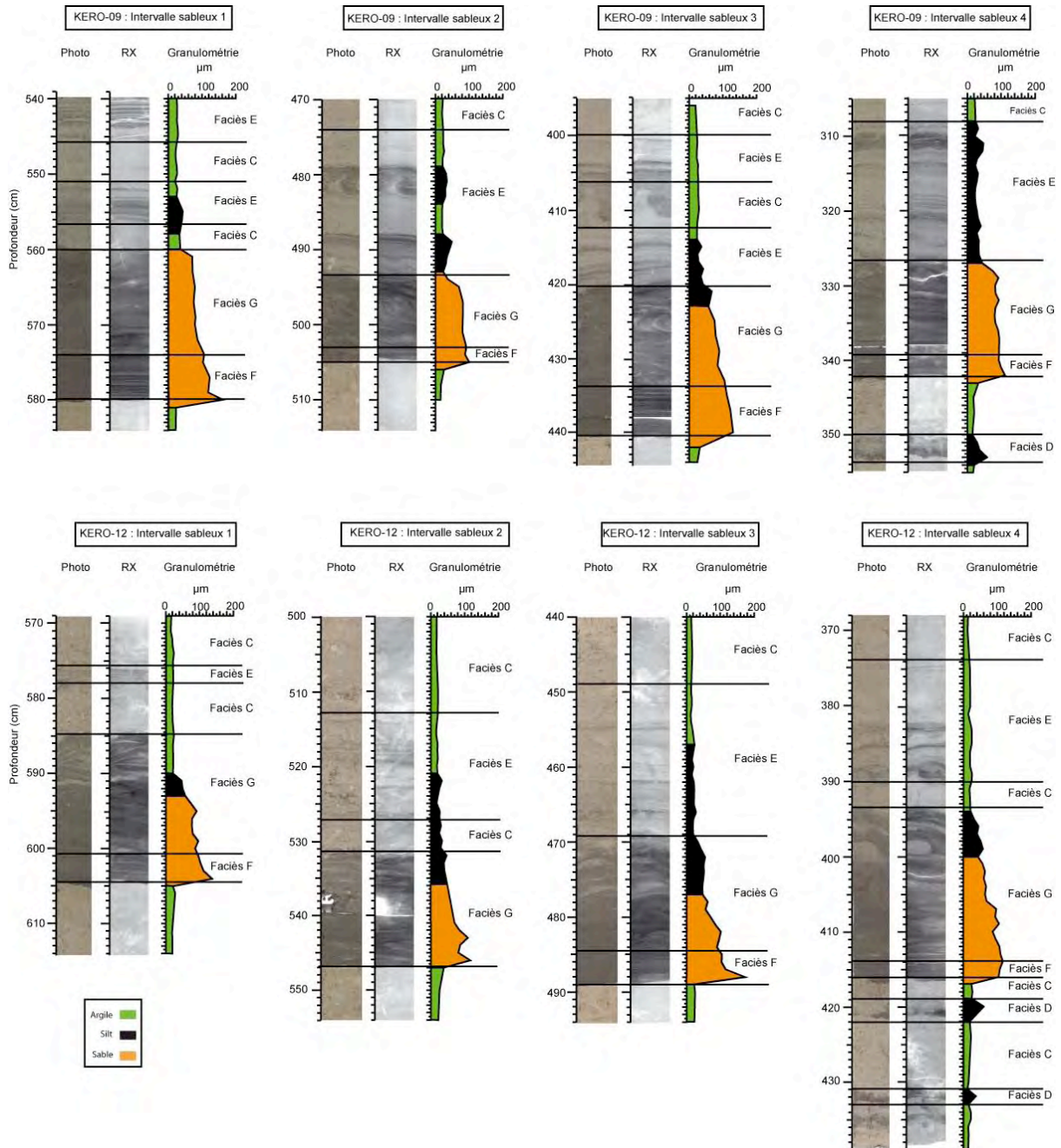


Figure IV-90 - Photos, image RX, logs lithologiques et courbe de la médiane granulométrique des différentes séquences turbiditiques observées dans les carottes KERO-09 et KERO-12.

-**Le troisième intervalle sableux** est une **séquence I** d'une quarantaine de centimètres (Figure IV-90). La base de l'intervalle est constituée par un niveau de sable fin à laminations parallèles (faciès F) d'une épaisseur de 6 cm. Celui-ci est surmonté par une unité de sable fin à laminations obliques (faciès G) de 14 cm d'épaisseur, puis d'une alternance de lamines silteuses et argilo-silteux (faciès E). Comme pour l'intervalle sableux précédent, cet ensemble est surmonté par la succession d'un niveau d'argile silteuse (faciès C), par un niveau contenant des lamines silteuses et argilo-silteux parallèles entre elles (faciès E) puis à nouveau par des argiles silteuses (faciès C).

-**Le quatrième intervalle sableux** se situe entre 3,50 et 3,10 m. Il est précédé par un petit niveau silteux (faciès D) de 3 cm d'épaisseur, séparé du reste de l'intervalle sableux par 7 cm d'argile silteuse. L'intervalle sableux est une **séquence I** composée d'un niveau de 3 cm de sable finement laminé (faciès F), de 12 cm de sables fins à laminations obliques (faciès G), d'une alternance de lamines silteuses et argilo-silteux (faciès E) sur 19 cm et d'un niveau d'argile silteuse (faciès C).

Description des intervalles sableux de KERO-12 (Figure IV-90):

-**Le premier intervalle sableux** fait 35 cm d'épaisseur et est une **séquence I**. Il est composé par un niveau de 4 cm de sable à laminations parallèles (faciès F) passant progressivement à des sables à laminations obliques (faciès G). Cette unité sableuse est surmontée par un niveau d'argile silteuse (faciès C) de 15 cm d'épaisseur, recoupé entre 5,76 et 5,78 m par quelques lamines silteuses (faciès E).

-**Le deuxième intervalle sableux** est une **séquence I** mais avec le terme de base absent et avec un niveau d'argile silteuse (faciès C) en plus entre les faciès G et E. Il débute à 5,47 m par un niveau de sable à laminations obliques (faciès G) qui s'étend jusqu'à 5,31 m. Il est suivi par une petite unité d'argile silteuse (faciès C) surmontée par une alternance de lamines silteuses (faciès E). Cet ensemble est recouvert par des argiles silteuses (faciès C) à partir de 5,12 m.

-**Le troisième intervalle sableux** est une **séquence I** comprenant un niveau de sable finement laminé (faciès F) de 4 cm d'épaisseur, un niveau de sable fin à laminations obliques (faciès G) de 15 cm d'épaisseur, une alternance de lamines silteuses et argilo-silteux (faciès E) sur 20 cm et un niveau d'argile silteuse (faciès C).

-**Le quatrième intervalle sableux** est précédé par deux niveaux de silt (faciès D) successifs situés respectivement à 4,32 et 4,21 m. L'intervalle sableux est une **séquence I** comprenant un niveau d'argile silteuse (faciès C) en plus entre les faciès G et E. Il est constitué par un niveau de sable à laminations parallèles de 2 cm d'épaisseur (Faciès F), puis d'un niveau de sable à laminations obliques (faciès G). À 3,93 m, débute une unité d'argiles silteuses (faciès C), suivie par des lamines silteuses (faciès E), puis à nouveau par une unité d'argiles silteuses (faciès C).

b. KERO-13

La carotte KERO-13 (Figure IV-91) est la seule carotte prélevée à l'intérieur d'un chenal de la zone ouest (Figure IV-86). Elle se situe également dans la zone de division du chenal majeur en trois bras. Cette carotte a été prélevée dans le bras le plus large, situé dans la continuité du chenal majeur à une profondeur de 4407 m. Elle est composée essentiellement de sable (90 % de sable et 10 % d'argile

et silt) et ne mesure que 0,98 m. Une couche d'argile de 8 cm d'épaisseur sépare deux niveaux sableux. Le premier niveau sableux de 40 cm d'épaisseur, situé à la base de la carotte, est constitué de sable grossier sans structure apparente et de quelques fragments coquillés (faciès I). Le deuxième niveau formé par des sables très fins, mesure 50 cm d'épaisseur. Il s'agit de sable sans structure visible, qui n'est peut-être pas en place (fluage dans la carotte). Il n'a pas été possible de réaliser de plaquette dans cette carotte en raison de sa nature sableuse.

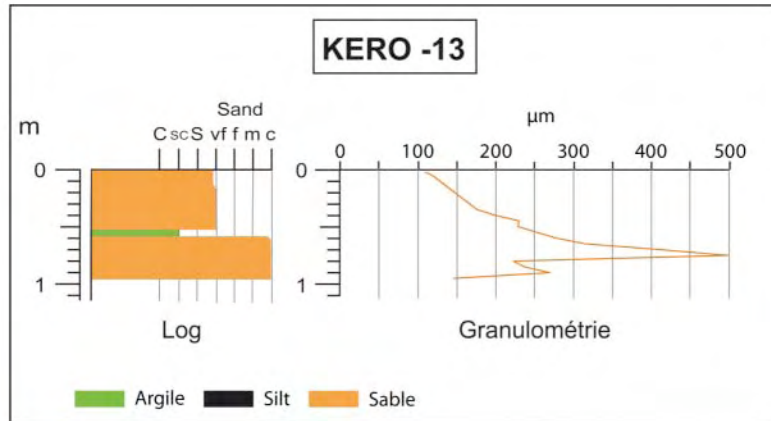


Figure IV-91 - Log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-13.

c. KERO-15

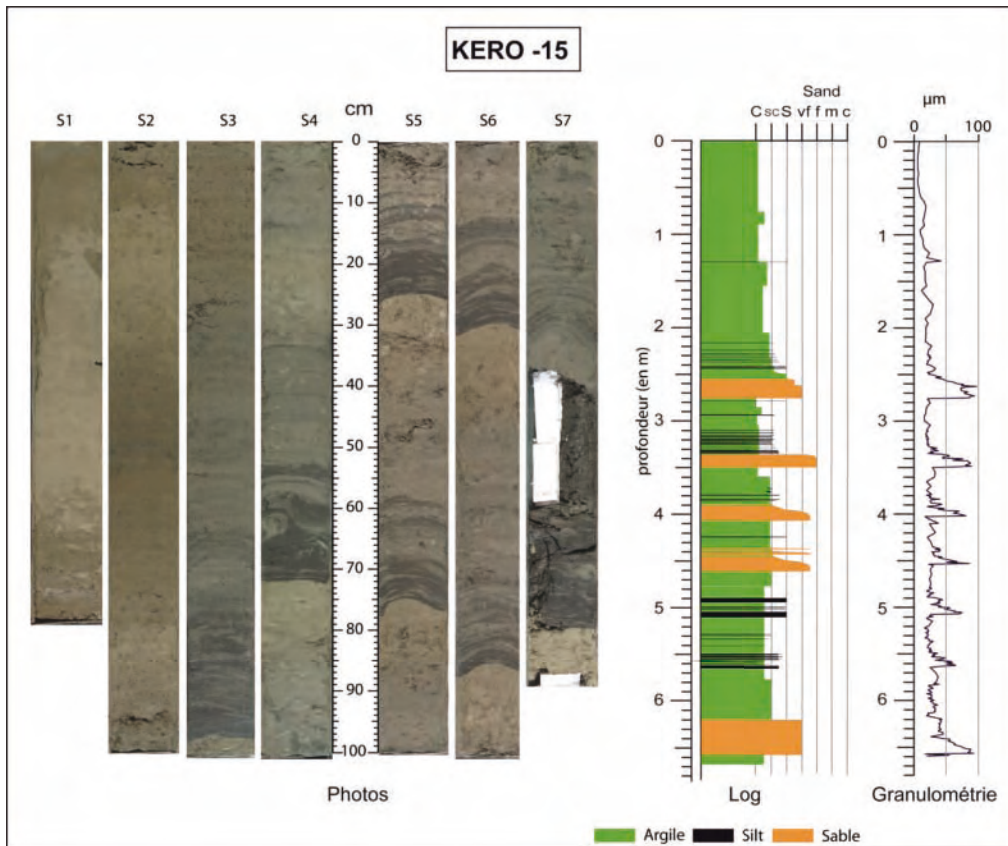


Figure IV-92 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-15.

La carotte KERO-15 (Figure IV-92) est la carotte la plus distale du système turbiditique (280 km des côtes) (Figure IV-86), la plus longue et la plus profonde des carottes prélevées dans le système de Cilaos avec une longueur de 6,68 m et une profondeur de 4529 m. Elle se situe à proximité d'un haut volcanique, juste avant la zone de fracture de Mahanoro, sur la bordure ouest du chenal. Comme les carottes KERO-09 et KERO-12, elle est constituée par une succession d'intervalles silto-sableux, séparés les uns des autres par des niveaux argileux et recouverts par 2 m d'argile. Les deux mètres d'argile formant le sommet de la carotte KERO-15 correspondent à une alternance d'argile beige claire et marron foncé, similaire à celle observée au sommet des carottes KERO-12 et KERO-14. Un total de sept intervalles silto-sableux a été prélevé dans cette carotte avec une moyenne de 30 % de sable et de 70 % de silt et argile (moins de 10 % d'argile).

Description des intervalles silto-sableux de KERO-15 (Figure IV-93):

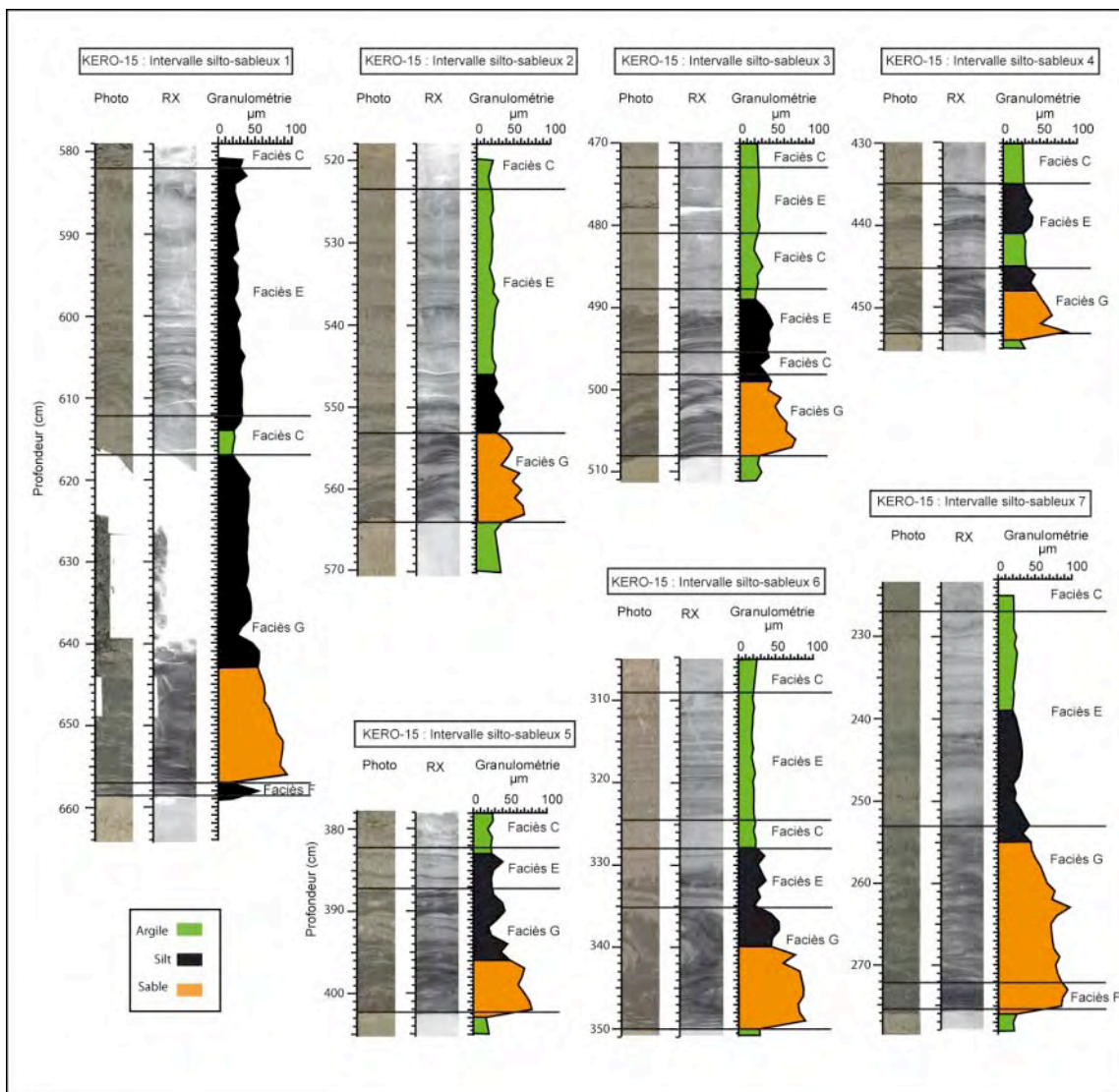


Figure IV-93 - Photos, image RX, logs lithologiques et courbe de la médiane granulométrique des différentes séquences turbiditiques observées dans la carotte KERO-15

-**Le premier intervalle sableux** est une **séquence I** comprenant un niveau d'argile silteuse (faciès C) en plus entre les faciès G et E. Elle débute à 6,58 m par un niveau de silt à laminations planes (faciès F) surmonté par un niveau de sable fin à laminations obliques de 40 cm. Cet ensemble est suivi par une unité d'argiles silteuses (faciès C), puis par une alternance de lamines silteuses et argilo-silteuses (faciès E) et à nouveau par une unité d'argile silteuse (faciès C).

-**Le deuxième intervalle sableux** fait 45 cm et correspond à une **séquence I** ne comprenant pas le terme basal. Il est composé par un niveau de sable fin à laminations obliques (faciès G) de 11 cm d'épaisseur et d'une alternance de lamines silteuses et argilo-silteuses de 29 cm d'épaisseur. Ce groupe est recouvert par une unité d'argile silteuse (faciès C).

-**Le troisième intervalle sableux** est une **séquence I** ne comprenant pas le terme basal mais comprenant un niveau d'argile silteuse (faciès C) entre les faciès G et E. Il est composé d'un niveau de sable fin à laminations obliques (faciès G) de 10 cm d'épaisseur, puis d'une unité d'argile silteuse. Cet ensemble est recouvert par une alternance de lamines silteuses et argilo-silteux parallèles entre elles (faciès E), puis par des argiles silteuses (faciès C). Cette succession se répète avec une alternance de lamines silteuses et argilo-silteuses (faciès E) surmontées par des argiles silteuses (faciès C).

-**Le quatrième intervalle sableux** fait 23 cm et correspond à une **séquence I** sans le terme basal. Il comprend 8 cm de sable fin à laminations obliques (faciès G) suivi d'une alternance de lamines silteuses et argilo-silteuses (faciès E) et d'une unité d'argile silteuse (faciès C).

-**Le cinquième intervalle sableux** est une **séquence I** avec le terme basal en moins. Il débute à 4,02 m par un niveau de sable fin à laminations obliques (faciès G). Il est suivi par un niveau de lamines silteuses de 5 cm d'épaisseur (faciès E), puis d'une unité d'argile silteuse (faciès C).

-**Le sixième intervalle sableux** est une **séquence I** sans le terme basal mais comprenant un niveau d'argile silteuse (faciès C) entre les faciès G et E. Il commence à 3,50 m avec un niveau de sable fin à laminations obliques (faciès G). Celui-ci est suivi par une alternance de lamines silteuses et argilo-silteuses (faciès E) de 26 cm. Elle est recoupée par un niveau d'argile silteuse (faciès C) entre 3,38 et 3,34 m et recouverte par un niveau d'argile silteuse (faciès C).

-**Le septième intervalle sableux** débute à 2,76 m et fait 50 cm d'épaisseur. C'est une **séquence I** constitué par une unité de sable fin à laminations planes (faciès F) passant progressivement à des laminations obliques (faciès G). Cet ensemble est recouvert par un niveau de 25 cm de lamines silteuses (Faciès E), puis par un niveau d'argile silteuse (faciès C).

4.3.2. Lithologie et séquences de dépôt dans la partie Centrale

a. KERO-16

- La carotte KERO-16 (Figure IV-94) est localisée dans la partie centrale du fan distal sur la bordure ouest du chenal (Figure IV-86). Elle a été prélevée à une profondeur de 4340 m et mesure 4,95 m. Cette carotte est constituée en grande partie par des argiles. Entre 4,95 m et 1,45 m, la carotte est composée par une alternance de niveaux argileux marron foncé et marron clair. Deux niveaux de sable fin viennent recouper ces argiles à 4,52 m et 4,51 m. Le sommet de la carotte (entre 0 et 1,45 m) est caractérisé par de nombreux niveaux silteux. Le premier, situé entre 1,45 m et 1,41 m, contient des

petits lits de bioclastes discontinus et a une base érosive nette. Il est recouvert par 23 cm d'argile, qui le sépare d'un intervalle silteux d'environ 4 cm d'épaisseur. Ce dernier présente une base silteuse à bioclastes, fortement bioturbée. Il est recouvert par des argiles (7 cm), puis par une succession de lamines argilo-silteuses d'épaisseur inférieure au centimètre, également très bioturbée. Deux niveaux silteux de 2 cm d'épaisseur sont visibles à 0,45 m et 0,38 m. Ces derniers sont bioturbés et ne présentent pas de structure visible. La dernière unité silteuse de KERO-16 se situe à 0,13 cm. Elle fait 3cm d'épaisseur et ne présente également pas de structure visible. Ces intervalles silteux contiennent en moyenne 20% de sable, 80% de silt et d'argile.

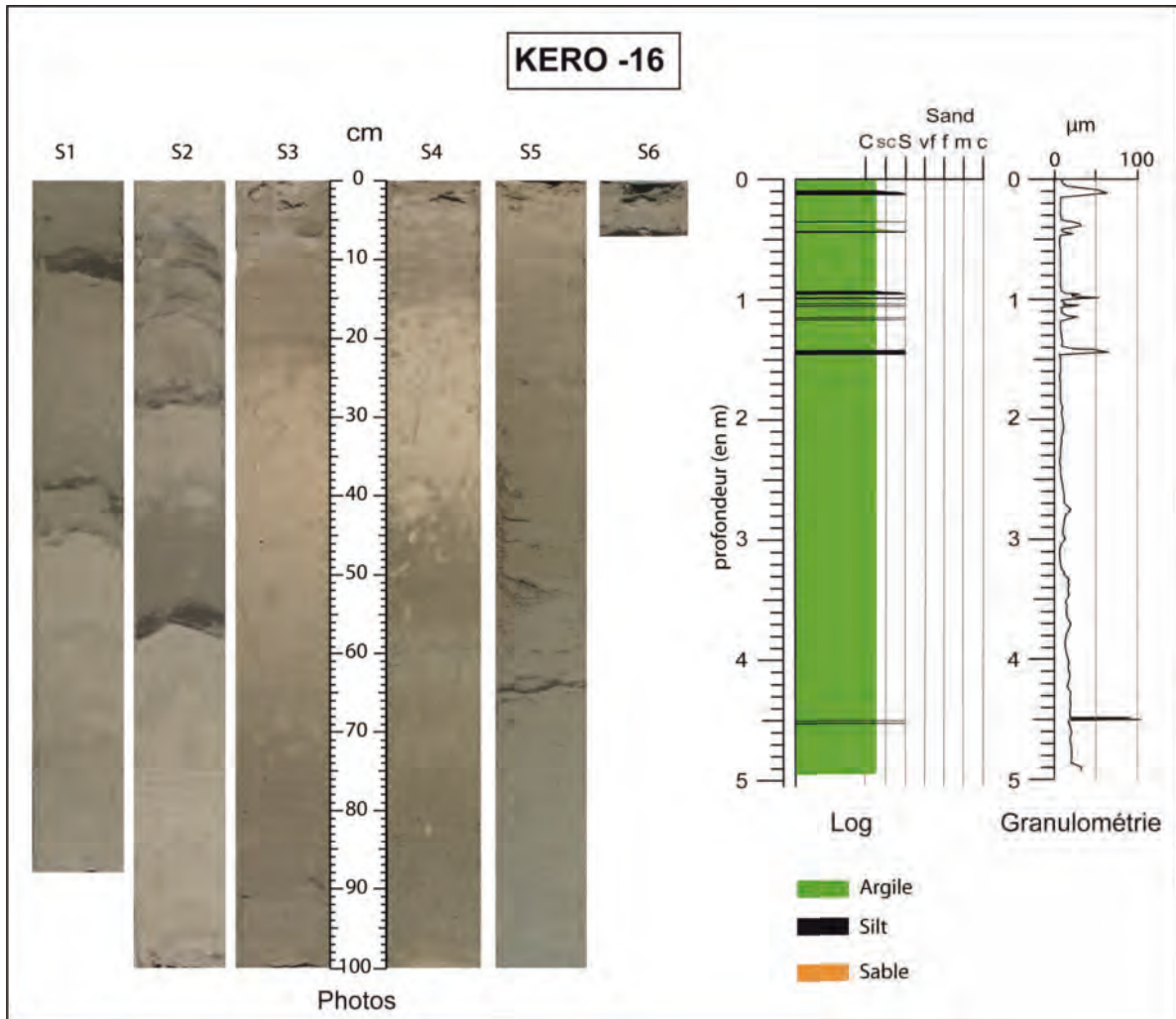


Figure IV-94 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-16

b. KERO-17

- La carotte KERO-17 (Figure IV-95) a été échantillonnée à une profondeur de 4353 m dans le chenal de la partie centrale du fan distal. Elle mesure 5,34 m et est formée par des argiles et par huit intervalles sableux contenant environ 70% de sable, 30 % de silt et d'argile. Quelques niveaux silteux sont également visibles en plusieurs endroits de la carotte.

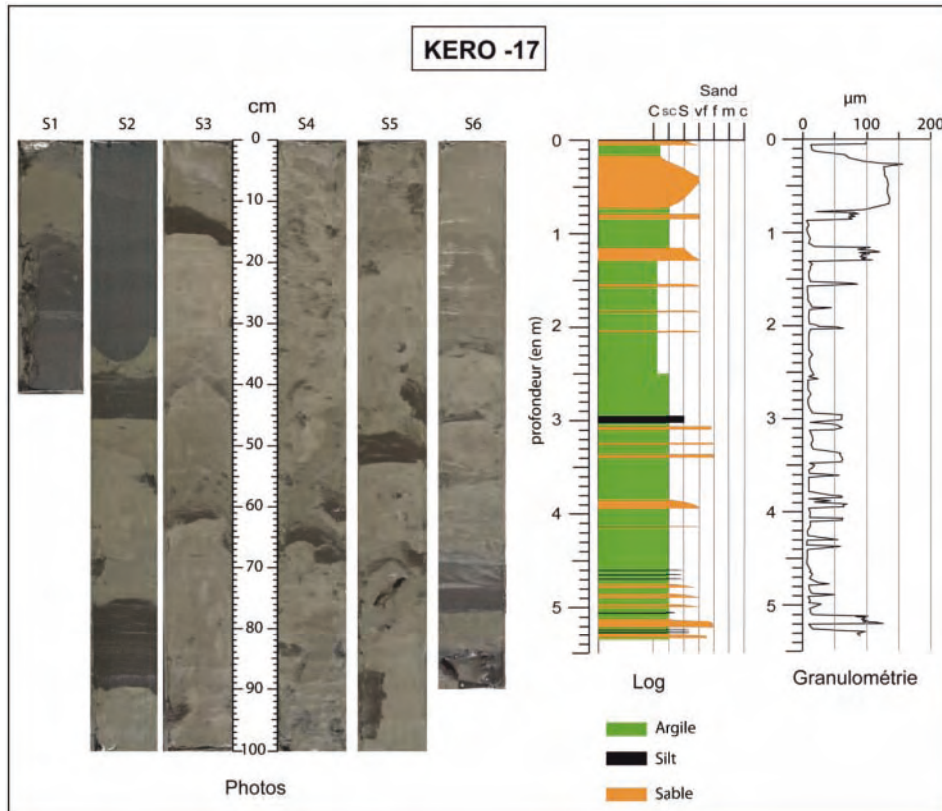


Figure IV-95 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte KERO-17

Description des intervalles silto-sableux de KERO-17 (Figure IV-96):

- Le premier intervalle silto-sableux** est une **séquence I** de 16 cm d'épaisseur. Elle débute à 5,21 m avec un niveau de sable fin à laminations planes (faciès F) passant progressivement à des laminations obliques (faciès G). Cet ensemble est surmonté par une alternance de lamines silteuses (faciès E), puis par des argiles silteuses (faciès C).
- Le deuxième intervalle silto-sableux** est composé uniquement de l'alternance de lamines silteuses et argilo-silteuses (faciès E).
- Le troisième intervalle silto-sableux** correspond à un niveau de sable fin à laminations obliques (faciès G) recouvert par des argiles silteuses (faciès C)
- Le quatrième intervalle silto-sableux** est similaire à l'intervalle silto-sableux précédent, avec principalement un niveau de sable fin à laminations obliques recouvert par des argiles silteuses (faciès C).
- Le cinquième intervalle silto-sableux** est constitué lui aussi par une unité de sable fin à laminations obliques (faciès G) suivi par des argiles silteuses (faciès C).
- Le sixième intervalle silto-sableux** est une **séquence I** de 20 cm. Elle débute par un niveau sable fin à laminations planes (faciès F) de 9 cm d'épaisseur passant progressivement à des sables fins à laminations obliques (faciès G). Cet ensemble est surmonté par des lamines silteuses (faciès E) et une unité d'argile silteuse (faciès C).
- Le septième intervalle silto-sableux** est composé comme les intervalles silto-sableux 3, 4 et 5.

-Le huitième intervalle silto-sableux est l'intervalle le plus épais de la carotte KERO-17. C'est une séquence I de 70 cm d'épaisseur marquée par un granoclassement inverse puis normal. Il débute à 0,76 m par un niveau de sable massif sans structure apparente de 48 cm (faciès I). Des laminations planes (faciès F) apparaissent à partir de 0,28 m passant progressivement à des laminations obliques (faciès G). Cet ensemble est recouvert par des argiles silteuses (faciès C).

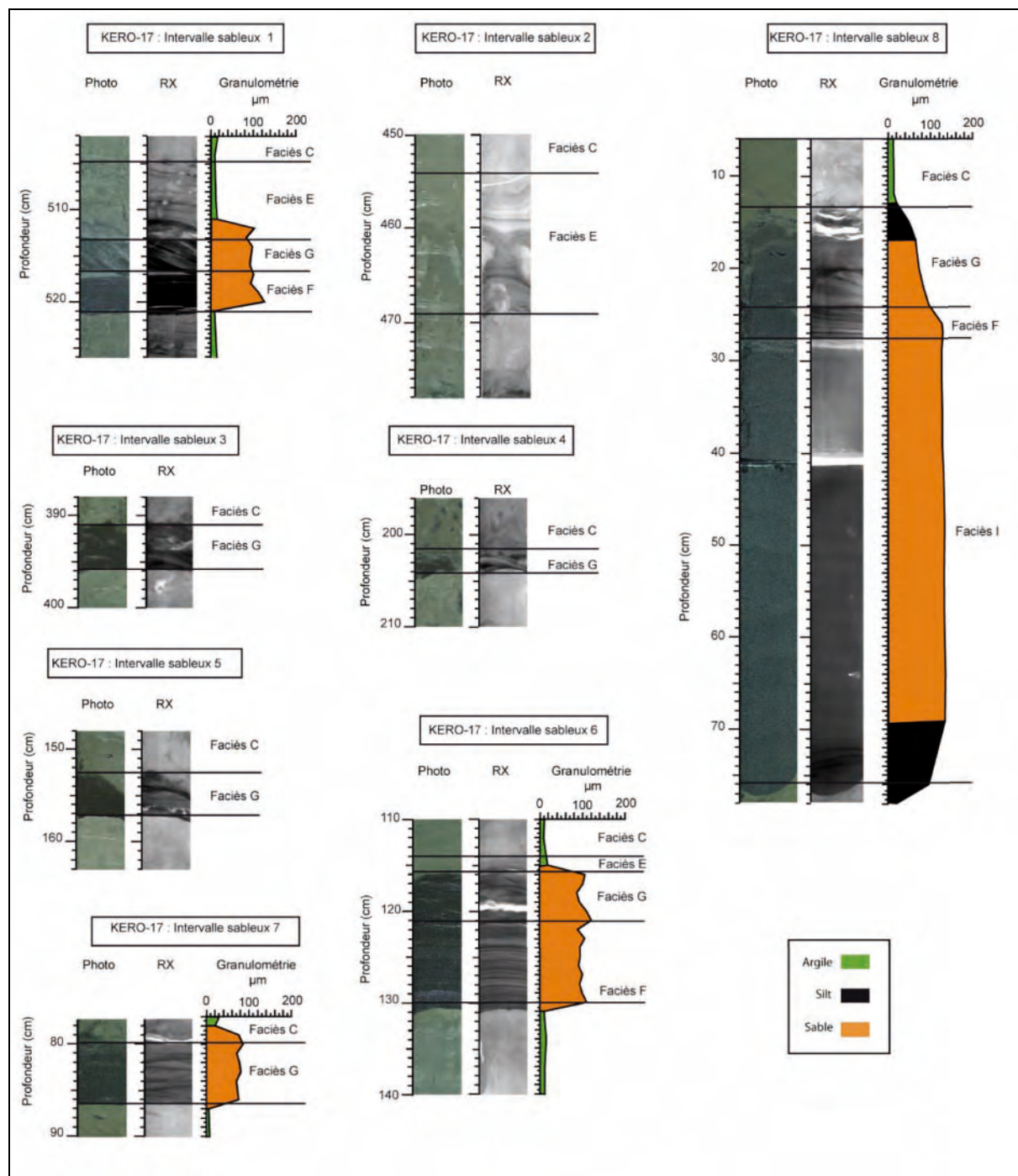


Figure IV-96 - Photos, image RX, logs lithologiques et courbe de la médiane granulométrique des différentes séquences turbiditiques observées dans la carotte KERO-17

c. FOR-C1

La carotte FOR-C1 (Figure-IV-97) a été prélevée sur la ride sédimentaire SR située dans la partie centrale du fan distal à une profondeur de 4074 m (Figure IV-86). Elle mesure 4,51 m de long. Comme les autres carottes de la partie ouest KERO-09, KERO-12 et KERO-15, elle est composée par une succession d'intervalles sableux, situés à la base de la carotte (entre 2 et 4,50 m), qui sont recouverts par une épaisse couche d'argile de 1,55 m. Ils ont une faible épaisseur, entre 5 cm et 9 cm pour l'intervalle le plus épais. Ces intervalles sableux sont des séquences I avec le terme basal manquant. Ils sont composés par une unité de sable fin à laminations obliques contenant des lamines bioclastiques (Faciès G) et avec une base érosive nette. Ce niveau est surmonté par une alternance de lamines silteuses et de lamines argilo-silteuses (faciès E) suivies d'une unité d'argile silteuse (faciès E). Ils sont composés en moyenne par 40% de sable, 60 % de silt et d'argile. À partir de 0,58 m, des poches de silt sont à nouveau visible. À 0,24 m, un intervalle sableux de 1 cm d'épaisseur, qui correspond à l'unique intervalle sableux dans la partie haute de la carotte FOR-C1, est observable.

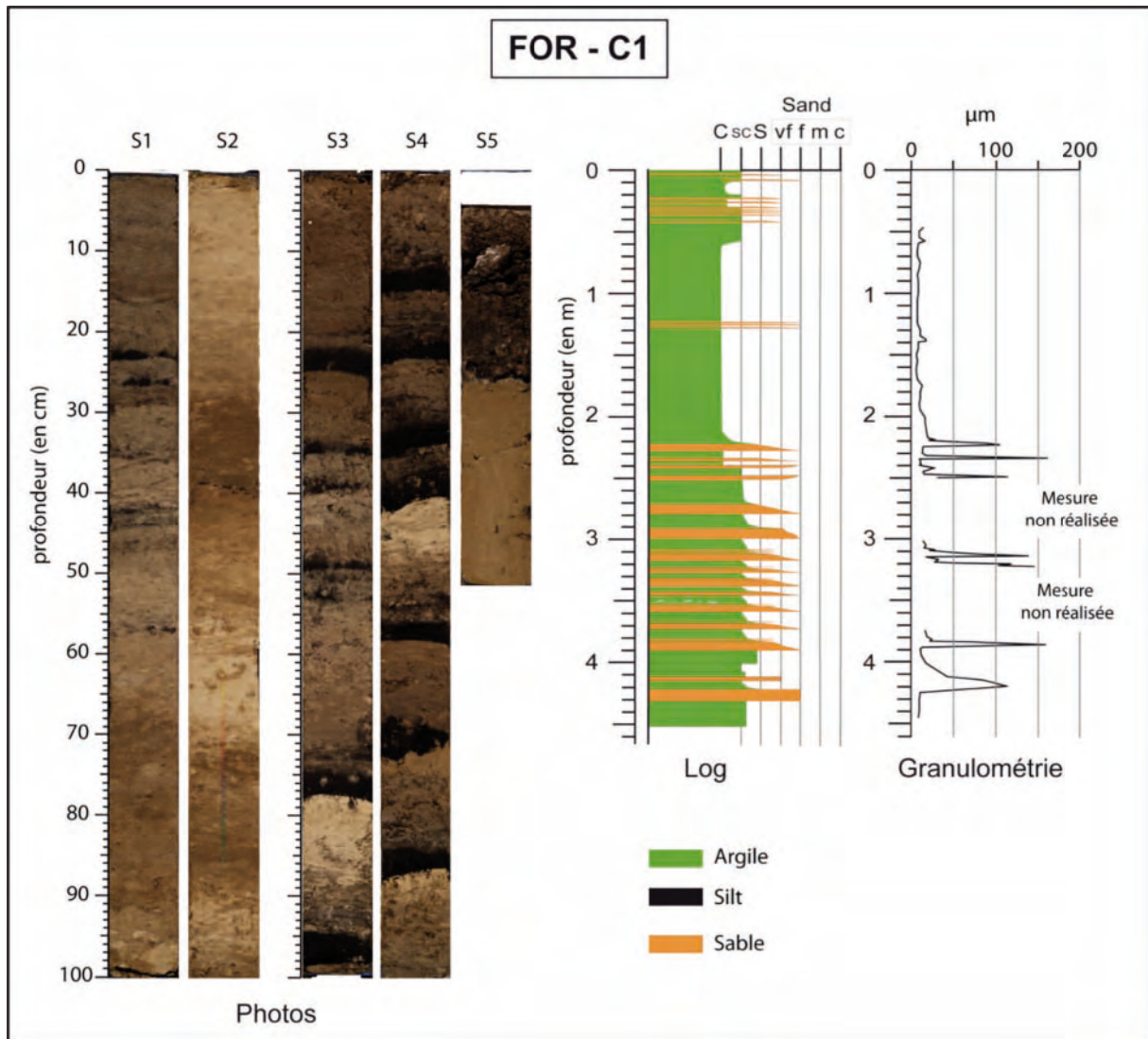


Figure-IV-97 - Photo, log lithologique et courbe de la médiane granulométrique de la carotte FOR-C1.

4.3.3. Répartition et variabilité spatiale de la sédimentation dans le fan distal

Les carottes issues du fan distal montrent une variation latérale de la sédimentation entre la partie ouest et la partie centrale. Les intervalles sableux dans la partie ouest du système sont situés uniquement à la base des carottes tandis qu'ils sont préférentiellement localisés au sommet des carottes de la partie centrale, mis à part pour les carottes KERO-13, KERO-14 et FOR-C1.

La carotte FOR-C1 est caractérisée par des intervalles sableux à son sommet et à sa base, séparés par 1,5 m d'argile. Les intervalles sableux situés à la base de FOR-C1 sont comparables à ceux qui sont observés dans les carottes de la partie ouest du système. Il s'agit de séquence I, parfois tronquée, correspondant à la succession des termes Tb à Td de la séquence de Bouma, caractéristique d'une activité turbiditique sableuse. L'intervalle sableux 1 de la carotte KERO-15, bien qu'il soit perturbé par le carottage, présente un granoclassement inverse à sa base ce qui suggère que cet intervalle sableux est un dépôt de courant hyperpycnal (Mulder and Alexander, 2001).

L'extension importante de ces séquences turbiditiques, visibles sur les carottes KERO-15, KERO-12, KERO-09 et FOR-C1, indique que le courant n'était pas contraint à un axe particulier, mais qu'il s'est étalé sur une grande surface. Cette activité turbiditique est recouverte par un épais niveau d'argile visible sur l'ensemble des carottes du fan distal sauf pour les carottes KERO-17 et KERO-13. Cette unité semble correspondre à l'unité argileuse observée dans le fan proximal et suggère donc une interruption de l'activité turbiditique sur l'ensemble du système turbiditique de Cilaos. Elle n'a sans doute pas été prélevée dans les carottes KERO-13 et KERO-17. Les intervalles sableux observés dans la carotte KERO-13 peuvent être interprétés comme des termes Ta de Bouma, ceci correspond au dépôt d'un écoulement concentré caractéristique de dépôts de fonds de chenaux.

Les intervalles sableux de la carotte KERO-17 correspondent à des séquences I (intervalles sableux 1 et 6) ou à des niveaux sableux isolés (intervalles sableux 2, 3, 4, 5 et 7), pouvant être assimilés au terme Tb ou Td de la séquence de Bouma. Ces dépôts résultent du passage d'écoulements turbiditiques de forte densité. L'intervalle sableux 8 de la carotte KERO-17 présente un granoclassement inverse net à sa base. Ce granoclassement inverse suivi par un épais niveau de sable avec un granoclassement uniforme indique qu'il s'agit du dépôt d'un courant hyperpycnal (Mulder and Alexander, 2001).

Les intervalles sableux situés au sommet de la carotte FOR-C1 et dans la carotte KERO-16, du fait de leur faible épaisseur et de la localisation des carottes, sont interprétés comme des dépôts de débordement d'un écoulement turbiditique chenalisé.

L'activité turbiditique observée au sommet des carottes de la partie centrale et dans la carotte KERO-13 semble limitée au chenal. Aucun dépôt turbiditique n'est visible dans la partie supérieure des carottes KERO-15, KERO-12, KERO-09 et KERO-14, et seulement quelques débordements sont visibles dans les carottes KERO-16 et FOR-C2.

La sédimentation dans le fan distal peut donc être hiérarchisée en trois stades comprenant deux stades d'activité turbiditique séparés par une phase d'interruption de l'activité turbiditique. La présence d'intervalles sableux à granoclassement inverse observés dans les carottes KERO-15 et KERO-17 suggèrent que les deux phases d'activité turbiditique aient été alimentées par des courants

hyperpycnaux. Aucun intervalle sableux n'a clairement pu être identifié comme résultant d'un glissement.

4.3.4. Corrélation entre les échofaciès et les carottes

La corrélation des carottes du fan distal avec les données de sondeur de sédiment a permis de compléter notre caractérisation des unités acoustiques U1, U2 et U3. L'unité transparente U2 peut-être associée au niveau argileux visible au sommet des carottes KERO-09, KERO-12, KERO-14, KERO-15 et dans les carottes KERO-16 et FOR-C1 (Figure IV-98), suggérant l'interruption de l'activité turbiditique sur l'ensemble du fan. L'unité U1 semble correspondre à l'activité turbiditique étendue observée à la base des carottes KERO-15, KERO-12, FOR-C1 et KERO-09 (Figure IV-98). Enfin, l'unité U3 correspond à l'activité turbiditique observée au sommet des carottes de la partie centrale et dans KERO-13 (Figure IV-98).

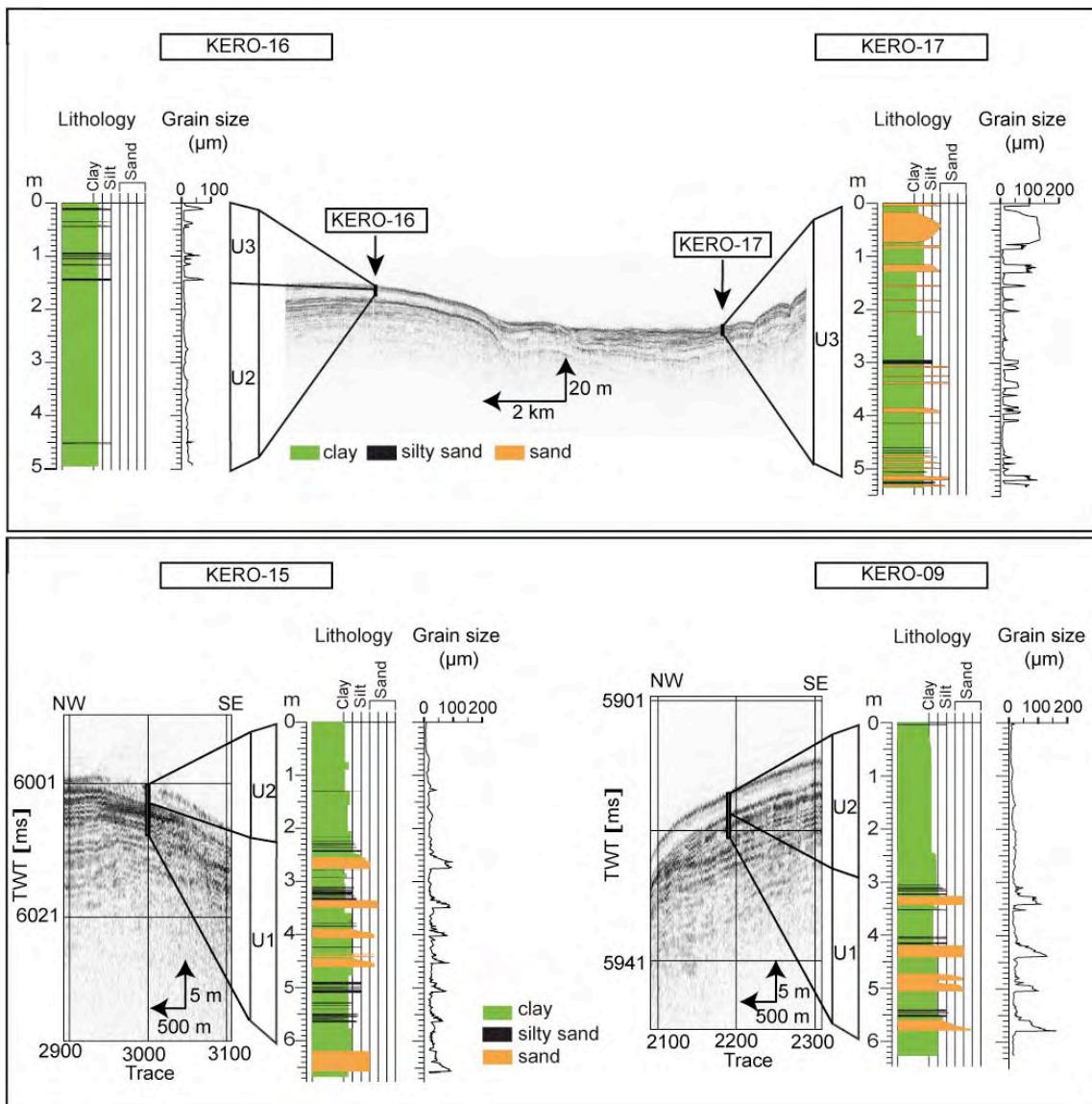


Figure IV-98 - Corrélation entre les carottes du fan distal et les profils de sondeur de sédiment qui leur correspondent.

5. Synthèse et conclusion sur l'architecture du système turbiditique de Cilaos : Principaux résultats

Les résultats de l'étude de la morphologie du système turbiditique de Cilaos ont fait l'objet d'une publication, publiée dans *Marine Geology* (Annexe B).

Cet article intitulé « *Morphology and sedimentary architecture of a modern volcanoclastic turbidite system: The Cilaos fan, offshore La Réunion Island* » discute des différents points abordés dans ce chapitre.

La corrélation des données de sondeur de sédiment, de sondeur multifaisceaux et de carottage a permis de mettre en évidence l'influence des structures préexistantes de la plaque sur la construction du système turbiditique. Dans le fan proximal, le courant turbiditique s'écoule sur des pentes relativement élevées et dépose des quantités importantes de sable, comme observé dans la carotte KERO-11. Piper et Normark (2001) suggère que les courants de turbidité sableux tendent à être plus rapides et plus érosifs que des courants de turbidité argileux, surtout s'ils s'écoulent sur de fortes pentes. L'absence de levée dans le fan proximal peut donc être expliquée par le passage d'un courant de turbidité très érosif et enrichi en particules grossières. Dans le fan distal de Cilaos, le pourcentage de sable diminue, mais reste tout de même important (environ 40%), ce qui peut expliquer le faible développement des levées comme observé sur les profils de sondeur de sédiment (Figure IV-85).

La confrontation des différents jeux de données a également permis de démontrer que les canyons et les pentes présentaient une alimentation complexe alternant entre des apports sédimentaires provenant des rivières et des apports sédimentaires produits par des glissements sous-marins. La position des canyons de Saint-Étienne et de Pierrefonds, au débouché de l'actuel et de l'ancien delta de la rivière Saint-Étienne, suggère fortement que les rivières alimentent les courants de turbidité. Ceci est confirmé par la présence d'une hyperpycnite dans la carotte KERO-17. Mais, la présence de dépôts chaotiques dans la partie inférieure du canyon de Saint-Étienne, provenant de la vallée Nord, met en évidence une autre source d'alimentation, par des instabilités secondaires liées à des glissements sous-marins. La présence de ravine alimentant le canyon de Saint-Étienne, à l'est de la ride de l'Etang salée, suggère également une alimentation du système de Cilaos par des glissements secondaires déclenchés par les vagues.

Dans un deuxième temps, l'étude conjointe de ces différentes données a permis d'établir un modèle d'évolution pour le système turbiditique de Cilaos qui se divise en trois étapes. Une première phase caractérisée par une activité turbiditique étendue, qui ne semble pas contrainte à un axe particulier. Elle est caractérisée par des turbidites très étendues visibles dans tout le fan (proximal et distal). Une deuxième phase correspondant à une interruption de l'activité turbiditique dans le système. Elle est caractérisée, dans les carottes, par un épais niveau d'argile et, sur les profils de sondeur de sédiment, par une unité semi-transparente visible dans une grande partie du système. Enfin, la troisième phase correspond à la reprise de l'activité turbiditique mais principalement dans le fan proximal et dans les chenaux du fan distal, avec quelques débordements visibles dans les carottes de la partie centrale.

Le dernier point abordé concerne les différents types d'écoulements qui alimentent le système. L'activité turbiditique ancienne du système correspond à des turbidites silteuses ou composées de sable très fin. Cette activité s'étend jusqu'à 300 km de l'île tandis que l'activité turbiditique récente est limitée au fan proximal et aux chenaux du fan distal et est caractérisée par des sables grossiers. Les carottes contenant les turbidites associées à l'activité turbiditique la plus ancienne sont situées en position distale, mais la carotte KERO-13 l'est aussi et contient des niveaux de sable épais correspondant à l'activité turbiditique la plus récente. Le fait que l'activité turbiditique ancienne soit plus fine que l'activité turbiditique récente n'est donc pas uniquement lié à la position distale des carottes mais également à la nature de l'écoulement. La source sédimentaire à l'origine de l'activité turbiditique ancienne devait être plus riche en particules fines que la source sédimentaire actuelle.

Le système turbiditique de Cilaos est un exemple unique de système turbiditique sableux très étendu avec une morphologie et une évolution complexes.

Chapitre V : Histoire et mise en place du système turbiditique de Cilaos

Chapitre V : Histoire et mise en place du système turbiditique de Cilaos

1. Étude stratigraphique du système de Cilaos	157
1.1. Problématique de l'étude et méthodes	157
1.2. Article : « Processes controlling a volcanoclastic turbiditic system during the last climatic cycle: Example of the Cilaos deep-sea fan, offshore La Réunion Island ».....	158
1.3. Principaux résultats.....	193
2. Influence du volcanisme sur la mise en place des turbidites par l'approche géochimique	196
2.1. Analyse générale du système.....	197
2.2. Évolution des différentes régions du système	200
2.3. Discussion sur les verres	203
Chapitre VI : Discussion et conclusion.....	207

La compréhension de l'évolution récente d'un système sédimentaire nécessite un contrôle stratigraphique précis de ces dépôts. Ceci permet d'identifier les modes et les conditions de sédimentation, ainsi que les facteurs qui les contrôlent.

Une partie des travaux effectués sur la stratigraphie du système turbiditique de Cilaos fait l'objet d'un article soumis à *Sedimentary Geology* en septembre 2011. Ce chapitre sera donc divisé en deux parties : une première partie constituée par un résumé de la place de cette étude dans ma thèse, de l'article et des principaux résultats de l'article et une seconde partie qui concerne l'étude de l'influence du volcanisme sur la mise en place des turbidites dans le système par l'analyse chimique des verres volcaniques présents dans les turbidites.

1. Étude stratigraphique du système de Cilaos

1.1. Problématique de l'étude et méthodes

L'objectif principal de cette étude est, à partir des carottes disponibles sur le système turbiditique de Cilaos, de dater les limites entre les trois phases de fonctionnement du système, documentées au chapitre IV. Ce calage dans le temps permettra ainsi de discuter quels sont les facteurs influençant la mise en place des turbidites dans le système : les variations du niveau marin, l'activité volcanique ou les variations climatiques. Il permettra également de comparer les processus de mise en place du système de Cilaos par rapport aux autres systèmes turbiditiques volcanoclastiques et silicoclastiques.

Pour réaliser cette étude, il était nécessaire d'avoir une série argileuse importante et relativement homogène. Dans le fan proximal, seule la carotte FOR-C2 pouvait convenir. Cependant, celle-ci n'est pas directement corrélable avec les autres carottes du système. L'analyse stratigraphique a donc été réalisée sur deux carottes de la zone distale : une dans la partie ouest (KERO-09) et une dans la partie est (KERO16). La carotte KERO-09 permet de contraindre la limite entre les unités U1 et U2. Elle présente également une succession sédimentaire similaire aux carottes KERO-15 et KERO-12 ce qui permet d'étendre le modèle d'âge dans la partie ouest du système. La carotte KERO-16 sert à contraindre la limite entre les unités U3 et U2. Elle peut également être corrélée à la carotte FOR-C1.

Pour cette étude, des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ ont été réalisées sur des foraminifères *Globigerinoides ruber*. La couche hémipélagique a été prélevée tous les 5 cm quand cela a été possible. 110 échantillons ont été analysés. Associées à cela, huit datations ^{14}C ont été réalisées : cinq sur la carotte KERO-09, deux sur la carotte KERO-16 et une sur la carotte KERO-15. L'observation de spécimens de *Globigerinoides ruber* rosés a permis de contraindre ce modèle d'âge. Leur disparition dans la zone Indo-Pacifique est estimée à 120 000 ans (Thompson et al., 1979). Des analyses de nannofossiles ont également été effectuées par Luc Beaufort (CEREGE, France) sur 6 échantillons de la carotte KERO-09.

Afin de contraindre la stratigraphie de notre système plus régionalement, deux autres carottes ont été utilisées : KERO-07 prélevées dans le système de Mafate à une profondeur de 791 m et KERO-08 prélevée dans le système de Saint-joseph à une profondeur de 4126 m. Comme pour les carottes du système de Cilaos, des mesures de $\delta^{18}\text{O}$ ont été obtenues sur ces carottes. Elles ont été échantillonnées tous les 5 cm pour KERO-07 et tous les 10 cm pour KERO-08. Un âge est également disponible pour KERO-07.

1.2. Article : « Processes controlling a volcanoclastic turbiditic system during the last climatic cycle: Example of the Cilaos deep-sea fan, offshore La Réunion Island »

Processes controlling a volcanoclastic turbiditic system during the last climatic cycle: Example of the Cilaos deep-sea fan, offshore La Réunion Island

Emmanuelle Sisavath^{1&2*}, Aude Mazuel³, Stephan J. Jorry², Nathalie Babonneau³, Patrick Bachèlery⁴, Béatrice de Voogd⁵, Marie Salpin⁶, Laurent Emmanuel⁶, Luc Beaufort⁷, Samuel Toucanne²

1 : Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de la Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris, CNRS, UMR7154, 15 avenue René Cassin, BP 7151. 97715 Saint Denis messag Cedex 9. La Réunion.

2 : IFREMER, Géosciences Marines, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP70, 29280 Plouzané, France.

3 : UMR6538 Domaines Océaniques, IUEM, Université de Brest, Place Copernic, 29200 Plouzané, France

4 : Laboratoire Magmas et Volcans UMR 6524, CNRS-IRD-Université Blaise Pascal, Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, 5 rue Kessler 63038 Clermont-Ferrand, France.

5 : Université de Pau et des pays de l'Adour et CNRS FR 2952, 64000 Pau, France

6 : Université Pierre et Marie CURIE, laboratoire Biominéralisation et Environnements Sédimentaires, IStEP-CNRS, UMR7193, 75252 Paris Cedex 05

7 : CNRS, Aix-Marseille Univ, CEREGE, UMR6635, 13545 Aix en Provence cedex 4, France

* corresponding author: Ph : +33.2.29.00.85.65 ; Fax : +33.2.98.22.45.70 ; email : sisavath_emmanuelle@hotmail.fr

Abstract

The present study focused on turbidite sedimentation in the Cilaos turbidite system, a volcanoclastic deep-sea fan recently recognized offshore La Réunion Island. A set of piston cores was collected in order to establish the stratigraphy of this fan and to examine the processes controlling the turbidite sedimentation off the Cilaos cirque (Piton des Neiges volcanic massif) over the last climatic cycle. Two main phases of turbidite activity were identified, during the ca 140-127 ka and 30-0 ka periods, coinciding with the two last glacial-interglacial transitions (i.e., Termination II and I). In addition to changes in climate and eustatic sea-level, these periods coincide with a low effusive volcanic activity of the Piton des Neiges volcano. The high erosional rates identified in the Cilaos cirque during these intervals of both low effusive volcanic activity and enhanced rainfall level are probably the main driver of sediment supply to the deep sea depositional system. These new findings also highlight the important capacity of volcanoclastic turbidite systems to record rapid paleoenvironmental changes.

Introduction

Recent studies based on high-resolution stratigraphy show that past climate and sea-level changes have had a significant influence on deep ocean turbidite sedimentation at both orbital and millennial timescales. These relationship has been demonstrated over the last few years along both siliciclastic (Jorry et al., 2008; Jorry et al., 2011; Toucanne et al., 2008; Ducassou et al., 2010; Covault et al., 2007 among others) and carbonate margins (e.g., Andresen et al., 2003; Droxler and Schlager, 1985; Jorry et al., 2010; Schlager et al., 1994). Surprisingly, few studies have yet addressed the timing of gravity deposits around volcanic islands, and the forcing factors controlling the sediment delivery in such situations remain unclear (Alibès et al., 1999; Frenz et al., 2009).

The conventional sequence stratigraphy model for clastic systems states that deep marine systems preferably grow during falls in sea-level and at lowstand. However, several studies have demonstrated that some turbidite systems do not follow the classic sequence stratigraphy concepts. Covault and Graham (2010) showed that deep-sea deposition occurs at all sea-level states. Terrigenous sediment delivery to the deep-sea depends on many factors, such as the tectono-morphologic character of the margin, climatic forcing and terrestrial sediment source.

The influence of climate and sea-level changes on sediment delivery to volcanoclastic basins is poorly defined and remains a matter of debate. Quidelleur et al. (2008) and McMurtry et al. (2004) suggested that most large volume landslides affecting volcanic islands occur at glacial-interglacial transitions (Terminations) and concluded there was a causal relationship between flank collapses of volcanic islands and global climate change. However, recent data contradict these results, as these showed no link between climate-driven changes and volcanic flank collapses (Harris et al., 2011; Longpré et al., 2011; Rodriguez-Gonzales et al., 2009). In contrast, the influence of volcanic activity has been widely examined, especially off the Canary Islands. In this area, the main turbidite activity has coincided with phases of high volcanic activity. (Schmincke and Sumita, 1998; Schneider et al., 1998).

Since 2006, several oceanographic cruises have been conducted on the submarine flanks of La Réunion Island (Indian Ocean). These cruises led to the discovery of five volcanoclastic deep-sea fans linked to major erosional structures visible on land (Saint-Ange et al., 2011; Sisavath et al., 2011). La Réunion Island offers the opportunity to study a deep depositional system related to an isolated

oceanic island, situated far from continental influences. The aim of this paper is to establish the first stratigraphy of the Cilaos turbidite system based on a set of Küllenberg piston cores. We discuss how volcanic activity, climate and sea-level variations have interacted and controlled the input of sediment offshore of La Réunion island over the last 140 ka, leading to the building of a deep-sea fan spreading over hundreds of kilometers on the sea floor.

Physical setting

General setting of La Réunion Island

La Réunion Island is an isolated volcanic system located 750 km from Madagascar in the western part of the Indian Ocean (Fig. 1). It belongs to the Mascarene Archipelago and resulted from the activity of the hotspot that formed the Deccan Trapps (65 Ma ago) and subsequently the Mascarene Plateau and Mauritius Island (Bonneville et al., 1988; Duncan et al., 1989; Morgan, 1981). It is the youngest and largest island in this group and the only one that has active volcanism today. The island is located on an isolated compartment of the oceanic crust (~67 Ma) bordered by two fracture zones (FZ) separated by 350 km: the Mahanoro FZ to the west and Mauritius FZ to the east (Fig. 1).

La Réunion Island s.s. is the emerged part of a volcanic edifice rising from approximately -4200 m (the oceanic floor) to more than 3000 m above sea level. The subaerial island represents only three percent of the whole edifice (De Voogd et al., 1999). The submarine flanks of La Réunion Island are mostly built by accumulation of debris avalanche deposits (Lénat and Labazuy, 1990; Oehler et al., 2004). In the southwestern part of the island, no major failures or flank collapses have produced deposits for 1 Ma (Oehler et al., 2008).

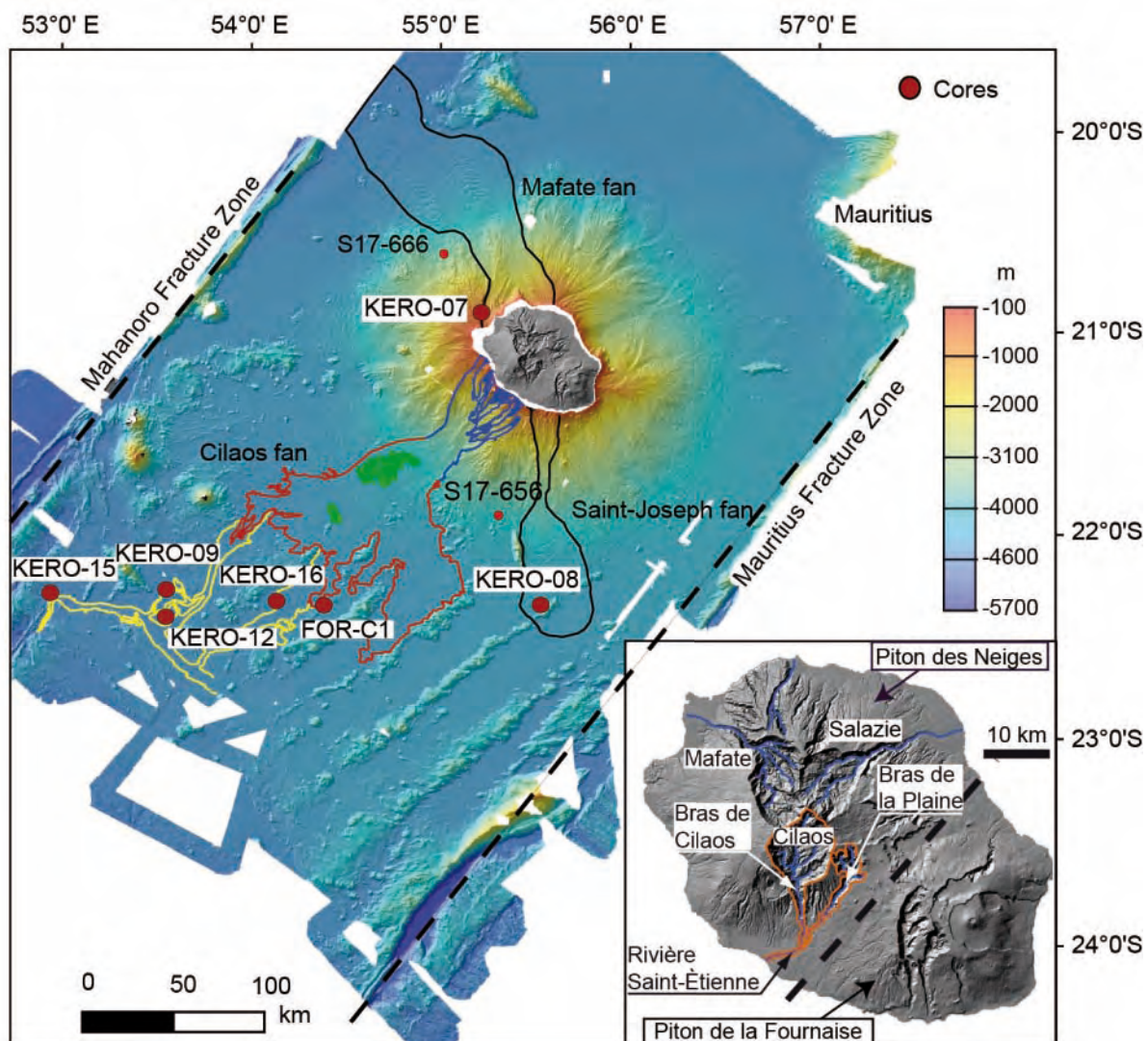


Fig. 1: Interpreted swath bathymetry image of the abyssal plain around La Réunion Island, compiled from the ERODER and FOREVER surveys. Red filled dots correspond to sediment cores presented in this paper. For the Cilaos fan, canyons are outlined in blue; the proximal fan in red and the distal part in yellow. Overview of the main geological structures of La Réunion Island (insert). The dashed line represents the separation between the two main volcanic edifices. The blue lines correspond to the main rivers draining the cirques. The orange lines delimit the main rivers feeding the Saint-Etienne river.

The island is elliptical in shape (50 × 70 km) and composed of two basaltic shield-volcanoes: Piton des Neiges and Piton de la Fournaise (Fig. 1). Activity of Piton de la Fournaise (2632 m high) started less than 0.6 Ma ago and this volcano is still highly active (Gillot and Nativel, 1989). Its morphology is marked by a succession of calderas open to the sea on their eastern sides (Fig. 1). The historic volcanic activity of Piton de la Fournaise has been described by Bachelery et al. (1983), Lenat et al. (2009), Michon and Saint-Ange (2008), Peltier et al. (2009; 2008) and Stieltjes et al. (1988).

The Piton des Neiges volcano (3070 m high) occupies the northwestern two thirds of the island. The principal and most original feature of this volcano is the existence of three major erosional depressions, called “cirques”, opened in the heart of the volcano (Fig. 1). The cirques were partly filled by unconsolidated detrital rocks such as volcanic debris, avalanche deposits, debris flow deposits and other breccia (Arnaud, 2005; Bret et al., 2003; Fèvre, 2005; Oehler et al., 2005). Piton des Neiges started to grow more than 2.17 Ma ago, and has been inactive for at least 0.012 Ma (Deniel et al., 1992; McDougall, 1971; Quidelleur et al., 2010; Smietana et al., 2010). Its subaerial shield-building stage, known as the Oceanite Series, extended from 2 Ma to approximately 430 ka (Deniel et al., 1992; McDougall, 1971; Upton and Wadsworth, 1965). The second stage, known as the Differentiated Series, occurred between 350 and 12 ka (Deniel et al., 1992; Gillot and Nativel, 1982; McDougall, 1971), with the end of the main effusive activity at about 30 ka (Gillot and Nativel, 1982). The second stage can be divided into three sub-stages. The first, between 350 and 180 ka, corresponded to the beginning of Piton des Neiges magmatic differentiation. This effusive activity produced lava flows that covered most of the edifice, filling existing valleys (Gillot and Nativel, 1982). The second sub-stage corresponded to a low effusive activity period lasting 40 ka (Kluska, 1997), with mainly explosive activity (Kieffer, 1990). Kluska (1997) suggested that this was a major erosional period corresponding to the formation of large and deep depressions: the cirques. A second period of effusive activity took place between 140 and 30 ka.

Local climate

La Réunion Island is located in the subtropical zone, where it is influenced by the South Equatorial Current and subjected to a prevailing southeasterly trade-wind regime. Trade winds from the east induce highly variable precipitation regimes in time and space, which lead to the island having a wet windward side (East) and a dry leeward side (West). Rainfall also varies according to the elevation (dry coast - wetter upland), with maximum rain in the mid-slope area. Average annual rainfall varies from over 12 000 mm per year between 1300 and 2000 m altitude on windward slopes, to as low as 600 mm near the leeward coast.

The late Quaternary climate of La Réunion Island is largely unknown, as no data are available for this area.

Drainage basins and rivers

On La Réunion Island, the wet tropical climate and basaltic terrains cause high erosion rates, which are amplified by seasonal cyclonic conditions (Louvat and Allegre, 1997; Rad et al., 2007). These erosion rates are close to those estimated in active orogenic areas, with values ranging between 0.47 – 3.4 m.kyr⁻¹. They result in a dense hydrographic network with more than 750 gullies and rivers on the island, concentrated in drainage basins like the cirques and the main valleys. These drainage basins are located between the planeze areas (Ollier and Terry, 1999), which are relatively unaffected by erosion because water penetrates rather than forming surface runoff (Fig. 1). In the drainage basins, the rivers are torrential with mechanical erosion rates among the highest measured in the world, ranging from 1200 to 9100 t/km²/yr (Louvat and Allegre, 1997).

One of the major rivers of the island is the “Rivière Saint-Etienne”. It is a torrential river formed by the junction of the “Bras de Cilaos”, which drains the inner part of the Cirque of Cilaos, and the “Bras de la Plaine”, which drains the outer eastern part (Fig. 1). The Saint-Etienne River has a drainage basin of about 200 km² reaching altitudes of 2500 to 3000 m. Its mean fluvial solid load is estimated around 470 000 m³/yr; up to 1-2 million m³/yr during large floods (SOGREAH, 1998). In addition to this drainage basin, the outer western part of the Cirque of Cilaos is incised by many gullies (Fig. 1). The resulting drainage basin for the Cirque of Cilaos (“Rivière Saint-Etienne” and gullies) is about 360 km².

The transition between the subaerial and submarine environments is marked by a narrow shelf. The local absence of this shelf and the presence of steep submarine slopes around the island imply a rapid transfer of sediment from the coast toward the base of the volcanic edifice, allowing the formation of a volcanoclastic deep sea fan.

The Cilaos turbidite system

Recent oceanographic cruises over the submarine flanks of La Réunion Island and the surrounding oceanic plate led to the discovery of five volcanoclastic turbidite systems (Fig. 1) extending over 200 km away from the island (Saint-Ange et al., 2011; Sisavath et al., 2011). On land, these systems are related to major erosional features that constitute the main drainage area of the island. In each case, submarine canyons are directly connected to the main river mouths. The Mafate fan is connected to the Cirque of Mafate, and the Saint-Joseph fan is the only system connected to the Piton de la Fournaise volcano. The latter is considered an embryonic stage fan. Finally, the Cilaos fan is the widest fan and is connected to the Cirque of Cilaos.

The Cilaos turbidite system is located to the southwest of La Réunion Island. It is more than 250 km long and covers an area of about 15 000 km². This sedimentary system extends from the Saint-Etienne river mouth to the Mahanoro fracture zone (Fig. 1). It starts at the coast, with a 70 km long bypass area that directly feeds a deep-sea fan developing at about 4500 m water depth. The Cilaos fan extends over a complex abyssal plain composed of NE-SW volcanic ridges (Saint-Ange et al., 2011).

The canyon area (Fig. 1; outlined in blue) is composed of two main canyons, Saint-Etienne and Pierrefonds. The Pierrefonds canyon is located in front of the older Saint-Etienne River delta and is connected to the shelf by many tributary canyons. The Saint-Etienne canyon is 4 km wide and is directly connected to the present day Saint-Etienne River. Both canyons merge into the single wide Cilaos canyon, which feeds the main deep sea fan body.

The fan can be divided into two parts: the proximal fan (Fig. 1; outlined in red) and distal fan (Fig. 1; outlined in yellow). The proximal fan is broad, with a maximum width of 120 km and low reflectivity of backscatter data. It is composed of elongated bodies, interpreted as small lobes. The sedimentation in the proximal fan is characterized by coarse sandy turbidites (Sisavath et al., 2011). The distal fan is divided into three parts, western, central and eastern, by pre-existing volcanic ridges. The distal prolongation of the turbidite system is visible at the ends of the western and central parts. It is characterized by elongated structures, extending via narrow channels from the proximal fan. The sediments of the distal fan are composed of a succession of fine sandy turbidites covered by a thick clay layer (about 3 m in thickness; Figs. 2 and 3).

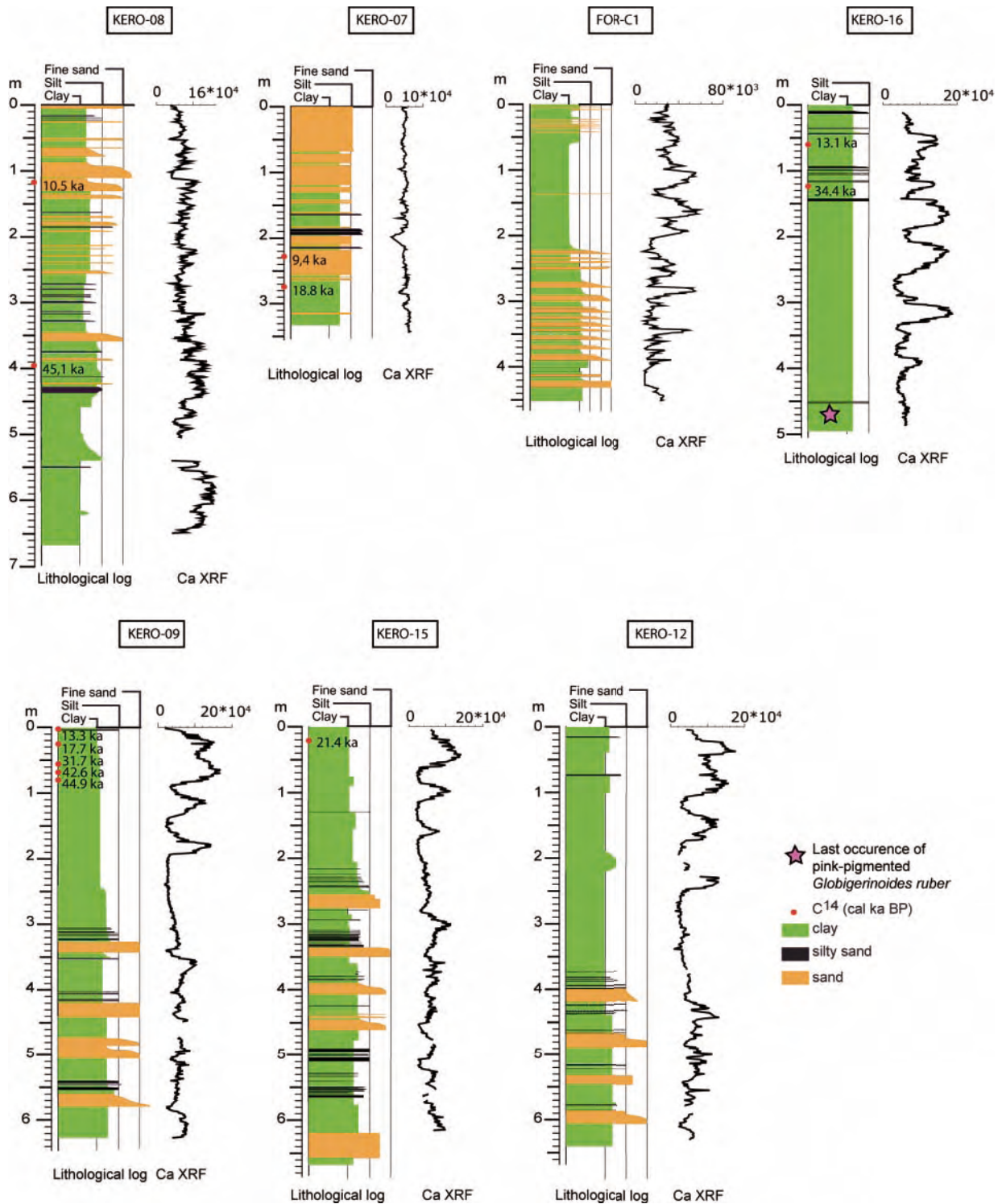


Fig. 2: Lithological logs, fluctuations of Calcium XRF, and AMS ^{14}C dates (cal ka BP) of cores KERO-07, KERO-08, KERO-09, KERO-12, KERO-15, KERO-16 and FOR-C 1.

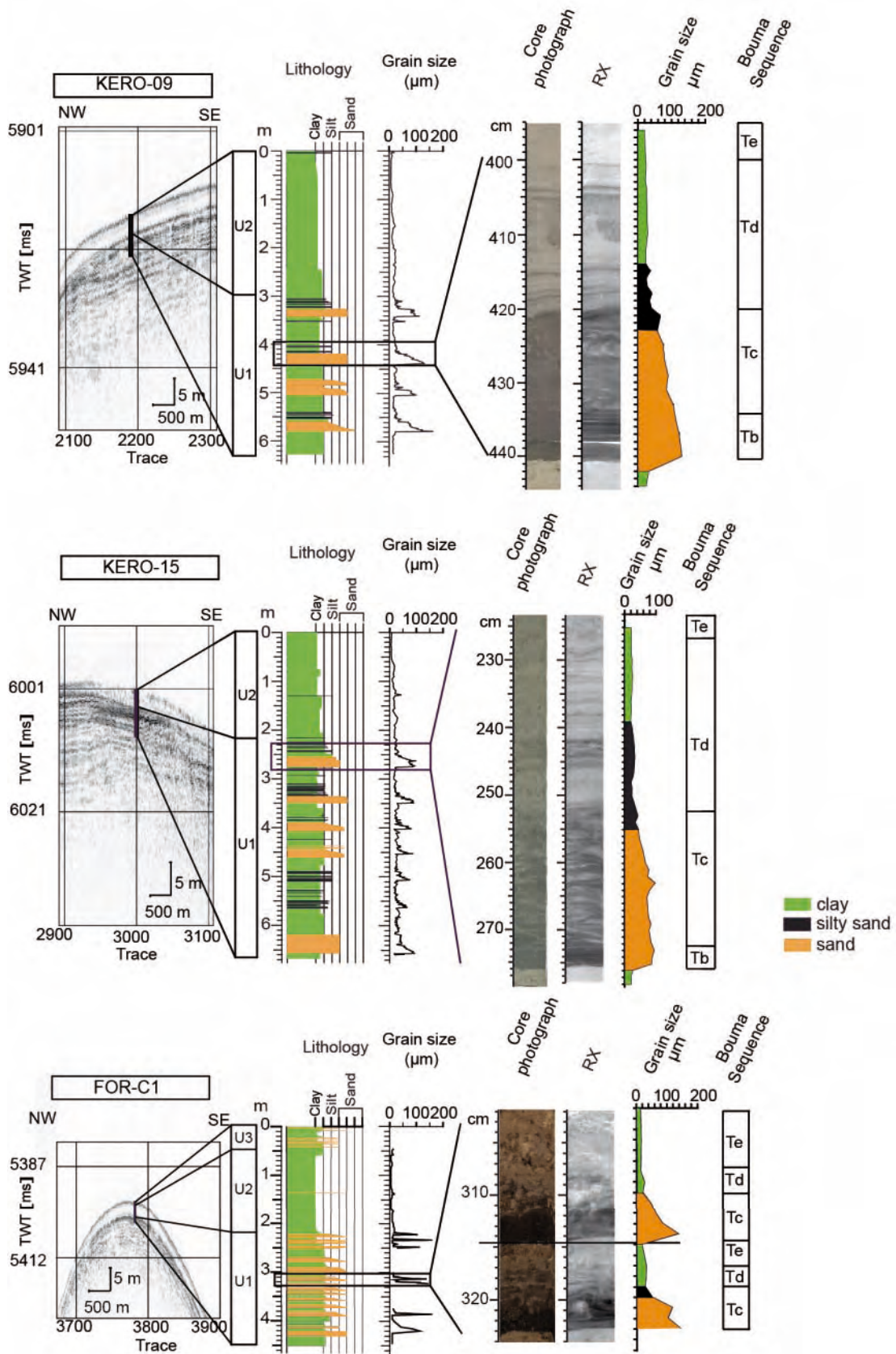


Fig. 3: Lithological log correlated with the corresponding echosounder profile, grain size curve and X-ray image of cores KERO-09, KERO-15 and FOR-C 1.

Materials and Methods

In this paper, we used seven Küllenberg piston cores taken around La Réunion Island during the oceanographic cruises ERODER 1, onboard the BHO *Beautemps-Beaupré* in 2006; FOREVER, onboard the R/V *Atalante* in 2006; and ERODER2, onboard the R/V *Meteor* in January 2008 (Fig. 1, Table 1). Five cores were taken from locations in the Cilaos fan (KERO-09, KERO-16, KERO-12, KERO-15 and FOR-C1). Additional cores from the Mafate fan (KERO-07, Fig. 1) and the Saint-Joseph fan (KERO-08, Fig. 1) were used to build a regional age model. All the cores were situated and correlated using Parasound and 3.5 kHz echosounder profiles acquired during the FOREVER and ERODER2 cruises (Fig. 3). Sedimentary descriptions were made of all the cores, with a particular emphasis on sediment color, visual grain size and turbidite/hemipelagite/pelagite differentiation. Two main types of sediment were distinguished: volcanoclastic sandy turbidites and hemipelagic sediments. A series of 1-cm-thick sediment slabs were collected from each split core section and examined by X-radiography using a SCOPIX digital X-ray imaging system (Migeon et al., 1999). Digital images were acquired to provide a precise identification of the sedimentary structures. Sediment cores were sampled for grain-size analyses using a Coulter laser micro-granulometer (LS130). The variation of Ca through each of the cores was measured with an Avaatech XRF Core-Scanner equipped with a variable optical system allowing measurements at resolutions between 10 and 0.1 mm. The selected measurement area was 8 mm and the step-size was set at 1 cm.

Oxygen isotope analyses were conducted on small batches of *Globigerinoides ruber*, the monospecific planktonic foraminifer that calcifies in the surface mixed layer, from cores KERO-07, KERO-08, KERO-09 and KERO-16. Samples were collected at hemipelagic intervals, representing intervals of continuous sedimentation, excluding turbidites. Cores were sub-sampled with a sample spacing of 5 to 20 cm. On average, 15 specimens were picked out from the >150 mm fraction. Using a common 100% phosphoric acid bath at 90°C, 20–50 µg of sample were reacted and analyzed using a GV Isoprime isotope ratio mass spectrometer at University of Pierre & Marie Curie (Paris). Isotope values are given in delta notation relative to Vienna Peedee belemnite. Repeated analyses of a marble working standard (calibrated against the international standard NBS-19) indicate an accuracy and

precision of 0.1‰ (1σ). In core KERO-16, the last occurrence of pink-pigmented *G. ruber* indicates the transition between Marine Isotopic Stage (MIS) 6 and MIS 5 (Thompson et al., 1979).

Cruises	Cores	Lat (S)	Long (E)	Water Depth (m)	Location	Length (m)
FOREVER	FOR-C1	S22°20.95	E54°23.33	4074	Sedimentary ridge, Central Cilaos Fan	4.51
ERODER1	KERO-07	S20°53.59	E55°12.19	791	Levee, Mafate fan	3.40
ERODER 2	KERO-08	S22°20.89	E 55°31.12	4126	Distal part of Saint-Joseph fan	6.59
ERODER 2	KERO-09	S22°16.347	E53°33.060	4460	Levee, Occ. Cilaos Fan	6.27
ERODER 2	KERO-12	S22°23.550	E53°32.752	4461	Levee, Occ. Cilaos Fan	6.40
ERODER 2	KERO-15	S22°17.39	E52°56.10	4529	Distal levee, Occ. Cilaos Fan	6.68
ERODER 2	KERO-16	S22°19.51	E54°07.78	4340	Levee, Central Cilaos Fan	4.95

Table 1 : Location, bathymetry and length of the studied cores

Nine AMS radiocarbon dates were obtained on the cores (Table 2). For each sample, about 10 mg of *G. ruber* and *G. sacculifer* specimens were picked out from the >150 mm fraction, washed in an ultrasonic bath with distilled water, and dried. These samples were then analyzed at the Poznan Radiocarbon Lab., Poland, and at the “Laboratoire de Mesure du Carbone 14” at Saclay, France. Reported radiocarbon ages were corrected for a marine reservoir effect of 400 years and converted to calendar years using CALIB Rev 6.0 (Reimer et al., 2009). Calibrated kilo years before the present will be referred as ka.

Laboratory number	Core	Depth (cm bsf)	AMS 14C age (yr)	AMS 14C age (-400yr)	Error yr	Calendar Age (cal yr BP)
Poz-35177	KERO-09	3	11 840	11 440	60	13 302
Poz-35178	KERO-09	23	14 980	14 580	70	17 739
Poz-35179	KERO-09	55	28 000	27 600	240	31 723
Poz-35180	KERO-09	69	38 500	38 100	600	42 587
Poz-35181	KERO-09	80	41700	41 300	1000	44 883
SacA 24240	KERO-08	118-119	9680	9280	40	10 543
SacA 24241	KERO-08	395-396	42 060	41 660	690	45 133
SacA 24239	KERO-07	229-230	8755	8355	40	9436
SacA 21880	KERO-07	274.5	16 110	15 710	50	18 834
SacA 21881	KERO-15	21.5	18 390	17 990	60	21 443
SacA 21882	KERO-16	60.5	11 610	11 210	35	13 118
SacA 21883	KERO-16	122.5	29 660	29 260	160	34 422

Table 2 : Radiocarbon dates from cores KERO-07, KERO-08, KERO-09, KERO-15 and KERO-16

The preservation of the test surface of the foraminifer *G. ruber* was examined by Scanning Electron Microscopy (SEM, Philips XL30). The analysis was performed on *G. ruber* from seven samples studied for $\delta^{18}\text{O}$ measurements (three in core KERO-09 and four in core KERO-16). Foraminifera were placed on adhesive carbon tabs and coated with gold. The observation of the test surfaces was done in the secondary electron mode at 10 kV voltage and at a distance of 10 mm.

In core KERO-09, five representative samples associated with particular sedimentary facies were also analyzed for calcareous nannofossil biostratigraphy (Table 3). Smear slides were made directly from unprocessed samples and were examined with a polarized light microscope at a magnification of 1000 \times .

Sample	Depth (cm bsf)	Sedimentary Facies	Observation
KERO-09-65	65	Layer of light brown clay, located in the upper part of the core	<i>Emiliana huxleyi</i> abundant (<75-90 Ka)
KERO-09-115	115	Layer of light brown clay,	Abundant, good preservation, <i>Pseudoemiliana lacunosa</i> being absent (<460 ka) and contains <i>Emiliana huxleyi</i> (<260 ka)
KERO-09-117	117	Layer of light brown clay	Abundant, good preservation, <i>Pseudoemiliana lacunosa</i> being absent (<460 ka) and contains <i>Emiliana huxleyi</i> (<260 ka)
KERO-09-361	361	Layer of brown clay, located between two sandy layers	Abundant, good preservation, <i>Pseudoemiliana lacunosa</i> being absent (<460 ka) and contains <i>Emiliana huxleyi</i> (<260 ka). Reworked nannofossils were noted
KERO-09-608	608	Layer of brown clay, located in the lower part of the core	Abundant, poor preservation. <i>Gephyrocapsa spp cf caribbeanica</i> dominant. Two specimens of <i>Pseudoemiliana lacunosa</i> suggest age <460ka.

Table 3 : Calcareous nannofossil data of core KERO-09. Age from Berggren et al. (1995).

Results

Lithology and echosounding facies

Based on the grain-size characteristics, internal sedimentary structures, erosive contacts with underlying sediments and the abundance of glass shards and volcanic crystals, all the sandy beds in the studied cores were interpreted as volcanoclastic turbidites (Saint-Ange et al., 2011; Sisavath et al., 2011). These turbidite units ranged from a few centimeters up to 20 cm in thickness (Fig. 2).

Cores KERO-09 and KERO-12, taken in the western part of the Cilaos distal fan at about 215 km from the island, were 6.27 and 6.40 m long, respectively (Fig. 1). The lower parts of these cores are characterized by a succession of four sandy layers of 30 to 50 cm thick, composed of well-sorted

fine sand showing typical Bouma Tb to Te sequences (Bouma, 1962) (Fig. 3). On the echosounder profiles, this lowest unit corresponds to a stratified unit named U1 (Fig. 3). A thick layer of clay (about 3 m thick), showing an alternation of light brown clay and darker brown clay, overlies this unit. The light brown clay is dominated by calcareous sediment (composed of nannoplankton and foraminifera), while the dark brown clay mainly contains siliceous organisms (radiolarians and diatoms). On the echosounder profiles, it corresponds to a semi-transparent unit, named U2 (Fig. 3).

Core KERO-15 was taken in the most distal part of the Cilaos distal fan at about 280 km from the island (Fig. 1). This 6.68 m-long core shows a sedimentary pattern similar to that observed in cores KERO-09 and KERO-12. The base of the core shows a succession of seven fine-sandy layers (20 to 80 cm thick) with typical Bouma Tb to Te sequences, and belongs to unit U1 on the echosounder profiles (Fig. 3). The upper part of the core is composed of a clay layer of about 2 m thick showing an alternation of light brown clay and darker brown clay, corresponding to the unit U2 on the echosounder profiles (Fig. 3).

Core KERO-16 (4.95 m) was taken at a water depth of 4340 m, in the central part of the Cilaos distal fan, on the right side of a channel. Clay layers (alternation of light brown clay and darker brown clay) dominate the lithological succession in the lower part of the core, which locally includes small bioturbation features. This unit corresponds to unit U2 on the echosounder profiles. At the top of the core (0-1.4 meters below seafloor, mbsf), fine-grained turbidite deposits of few centimeters thickness are visible (Fig. 2). They were interpreted as overflow deposits. On the echosounder profiles, they correspond to the upper part of the profiles, characterized by a stratified unit named U3.

Core FOR-C1 was taken at the top of a sedimentary ridge in the central part of the distal fan at a water depth of 4074 m (Fig. 1). The 2.50 meters forming the base of the core are composed of an alternation of clay and thin sandy turbidites (less than 10 cm thick). This unit corresponds to the unit U1 on the echosounder profiles (Fig. 3). It is overlain by 1.50 m of clay (alternation of light brown clay and darker brown clay) corresponding to the semi-transparent unit U2 on the echosounder profiles (Fig. 3). The top 0.54 m are composed of clay interbedded with thin sandy layers (1 cm thick), interpreted as overflow deposits and corresponding to the stratified unit U3 on the echosounder profiles (Fig. 3).

Core KERO-07 was taken in the Mafate fan at a water depth of 791 m. It is a 3.40 m-long core from the left side of the canyon area (Fig. 1). The lower two thirds of the core correspond to a succession of sandy and silty turbidite sequences that are variable in thickness, while the upper third is composed of silty-clay (Fig. 2).

Core KERO-08 was taken near the volcanic ridge R4 at a water depth of 4126 m, in the distal part of the Saint-Joseph fan. Its lithological succession is composed of a succession of sandy and silty turbidites whose thicknesses range from 2 to 15 cm. These well-sorted turbidites show normal grading and horizontal laminations. In the dark sandy layers, laminations are underlined by white laminae characterized by abundant foraminifera and bioclasts. Some clay and silty clay layers are highly bioturbated.

Chronostratigraphic framework

The chronostratigraphic framework of cores KERO-09, KERO-16, KERO-07 and KERO-08 was established through integration of radiocarbon dating, planktonic oxygen isotope, biostratigraphic markers and XRF records.

The $\delta^{18}\text{O}$ curves show similar trends between all cores (Figs 5 and 6). The upper parts of the cores show light $\delta^{18}\text{O}$ values (down to -2.0 ‰ in core KERO-07). A rapid increase of the $\delta^{18}\text{O}$ signal is observed thereafter, and heavier $\delta^{18}\text{O}$ values (from -1.0 to 0 ‰) characterized the lower parts of the cores (Fig. 4). Peaks and troughs recognized in the oxygen isotope records were correlated with the reference isotopic signal published by Fretzdorff et al. (2000) from the La Réunion area, in agreement with the trends of the $\delta^{18}\text{O}$ benthic stack record of Lisiéky and Raymo (2005) (Figs. 4 and 5).

The light $\delta^{18}\text{O}$ values observed in the upper part of the cores correspond to the Holocene (<11 ka). MIS2 is characterized by values of $\delta^{18}\text{O}$ between 0 and -0.5 ‰. A general decrease of the $\delta^{18}\text{O}$ values from 0 to -1 ‰ is clearly shown in MIS3 (Fig. 5). It is followed by an increase of $\delta^{18}\text{O}$ values identified as the MIS3/MIS4 transition. The relatively light $\delta^{18}\text{O}$ values (>-1‰) observed in the lower

part of cores from the Cilaos fan correspond to the last interglacial. The oxygen isotope stratigraphy of all these cores provides a regional record of the last climatic cycle around La Réunion Island.

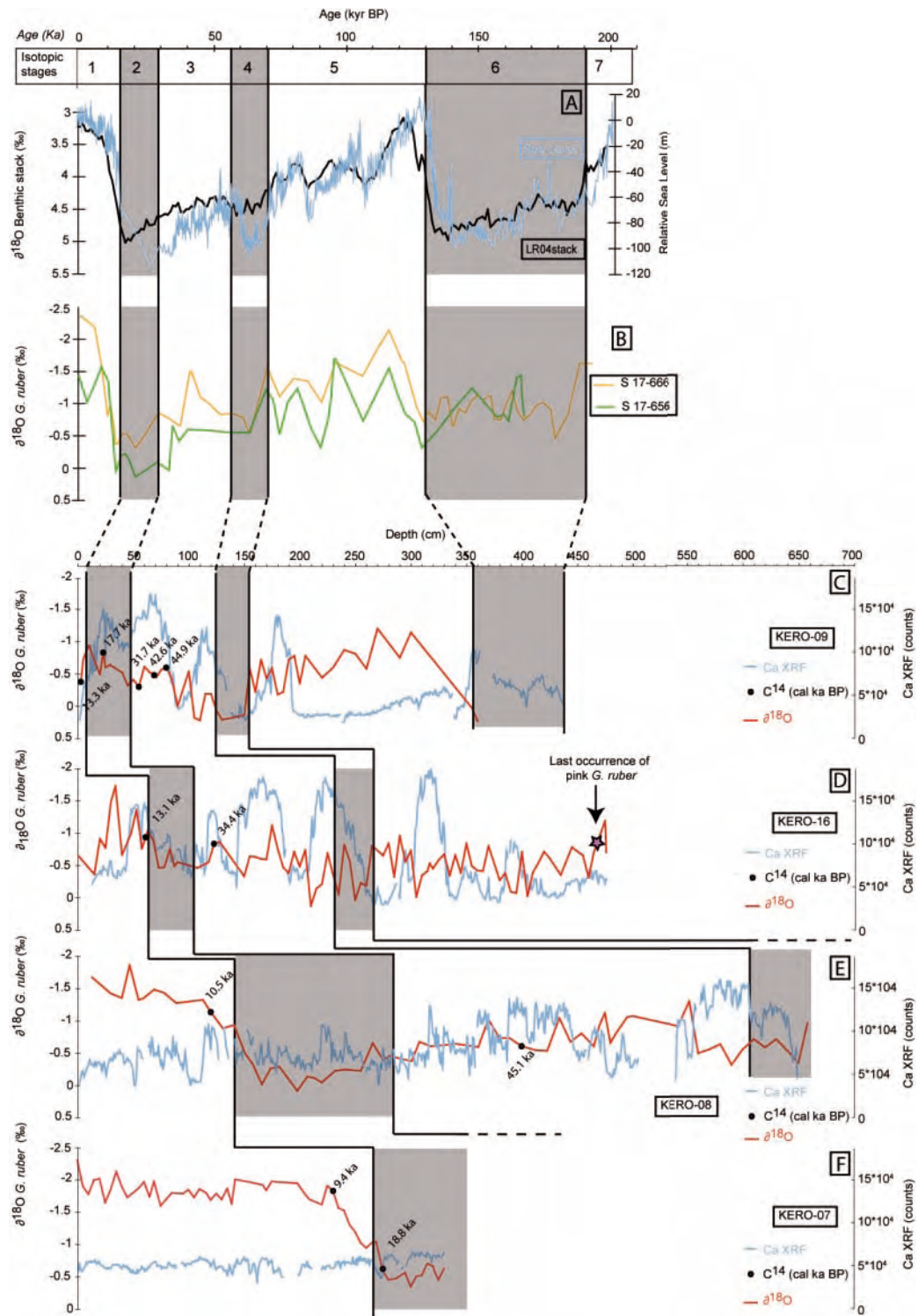


Fig. 4: A: LR04 $\delta^{18}O$ benthic stack from Lisiecki and Raymo (2005). B: *G. ruber* $\delta^{18}O$ of cores S17-666 and S17-656 (Fretzdorff et al., 2000), locations shown on figure 1. C: *G. ruber* $\delta^{18}O$ and Ca XRF of core KERO-09. D: *G. ruber* $\delta^{18}O$ and Ca XRF of core KERO-16. E: *G. ruber* $\delta^{18}O$ and Ca XRF of core KERO-08. F: *G. ruber* $\delta^{18}O$ and Ca XRF of core KERO-07.

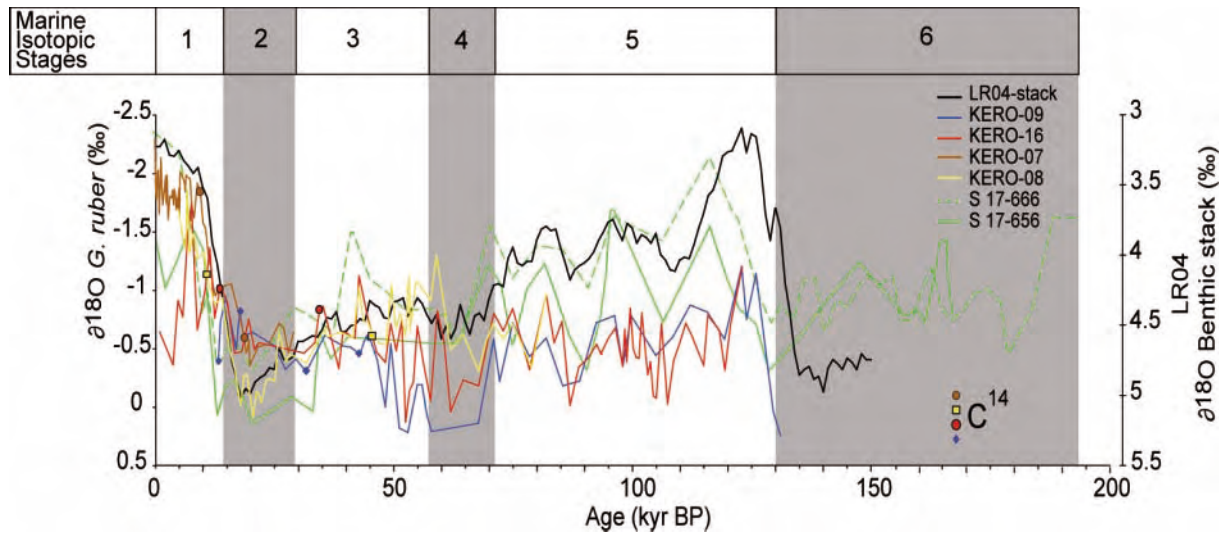


Fig. 5: $\delta^{18}\text{O}$ curves of cores KERO-07, KERO-08, KERO-09 and KERO-16 compared with the LR04-stack curve of Lisiecki and Raymo (2005).

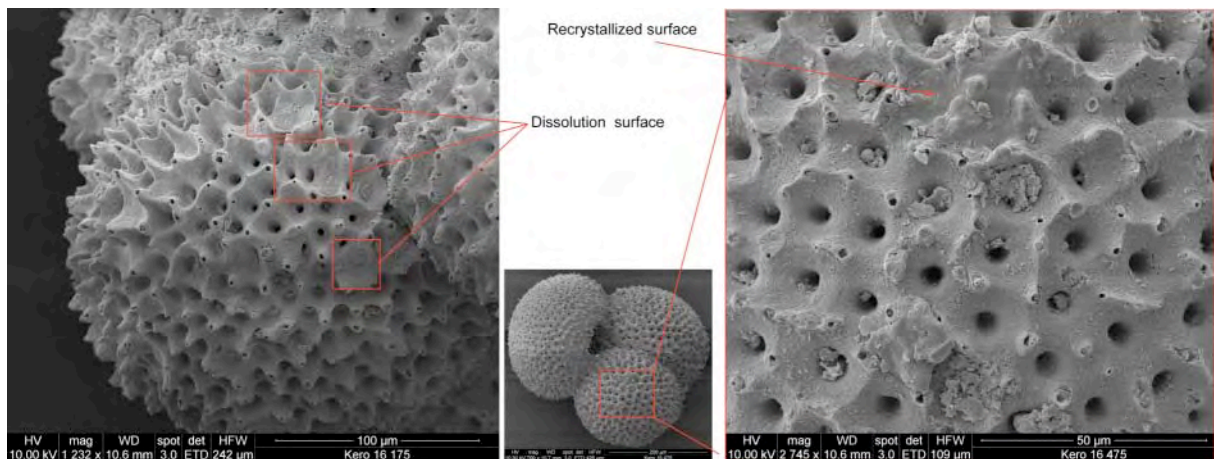


Fig. 6: SEM microphotographs of *G. ruber* from core KERO-16. Recrystallization and dissolution surfaces are indicated on test surfaces.

In cores of the Cilaos fan (KERO-09 and KERO-16), MIS-5 is characterized by $\delta^{18}\text{O}$ values ranging between -1‰ and 0‰ , which are unusually low for the last interglacial compared with those published by Fretzdorff et al. (2000) (Fig. 5). SEM observations of the test surface of *G. ruber* in cores KERO-09 and KERO-16 reveal some dissolution pockets and recrystallized areas (Fig. 6), which could explain these inconsistent $\delta^{18}\text{O}$ values. In addition, periods of high carbonate dissolution have been identified in the western part of the Indian ocean, mainly during interglacials (Divakar et al., 1993). However, this chronostratigraphy was supported by the study of biostratigraphic markers. The

nannofossil assemblage in core KERO-09 contains abundant *E. huxleyi* at 65 cm below seafloor (bsf), suggesting an age younger than 75-90 ka (Berggren et al., 1995). Samples from 115-117 and 361 cm bsf show abundant well preserved nannofossils. The occurrence of *E. huxleyi* and the absence of *P. lacunosa* suggest that these samples are younger than 260 ka (Berggren et al., 1995). The sample from 608 cm bsf has abundant but a poorly preserved nannofossils. *Gephyrocapsa spp cf caribbeanica* is dominant and two *P. lacunosa* are present, suggesting an age younger than 460 ka (Berggren et al., 1995). The last occurrence of pink pigmented *G. ruber* is also observed in core KERO-16 at 4.70 m bsf, suggesting that the upper 4.70 m of KERO-16 is aged 120 ka (Thompson et al., 1979).

All these data provide a consistent age model around La Réunion Island. This age model was extended to other cores of the Cilaos fan (KERO-12, KERO-15 and FOR-C1) using the XRF records. The age model of cores FOR-C1, KERO-12 and KERO-15 was established by correlating the Ca variation of cores KERO-09 and KERO-16 (Fig. 7). In all the cores, light brown clays, corresponding to high XRF Ca values, allow a reliable core-to-core correlation.

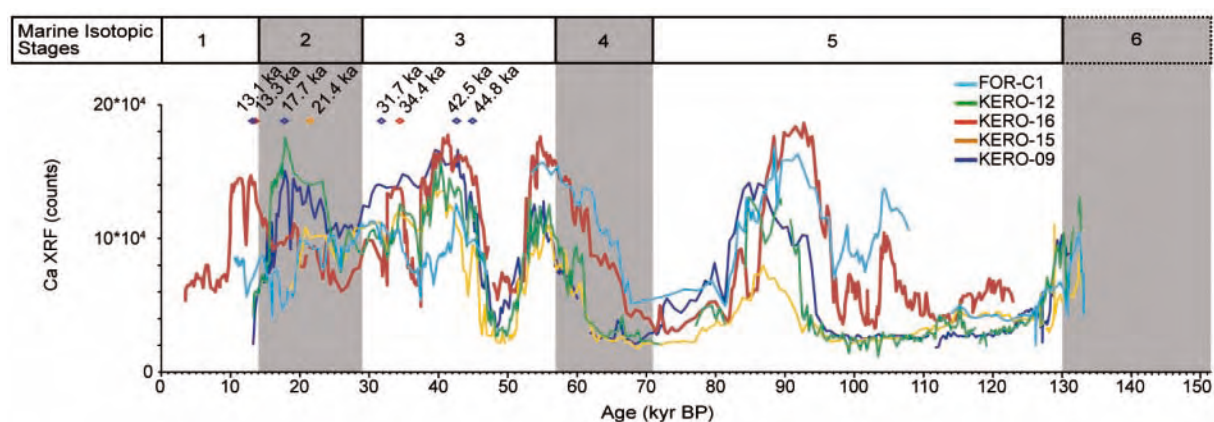


Fig. 7: Fluctuations of Calcium XRF for all the studied cores in the Cilaos deep-sea fan.

Lithostratigraphy

The lithostratigraphy in the Cilaos fan was established with cores KERO-09, KERO-12, KERO-15, KERO-16 and FOR-C1. Based on the age model, the five cores retrieved from the Cilaos fan extend from 10 ka to 130 ka, with the Holocene period only being recorded for KERO-16 (Fig. 4). Although distances of tens of kilometers separate them, the variation of the calcium XRF correlates well between the five cores through the last glacial-interglacial cycle (Fig. 7). The cores exhibit a common

sediment pattern and a fairly similar sedimentation rate. They are all composed of a succession of turbidites covered by a thick clay layer (Fig. 2). The sedimentation rate in the hemipelagic layer ranges between 1.8 and 5.2 cm/ka (Fig. 8). These results are comparable to the minimum sedimentation rate of 1.9 cm/ka observed by Ollier et al. (1998), based on micropaleontological analysis. They also correlate with the sedimentation rates measured by Fretzdorff et al. (2000) in core S 17-666, near the Mafate fan (Fig. 1), based on a $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy (Fig. 4). In this core (S17-666), three stages can be observed in the sedimentation: 1) between 128 and 186 ka, with a sedimentation rate of 4.14 cm/ka; 2) between 26 and 128 ka, with an average rate of sedimentation of 2.27 cm/ka; and 3) between 14.5 and 26 ka, with a sedimentation rate of 4.35 cm/ka. If we calculate the mean of the sedimentation rates in our cores for each period, we obtain sedimentation rates of about 4.9 cm/ka for the first stage, 2.73 cm/ka for the second stage and 3.02 cm/ka for the third. The sedimentation rates lie between those of the Mafate and Cilaos systems, with two stages of relatively high sedimentation rate interrupted by a period of low sedimentation.

These three distinct phases of sedimentation correlate with the three sedimentary units identified in the cores of the Cilaos turbidite system. The first unit corresponds to the turbidite activity visible in the lower part of cores KERO-09, KERO-12 KERO-15 and FOR-C1, characterized by sandy turbidites of 30 to 50 cm thickness (Fig. 3) and corresponding to the stratified unit U1 on the echosounder profiles (Fig. 3). This first stage is characterized by turbidity currents that spread over the entire fan (Sisavath et al., 2011). This first documented phase of turbidite activity would have deposited until the end of MIS5 (Fig. 8). Therefore, according to the age model of figure 8, the top of unit U1 □ marking the interruption of this first phase of turbidite activity □ corresponds to an age of 125-127 ka.

The second phase is characterized by a thick clay layer observed in all the cores (Fig. 2) and by the absence of major turbidite activity. Only a few thin sandy layers are observed in cores FOR-C1 and KERO-16 (Fig. 8). On the echosounder profiles, this unit coincides with the semi transparent unit U2, visible over the entire fan except in the more proximal part (Sisavath et al., 2011). The timing of clay deposition ranged from MIS3 to MIS5 (Fig. 8). The top of unit U2, visible in the upper part of cores KERO-16 and FOR-C1, lies within the lower part of MIS2 at about 30 ka (Fig. 8).

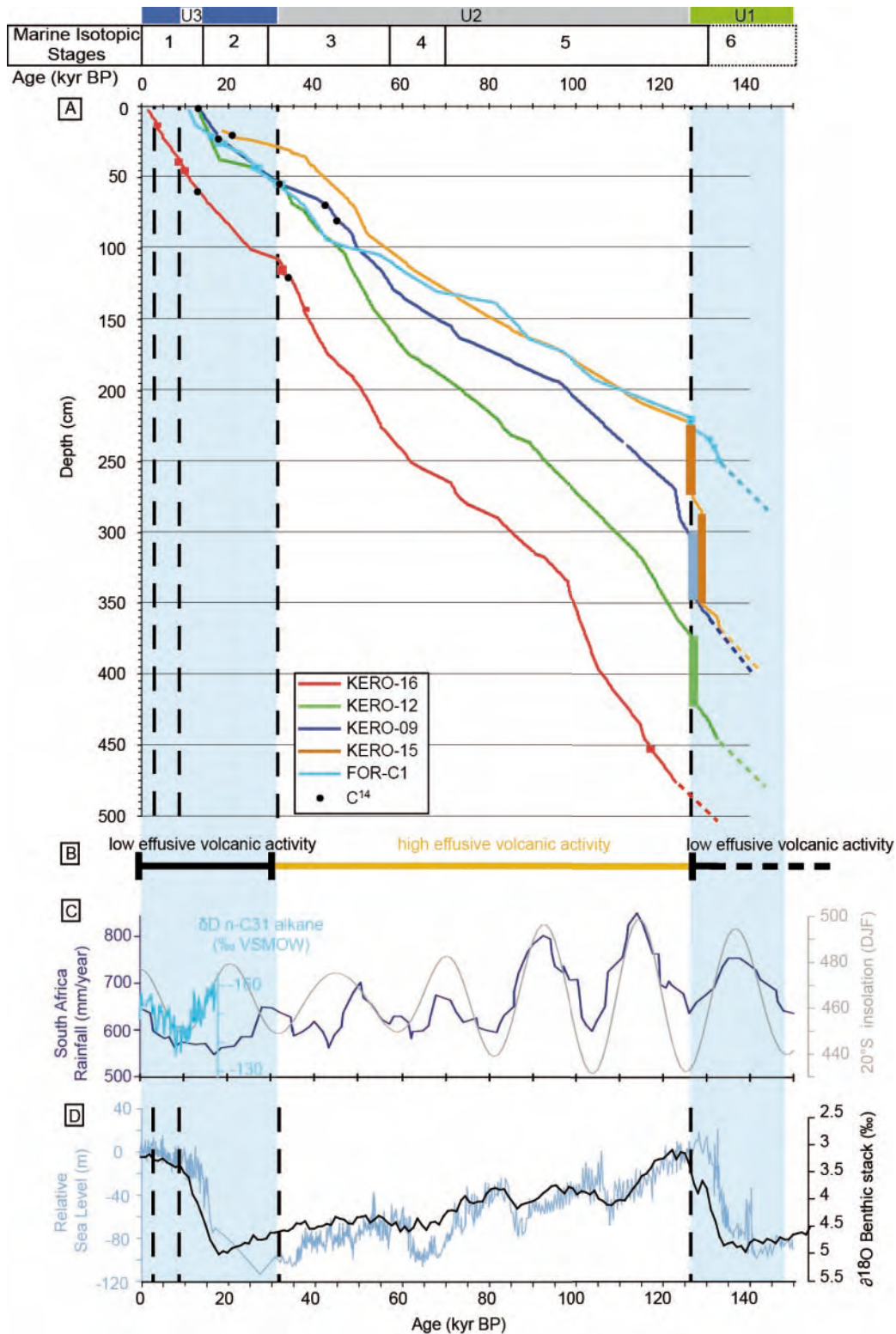


Fig. 8: Timing of turbidite deposition in the Cilaos deep-sea fan. Blue areas indicate periods of major turbidite activity. The black dotted lines show the location of main turbidites. A) Age/depth model of the five cores KERO-09, KERO-12, KERO-15, KERO-16 and FOR-C1, showing the location of turbidite beds in each core (turbidite beds are represented by rectangles along each age/depth curves; their vertical size is proportional to the turbidite thickness along the depth axis). Black dots show AMS ^{14}C dates. B) Major volcanic episodes of Piton des Neiges during the Late Quaternary. Dataset from Kluska (1997), Salvany et al. (2012). C) Hydrogen isotope compositions of the n-C31 alkane in GeoB9307-3, reflecting rainfall changes in the Zambezi catchment (Schefuß

et al., 2012), Pretoria rainfall tim series from Patridge et al. (1997) and insolation curve from Berger (1978). D) Red Sea sea level curve from core GeoTü-KL09 (Rohling et al., 2009) and LR04-stack curve of Lisiecki and Raymo (2005).

The third phase is characterized by thin sandy layers observed in cores FOR-C1 and KERO-16 (Fig. 3), with sediments coarser than in the older phase of turbidite activity. These turbidite events were observed on the proximal fan and into the channels of the distal fan (Sisavath et al., 2011). They are characterized, on the echosounder profiles, by a stratified unit (U3) visible in the upper part of the profiles (Fig. 3). This phase corresponds to the most recent activity of the Cilaos fan and was deposited during MIS1 and MIS2 until 30 ka.

Discussion

This discussion is based on cores KERO-09, KERO-12, KERO-15, KERO-16 and FOR-C1. Cores KERO-07 and KERO-08 were used to build a consistent regional $\delta^{18}\text{O}$ stratigraphy around La Réunion Island.

Sedimentation in the Cilaos fan over the last 140 ka

The chronostratigraphic framework of cores KERO-09, KERO-12, KERO-15, KERO-16 and FOR-C1 allows periods of turbidite activity in the Cilaos deep sea fan to be defined. Two periods of turbidite sedimentation were identified in this study.

The first period of turbidite activity (unit U1) began before 140 ka and ended at 127 ka in all cores of the distal fan (Fig. 8). This shut down at ca 127 ka coincides with the MIS5 highstand. The second period of turbidite activity (unit U2) began at ca 30 ka, i.e., at the onset of the Last Glacial Maximum, and is still currently active. There was a shut down of turbidite activity (unit U2) in the intervening period, between 127 ka and 30 ka.

Unravelling the forcing factors of turbidite sedimentation in the Cilaos fan over the last 140 ka

The three main forcing factors controlling sediment transport offshore volcanic islands are volcanic activity, climate and sea-level (Krastel et al., 2001, Quidelleur et al., 2008). Recent works on the morphology and sedimentary architecture of the Cilaos fan show that the sedimentary processes involved in the feeding of the Cilaos turbidite systems are direct feeding by rivers and slope instabilities (Saint-Ange et al., 2011; Sisavath et al., 2011). The detailed stratigraphy of the Cilaos fan obtained in the present study allows us to test this assumption over the last climatic cycle.

Turbidites in relation to climate and sea-level fluctuations

Offshore La Réunion Island, the two main intervals of turbidite activity coincide with the transition from glacial lowstand to highstand condition. The first phase of turbidite deposits coincided with lowstand and rising sea-level, at about 137 ka and between 137 and 130 ka, respectively (Rohling et al., 2009; Fig. 8). The last recurrence of turbidite deposition in the Cilaos system (unit U3) also coincided with such a sea-level pattern, the turbidite activity beginning during the LGM lowstand (26 to 19.5 ka, Clark et al., 2009) and continuing until the next highstand conditions. The intervening period did not show any turbiditic conditions.

A link between sea-level change and large scale landsliding is suggested by some authors (e. g., McMurtry et al., 2004; Quidelleur et al., 2008). Sea-level variations can change the pore pressure conditions, which are related to the location of the aquifer on top of a hydrothermal unit (Join et al., 2005) , or influence the submarine and coastal boundary conditions that control groundwater flow in the volcanic edifice. In his study of factors that could induce large flank destabilization on shield volcanoes, Iverson (1995) had already concluded to the minor role played by sea level changes.. When the sea-level drops, the mechanical resistance of the hydrothermal unit decreases as the pressure exerted by the water table at the base of edifice increases. The mechanical resistance decreases until the rupture threshold is reached, inducing a rapid lateral sliding of the volcano flank. This link between sea-level change and large scale landsliding is not observed for the Cilaos fan because no flank collapses have destabilized the studied area for 1 Ma (Oehler et al., 2008). Moreover, turbidite activity is visible during lowstand and highstand conditions, suggesting that sea-level variation has little influence on the development of turbidites in the Cilaos deep-sea fan.

The lack of palaeoclimatic records from La Réunion Island preclude the direct correlation of the turbidite activity in the Cilaos Fan with climate changes. An alternative is to examine the palaeoclimatic reconstructions from southern Africa. Intense debate persists about the climatic mechanisms governing hydrologic changes in this area (e.g., Schefuß et al., 2012). However, recent results suggest that mean summer insolation controls the atmospheric convection, with higher insolation leading to higher rainfall (Schefuß et al., 2012). By considering this orbital forcing over a geological timescale, this implies that glacial-interglacial transitions in the southern African tropics were characterized by significant changes in rainfall level, from wet to dry conditions. Such a pattern has been demonstrated for the last Termination, through the runoff of the Zambezi river (Schefuß et al., 2012), and corroborates previous rainfall reconstructions from South Africa and Madagascar over the last 150-200 ka (Partridge et al., 1997; Gasse and Van Campo, 2001).

Based on a geomorphological approach, Sisavath et al. (2011) showed that the Cilaos Fan is directly connected to the Saint-Etienne river mouth. This implies that river runoff is a major forcing factor on sediment delivery to the Cilaos Fan, and that a high rainfall period in the southern African tropics would increase sediment supply to the deep-sea fan. A sediment delivery process of this type to a deep-depositional system has been demonstrated from short, mountainous river systems (e.g., Makran margin, Southern California; Bourget et al., 2010; Covault et al., 2010). Based on the rainfall reconstructions of Partridge et al. (1997) (Fig. 8), one would expect the turbidite sedimentation in the Cilaos Fan to increase during southern hemisphere summer insolation maxima. However, no turbiditic activity was recorded in the Cilaos Fan at the time of glacial rainfall maxima (e.g., ca 90, 70 or 50 ka; Partridge et al., 1997). Moreover, the turbidite activity off the St Etienne river, centred on Termination II and I, began at a time of wet (MIS 2) to very wet conditions (MIS 6) in the southern African tropics and continued during both the climatic transition (i.e., Terminations) and the following dry conditions (i.e., MIS 5 and MIS 1) (Partridge et al., 1997; Gasse and Van Campo, 2001).

To understand the impact of climate on the development of turbidite in the Cilaos fan, it would be necessary to obtain more accurate data about the climatic variations in La Réunion Island but, according to current knowledge, the results presented here strongly call into question the impact of rainfall level alone on sediment delivery to the Cilaos basin.

Turbidites in relation to volcanic activity

The two main periods of turbidite activity in the Cilaos system coincided with periods of low effusive volcanic activity at La Réunion. Indeed, the first phase of turbidite activity (unit U1) can be associated with the low effusive activity identified between 180 and 140 ka at Piton des Neiges (Kluska, 1997; Salvany et al., 2012). The second period of turbidite activity (Unit U3) began at the end of the effusive activity of the Piton des Neiges volcano, dated at about 30 ka by Gillot and Nativel (1982). These periods correlate with the major erosional episodes interpreted by Kluska (1997) and Salvany et al. (2012) (Fig. 9). The decrease of volcanic production coincided with the erosional formation of the cirques (Kluska, 1997; Salvany et al., 2012). This strongly suggests that the low effusive activity contributed to increasing the sediment input to the submarine flank and the deep Cilaos basin surrounding La Réunion Island. Conversely, the interruption of turbidite activity (between 127 ka and 30 ka) coincided with a resumption of the effusive and explosive activity of the Piton des Neiges volcano, with large lava flows that filled the cirques and their drainage valleys (Fig. 9) (Kluska, 1997, Salvany et al., 2012). In the cirque of Cilaos, the first lava flows related to this new volcanic event are estimated to have appeared at 130 ka (Kluska, 1997). The filling of the drainage basin by lava flows probably obstructed the pathways (i.e., river beds) for sediment transfers to the deep marine environment.

In the Canary Islands, for comparison, a clear relationship is observed between the timing of emplacement of volcanic-rich turbidites and the period of explosive volcanic activity (Alibés et al., 1999; Frenz et al., 2009). During volcanically active stages, an increase of sediment transport from the volcanic island is observed, with major flank collapses feeding turbidite currents (Frenz et al., 2009; Schneider et al., 1998). Schneider et al. (1998) also observed increases of turbidite activity during a

non-eruptive period on Gran Canaria, suggesting that sediments were transported by low-density turbidity currents with some turbidites related to the dynamics of the fluvial system. Funck and Schmincke (1998) showed that many of the submarine canyons of the Canary Islands are the continuation of onshore canyons. Mitchell et al. (2003) and Krastell et al. (2001) concluded that the dominant process feeding these canyons was hyperpycnal flow.

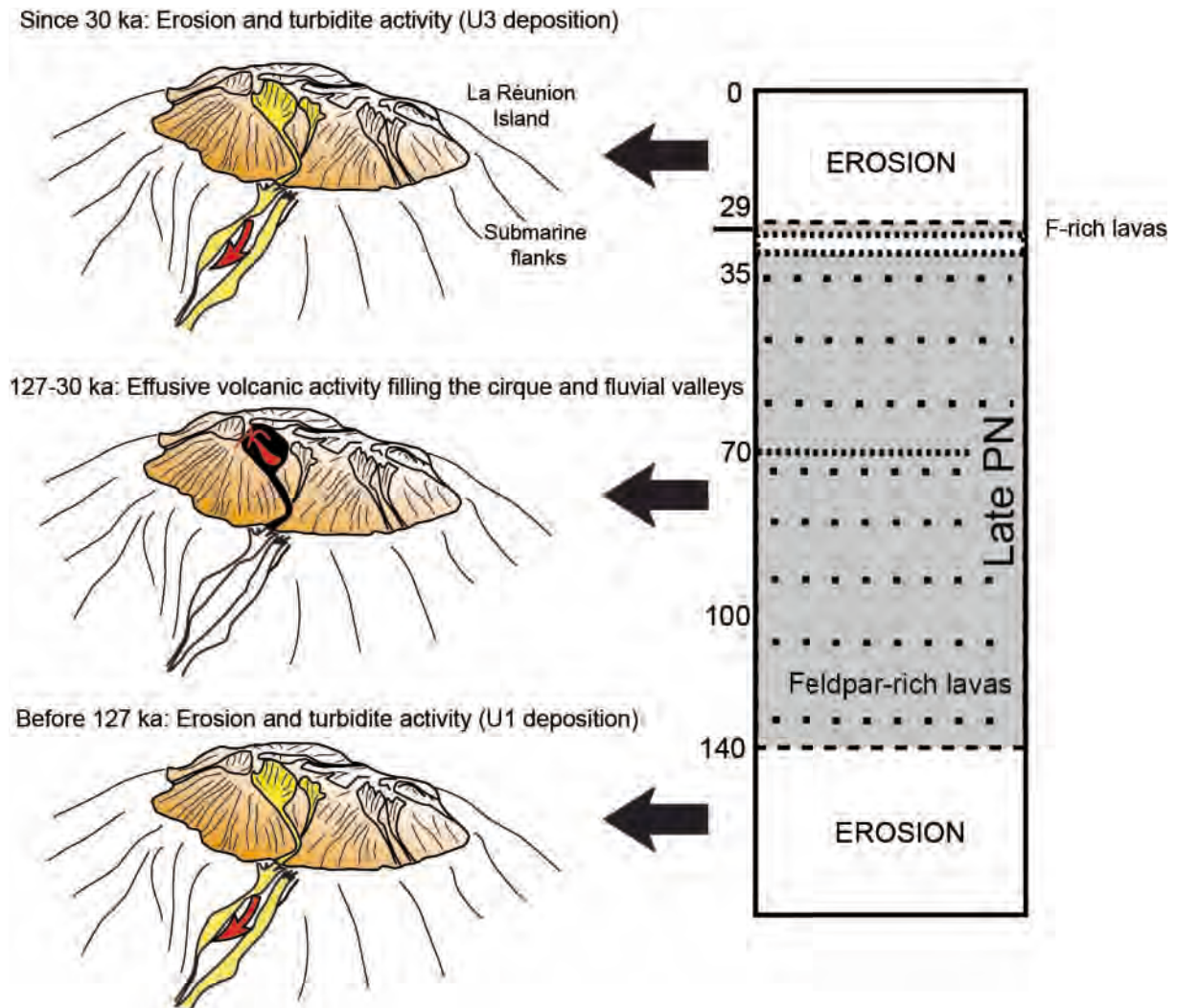


Fig. 9: Schematic representation of the transport of sediments on the Cilaos deep-sea fan.

For the Cilaos fan, the occurrence of turbidite activity during periods of low effusive volcanic activity suggests that the fan was mainly fed by river sediment load. This means that the turbidite activity occurred when erosional processes dominated, allowing a vast transport of sediment over the submarine flanks of the volcano. These periods also correspond to phases of explosive activity of

Piton des Neiges, which could also have produced a large amount of volcanoclastic material during eruption and a rapid transfer of sediments down to the adjacent slope and basin, in a similar way to what was suggested for the Canary Islands (Schminke and Sumita, 1998).

As a result, the volcanic activity appears to be a major controlling factor influencing turbidite development of the Cilaos deep-sea fan.

Conclusions

New stratigraphical data on the deep-sea Cilaos sedimentary system allow us to define the timing of turbidite activity, which appears to have occurred close to the last two climatic terminations. A first turbidite activity period occurred around 127 ka and a second one started at 30 ka, which has continued until the present. The two main phases of turbidite activity coincide with the last two transitions from glacial lowstands to subsequent sea level rises. Nevertheless, our study demonstrates that sea level change played a minor role in the triggering of turbidites in the Cilaos fan. On the other hand, the synchronicity between intense turbidite deposition in the Cilaos deep-sea fan and periods of low effusive volcanic activity of the Piton des Neiges volcano is clearly seen. We suggest that high erosional rates, identified in the cirques during periods of low effusive activity, would mainly have contributed to increase the seaward sediment transport. Conversely, the onset of volcanic activity would have prevented intense erosion in the cirques, with the decrease of gravity deposits in the Cilaos deep-sea fan resulting from the consequent low sediment transfer by rivers. Compared with other volcanoclastic systems, explosive events of the Piton des Neiges might have also contributed to feeding the Cilaos deep-sea fan.

Acknowledgements

The authors thank the crew and scientific teams for the high-quality data recovery during the 2006 ERODER1 cruise aboard the BHO *Beautemps-Beaupré* and the 2008 ERODER 2 cruise aboard the RV *Meteor*. Seven radiocarbon dates presented in this paper were acquired with the Artemis program (supported by the CNRS). We are also grateful to Nathalie Labourdette (Université Pierre & Marie Curie) who ran the oxygen isotope analyses and to Tomasz Goslar who managed additional

radiocarbon dating at the Poznan Radiocarbon Laboratory (Poland). Financial support was provided by the “Conseil Régional de La Réunion”, by the Institut Universitaire Européen de la Mer (Brest), and by IFREMER (Project “French Territories – Indian Ocean”). The authors thank Marie-France Loutre for the insolation data and the two reviewers Francky Saint-Ange and Dr. Neil C. Mitchell whose comments and suggestions contributed to improving the original manuscript.

References

- Alibés, B., Rothwell, R.G., Canals, M., Weaver, P.P.E., Alonso, B., 1999. Determination of sediment volumes, accumulation rates and turbidite emplacement frequencies on the Madeira Abyssal Plain (NE Atlantic): a correlation between seismic and borehole data. *Marine Geology* 160, 225-250.
- Andresen, N., Reijmer, J.J.G., Droxler, A.W., 2003. Timing and distribution of calciturbidites around a deeply submerged carbonate platform in a seismically active setting (Pedro Bank, Northern Nicaragua Rise, Caribbean Sea). *International Journal of Earth Sciences* 92, 573-592.
- Arnaud, N., 2005. Les processus de demantelement des volcans, le cas d'un volcan bouclier en milieu oceanique : le Piton des Neiges (Ile de La Réunion), Université de La Réunion, France, 422 pp.
- Bachelery, P., Chevallier, L., Gratier, J.P., 1983. Structural characteristics of historical eruptions of the Piton de la Fournaise (Reunion Island). *Comptes Rendus De l'Academie Des Sciences Serie II* 296 (17), 1345-1350.
- Berger, A.L., 1978: Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **35**, 2362–2367.
- Berggren, W.A. et al., 1995. Late Neogene chronology: New perspectives in high-resolution stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin* 107 (11), 1272-1287.
- Bonneville, A., Barriot, J.P., Bayer, R., 1988. Evidence from geoid data of a hotspot origin for the southern Mascarene Plateau and Mascarene Islands (Indian Ocean). *Journal of geophysical research* 93 (B5), 4199-4212.

- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysh deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam, 168 pp.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Mulder, T., Schneider, J.-L., Garlan, T., Van Toer, A., Mas, V., Ellouzi-Zimmermann, N., 2010. Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: A case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin. *Sedimentary Geology* 229, 144-159.
- Bret, L., Fevre, Y., Join, J.L., Robineau, B., Bachelery, P., 2003. Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges volcano (Reunion Island): overview and geological hazard. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 123 (1-2), 25-41.
- Clark, P.U. et al., 2009. The last glacial maximum. *Science* 325, 710-714.
- Covault, J.A., Normark, W.R., Romans, B.W., Graham, S.A., 2007. Highstand fans in the California borderland: The overlooked deep-water depositional systems. *Geology* 35, 783-786.
- Covault, J.A., Graham, S.A., 2010. Submarine fans at all sea-level stands: Tectono-morphologic and climatic controls on terrigenous sediment delivery to the deep sea. *Geology* 38 (10), 939-942.
- De Voogd, B. et al., 1999. Vertical movements and material transport during hotspot activity: seismic reflection profiling offshore La Reunion. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 104, 2855–2874.
- Deniel, C., Kieffer, G., Lecointre, J., 1992. New Th-230-U-238 and C-14 age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion-A revised chronology for the Differentiated Series *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 51 (3), 253-267.
- Divakar Naidu, P., Malmgren, B.A., Bornmalm, L., 1993. Quaternary history of calcium carbonate fluctuations in the western equatorial Indian Ocean (Somali Basin). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 103, 21-30.
- Droxler, A.W., Schlager, W., 1985. Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology* 13 (11), 799-802.
- Ducassou, E. et al., 2010. Evolution of the Nile deep-sea turbidite system during the Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation. *Sedimentology* 56, 2061-2090.

- Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L., 1989. Reunion hotspot activity through tertiary time: initial results from the Ocean Drilling Program, leg 115. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4, 193-198.
- Felton, A.A. et al., 2007. Paleolimnological evidence for the onset and termination of glacial aridity from Lake Tanganyika, Tropical East Africa. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 252 (3-4), 405-423.
- Fèvre, Y., 2005. Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle géologique sur une île volcanique jeune à relief élevé - La Réunion (Océan Indien). Université de la Réunion, France, 217 pp.
- Frenz, M. et al., 2009. Provenance and pathways of late Quaternary turbidites in the deep-water Agadir Basin, northwest African margin. *International Journal of Earth Sciences* 98 (4), 721-733.
- Fretzdorff, S., Paterne, M., Stoffers, P., Ivanova, E., 2000. Explosive activity of the Reunion Island volcanoes through the past 260,000 years as recorded in deep-sea sediments. *Bulletin of Volcanology* 62 (4-5), 266-277.
- Funck, T., Schmincke, H.U., 1998. Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetric data. *Journal of Geophysical Research* 103 (B7), 393-407.
- Gasse F, Van Campo E. 2001. Late Quaternary environmental changes from a pollen and diatom record in the southern tropics (Lake Tritrivakely, Madagascar). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 167: 287–308
- Gillot, P.Y., Nativel, P., 1982. K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Volcano. Geotherm. Res.* 13, 131-146.
- Gillot, P.Y., Nativel, P., 1989. Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 36 (1-3), 53-65.
- Harris, P.D., Branney, M.J., Storey, M., 2011. Large eruption-triggered ocean-island landslide at Tenerife: Onshore record and long-term effects on hazardous pyroclastic dispersal. *Geology* 39, 951-954.
- Iverson, R.M., 1995. Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes? *Journal of Volcanology Geotherm. Res.* 66, 295–308.

- Join, J.-L., Folio, J.-L., Robineau, B., 2005. Aquifers and groundwater within active shield volcanoes. Evolution of conceptual models in the Piton de la Fournaise volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 147, 187-201.
- Jorry, S.J., Droxler, A.W., Francis, J.M., 2010. Deepwater carbonate deposition in response to re-flooding of carbonate bank and atoll-tops at glacial terminations. *Quaternary Science Reviews* 29, 2010-2026.
- Jorry, S.J. et al., 2008. Bundled turbidite deposition in the central Pandora Trough (Gulf of Papua) since Last Glacial Maximum: Linking sediment nature and accumulation to sea level fluctuations at millennial timescale. *Journal of geophysical research* 113 (F01S19).
- Jorry, S.J., Jégou, I., Emmanuel, L., Silva Jacinto, R., Savoye, B., 2011. Turbiditic levee deposition in response to climate changes: The Var Sedimentary Ridge (Ligurian Sea). *Marine Geology* 279 (1-4), 148-161.
- Kieffer, G., 1990. Grand traits morphologiques de l'île de la Réunion (Océan Indien). In: J.F. Lénat (Ed.), *Le Volcanisme de la Réunion - Monographie*, pp. 75-114.
- Kluska, J.M., 1997. Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500 000 ans, Paris XI.
- Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C.L., 2001. Formation of submarine canyons on the flanks of the Canary Islands. *Geo-Marine Letters* 20 (3), 160-167.
- Lenat, J.F. et al., 2009. Age and nature of deposits on the submarine flanks of Piton de la Fournaise (Reunion Island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184 (1-2), 199-207.
- Lenat, J.F. and Labazuy, P., 1990. Morphologies et structures sous-marines de La Réunion. In "Le volcanisme de la Réunion, monographie", J-F Lénat Ed., pp379, 43-74.
- Lisiecki, L.E., Raymo, M.E., 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* 20 (PA1003), 1-17.
- Longpré, M.-A., Chadwick, J.P., Wijbrans, J., Iping, R., 2011. Age of the El Golfo debris avalanche, El Hierro (Canary Islands): New constraints from laser and furnace $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 203, 76-80.

- Louvat, P., Allegre, C.J., 1997. Present denudation rates on the island of Reunion determined by river geochemistry: Basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61 (17), 3645-3669.
- McDougall, I., 1971. The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 35 (3), 261-288.
- McMurtry, G.M., Watts, P., Fryer, G.J., Smith, J.R., Imamura, F., 2004. Giant landslides, megatsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands. *Marine Geology* 203 (3-4), 219-233.
- Michon, L., Saint-Ange, F., 2008. Morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Reunion Island): Characterization and implication in the volcano evolution. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 113, B03203.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18, 251-255.
- Mitchell, N.C., Dade, W.B., Masson, D.G., 2003. Erosion of the submarine flanks of the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 108, F1-6002.
- Morgan, W.J., 1981. Hot spot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. In: C. Emiliani (Ed.), *The Sea*. Wiley Interscience, New York, pp. 443-487.
- Oehler, J.-F., Lénat, J.-F., Labazuy, P., 2008. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bulletin of Volcanology* 70, 717-742.
- Oehler, J.F., de Vries, B.V., Labazuy, P., 2005. Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144 (1-4), 169-189.
- Oehler, J.F., Labazuy, P., Lenat, J.F., 2004. Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bulletin of Volcanology* 66, 585-598.
- Ollier, G., Cochonat, P., Lenat, J.F., Labazuy, P., 1998. Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Sedimentology* 45 (2), 293-330.
- Ollier, C.D., Terry, J.P., 1999. Volcanic geomorphology of northern Viti Levu, Fiji. *Australian Journal of Earth Sciences* 46, 515-522

- Patridge, T.C., Demenocal, P.B., Lorentz, S.A., Paiker, M.J., Vogel, J.C., 1997. Orbital forcing of climate over South Africa: A 200,000-year rainfall record from the Pretoria Saltpan. *Quaternary Science Reviews* 16, 1125-1133.
- Peltier, A., Bachelery, P., Staudacher, T., 2009. Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Reunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184 (1-2), 93-108.
- Peltier, A. et al., 2008. Cyclic magma storages and transfers at Piton de La Fournaise volcano (La Reunion hotspot) inferred from deformation and geochemical data. *Earth and Planetary Science Letters* 270 (3-4), 180-188.
- Quidelleur, X., Hildenbrand, A., Samper, A., 2008. Causal link between Quaternary paleoclimatic changes and volcanic islands evolution. *Geophysical Research Letters* 35, L02303.
- Quidelleur, X., Holt, J.W., Salvany, T., Bouquerel, H., 2010. New K-Ar ages from La Montagne massif, Reunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2,2-2,0 Ma. *Geophysical Journal International* 182 (2), 699-710.
- Rad, S.D., Allegre, C.J., Louvat, P., 2007. Hidden erosion on volcanic islands. *Earth and Planetary Science Letters* 262, 109-124.
- Reimer, P.J. et al., 2009. Intcal09 and Marine09 radiocarbon age calibration curves, 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 51 (4), 1111-1150.
- Rodriguez-Gonzales, A. et al., 2009. The Holocene volcanic history of Gran Canaria island: implications for volcanic hazards. *Journal of Quaternary Science* 24 (7), 697-709.
- Rohling, E.J. et al., 2009. Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geoscience* 2, 500-504.
- Saint-Ange, F. et al., 2011. A volcanoclastic deep-sea fan off La Réunion Island (Indian Ocean): gradualism versus catastrophism. *Geology* 39, 271-274.
- Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P., Gillot, P.-Y., 2012. Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): Competition between volcanic construction and erosion since 1.4 Ma. *Geomorphology*, doi:10.1016/j.geomorph.2011.06.009.

- Schefuß, E., Kuhlmann, H., Mollenhauer, G., Prange, M., Pätzold, J., 2011. Forcing of wet phases in southeast Africa over the past 17, 000 years. *Nature* 480, 509-512.
- Schlager, W., Reijmer, J.J.G., Droxler, A.W., 1994. Highstand shedding of carbonate platforms. *Journal of sedimentary Research* B64 (3), 270-281.
- Schmincke, H.U., Sumita, M., 1998. Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: synthesis of VICAP Project Drilling. In: P.P.E. Weaver, Schmincke, H.-U., et al., eds., *Proc. ODP, Sci. Results, 157: College Station, TX (Ocean Drilling Program) (Ed.)*, pp. 443-469.
- Schneider, J.L., Brunner, C.A., Kuttner, S., 1998. Epiclastic sedimentation during the upper Miocene-lower Pliocene volcanic hiatus of Gran Canaria: evidence from sites 953 and 954. In: P.P.E. Weaver, Schmincke, H.-U., et al., eds., *Proc. ODP, Sci. Results, 157: College Station, TX (Ocean Drilling Program) (Ed.)*, pp. 293-313.
- Sisavath, E. et al., 2011. Morphology and sedimentary architecture of a modern volcanoclastic turbidite system: The Cilaos fan, offshore La Réunion Island. *Marine Geology* doi:10.1016/j.margeo.2011.06.011.
- Smietana, M., Bachèlery, P., Hémond, C., 2010. Heterogeneity in the Mantle Source of La Réunion Island, *Goldschmidt 2010. Geochimica et Cosmochimica acta* 74 (12 Suppl. 1): A972.
- Société Grenobloise d'Etudes et d'Application Hydrauliques (SOGREAH), 1998. Etude des risques hydrauliques sur la Rivière Saint-Etienne. report 554509 R1. 24 pp.
- Stieltjes, L., Moutou, P., 1988. A statistical and probabilistic study of the historic activity of Piton de la Fournaise, Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of volcanology and geothermal Research* 36, 67-86.
- Thompson, P.R., Be, A.W.H., Duplessy, J.-C., Shackleton, N.J., 1979. Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 yr BP in the Indian and Pacific Oceans. *Nature* 280 (5723), 554-558.
- Toucanne, S. et al., 2008. Activity of the turbidite levees of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events. *Marine Geology* 247, 84-103.

Upton, B.G.J., Wadsworth, W.J., 1965. The basalt of Réunion Island, Indian Ocean. *Bulletin of volcanology* 29, 7-23.

1.3. Principaux résultats

Un modèle d'âge a été obtenu à partir des courbes de $\delta^{18}\text{O}$ des carottes KERO-09, KERO-16, KERO-07 et KERO-08. Les dates ^{14}C ont été utilisées comme points de calage pour les premier 45 000 ans. Par la suite, le calage a été effectué sur les courbes de référence suivante : le LR-04 de Lisieky et Raymo (2005), la courbe des glaces Dôme C de EPICA et des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ régionales (Fretzdorff, 2000). Ce modèle d'âge permet d'obtenir un signal $\delta^{18}\text{O}$ régional autour de l'île de La Réunion entre les stades isotopiques MIS1 à MIS6. Pour les carottes KERO-15, KERO-12 et FOR-C1, le modèle d'âge a été établi à partir de celui des carottes KERO-09 et KERO-16 par calage des courbes de calcium XRF (mesurées de manière semi-quantitative au banc cores scanner XRF). Les niveaux d'argile beige clair, visibles sur les carottes KERO-09 et KERO-16, présentent de fortes teneurs en calcium. Ces niveaux sont également visibles dans les carottes KERO-15, KERO-12 et FOR-C1 et permettent ainsi la corrélation du modèle d'âge d'une carotte à l'autre. La figure 1 montre les principaux résultats obtenus.

Les cinq carottes prélevées dans le système de Cilaos montrent un arrêt de l'activité turbiditique à environ 125 ka, puis une reprise de celle-ci vers environ 25 ka jusqu'à aujourd'hui. La première phase d'activité (correspondant à l'unité U1) est caractérisée par des niveaux turbiditiques relativement épais (entre 30 et 50 cm) ne permettant pas une étude stratigraphique précise. Seule la limite supérieure de cette phase a pu être estimée.

Au large des îles volcaniques comme Hawaii ou les Canaries, deux processus principaux génèrent des turbidites : les grands glissements de flancs et, dans une moindre mesure la dynamique fluviale. Les travaux de Funck et Schmincke (1998) aux Canaries et de Moore et al. (1989) à Hawaii montrent que les principaux canyons sous-marins entaillant les flancs de ces îles sont situés au débouché de canyons subaériens. Krastel et al. (2001) et Mitchel et al. (2003) en déduisent donc que les courants turbiditiques au large de ces îles sont probablement alimentés en sédiments par les rivières. L'étude de l'activité turbiditique au large des Canaries par Schneider et al. (1998) montre que cette activité fluviale peut être à l'origine de turbidites de faible densité se mettant en place pendant les périodes de calme éruptif. Au contraire, l'alimentation par les grands glissements aurait lieu en période d'activité volcanique (Alibès et al., 1999 ; Garcia et Hull, 1994) et correspondrait au principal processus d'alimentation des grands courants de turbidité au large des îles volcaniques. Les travaux de McMurtry et al. (2004), sur les îles d'Hawaii, et les travaux de Quidelleur et al. (2008), sur les îles volcaniques plus généralement, suggèrent que les grands glissements observés sur les flancs des îles volcaniques sont liés à une remontée rapide du niveau marin. Cette remontée entraînerait une augmentation de l'érosion côtière et un changement soudain des conditions de pression des pores des couches basales, favorisant ainsi les glissements de flancs.

Dans les modèles classiques de stratigraphie séquentielle, il est reconnu que les principales phases d'activité turbiditique ont lieu pendant les périodes de baisse du niveau marin et pendant les périodes de bas niveau marin. Le rivage se situe en bordure de plateau, ce qui entraîne une forte érosion de celui-ci par le réseau fluviale et le transport de grandes quantités de sédiment dans le domaine marin.

En période de remontée du niveau marin, les sédiments sont piégés sur le plateau, l'alimentation du système devient moins importante voir absente (Ducassou et al., 2009 ; Henrich et al., 2010). Certains systèmes présentent tout de même une activité importante en période de remontée et de haut niveau marin. Dans ce cas, l'alimentation n'est plus liée à une alimentation directe par les rivières mais à une remobilisation des sédiments accumulés à la tête des canyons (Pierau et al., 2011 ; Weber et al., 1997, Bourget et al., 2011 ; Omura et al., 2010). Lors d'une importante remontée du niveau marin, les sédiments accumulés sur le plateau sont érodés et remobilisés permettant le déclenchement de courants de turbidité.

L'activité turbiditique dans le système de Cilaos coïncide avec deux phases de transition entre un bas niveau marin lié à la fin de la période glaciaire, et une remontée du niveau marin liée à une période de déglaciation. Le lien entre les phases d'activité turbiditique et les périodes de remontée et de haut niveau marin suggère que l'alimentation du système se fasse par des processus de glissements comme observés dans les autres îles volcaniques (Quidelleur et al., 2008). Cependant, la corrélation entre la période climatique aride observée entre 135 et 75 ka (Scholz et al., 2007) et la phase d'interruption de l'activité turbiditique dans le système de Cilaos suggère un apport en sédiment dans le système par les rivières en période humide. La faible pluviométrie entraîne une diminution de l'érosion et du transport des sédiments par les rivières et donc une diminution de l'alimentation turbiditique. Ceci est moins évident avec la seconde période climatique aride qui correspond à la reprise de l'activité turbiditique entre 32 et 18 ka (Fig. 1). Durant cette période, l'influence du climat semble moins importante que l'impact des variations du niveau marin, la remontée du niveau marin semblant intervenir principalement.

Les deux phases d'activité turbiditique concordent également avec deux périodes de calme éruptif dans l'activité du Piton des Neiges. Entre 180 et 140 ka, Kluska (1997) identifie une période de calme dans l'activité volcanique effusive du Piton des Neiges. Il définit cette période comme à l'origine de la formation des cirques. La diminution de l'activité volcanique effusive entraîne une augmentation des processus érosifs avec transport de grandes quantités de sédiment vers le domaine sous-marin. Entre 140 et 30 ka, l'activité volcanique reprend. Dans le cirque de Cilaos, les laves les plus anciennes se rapportant à cette période volcanique sont datées à 130 ka (Kluska, 1997). Durant cette période, le Piton des Neiges connaît une activité volcanique effusive et explosive dont les produits vont remplir les cirques et leurs réseaux de drainage. Elle coïncide avec la période d'interruption de l'activité turbiditique dans le système de Cilaos. À partir de 30 ka, l'activité effusive du Piton des Neiges s'arrête, les processus érosifs sont de nouveau dominants. L'activité turbiditique reprend durant cette période.

Dans le cas des îles Canaries, les principales périodes de mise en place des turbidites volcanoclastiques coïncident avec les périodes d'importante activité volcanique (Alibès et al., 1999 ; Frenz et al., 2009). Celles-ci sont liées à l'existence de glissements de flancs importants. Lors de périodes de calme éruptif, des turbidites de moindre densité sont présentes (Schneider et al., 1998). Schneider et al. (1998) suggère qu'elles soient liées en partie à la dynamique fluviale.

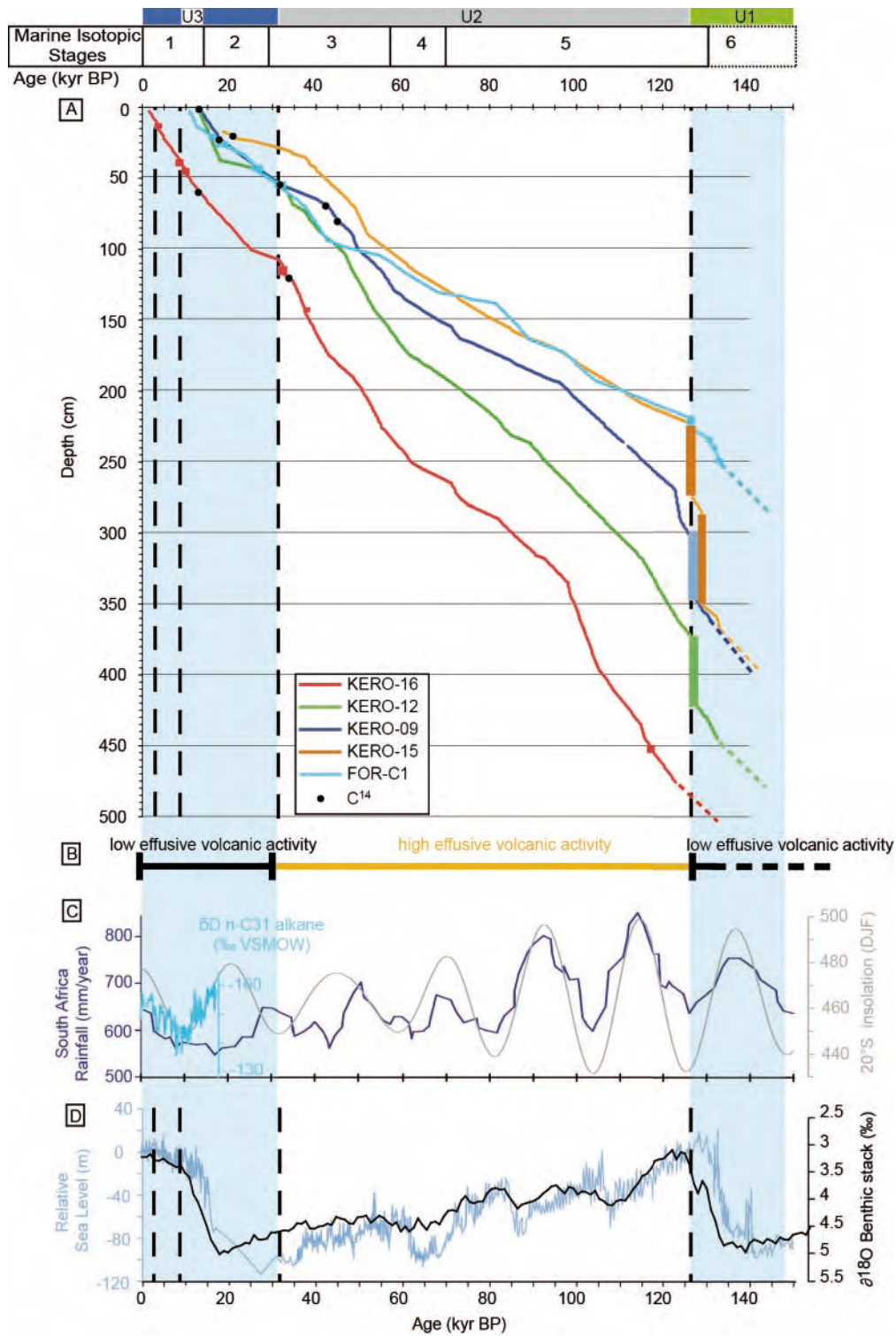


Figure V-99 –Périodes de dépôts des turbidites dans l'éventail sous-marin de Cilaos. En bleu sont représentées les principales périodes de mise en place des turbidites. A) Modèle d'âge des cinq carottes prélevées dans le système turbiditique de Cilaos montrant la localisation des niveaux turbiditiques dans chaque carotte (les turbidites sont représentées par des rectangles de couleur). Les points noirs correspondent aux dates ^{14}C . B) Principaux événements volcaniques du Piton des Neiges durant le Quaternaire inférieur, d'après Kluska (1997) et Salvany et al. (2012). C) Compositions des isotopes d'hydrogène de l'alcane n-C31 dans GeoB9307-3, reflétant les changements des précipitations dans le bassin versant du Zambèze (Schefuß et al., 2012),

précipitations de Pretoria d'après Patridge et al. (1997) et la courbe d'insolation de Berger (1978). D) Courbe de variation du niveau marin en mer Rouge à partir de la carotte GeoTü-KL09 (Rohling et al, 2009) et LR04 de Lisiecki et Raymo (2005)

Dans le système de Cilaos, la présence de l'activité turbiditique pendant les périodes de calme éruptif suggère une alimentation du système par les rivières. Lors des phases de faible activité volcanique, les rivières érodent et transportent de grandes quantités de sédiments dans le bassin tandis que pendant la phase d'activité volcanique le remplissage des cirques et des rivières par les dépôts volcaniques empêche le transport des sédiments jusqu'au domaine marin.

2. Influence du volcanisme sur la mise en place des turbidites par l'approche géochimique

L'étude de la stratigraphie du système turbiditique de Cilaos a montré que l'activité volcanique a joué un rôle important dans la mise en place du système. Une analyse de la composition en éléments majeurs de particules de verres volcaniques et de ponces présentes dans les niveaux turbiditiques des carottes du système turbiditique de Cilaos, a donc été réalisée afin de déterminer l'origine des dépôts turbiditiques présents dans nos carottes et d'étudier le lien entre ces séquences turbiditiques et l'activité volcanique.

Les particules vitreuses présentent des morphologies diverses, depuis des formes massives et peu vésiculées jusqu'à des échardes allongées riches en bulles étirées. Certaines peuvent être des fragments de cheveux et larmes de Pélé. Leur coloration varie du brun clair au brun foncé. Dans la majorité des cas, les fragments, de la fraction 63 μm à 125 μm , sont pauvres en microlites.

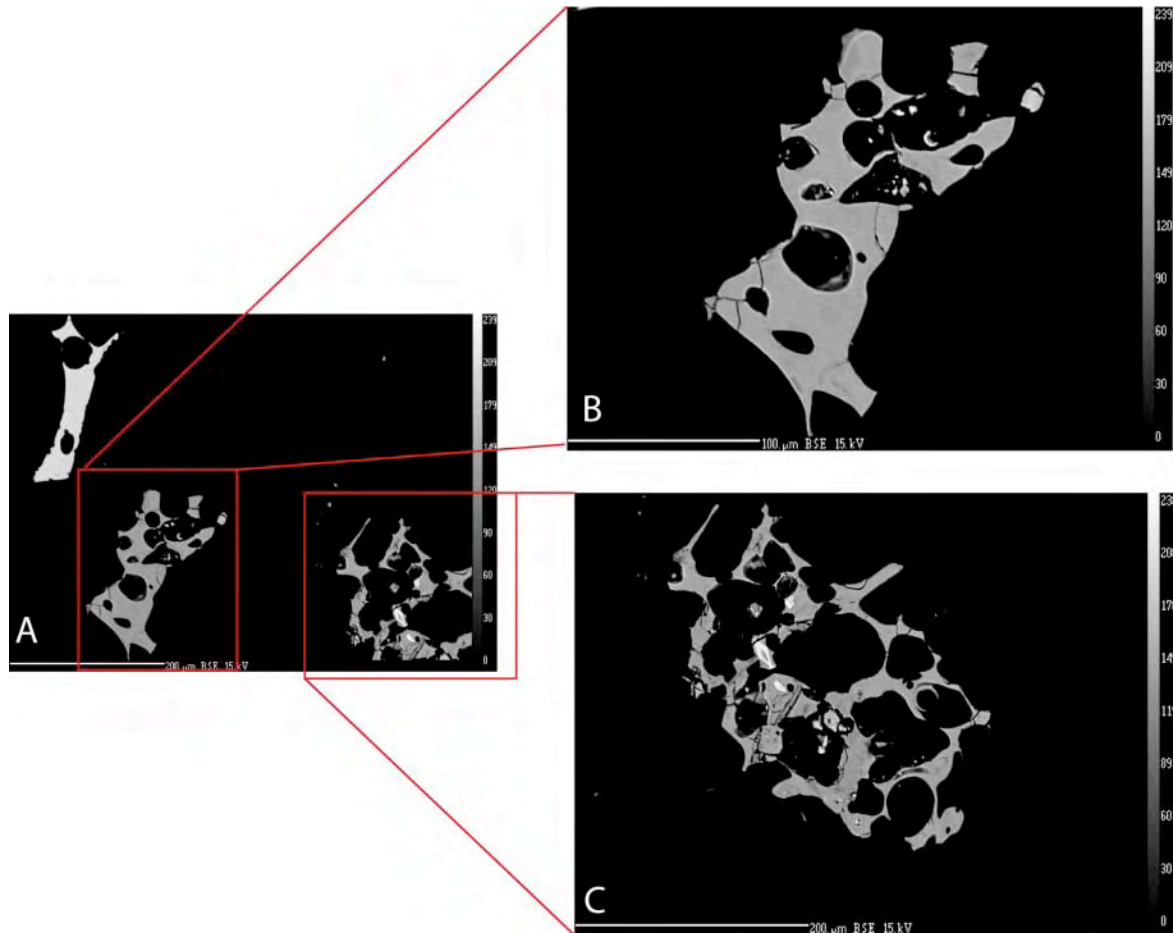


Figure V-100 - Image en électrons rétrodiffusés de quelques particules de verre de la carotte KERO-17. A) Image de 3 particules de verres de composition chimique différente. La particule la plus claire a une teneur en fer plus importante et une teneur en silice plus faible. B) Particule de verre vésiculée et ne contenant pas de microlite. C) Particule très vésiculée, ponce, contenant des oxydes de fer, visibles en blanc.

Les ponces présentent une coloration gris clair. Elles sont très riches en vésicules, souvent étirées et séparées par des cloisons vitreuses de quelques microns à quelques dizaines de microns d'épaisseur. Les phases cristallines sont rares. Il s'agit généralement de plagioclases.

À l'exception d'un niveau dans la carotte KERO-16 dont il sera discuté ci-après, aucun niveau uniquement constitué de particules vitreuses ou de ponces n'a été identifié au sein des carottes. Verres et ponces apparaissent dispersés au sein des séquences turbiditiques. Leur origine épiciastique est donc très probable. Nous verrons que ceci est renforcé par le fait que des verres de compositions différentes coexistent dans certaines unités.

2.1. Analyse générale du système

La mesure de la composition des particules de verre a été réalisée à l'aide de la microsonde électronique CAMEBAX SX 100 de l'Université de Brest, sur environ 220 échantillons de verre réparties dans les onze carottes prélevées dans le système de Cilaos. Une sélection des analyses a été effectuée en fonction de leur qualité. Seules, les analyses ayant un total en poids d'oxydes, pour les éléments majeurs, compris entre 97 et 100 % ont été conservées. Ceci prend en compte d'une part la faible

proportion en éléments volatils (H₂O inclus) présents dans les laves de La Réunion, y compris pour les compositions les plus différenciées, et d'autre part le fait que ces verres ne présentent pas de marque tangible d'altération et ont donc dû conserver un taux d'hydratation très faible.

Placé dans un diagramme TAS (total des alcalins en fonction de la silice), la composition de l'ensemble de ces verres correspond à la composition typique de la série magmatique de La Réunion comme le montre la figure V-1 A. Elle s'étend des basaltes aux trachytes (Figure V-101). Les données de microsonde indiquent que les particules de verre peuvent être divisées en trois grands groupes. Cette séparation est bien visible sur le diagramme du magnésium en fonction de la silice (Figure V-102 A):

- Le premier groupe est caractérisé par des teneurs en SiO₂ comprises entre 45 et 52% avec quelques verres contenant un peu moins de SiO₂ (entre 43 et 45 %). Leur teneur en MgO est de 5,5 à 8 % et celle en K₂O est inférieure à ou très proche de 1 % (Figure V-102). Les données tombent dans deux champs pétrologiques : le champ des basaltes et le champ des basanites et téphrites (Figure V-101). Ces compositions sont celles des « basaltes transitionnels » de La Réunion (Upton et Wadsworth, 1972). Elles ont un caractère intermédiaire entre les basaltes tholéitiques de Hawaii, qui ont des teneurs plus importantes en SiO₂ et moindres en alcalins et les basaltes alcalins, qui ont des teneurs plus importantes en alcalins et moindres en SiO₂. Ce groupe peut être associé à la phase basaltique du Piton des Neiges ou du Piton de La Fournaise.

- Le deuxième groupe a des valeurs de SiO₂ similaires à celles du groupe 1, comprises entre 45 à 49 %, mais des teneurs en MgO plus faibles entre 4 et 5 % et des teneurs en K₂O légèrement plus fortes entre 1,15 et 1,5 % (Figure V-102). Les données se situent à la transition entre le champ pétrologique des basaltes et celui des hawaïtes (Figure V-101). Ces compositions peuvent être décrites comme celles de basaltes alcalins qui sont semblables aux termes basiques de la phase différenciée du Piton des Neiges.

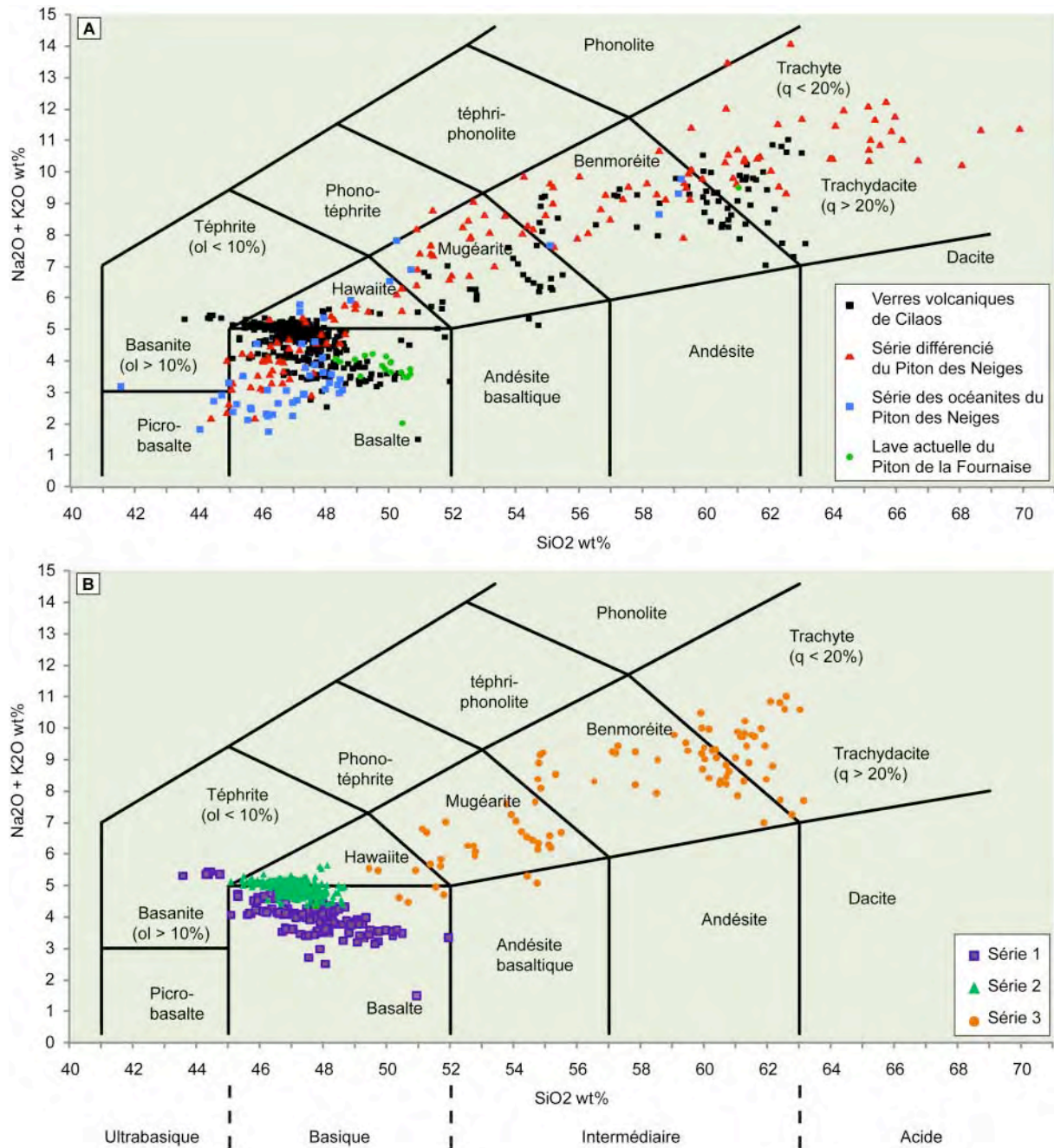


Figure V-101 - Diagramme TAS (Total Alkali Silica) des verres volcaniques prélevés dans les carottes du système de Cilaos. A) Comparaison entre les compositions mesurées pour les verres volcaniques des carottes du système de Cilaos et les compositions mesurées pour les laves de La Réunion. B) Identification des trois séries de verres avec une composition différente.

- Le troisième groupe est caractérisé par des teneurs en SiO_2 importantes comprises entre 50 et 64 % et des teneurs en MgO inférieures à 4 % et en K_2O supérieures à 1,8 % (Figure V-102). Il s'agit là de compositions intermédiaires à acides qui couvrent les champs pétrologiques des hawaïites aux trachytes (Figure V-101). Ce troisième groupe peut être associé à la phase la plus différenciée du Piton des Neiges. Ces compositions sont également proches des compositions de verres analysés sur des pillow-lavas de la ride de l'Etang-Salé (Smietana, 2011) dragués lors de la campagne ERODER 2 (drague ERO2-DR6).

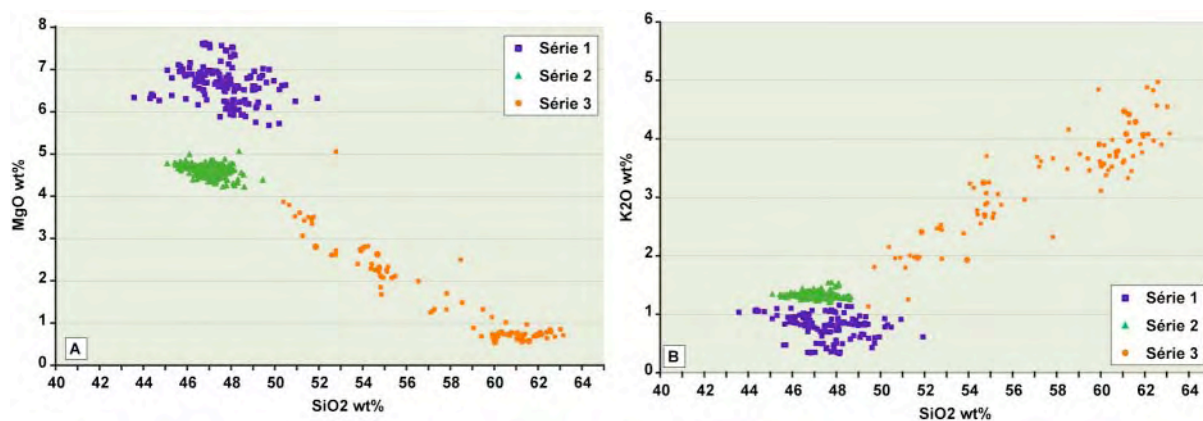


Figure V-102 - Analyse en éléments majeurs des verres volcaniques prélevés dans les carottes du système de Cilaos. A) Diagramme du magnésium en fonction de la silice. B) Diagramme du potassium en fonction de la silice.

2.2. Évolution des différentes régions du système

Dans ce paragraphe, nous allons regarder l'évolution des compositions géochimiques des verres en fonction de leur présence au sein des différentes carottes. Nous allons essayer de déterminer si les différentes unités définies au chapitre IV, U1, U2 et U3 peuvent être distinguées d'un point de vue géochimique.

2.2.1. Le fan proximal

L'analyse des verres prélevés dans les carottes du fan proximal montre des compositions chimiques appartenant aux trois groupes identifiés précédemment. La carotte FOR-C2 a été analysée dans deux niveaux (1,02 m et 5,3 m) qui correspondent respectivement aux unités U3 et U1. Le niveau situé à 1,02 m de profondeur est caractérisé par des échantillons de verre appartenant aux groupes 2 et 3 c'est-à-dire comprenant des basaltes alcalins et des trachytes (Figure V-105). Les verres issus du niveau situé à 5,30 m de profondeur correspondent majoritairement à des basaltes transitionnels, groupe 1 (Figure V-105). Seule une écharde de verre appartient au groupe 2. Dans la carotte KERO-11, toutes les particules de verre appartiennent aux groupes 2 et 3 qui correspondent à la série différenciée du Piton des Neiges. Les verres de la carotte KERO-01 ont une composition comparable à ceux de la carotte KERO-11 avec une majorité de verres appartenant aux groupes 2 et 3. Seuls quelques points ont des

compositions différentes, avec un point faisant partie du groupe 1. Ces deux carottes sont associées à l'unité U3.

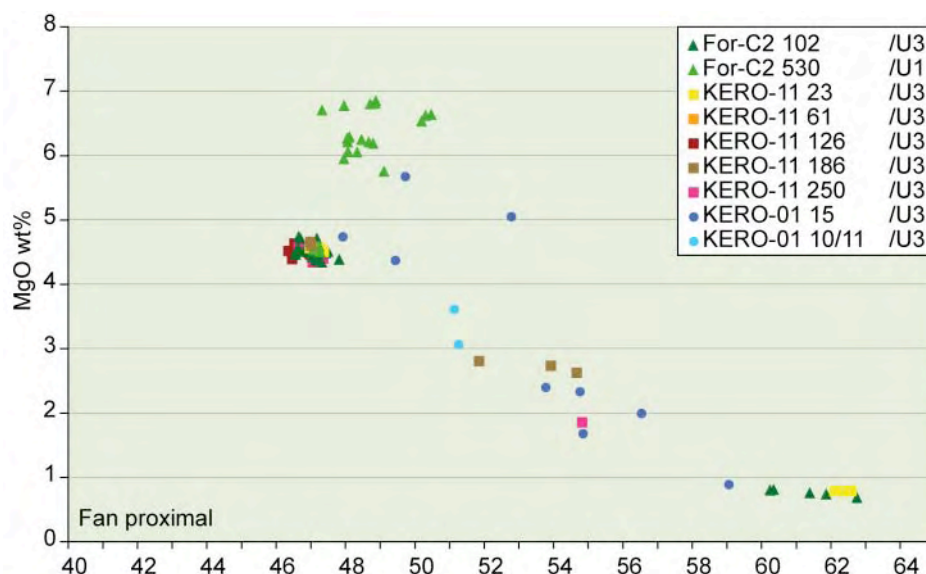


Figure V-103 - Diagramme du magnésium en fonction de la silice pour l'ensemble des niveaux prélevés dans les carottes du fan proximal. Dans la légende, e sont reportés le nom de la carotte, la côte à laquelle a été prélevé le verre et l'unité à laquelle il appartient.

2.2.2. Le fan Distal

Il a été observé précédemment dans les données de bathymétrie et d'imagerie ainsi que dans l'étude de la sédimentation qu'il existait une différence entre la zone distale ouest et la zone distale centre. Nous retrouvons également cette différence dans l'analyse géochimique des verres ces deux zones. Le fan distal ouest est caractérisé par des compositions géochimiques appartenant principalement au groupe 1 tandis que la zone centrale présente des compositions correspondant aux groupes 2 et 3.

a. Zone ouest

La majorité des échantillons de verre analysés dans le fan distal ouest proviennent de l'unité U1. Seules les carottes KERO-13 et KERO-14 ont permis d'échantillonner l'unité U3. Les verres prélevés à la base des carottes KERO-15, KERO-12 et KERO-09 ont des compositions de basalte transitionnel, groupe 1.

La carotte KERO-14 a été analysée à 3 et 9 cm de profondeur. Les particules de verre situées le plus haut dans la carotte ont toutes des compositions de basalte transitionnel (groupe 1) tandis que le niveau en dessous renferme de verres basaltiques alcalins et transitionnels, groupes 1 et 2. La carotte KERO-13, quant à elle, présente des compositions appartenant aux trois groupes. Chaque niveau est composé par des particules issues du groupe 1 et du groupe 2 et/ou 3. Seul le niveau situé à 85 cm de profondeur ne comporte que des verres du groupe 2.

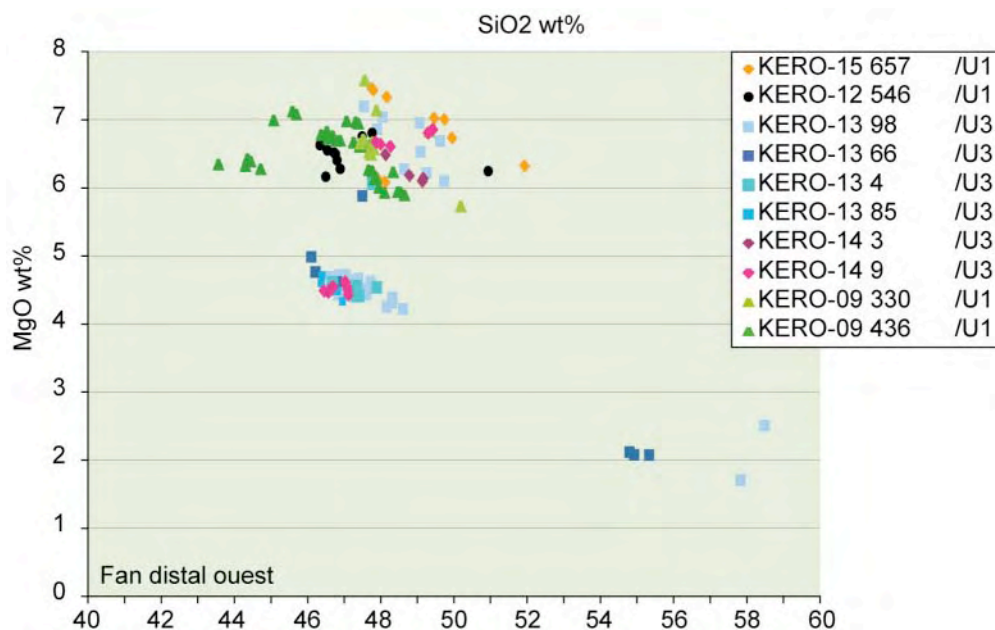


Figure V-104 - Diagramme du magnésium en fonction de la silice pour l'ensemble des niveaux prélevés dans les carottes du fan distal centre. Dans la légende, sont reportés le nom de la carotte, la côte à laquelle a été prélevé le verre et l'unité à laquelle il appartient.

b. Zone centre

À l'inverse du fan distal ouest, les échantillons de verre analysés dans le fan distal centre proviennent principalement de l'unité U3. L'unité U2 a été analysée sur quelques ponces de la carotte KERO-16 à 2,80, 2,75 et 4,51 m et sur quelques verres de la carotte FOR-C1. Une mesure a également été effectuée dans l'unité U1 située à la base de la carotte FOR-C1.

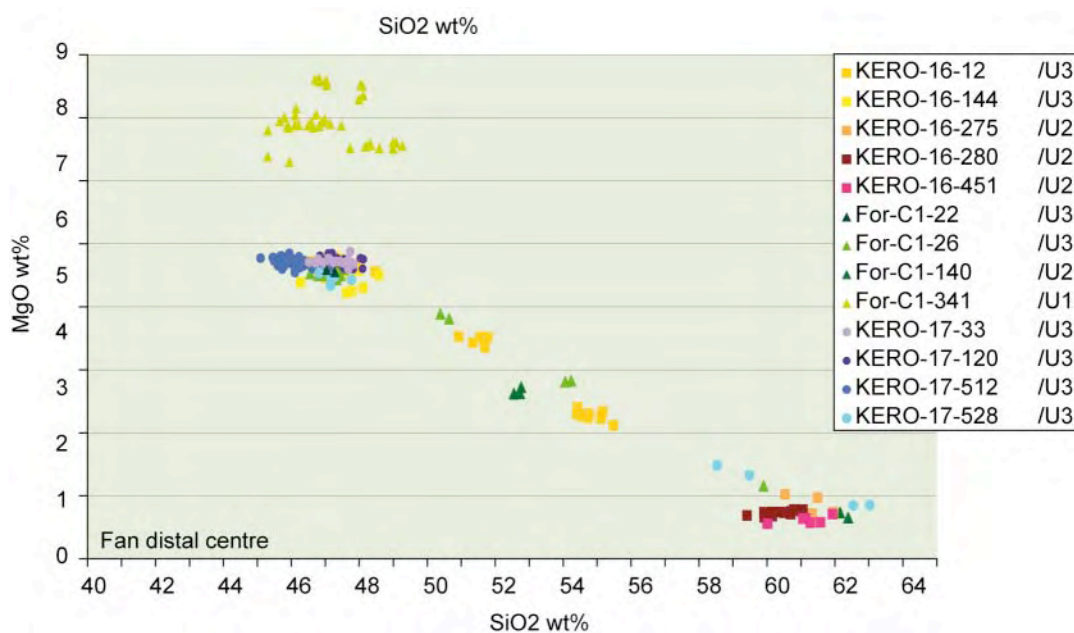


Figure V-105 - Diagramme du magnésium en fonction de la silice pour l'ensemble des niveaux prélevés dans les carottes du fan distal centre. Dans la légende, sont reportés le nom de la carotte, la côte à laquelle a été prélevé le verre et l'unité à laquelle il appartient.

Les carottes KERO-16 et KERO-17 ne contiennent que des verres issus des groupes 2 et 3. Les trois niveaux analysés à la base de KERO-16, et correspondant à l'unité U2, contiennent tous des verres du groupe 3. Le niveau situé à 1,44 m de profondeur contient uniquement des verres du groupe 2, tandis que le sommet de la carotte contient des verres des groupes 2 et 3. Les verres de la carotte KERO-17 appartiennent tous au groupe 2, seul le niveau à 5,28 m de profondeur contient également des particules de verre du groupe 3. La carotte FOR-C1 contient à son sommet de verre des groupes 2 et 3. L'unité U2 est également caractérisée par des échardes de verre avec des compositions géochimiques des groupes 2 et 3. L'unité U1, elle, est constituée uniquement de particules de verre du groupe 1.

2.3. Discussion sur les verres

L'analyse géochimique a permis, dans un premier temps, d'identifier la nature des matériaux volcanique vitreux présents dans les turbidites du système de Cilaos. Le groupe 1 correspondant à la composition des basaltes transitionnels peut être associé à la phase basaltique du Piton des Neiges antérieure à 440 ka. Ces compositions sont également similaires aux compositions des basaltes du Piton de la Fournaise. L'activité basaltique du Piton de La Fournaise est observée dans la plaine des Cafres entre 450 et 220 ka (Salvany, 2009), puis de 65 à 5 ka (Stieltjes et al, 1986). Le groupe 2 peut être associé aux basaltes alcalins de la série différenciée du Piton des Neiges. Ces laves se sont mises en place durant la phase III (350-230 ka) et marque le début de la différenciation du Piton des Neiges. Le groupe 3 correspond aux termes les plus différenciés de l'activité volcanique du Piton des Neiges. Ils appartiennent à la phase IV datée entre 230 et 12 ka.

L'observation des sédiments dans trois des principales rivières de l'île (rivière des Remparts, rivière Saint-Etienne, rivière des Galets) n'a pas permis de retrouver de particules vitreuses comme celles observées dans les séquences turbiditiques. Une provenance de ces particules depuis les rivières est donc peu probable. L'origine des verres est plus vraisemblablement sous-marine.

Les répartitions de ces trois groupes sont variables d'une unité à l'autre. L'unité U1 renferme principalement des verres de la série basaltique. L'unité U2 ne contient que des verres de la série différenciée, alors que les trois groupes sont retrouvés dans l'unité U3. Dans la partie centrale du fan distal, U3 est caractérisée par des verres des groupes 2 et 3, tandis que dans le fan proximal et dans la partie ouest du fan distal, les 3 groupes sont présents simultanément.

Sur les données de sondeur de sédiment, l'unité U1 semble relativement épaisse et seule la partie supérieure de cette unité a été prélevée dans nos carottes (cf. chapitre IV). La mise en place de cette unité est synchrone d'une forte période érosive de la portion émergée du Piton des Neiges (Kluska, 1997 ; Salvany, 2009) et d'un transport de sédiment important par les rivières. Il est donc possible que les coulées de laves différenciées aient été entièrement érodées et que leurs dépôts soient visibles dans les niveaux de sable situé à la base de l'unité U1. Le sommet de l'unité U1, prélevé dans nos carottes, serait caractérisé par des dépôts associés à l'érosion des coulées basaltiques, ce qui explique l'absence de verre issu de l'activité différenciée du Piton des Neiges (350 à 30 ka) dans l'unité U1. Il semble malgré tout plus probable que ces verres correspondent à l'activité ancienne du Piton de la Fournaise.

Les laves se sont mises en place dans la plaine des Cafres entre 450 et 220 ka. Elles ont par la suite été érodées par les écoulements des rivières permettant le transport de particules de verre dans le domaine profond.

L'unité U2 est principalement pélagique, seuls quelques petits niveaux de sable ou quelques niveaux contenant des ponces sont visibles. Les ponces présentes à la base de la carotte KERO-16 appartiennent toutes au groupe pétrologique des trachytes. Dans cette partie de la carotte, seules quelques ponces sont observées sans niveau pyroclastique ou turbidite à proximité. Leur composition homogène et leur isolement au sein d'un niveau hémipélagique important suggèrent qu'elles se soient déposées par décantation après un évènement pyroclastique ponctuel. La composition trachytique de ces ponces indique qu'elles se sont mises en place entre 150 et 12 ka, ce qui coïncide avec la période estimée de mise en place de l'unité U2 entre 25 et 125 ka. La présence des trois groupes de verres dans le fin niveau sableux (quelques centimètres) de la carotte FOR-C2 laisse supposer qu'il s'agit de dépôts secondaires qui se sont déposés et stockés sur la pente avant d'être transportés dans le domaine profond. La présence de verre appartenant au groupe 3 confirme que ce niveau sableux est postérieur à 150 ka.

L'unité U3 est une unité épaisse associée à l'activité turbiditique la plus récente du système de Cilaos. Contrairement aux unités précédentes les trois groupes présents dans l'unité U3 sont répartis de manière aléatoire entre le sommet et la base des carottes. Dans les carottes KERO-17 et FOR-C1, les termes les plus différenciés sont situés à la base de l'unité U3 et le sommet est composé des termes les moins différenciés. Comme pour l'unité U1, la mise en place de cette unité est associée à une forte période éruptive qui a pu permettre l'érosion des termes les plus acides en premier, présents à la base de U3, puis l'érosion des termes les moins différenciés observés au sommet de l'unité U3. Ceci est également suggéré par les carottes KERO-13 et KERO-14 qui présentent des verres appartenant aux basaltes transitionnels à leur sommet, impliquant une érosion jusqu'aux laves basaltiques du Piton des Neiges. Or, à la base de la carotte KERO-01, dans deux échantillons prélevés dans le même niveau sableux à quelques centimètres d'écart, les trois groupes de verres sont observés alors qu'au sommet de la carotte KERO-11, aucun verre correspondant à des basaltes transitionnels n'est visible.

Même si les sédiments sont stockés sur la pente avant d'être transportés en mer, il paraît difficile de trouver des verres associés à l'activité basaltique du Piton des Neiges à la base de KERO-01 et pas dans la carotte KERO-11. Il semble plus probable que les verres du groupe 1 présents dans l'unité U3 appartiennent à la phase basaltique du Piton de la Fournaise. Une alternance entre les basaltes alcalins de la phase III du Piton des Neiges et les basaltes transitionnels du Piton de la Fournaise peut expliquer l'alternance de composition dans les turbidites de l'unité 3. La présence de verre différencié suggère également que l'unité U3 est postérieure à 150 ka. Concernant l'activité du Piton de la Fournaise, les données ne permettent pas de différencier s'il s'agit des coulées mises en place entre 450 et 220 ka ou 65 à 5 ka.

L'étude des verres volcaniques présents dans les carottes du système turbiditique de Cilaos a permis d'identifier les différentes sources en matériel volcanoclastique. L'unité U1 a été principalement

alimentée par le Piton de la Fournaise, l'unité U2 a été principalement alimentées par le Piton des Neiges, tandis que les écharde de verres présentes dans l'unité U3 semblent provenir du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Cette étude confirme également les observations faites précédemment concernant les périodes de mise en place des trois unités. La présence de basaltes alcalins dans les unités U2 et U3 suggère qu'elles sont postérieures à 150 ka. Une étude détaillée de la morphologie des verres et de leur couleur serait nécessaire afin d'établir les modes de transports des verres et les taux de remaniement.

Chapitre VI : Discussion et conclusion

Chapitre VI : Discussion et conclusion

1. Synthèse sur le fonctionnement du système turbiditique de Cilaos.....	209
1.1. L'alimentation du système	209
1.2. Morphologie du système turbiditique.....	210
1.3. Dynamique d'écoulement	210
1.4. Modèle conceptuel de construction du système de Cilaos au cours des derniers 130 ka	211
2. Comparaison entre le système turbiditique de Cilaos et la sédimentation volcanoclastique d'autres îles volcaniques	212
2.1. Apports sédimentaires.....	212
2.2. Morphologie du système turbiditique.....	213
2.3. Variation eustatique vs activité volcanique.....	214
3. Comparaison entre le système turbiditique de Cilaos et un système silicoclastique « classique »	215
3.1. Apports sédimentaires.....	215
3.2. Morphologie du système turbiditique.....	216
Conclusion.....	217

Cette partie propose une synthèse et une discussion sur le fonctionnement du système turbiditique de Cilaos conduisant à une comparaison de celui-ci avec d'autres systèmes turbiditiques volcanoclastiques et silicoclastiques.

1. Synthèse sur le fonctionnement du système turbiditique de Cilaos

Le système turbiditique de Cilaos est un système volcanoclastique sableux situé au sud-ouest de l'île de La Réunion et couvrant une surface de 15000 km². Il est composé d'une zone de canyon de 75 km de long, d'un fan proximal de forte extension latérale (120 km) et d'un fan distal composé de chenaux incisés.

1.1. L'alimentation du système

L'étude détaillée de la zone de canyon du système de Cilaos a permis de mettre en évidence deux types principaux d'alimentations. Une alimentation par les rivières de l'île, sous la forme de courants hyperpycnaux qui apparaissent lors des fortes crues, et une alimentation provenant d'instabilités gravitaires aérienne ou sous-marine.

La localisation des canyons au débouché de la principale rivière du flanc sud-ouest du Piton des Neiges suggère une alimentation directe depuis la rivière. L'étude des têtes de canyon montre la présence de canyons exactement dans le prolongement de la rivière Saint-Étienne et dont le fond est caractérisé par la présence de petites dunes qui témoignent d'un régime de transport très dynamique. Des séquences turbiditiques épaisses pouvant être associées à des courants hyperpycnaux sont également présentes dans les carottes KERO-15 et KERO-17. Elles ont une base à granoclassement inverse caractérisant la montée en charge de l'écoulement, suivi d'un granoclassement normal qui marque la décrue.

Concernant l'alimentation par les glissements, celle-ci est principalement visible dans les canyons. La partie inférieure du canyon de Saint-Etienne est caractérisée par un fond chaotique tandis que sa partie supérieure et le canyon de Pierrefonds ont un fond lisse. Ces dépôts chaotiques semblent venir de la vallée Nord qui est interprétée comme une zone de glissement par Oehler (2005, unité Mr2 ou oN9 sur sa carte). Ces dépôts semblent avoir obstrué le canyon de Saint-Étienne puis ont été incisés par un chenal étroit situé dans le prolongement du canyon de Saint-Étienne. Cette incision des dépôts chaotiques suggère un apport plus récent et probablement fréquent par la rivière.

Un troisième type d'alimentation est identifié directement en liaison avec un processus volcanique. Il est observé dans les carottes de Cilaos et est probablement plus occasionnel : ce sont les coulées pyroclastiques. Dans la carotte KERO-01, une turbidite pyroclastique est observée à une profondeur de 3 m. Philippot (1984) observe également une turbidite pyroclastique dans deux carottes proches de KERO-01 et à des profondeurs similaires. Cette séquence n'est pas retrouvée à l'est de la zone de canyon, suggérant un événement ponctuel. L'analyse chimique des ponces, ainsi que le modèle stratigraphique, n'ont pas permis de rattacher cet événement à un événement précis identifié à terre.

1.2. Morphologie du système turbiditique

Le système turbiditique de Cilaos est un système sableux composé de trois zones principales : la zone de canyon, le fan proximal et fan distal. Le fan proximal est caractérisé par une forme semi-circulaire avec un diamètre de 100 à 150 km et par des formes lobées tandis que le fan distal, situé dans la continuité du fan proximal, est composé par des chenaux étroits qui se développent au milieu des reliefs volcaniques. La longueur totale du système de Cilaos est de plus de 250 km de long ce qui est largement supérieur aux dimensions habituelles des systèmes turbiditiques sableux silicoclastiques, généralement de l'ordre de quelques kilomètres (Reading et Richards, 1994). Les chenaux de l'éventail turbiditique de Cilaos présentent également la particularité de ne pas développer de véritables levées, mis à part quelques structures dans le fan distal. Ces particularités morphologiques semblent associées aux structures préexistantes de la plaine abyssale et à la nature de l'écoulement.

Dans le fan proximal, le courant turbiditique se déplace sur des pentes relativement importantes, comprises entre 2,5 et 0,1 %. Cet écoulement est principalement composé de sable comme en témoigne la carotte KERO-11. Normark et Piper (1991) suggèrent que les courants turbiditiques composés de sable grossier sont plus érosifs et plus rapides que les courants chargés en particules fines, spécialement s'ils se déplacent sur des pentes importantes. Lorsque l'écoulement arrive au niveau du fan distal, il est confiné entre les rides volcaniques ce qui favorise l'augmentation du caractère érosif de l'écoulement et la formation de chenaux étroits, fortement incisés et qui s'étendent sur plusieurs kilomètres. L'absence des levées peut également être expliquée par la faible teneur en particules fines dans l'écoulement. Dans le fan proximal, les séquences turbiditiques des carottes prélevées contiennent entre 80 et 95 % de sable.

1.3. Dynamique d'écoulement

Les travaux réalisés au cours de cette thèse ont permis de reconnaître trois unités sédimentaires superficielles distinctes au niveau de l'éventail de Cilaos. L'étendue de ces unités à travers le système turbiditique de Cilaos a pu être estimée grâce à la corrélation des carottes avec les profils de sondeur de sédiments.

L'unité U3 est caractérisée par des sables grossiers principalement visibles dans le fan proximal et les chenaux du fan distal. Sa nature sableuse associée à la forme radiale du fan proximal, le réseau de chenaux en tresse et le complexe de lobe, suggèrent une alimentation par des courants de densité riches en sable avec une forte énergie. Les écoulements du fan proximal sont acheminés par les canyons et atteignent le bas de la pente avec une vitesse importante permettant le transport de sable dans un rayon d'une centaine de kilomètre. Le champ de « sediment waves » situé dans la partie supérieure du fan proximal peut-être expliqué par un changement dans la dynamique de l'écoulement probablement lié à la rupture de pente marquant la base de l'édifice volcanique. Ce changement dans la dynamique d'écoulement pourrait correspondre à un ressaut hydraulique impliquant une augmentation du volume de l'écoulement, l'augmentation de la turbulence et une rapide diminution de la vitesse de l'écoulement (Garcia et Parker, 1989 ; Garcia, 1993 ; Piper et Normark, 2001). Ce

changement peut induire le dépôt d'un lobe sableux de forte extension sans incision de chenaux profonds et le développement d'un champ de « sediment waves » à la transition entre la zone de canyon et la zone de dépôt, conformément à certains modèles décrits dans la littérature (Morris et al., 1998; Wynn et al., 2002; Wynn and Stow, 2002).

L'unité U2 correspond quant à elle à un épais niveau d'argile (3-4 m), visible sur l'ensemble du système sauf sur les profils les plus proches de l'île. Cette unité, située en dessous de l'unité U3, indique un arrêt dans l'activité turbiditique avec une prédominance de la sédimentation hémipélagique.

L'unité U1 correspond au plus profond niveau imagé sur les profils de sondeur de sédiment. Elle est observée sur l'ensemble du système sauf dans la partie proche de l'île. Dans les carottes, elle est caractérisée par une succession de séquences turbiditiques de silt et sable fin de 30 à 40 cm d'épaisseur. Elle est de grande extension et visibles principalement dans les carottes du fan distal. La nature de cette unité associée à la morphologie du fan distal, caractérisée par des chenaux de forte extension et par des petites levées, suggère que les écoulements à l'origine de l'unité U1 sont des écoulements moins denses et plus riches en argile que les écoulements à l'origine de l'unité U3. Celui-ci est sûrement plus proche d'un écoulement sableux riche en argile comme dans le cas du Var ou des systèmes turbiditique Celtique et Armoricaïn.

Ainsi, les deux phases d'activité turbiditique identifiées dans le système de Cilaos ont eu une source en sédiments différente en composition avec probablement un apport plus important de sédiment hémipélagique (provenant de la pente) ou d'argile (provenant de l'érosion de l'île) pour l'écoulement à l'origine de l'unité U1. Les deux phases d'activité turbiditique sont séparées par une phase d'interruption de l'activité turbiditique.

1.4. Modèle conceptuel de construction du système de Cilaos au cours des derniers 130 ka

Les trois unités sédimentaires identifiées dans le système turbiditique de Cilaos ont été rattachées à trois stades dans l'évolution du système. L'unité U1, qui est composée par une succession de séquences turbiditiques, correspond à la période d'activité turbiditique la plus ancienne enregistrée dans les carottes. Calée sur une stratigraphie précise, la fin de cette période d'activité turbiditique a pu être estimée à environ 125 ka. L'unité U2, qui est constituée majoritairement par des argiles hémipélagiques, correspond à une période d'interruption dans l'activité turbiditique qui aurait eu lieu entre 125 ka et 25 ka. Enfin, l'unité U3 qui est composée de turbidites grossières correspond à la période d'activité turbiditique la plus récente du système, qui aurait débutée il y a 25 ka.

La première phase de fonctionnement du système de Cilaos correspond à une période d'activité volcanique explosive et d'érosion intense (Kluska, 1997), qui serait à l'origine de la formation des cirques (Kluska, 1997). L'arrêt de l'activité volcanique favorise les processus d'érosion notamment par les rivières. Cette période correspond également à une période de remontée du niveau marin. Sur

les îles volcaniques, cela se traduit par une augmentation de l'érosion côtière et un changement soudain des conditions de pression dans les pores des couches basales, favorisant ainsi les glissements de flancs (McMurtry et al., 2004 ; Quidelleur et al., 2008). Le début de l'interruption dans l'activité turbiditique coïncide avec une reprise de l'activité volcanique et notamment avec la mise en place de coulées de lave dans le cirque de Cilaos, il y a environ 130 ka (Kluska, 1997). Cette période correspond également à une période de baisse du niveau marin. La reprise de l'activité turbiditique, il y a 25 ka, correspond à une période de faible activité volcanique avec dominance des processus érosifs. C'est durant cette période que les cirques prendront leur forme actuelle (Kluska, 1994). Comme dans le cas de la première phase d'activité turbiditique, la forte érosion du réseau hydrographique permet le transport de grande quantité de matériaux dans le domaine profond. Cette phase coïncide également avec une période de remontée du niveau marin (dernière déglaciation).

Les différents stades de fonctionnement du système de Cilaos semblent tous deux liés à l'influence des variations du niveau marin, qui influent sur les apports par les glissements, et des variations de l'activité volcanique, qui influent sur l'apport des rivières. L'étude de la zone de canyon montre que l'apport des rivières est le mode d'alimentation du système le plus important. L'activité volcanique semble donc être le facteur de contrôle prédominant sur le système turbiditique de Cilaos.

2. Comparaison entre le système turbiditique de Cilaos et la sédimentation volcanoclastique d'autres îles volcaniques

Cette étude concerne un exemple de système turbiditique volcanoclastique récent. Même si aucun exemple d'un tel système n'a encore été décrit autour d'une île volcanique, certaines caractéristiques du système de Cilaos sont comparables à ce qui a pu être observé autour d'îles volcaniques comme Hawaii, les Canaries ou Stromboli.

2.1. Apports sédimentaires

La sédimentation au large de ces îles est caractérisée par de grandes quantités de matériaux volcanoclastiques retrouvées sur plusieurs centaines de kilomètres sur la plaine abyssale (Garcia et Hull, 1994 ; Alibès et al., 1999 ; Lebreiro et al., 1998). Ces dépôts forment généralement des séquences turbiditiques épaisses, pouvant atteindre plusieurs mètres (Lebreiro et al., 1998) et rattachées aux différentes phases de fonctionnement des volcans.

L'une des principales différences qui existe entre les courants de turbidité qui se mettent en place au large de ces îles et ceux qui se mettent en place au large de La Réunion est l'origine de ces courants. À La Réunion, l'origine principale des courants de turbidité est la dynamique fluviale, alors qu'à Hawaii, et aux Canaries, ce sont les transformations de grands glissements de flancs (avalanche de débris, coulées de débris ou slump) qui génèrent les courants de turbidité (Casalbore et al., 2010 ; Garcia et Hull, 1994 ; Masson, 1996). Cette différence peut être expliquée par l'absence de grande déstabilisation primaire ayant affecté le flanc sud-ouest du Piton des Neiges depuis 400 ka (Oehler et al., 2008 ; Bachèlery et al., 2003) tandis que des glissements sont datés à 15 ka aux Canaries (Masson,

1996). Les carottes prélevées dans le système de Cilaos ne couvrant que les derniers 150 ka, aucun dépôt associé à un grand glissement n'a pu être enregistré. Concernant les déstabilisations secondaires, elles sont visibles dans la morphologie des canyons, mais aucune structure particulière ne permet de les identifier dans les carottes. Des carottes plus longues permettraient d'étudier l'importance de ces glissements sur le système de Cilaos.

Un autre point important est le contexte climatique de ces îles. La Réunion présente un climat tropical humide caractérisé par des taux de précipitation extrêmement importants pouvant atteindre 12 m par an (Barcelo et al., 1997). Hawaï a un climat sub-tropical humide, comparable à La Réunion, mais avec des précipitations inférieures. Elles atteignent au maximum 7000 mm par an pour l'île d'Hawaï (Juvik et Nullet, 1994). Concernant les Canaries et Stromboli les précipitations sont encore moins importantes avec 900 à 500 mm par an pour les Canaries (Paris, 2002) et environ 600 mm par an pour Stromboli (Aubriet, 1992). Les fortes précipitations entraînent la formation d'écoulements torrentiels très érosifs dans les rivières, favorisant ainsi le transport de grandes quantités de sédiment dans le domaine sous-marin.

Le peu d'étude réalisée sur les apports des rivières dans le domaine profond au large des îles océaniques ne permet pas de contraindre l'impact de cette sédimentation autour des îles volcaniques. Les travaux de Funck and Schmincke (1998) ou Krastel et al. (2001) pour les Canaries ainsi que ceux de Moore et al. (1989) ou de Clague et Moore (2002) pour Hawaï montrent la présence de canyons sous-marins situés au débouché des principales ravines et rivières de ces îles. Les plus grands canyons au large des Canaries font 60 km de long, 5 km de large et 350 m de profondeur ce qui correspond à deux fois la longueur et la profondeur des canyons de Saint-Étienne et de Pierrefonds. Ces structures témoignent d'un apport direct des sédiments depuis le domaine aérien jusqu'au domaine profond. Mitchell et al. (2003) et Schneider et al. (1998) suggèrent aussi une alimentation de ces canyons par les rivières. Bien qu'il n'existe aucune description de système turbiditique détaillée en relation avec ces profonds canyons, leur creusement semble s'être réalisé dans des conditions très similaires aux canyons sous-marins de La Réunion.

2.2. Morphologie du système turbiditique

La morphologie du système turbiditique de Cilaos est caractérisée par la présence de canyons bien développés alimentant un éventail turbiditique avec des chenaux et des lobes. Des structures similaires sont observées sur les pentes de l'île de la Gomera avec la présence d'un réseau de canyons et de chenaux, associés à des courants de turbidité (Llanes et al., 2009). Aucun lobe n'a clairement été identifié au débouché de ces chenaux. Seules quelques accumulations de sédiment, appelées éventail de débris, ont été décrites (Krastel et al., 2001). À Stromboli, un système turbiditique d'une soixantaine de kilomètres de long, avec des lobes de dépôts, des chenaux et des canyons, se développe également sur les pentes du volcan, à travers les dépôts d'avalanche de débris (Romagnoli et al., 2009, Casalbore et al., 2010). De nombreuses structures chenalisées sont également visibles sur le reste des pentes du volcan avec le développement de systèmes chenal-levées sur le flanc sud-est de celui-ci. Le développement plus important des systèmes de Stromboli et de Cilaos, en comparaison avec le

système des Canaries, peut être expliqué par l'isolement relatif de ces deux îles. La proximité des différentes îles des Canaries entraîne un confinement des écoulements sur plusieurs flancs des îles, ce qui peut expliquer la difficulté d'identifier des lobes de dépôt et leur faible extension. La présence d'apports extérieurs au système avec des apports sédimentaires de la marge africaine peut également recouvrir les structures de dépôt liées aux îles et limiter leur identification.

À l'opposé, au large d'Hawaii, aucun système turbiditique n'a été observé pour l'instant. La présence d'une large flexure, suivie d'un bombement autour de l'archipel, contraint fortement la formation d'un système turbiditique. Les travaux de Rees et al. (1993) montrent l'accumulation de plus de 2 km de sédiment dans la flexure entre les îles d'Hawaii et de Kauai. Garcia et Hull (1994) ont également calculé que la hauteur minimum que devait avoir un courant de turbidité pour passer le bombement de 200 m qui entoure l'archipel, était de 325 m. Seuls les événements turbiditiques associés à de grands glissements de flancs seront enregistrés dans les parties les plus distales. Les dépôts turbiditiques issus de courants de plus faible volume s'accumulent dans la flexure formant des accumulations confinées de type « ponded » turbidite et empêchant la formation de système turbiditique bien développé plus étendu.

2.3. Variation eustatique vs activité volcanique

Les principaux facteurs de contrôle qui jouent un rôle sur la mise en place de turbidites au large d'Hawaii et des Canaries sont l'activité volcanique et les variations eustatiques. Les travaux de Alibès et al. (1999) montrent que les périodes de forte activité turbiditique au large des Canaries correspondent à des périodes d'activité volcanique importante. L'étude du forage ODP leg 157 atteste que durant les périodes de calme éruptif une activité turbiditique existe, mais elle est de moindre importance (Schneider et al., 1998). Dans le cas d'Hawaii et de Stromboli, les glissements à l'origine des séquences turbiditiques se produisent également pendant des périodes de l'activité volcanique.

Ces observations sont en contradiction avec celles effectuées sur le système de Cilaos, pour lequel les périodes d'activité turbiditique coïncident avec des périodes de calme éruptif. Cette différence peut être attribuée aux différences dans le mode d'alimentation de ces systèmes. Durant les périodes d'activité turbiditique, les produits du volcanisme sont directement transportés en mer ou s'accumulent sur le plateau, permettant ainsi la formation de grands glissements qui alimentent les courants turbiditiques au large d'Hawaii, de Stromboli ou des Canaries. Durant la période de temps étudié pour le système de Cilaos, aucun glissement majeur ne s'est produit pendant l'activité volcanique, et la majorité des produits volcaniques se sont accumulés dans les cirques limitant considérablement le transport en mer. Durant les périodes de calme éruptif, les dépôts accumulés dans les cirques se sont érodés et transportés dans les rivières par des écoulements torrentiels, puis dans le domaine marin profond par des courants de turbidité. Certaines des turbidites observées au large des Canaries pendant la période de calme éruptif du Miocène supérieur au Pliocène inférieur sont également rattachées à des apports fluviaux, comme observés à La Réunion (Schneider et al., 1998) comme celles identifiées au large de La Réunion.

Les variations eustatiques jouent également un rôle important sur la mise en place des turbidites au large de ces îles car elles sont généralement à l'origine du déclenchement des grands glissements. Les travaux de McMurtry et al. (2004) et de Quidelleur et al. (2008) mettent en évidence que les grands glissements observés sur les flancs des îles volcaniques sont liés aux remontées rapides du niveau marin durant les terminaisons glaciaires. Cette remontée serait à l'origine d'une augmentation de l'érosion côtière et d'un changement soudain des conditions de pression des pores des couches basales, favorisant ainsi les glissements de flancs. À La Réunion, ces remontées du niveau marin seraient à l'origine de petits glissements secondaires sur la pente mais de moindre importance qu'à Hawaïi, à Stromboli ou aux Canaries. Aucun grand glissement n'ayant affecté cette partie du Piton des Neiges depuis environ 400 ka il n'est pas possible d'établir un lien entre les remontées du niveau marin et des grands glissements comme observés à Hawaïi, à Stromboli ou aux Canaries.

Bien que le système turbiditique de Cilaos soit, pour l'instant, le seul système turbiditique volcanoclastique d'une telle ampleur bien documenté au large d'une île volcanique, de nombreuses structures aux larges d'autres îles volcaniques montrent que les courants turbiditiques jouent un rôle très important sur l'érosion des flancs et la sédimentation au large de ces îles. L'absence de grands glissements sur le flanc sud-ouest du Piton des Neiges depuis 400 ka, l'absence de flexure, les fortes précipitations et l'isolement de l'île de La Réunion sont autant de paramètres qui ont favorisé le développement d'un large système turbiditique au large de l'île de La Réunion.

3. Comparaison entre le système turbiditique de Cilaos et un système silicoclastique « classique »

L'une des premières interrogations sur le système de Cilaos est sa similitude avec des systèmes turbiditiques silicoclastiques. Néanmoins, la nature volcanique des sédiments sableux qui le compose fait de lui un système unique. Par sa nature sableuse, il est comparable à un système sableux comme le Golo ou le Hueneme, mais ses dimensions de l'ordre de quelques centaines de kilomètres semblent plutôt le rapprocher de systèmes turbiditiques plus riches en particules fines comme les systèmes turbiditique Celtique ou Armoricaïn.

3.1. Apports sédimentaires

Selon la classification de Reading et Richards (1994) il existe trois principales sortes d'alimentation : les sources ponctuelles, les sources multiples et les sources linéaires. Le système turbiditique de Cilaos est issu d'une source ponctuelle, au même titre que les systèmes sableux du Golo ou du Hueneme ou du système riche en sable et en argile du Var. Ces derniers sont alimentés par des rivières qui prennent leurs sources à plus de 2000 m d'altitude (Gervais et al., 2004 ; Inman et Jenkins, 1999 ; Jorry et al., 2011). Les fortes précipitations qui affectent leur bassin versant font que ces rivières ont un régime torrentiel, comme la rivière Saint-Étienne, permettant des apports sédimentaires importants dans le domaine profond (Gervais et al., 2004 ; Jorry et al., 2011). Les systèmes turbiditiques sont également alimentés indirectement par des glissements liés à des déstabilisations de sédiment sur la bordure du plateau. Leur principale différence avec le système de Cilaos, du point de vue de l'alimentation, est la

taille de leur bassin versant. Cette taille est de 1080 km² pour le système du Golo (Gervais et al., 2004), 4130 km² pour le système du Hueneme (Inman et Jenkins, 1999), et de 2800 km² pour le système du Var (Jorry et al., 2011), ce qui est très largement supérieur au bassin versant de la rivière Saint-Etienne (360 km²). La petite taille du bassin versant de la rivière Saint-Étienne suggère, à priori, un faible apport en sédiment dans le domaine profond, mais celui-ci est compensé par une source en sédiment volumineuse. Les précipitations importantes permettent une érosion intense des formations volcaniques de l'île qui sont renouvelées grâce à l'activité volcanique.

La nature des sédiments transportés, dans le système sableux du Golo, sont des sables et des silts de granulométrie comprise entre 60 µm et 2 mm (Gervais et al., 2006) qui sont dans les mêmes gammes granulométriques que celles retrouvées dans le système de Cilaos. Cependant, les proportions en particules fines semblent plus importantes dans le système du Golo, qui présente des levées bien développées et riches en argile, jusqu'à 100% d'argile (Gervais et al., 2006). Dans le système de Cilaos, la nature volcanique de l'île de La Réunion induit des apports en argile qui restent très faibles. Ainsi, les turbidites du système de Cilaos sont composées en grande majorité par des silts et des sables, avec moins de 10 % d'argile dans les turbidites de la carotte KERO-15 située en bordure du chenal distal.

3.2. Morphologie du système turbiditique

Un système turbiditique est généralement composé d'une zone de canyon qui alimente un système chenal-levées puis un ensemble de lobes. C'est le cas, par exemple, des systèmes du Golo (Gervais et al., 2006) du Var (Migeon et al., 2006), Armoricain (Zaragosi et al, 2001) et Celtique (Zaragosi et al., 2000). Dans certain cas, il est possible que cette organisation diffère, par exemple à cause des processus tectoniques comme dans le cas du système turbiditique de l'Orénoque situé à proximité du prisme d'accrétion de la Barbade (Callec et al., 2010). Sa morphologie est contrainte par les structures compressives du prisme de la Barbade impliquant une organisation différente. Il est composé d'un système chenal-levées qui alimente des canyons puis un ensemble de lobes. Dans le cas de La Réunion le système se compose d'une zone de canyons, d'un ensemble de lobes chenalisés prolongés par des chenaux. Cette organisation particulière du système turbiditique de Cilaos est liée à la superposition de deux systèmes d'âge différent : un système ancien et un système récent. La superposition de deux systèmes turbiditiques d'âge différent est également observée dans le système de Monterey (Fildani et Normark, 2004). Celui-ci est composé de deux systèmes turbiditiques : le système turbiditique inférieur du Néogène et le système turbiditique supérieur du Quaternaire (Fildani et Normark, 2004).

Dans le cas de Cilaos, le système récent est rattaché à la zone de lobe du fan proximal. Il est caractérisé par des chenaux sans levée comme ceux observés dans le champ pétrolifère de Lagoa Parada ou du système de Monterey (Bruhn et Walker, 1997 ; Fildani et Normark, 2004). Ils sont associés à des écoulements très érosifs et riches en sable qui ne permettent pas le développement de levées. Le système ancien est représenté par les chenaux du fan distal. Sa morphologie dans la partie proximale n'est pas connue car les données de sondeur de sédiment ne pénètrent pas suffisamment pour l'imager. Les dimensions du système ancien, environ 15000 km², et la nature de ses dépôts sont comparables à celles de systèmes turbiditiques riches en argile et en sable comme les systèmes

Armoricaïn (30 000 km²), Celtique (30 000 km²) ou du Var (16000 km²). La morphologie radiale et la nature de la sédimentation du système récent le rapprochent plus d'un système turbiditique sableux comme le Hueneme (500 km²) ou le Golo (500 km²).

Les différents éléments architecturaux qui constituent le système turbiditique de Cilaos sont comparables aux éléments architecturaux de plusieurs systèmes turbiditiques silicoclastiques profonds décrits dans la littérature. Mais celui-ci, par l'origine volcanique de ces sédiments et par la morphologie complexe de la plaine abyssale sur laquelle il se développe, reste néanmoins un exemple unique de grand système turbiditique sableux.

Conclusion

Apports de cette étude

Avant cette thèse, peu de travaux s'étaient intéressés au développement d'un système détritique chenalisé lié au démantèlement d'une île volcanique. Grâce au jeu de données exceptionnel acquis durant les campagnes océanographiques des projets ERODER et FOREVER, cinq systèmes turbiditiques volcanoclastiques ont été découverts au large de l'île de La Réunion. Ces données ont fourni l'opportunité d'étudier en détail la morphologie et la sédimentation d'un système turbiditique associé à une île volcanique. Cette thèse avait pour sujet l'étude du système turbiditique de Cilaos, un système turbiditique situé au sud-ouest de l'île de La Réunion. Les objectifs de cette thèse étaient de :

- Caractériser la morphologie actuelle du système turbiditique pour comprendre les processus sédimentaires qui participent au transfert de matière île-océan.
- Caractériser la répartition spatiale et la nature des dépôts dans le bassin (mode de répartition des dépôts sableux vs dépôts fins), afin de discuter de l'originalité de la sédimentation d'une telle source volcanoclastique.
- Proposer un scénario d'évolution de ce système au cours du temps, en précisant les moteurs de son évolution.
- Comparer ce système aux systèmes classiques silicoclastiques et aux autres systèmes volcanoclastiques.

Ce travail constitue l'une des premières études détaillées sur la formation et l'évolution d'un système détritique chenalisé associé au démantèlement d'une île volcanique. L'étude de la morphologie et de l'alimentation du système a permis de mettre en évidence que les systèmes volcanoclastiques sont fortement influencés par les apports des rivières. Par leur nature (et notamment leur granulométrie) et leur volume important, ces apports induisent la formation d'un système turbiditique d'environ 300 km de long, comparable aux systèmes silicoclastiques connus dans d'autres environnements. Comme les grands systèmes sableux développés le long des marges continentales, il présente des éléments architecturaux tels que des canyons, des chenaux et des lobes, et une dynamique d'écoulement semblable. Néanmoins, la nature pauvre en argile de l'écoulement et les structures préexistantes de la plaque, rendent particulière la morphologie de ces éléments. Cette étude permet également de montrer l'importance des phases d'activité et d'inactivité volcanique dans la mise en place de ces systèmes à la

fois grâce à l'apport important de matériel dans le bassin, mais également comme facteur de contrôle sur la mise en place des turbidites. Les apports par les rivières sont favorisés pendant les périodes d'interruption de l'activité volcanique (intensification de l'érosion), tandis qu'en période volcanique, les processus d'érosion et de transport sédimentaire sont très limités, bien qu'il s'agisse de période de production importante de matière.

Le système turbiditique de Cilaos est un exemple de grand système turbiditique volcanoclastique sableux dont l'alimentation est déterminée par les crues des fleuves, en liaison avec l'activité volcanique. La complexité de la morphologie et de l'architecture de ce système volcanoclastique est liée à la complexité morphologique préexistante de la plaque (interaction pente-courant de turbidité, reliefs) et à la nature de la source relativement pauvre en argile.

Perspectives

Suite aux résultats de cette thèse, certains points seraient intéressants à développer concernant l'évolution du système au cours du temps et concernant la relation entre les séquences turbiditiques et le volcanisme à La Réunion.

Evolution du système dans le temps :

- Il pourrait être envisagé d'étendre l'étude stratigraphique à l'ensemble des carottes ayant prélevé l'unité U2. La réalisation de courbe de $\delta^{18}\text{O}$ et de datation ^{14}C sur ces carottes permettrait de préciser le modèle d'âge et d'étudier la fréquence de distribution des turbidites dans le bassin. Il serait ainsi possible de voir si cette fréquence a évolué au cours du temps entre les unités U1 et U3.
- Une étude paléoclimatique régionale précise de la sédimentation au large de l'île de la Réunion serait également utile. Celle-ci permettrait de contraindre l'impact du climat sur l'érosion de l'île et d'étudier la corrélation entre les variations climatiques et la mise en place des turbidites dans le système. Elle fournirait également des informations sur les variations climatiques dans l'Océan Indien ouest où les données sont rares. Cette approche pourra être envisagée dans le cadre de l'exploitation des nouvelles données acquises très récemment (ERODER4, 2011), et notamment par l'étude des carottages longs. Plusieurs méthodes peuvent être envisagées comme l'analyse des foraminifères planctoniques pour la réalisation de courbes de $\delta^{18}\text{O}$, ou la palynologie pour identifier les périodes humides et arides au cours des derniers 300 ka.

Relation turbidite/activité volcanique :

- Une étude précise et systématique des particules de verres et des minéraux contenus dans l'ensemble des niveaux sableux, dans la continuité des travaux réalisés pendant cette thèse, serait nécessaire. Le travail, initié dans ce domaine, est assez prometteur, et une étude de la morphologie et de la chimie des verres ainsi que de l'occurrence des différents minéraux permettrait d'étudier la variation des apports au sein d'une même carotte et une corrélation plus précise entre les niveaux turbiditiques et l'activité volcanique. Une datation des ponces retrouvées dans les carottes KERO-16 et KERO-01 permettrait

également de fixer le modèle d'âge, et surtout de faire le lien entre l'activité volcanique et le fonctionnement du système, ce qui représente un enjeu important pour la compréhension de l'impact des éruptions dans la sédimentation marine. Une analyse des niveaux de téphras dans les carottages longs de la campagne ERODER 4, permettrait d'appuyer cette étude de l'impact du volcanisme sur la sédimentation marine. Ce travail pourra être corrélé aux travaux réalisés antérieurement par Fretzdorff et al. (2000).

- Une étude des différents dépôts de glissements à terre serait également nécessaire pour comprendre le système terre-mer dans son ensemble. Elle permettrait d'établir un lien direct entre les dépôts à terre et ceux qui sont observés en mer. La compréhension des processus d'érosion et de transport et la quantification des volumes de matériel transportés à terre, notamment pendant les périodes de crue, est un point clé pour comprendre l'alimentation des canyons et l'initiation des courants de turbidité (ou hyperpycnaux).

Références bibliographiques

A

- Acosta, J., Uchupi, E., Munoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., and Grp, Z. E. E. W. (2003). Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. *Marine Geophysical Researches* **24**, 1-40.
- Alabyan, A. M., and Chalov, R. (1998). Types of river channel patterns and their natural controls. *Earth Surface Processes and Landforms* **23**, 467-474.
- Albarede, F., Luais, B., Fitton, G., Semet, M., Kaminski, E., Upton, B. G. J., Bachelery, P., and Cheminee, J. L. (1997). The geochemical regimes of Piton de la Fournaise volcano (Reunion) during the last 530,000 years. *Journal of Petrology* **38**, 171-201.
- Alibés, B., Rothwell, R. G., Canals, M., Weaver, P. P. E., and Alonso, B. (1999). Determination of sediment volumes, accumulation rates and turbidite emplacement frequencies on the Madeira Abyssal Plain (NE Atlantic): a correlation between seismic and borehole data. *Marine Geology* **160**, 225-250.
- Andresen, N., Reijmer, J. J. G., and Droxler, A. W. (2003). Timing and distribution of calciturbidites around a deeply submerged carbonate platform in a seismically active setting (Pedro Bank, Northern Nicaragua Rise, Caribbean Sea). *International Journal of Earth Sciences* **92**, 573-592.
- Aubriet, S. (1992). L'eau dans les petites îles de Méditerranée. *Sécheresse* **3**, 75-84.

B

- Babonneau, N., Savoye, B., Cremer, M., and Klein, B. (2002). Morphology and architecture of the present canyon and channel system of the Zaire deep-sea fan. *Marine and Petroleum Geology* **19**, 445-467.
- Bachèlery, P. (1994). Les volcans boucliers basaltiques. In "Le Volcanisme." (J.-L. Bourdier, Ed.), pp. 195-206. BRGM.
- Bachèlery, P., and Mairine, P. (1990). Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0,53 Ma. In "Le volcanisme de la réunion - Monographie." (J. F. Lénat, Ed.), pp. 213-242.
- Bachèlery, P., Robineau, B., Courteaud, M., and Savin, C. (2003). Debris avalanches on the western flank of Piton des Neiges shield volcano (Reunion Island). *Bulletin de la Societe Géologique de France* **174**, 125-140.
- Bagnold, R. A. (1962). Auto-Suspension of Transported Sediment; Turbidity Currents. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences* **265**, 315-319.

- Baltzer, A., Unterseh, S., and Voisset, M. (2001). L'imagerie acoustique sous-marine que voit-elle réellement ? . *Revue française de génie civil* **5**, 1015-1029.
- Barcelo, A., Robert, R., and Coudray, J. (1997). A major rainfall event: The 27 February 5 March 1993 rains on the southeastern slope of Piton de la Fournaise massif (Reunion Island, southwest Indian Ocean). *Monthly Weather Review* **125**, 3341-3346.
- Bard, E., Hamelin, B., and Fairbanks, R. G. (1990). U-Th ages obtained by mass spectrometry in corals from Barbados: sea level during the past 130,000 years. *Nature* **346**, 456-458.
- Batiza, R., Fornari, D. J., Vanko, D. A., and Lonsdale, P. (1984). Craters, Calderas, and Hyaloclastites on Young Pacific Seamounts. *Journal of Geophysical Research* **89**, 8371-8390.
- Billard, G., and Vincent, P. M. (1974). Cartes géologiques de la France, La Réunion 1/50000 (4 feuilles) et notice. BRGM France.
- Binet, F. (1998). Contribution à la géologie du Cantal : la haute vallée du Mars (France), pp. 138. M. G. n°81, IGAL, Cergy.
- Binet-Tarbé de Vauxclairs, C. (2007). Effondrement du pont de la rivière Saint-Etienne sur l'île de La Réunion. Conseil général des ponts et chaussées.
- Bonnel, C. (2005). Mise en place des lobes distaux dans les systèmes turbiditiques actuels : Analyse comparée des systèmes du Zaïre, Var et Rhône. **PhD**, 278.
- Bonneville, A., Barriot, J. P., and Bayer, R. (1988). Evidence from geoid data of a hotspot origin for the southern Mascarene Plateau and Mascarene Islands (Indian Ocean). *Journal of geophysical research* **93**, 4199-4212.
- Boudon, G., Le Friant, A., Komorowski, J. C., Deplus, C., and Semet, M. P. (2007). Volcano flank instability in the Lesser Antilles arc: Diversity of scale, processes, and temporal recurrence. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* **112**.
- Bouma, A. H. (1962). "Sedimentology of some flysh deposits: a graphic approach to facies interpretation." Elsevier, Amsterdam.
- Bouma, A. H. (2000). Coarse-grained and fine-grained turbidite systems as end member models: applicability and dangers. *Marine and Petroleum Geology* **17**, 137-143.
- Bourdier, J. L., and Le Pennec, J. L. (1994). Les écoulements pyroclastiques. In "Le Volcanisme." (J.-L. Bourdier, Ed.), pp. 145-155. BRGM.
- Bourget, J., Zaragosi, S., Ellouz-Zimmermann, N., Mouchot, N., Garlan, T., Schneider, J.-L., Lanfumey, V., and Lallemand, S. (2011). Turbidite system architecture and sedimentary processes along topographically complex slopes: the Makran convergent margin. *Sedimentology* **58**, 376-406.

- Bourillet, J. F., Damy, G., Migeon, S., Sultan, N., and Dussud, L. (2007). Behaviour of a piston corer from accelerometers and new insights on associated disturbances. In "6th international conference on Offshore Site Investigation and Geotechnics : Confronting New Challenges and Sharing Knowledge." pp. 57-62, London.
- Bret, L., Fevre, Y., Join, J. L., Robineau, B., and Bachelery, P. (2003). Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges volcano (Reunion Island): overview and geological hazard. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **123**, 25-41.
- Brice, J. C., Blodgett, J. C., and Others. (1978). Countermeasures for hydraulic problems at bridges. In "U. S.G.S."
- Bruhn, C. H. L., and Walker, R. G. (1997). Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel-levee complexes, Early Eocene Regência Canyon, Espírito Santo Basin, Brazil. *Sedimentology* **44**, 17-46.
- Bugge, T., Belderson, R. H., and Kenyon, N. H. (1988). The Storegga Slide. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* **325**, 357-388.
- Burke, K. (1996). The African plate. *South African Journal of Geology* **4**, 339-408.

C

- Callec, Y., Deville, E., Desaubliaux, G., Griboulard, R., Huyghe, P., Mascle, A., Mascle, G., Noble, M., de Carillo, C. P., and Schmitz, J. (2010). The Orinoco turbidite system: Tectonic controls on sea-floor morphology and sedimentation. *AAPG Bulletin* **94**, 869-887.
- Camoin, G. F., Colonna, M., Montaggioni, L. M., Casanova, J., Faure, G., and Thomassin, B. A. (1997). Holocène sea-level changes and reef development in the southwestern Indian Ocean. *Coral Reef* **16**, 247-259.
- 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**, 119-146.
- Capra, L., Poblete, M. A., and Alvarado, R. (2004). The 1997 and 2001 lahars of Popocatepetl volcano (Central Mexico): textural and sedimentological constraints on their origin and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **131**, 351-369.
- Cas, R. A. F., and Wright, J. V. (1987). "Volcanic successions: modern and ancient." Allen & Unwin, London.
- Cas, R. A. F., and Wright, J. V. (1991). Subaqueous pyroclastic flows and ignimbrites: an assessment. *Bulletin of volcanology* **53**, 357-380.
- Casalbore, D., Romagnoli, C., Chiocci, F., and Frezza, V. (2010). Morpho-sedimentary characteristics of the volcanoclastic apron around Stromboli volcano (Italy). *Marine Geology* **269**, 132-148.

- Charvis, P., Laesanpura, A., Gallart, J., Hirn, A., Lepine, J. C., de Voogd, B., Minshull, T. A., Hello, Y., and Pontoise, B. (1999). Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Reunion, from wide-angle seismic data. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* **104**, 2875-2893.
- Chevallier, L., Lalanne, F. X., Bachelery, P., and Vincent, P. M. (1981). The February 1981 Eruption at the Piton De La Fournaise (Reunion Island, Indian-Ocean) - Phenomenology and Structural Remarks. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II* **293**, 187-190.
- Clague, D. A., and Moore, J. G. (2002). The proximal part of the giant submarine Wailau landslide, Molokai, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **113**, 259-287.
- Cochonat, P., Lénat, J. F., Bachélery, P., Boivin, P., Cornaglia, B., Deniel, C., Labazuy, P., Le Drezen, E., Lipman, P. W., Ollier, G., Savoye, B., Vincent, P. M., and Voisset, M. (1990). Importances des dépôts gravitaires dans la mise en place d'un système volcano-sédimentaire sous-marin (volcan de la Fournaise, Ile de La Réunion). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II t* **311**, 679-686.
- Colonna, M. (1996). Reconstruction of sea-level changes during the Holocene in the south western part of Indian Ocean. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Serie II Fascicule a-Sciences de la Terre et des Planetes* **322**, 653-660.
- Cordier, E. (2007). "Dynamique hydrosédimentaire du récif frangeant de l'Hermitage/La Saline (La Réunion) : Processus physiques et flux sédimentaires." Univ. La Réunion.
- Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., and Stock, J. (2003). Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **205**, 295-308.
- Crandell, D. R., Miller, C. D., Glicken, H. X., Christiansen, R. L., and Newhall, C. G. (1984). Catastrophic debris avalanche from ancestral Mount Shasta volcano, California. *Geology* **12**, 143-146.
- Curray, J. R., and Moore, D. G. (1971). Growth of the Bengal Deep-Sea Fan and Denudation in the Himalayas. *Geological Society of America Bulletin* **82**, 563-572.

D

- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jengen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J., and Bond, G. (1993). Evidence for general instability of past climate from 250-kyr ice-core record. *Nature* **364**, 218-220.
- De la Torres, Y. (2004). Synthèse morphodynamique des littoraux de La Réunion. BRGM.
- De Pippo, T. (2004). Submarine Valley. In "Encyclopedia of Geomorphology Volume 2." (A. S. Goudie, Ed.). Routledge.

- De Voogd, B., Palome, S. P., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., Danobeitia, J., and Perroud, H. (1999). Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Reunion. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* **104**, 2855-2874.
- Deniel, C., Kieffer, G., and Lecointre, J. (1992). New Th-230-U-238 and C-14 age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion-A revised chronology for the Differentiated Series *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **51**, 253-267.
- Deplus, C. (2001). Plate tectonics - Indian ocean actively deforms. *Science* **292**, 1850-1851.
- Deplus, C., de Voogd, B., Dymont, J., Bissessur, D., Sisavath, E., Depuiset, F., and Mercier, M. (2009). New insights on the oceanic lithosphere at La Reunion hotspot volcano. In "EGU ". Geophysical Research Abstracts 11-5728, Vienna.
- Deplus, C., de Voogd, B., Dymont, J., Depuiset, F., Sisavath, E., and party, F. s. (2007). Does the Reunion Hotspot Volcano Emplace on a Fossil Ridge or a Fracture Zone? In "AGU 2007 Fall Meeting ". Eos Trans. AGU V31F-05, San Francisco.
- Driad, L. (1997). "Structure profonde de l'édifice volcanique de la Réunion (Océan Indien) par sismique réfraction et grand angle."
- Droxler, A. W., and Schlager, W. (1985). Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidite frequency in the Bahamas. *Geology* **13**, 799-802.
- Droz, L., Rigaut, F., Cochonat, P., and Tofani, R. (1996). Morphology and recent evolution of the Zaire turbidite system (Gulf of Guinea). *Geological Society of America Bulletin* **108**, 253-269.
- Ducassou, E., Migeon, S., Mulder, T., Murat, A., Capotondis, L., Bernasconi, S. M., and Mascle, J. (2009). Evolution of the Nile deep-sea turbidite system during the Late Quaternary: influence of climate change on fan sedimentation. *Sedimentology* **56**, 2061-2090.
- Dumaisnil, C., Thouret, J.-C., Chambon, G., Doyle, E. E., Cronin, S. J., and Surono. (2010). Hydraulic, physical and rheological characteristics of rain-triggered lahars at Semeru volcano, Indonesia. *Earth Surface Processes and Landforms* **35**, 1573-1590.
- Duncan, R. A., Backman, J., and Peterson, L. (1989). Reunion hotspot activity through tertiary time: initial results from the Ocean Drilling Program, leg 115. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **4**, 193-198.
- Durville, P. (2002). "Colonisation Ichtyologique des platiers de La Réunion et biologie des post-larves de poissons coralliens." Univ. La Réunion.
- Dzurisin, D., Koyanagi, R. Y., and English, T. T. (1984). Magma supply and storage at Kilauea volcano, Hawaii, 1956-1983. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **21**, 177-206.

E

- Eaton, B. C., Millar, R. G., and Davidson, S. (2010). Channel patterns: Braided, anabranching, and single-thread. *Geomorphology* **120**, 353-364.
- EPICA, c. m. (2004). Eight glacial cycles from an Antarctic ice core. *Nature* **429**, 623-628.

F

- Fairbanks, R. G. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* **342**, 637-642.
- Famin, V., and Michon, L. (2010). Volcano destabilization by magma injections in a detachment. *Geology* **38**, 219-222.
- Farley, K. A., and Neroda, E. (1998). Noble gases in the Earth's mantle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **26**, 189-218.
- Favalli, M., Kartson, D., Mazzuoli, R., Pareschi, M. T., and Ventura, G. (2005). Volcanic geomorphology and tectonics of the Aeolian archipelago (Southern Italy) based on integrated DEM data. *Bulletin of volcanology* **68**, 157-170.
- Fèvre, Y. (2005). "Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle géologique sur une île volcanique jeune à relief élevé - La Réunion (Océan Indien).", Université de la Réunion.
- Fildani, A., and Normark, W. R. (2004). Late Quaternary evolution of channel and lobe complexes of Monterey Fan. *Marine Geology* **206**, 199-223.
- Fisher, R. V. (1961). Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. *Geological Society of America Bulletin*, 1409-1414.
- Fisher, R. V. (1966). Rocks composed of volcanic fragments and their classification. *Earth-Science Reviews* **1**, 287-298.
- Fisher, R. V., and Schmincke, H. U. (1994). Volcanoclastic sediment transport and deposition. In "Sediment Transport and Depositional Processes." (K. Pye, Ed.), pp. 351-388. Blackwell Scientific Publication.
- Fiske, R. S., and Jackson, E. D. (1972). Orientation and Growth of Hawaiian Volcanic Rifts: The Effect of Regional Structure and Gravitational Stresses. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences* **329**, 299-326.
- Flood, R. D., Manley, P. L., Kowsmann, R. O., Appi, C. J., and Pirmez, C. (1991). Seismic Facies and Late Quaternary Growth of Amazon Submarine Fan. . In "Seismic Facies and Sedimentary Processes of Submarine Fans and Turbidite Systems. ." (P. W. a. M. L. Link, Ed.). Springer-Verlag, New York.

- Freeze, R. A. (1974). Streamflow Generation. *Reviews of Geophysics and Space Physics* **12**, 627-647.
- Frenz, M., Wynn, R., Georgiopoulou, A., Bender, V., Hough, G., Masson, D., Talling, P., and Cronin, B. (2009). Provenance and pathways of late Quaternary turbidites in the deep-water Agadir Basin, northwest African margin. *International Journal of Earth Sciences* **98**, 721-733.
- Fretzdorff, S., Paterne, M., Stoffers, P., and Ivanova, E. (2000). Explosive activity of the Reunion Island volcanoes through the past 260,000 years as recorded in deep-sea sediments. *Bulletin of Volcanology* **62**, 266-277.
- Fretzdorff, S., Stoffers, P., Devey, C. W., and Munsch, M. (1998). Structure and morphology of submarine volcanism in the hotspot region around Reunion Island, western Indian Ocean. *Marine Geology* **148**, 39-53.
- Frey, F. A., Wise, W. S., Garcia, M. O., West, H., Kwon, S.-T., and Kennedy, A. (1990). Evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrologic and Geochemical Constraints on Postshield Volcanism. *Journal of Geophysical Research* **95**, 1271-1300.
- Funck, T., and Schmincke, H. U. (1998). Growth and destruction of Gran Canaria deduced from seismic reflection and bathymetric data. *Journal of Geophysical Research* **103**, 393-407.

G

- Gailler, L. S., Lenat, J. F., Lambert, M., Levieux, G., Villeneuve, N., and Froger, J. L. (2009). Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **184**, 31-48.
- Gallart, J., Driad, L., Charvis, P., Sapin, M., Hirn, A., Diaz, J., de Voogd, B., and Sachpazi, M. (1999). Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Reunion from an offshore-onshore seismic transect. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* **104**, 2895-2908.
- Galloway, W. E. (1998). Clastic depositional systems and sequences; applications to reservoir prediction, delineation, and characterization. *The Leading Edge* **17**, 173-180.
- Gamberi, F. (2001). Volcanic facies associations in a modern volcanoclastic apron (Lipari and Vulcano offshore, Aeolian Island Arc). *Bulletin of volcanology* **63**, 264-273.
- Garcia, M., and Parker, G. (1989). Experiments on hydraulic jumps in turbidity currents near a canyon-fan transition. *Science* **245**, 393-396.
- Garcia, M. H. (1993). Hydraulic Jumps in Sediment-Driven Bottom Currents. *Journal of Hydraulic Engineering* **119**, 1094-1117.
- Garcia, M. O., and Hull, D. M. (1994). Turbidites from giant Hawaiian landslides-results from Ocean Drilling Program site-842. *Geology* **22**, 159-162.

- 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**, 317-335.
- Gervais, A., Savoye, B., Mulder, T., and Gonthier, E. (2006). Sandy modern turbidite lobes: A new insight from high resolution seismic data. *Marine and Petroleum Geology* **23**, 485-502.
- Gervais, A., Savoye, B., Mulder, T., Piper, D. J. W., Cremer, M., and Pichevin, L. (2004). Present morphology and depositional architecture of a sandy submarine system: the Golo turbidite system (Eastern margin of Corsica). In "Confined Turbidite Systems." (S. Lomas, and P. Joseph, Eds.), pp. 59-89. Geological Society, Special Publication, London.
- Gillespie, M. R., and Styles, M. T. (1999). BGS Rock Classification Scheme, Volume 1, Classification of igneous rocks. In "British Geological Survey Research Report." pp. 52.
- Gillot, P. Y., Lefevre, J. C., and Nativel, P. E. (1994). Model for the structural evolution of the volcanos of Réunion Island. *Earth and Planetary Science Letters* **122**, 291-302.
- Gillot, P. Y., and Nativel, P. (1989). Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 53-65.
- Graetinger, A., Manville, V., and Briggs, R. (2010). Depositional record of historic lahars in the upper Whangaehu Valley, Mt. Ruapehu, New Zealand: implications for trigger mechanisms, flow dynamics and lahar hazards. *Bulletin of volcanology* **72**, 279-296.

H

- Hampton, M. A. (1979). Buoyancy in debris flows. *Journal of Sedimentary Petrology* **49**, 753-758.
- Henrich, R. d., Cherubini, Y., and Meggers, H. (2010). Climate and sea level induced turbidite activity in a canyon system offshore the hyperarid Western Sahara (Mauritania): The Timiris Canyon. *Marine Geology* **275**, 178-198.
- Hildenbrand, A., Gillot, P. Y., and Marlin, C. (2008). Geomorphological study of long-term erosion on a tropical volcanic ocean island: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Geomorphology* **93**, 460-481.
- Honnorez, J., and Kirst, P. (1975). Submarine Basaltic Volcanism: Morphometric Parameters for Discriminating Hyaloclastites from Hyalotuffs. *Bulletin of volcanology* **39**, 441-465.

I

- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L., and Shackleton, N. J. (1984). The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine d¹⁸O record. In "Milankovitch and climate, Part1." (A. Berger, J. Imbrie, J. Hays, G. Kukla, and B. Saltzman, Eds.), pp. 269–305. Springer.

Inman, D. L., and Jenkins, S. A. (1999). Climate Change and the Episodicity of Sediment Flux of Small California Rivers.

Iverson, R. M. (1995). Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes? *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **66**, 295-308.

Iverson, R. M. (1997). The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics* **35**, 245-296.

J

Janda, R. J., Scott, K. M., Nolan, K. M., and Martinson, H. A. (1981). Lahar movement, effects and deposits. In "The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington." (P. W. Lipman, and D. R. Mullineaux, Eds.), pp. 461-478. U.S. Geological Survey Professional Paper.

Jégou, I. (2008). "Etude de la transition chenal-levées/lobes dans les systèmes turbiditiques récents. Application à un système intra-pente du Delta du Niger, à l'éventail turbiditique de l'Amazone et au Néofan du Petit-Rhône." Univ. Bretagne Occidentale.

Jorry, S. J., Droxler, A. W., and Francis, J. M. (2010). Deepwater carbonate deposition in response to re-flooding of carbonate bank and atoll-tops at glacial terminations. *Quaternary Science Reviews* **29**, 2010-2026.

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

Juvik, J. O., and Nullet, D. (1994). A Climate Transect through Tropical Montane Rain Forest in Hawaii. *Journal of Applied Meteorology* **33**, 1304-1312.

K

Kieffer, G. (1990). Grand traits morphologiques de l'île de la Réunion (Océan Indien). In "Le Volcanisme de la Réunion - Monographie." (J. F. Lénat, Ed.), pp. 75-114.

Kieffer, G., Gillot, P. Y., Cornette, Y., Germanaz, C., and Natival, P. (1993). Une phase éruptive exceptionnelle dans l'histoire récente du Piton des neiges (île de la Réunion) : l'éruption de la "dalle soudée". *Comptes Rendus De l'Academie Des Sciences Serie II* **317**, 835-842.

Kluska, J. M. (1997). "Evolution magmatique et morpho-structurale du Piton des Neiges au cours des derniers 500 000 ans." Paris XI.

Kokelaar, P. (1986). Magma-Water interactions in subaqueous and emergent basaltic volcanism. *Bulletin of volcanology* **48**, 275-289.

Krastel, S., Schmincke, H. U., and Jacobs, C. L. (2001). Formation of submarine canyons on the flanks of the Canary Islands. *Geo-Marine Letters* **20**, 160-167.

L

Labazuy, P. (1991). "Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique, en domaine intraplaque océanique : le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion)."

Labazuy, P. (1996). Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de La Fournaise volcano (Reunion Island). In "Volcano Instability on the Earth and Other Planets " (W. J. McGuire, A. P. Jones, and J. Neuberg, Eds.), pp. 295-306. Geological Society Special Publication.

Lambeck, K., Esat, T. M., and Potter, E.-K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* **419**, 199-206.

Laurin, J., and Sageman, B. B. (2007). Cenomanian Turonian Coastal Record in SW Utah, U.S.A.: Orbital-Scale Transgressive Regressive Events During Oceanic Anoxic Event II. *Journal of sedimentary Research* **77**, 731-756.

Lavigne, F., and Thouret, J.-C. (2000). les lahars : dépôts, origines, dynamique. *Bulletin de la Société Géologique de France* **171**, 545-5557.

Le Friant, A., Lebas, E., Clément, V., Boudon, G., Deplus, C., De Voogd, B., and Bachélery, P. (2011). A new model for the evolution of La Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys. *Geophysical Research Letter* **38**.

Lebas, E., Le Friant, A., Boudon, G., Deplus, C., and De Voogd, B. (2010). Morphological and textural characteristics of the submarine flanks of La Réunion island using recent marine geophysical data (FOREVER cruise, 2006): Implications on the volcanological and structural evolution of the island. In "IAVCEI - Workshop on Collapse Calderas ", La Réunion.

Lebreiro, S. M., Weaver, P. P. E., and Howe, R. W. (1998). Sedimentation on the Madeira abyssal plain: Eocene-Pleistocene history of turbidite infill. In "Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results." (P. P. E. Weaver, H. U. Schmincke, J. V. Firth, and W. Duffield, Eds.).

Leigh, S., and Hartley, A. J. (1992). Mega-debris flow deposits from the Oligo-Miocene Pindos foreland basin, western mainland Greece: implications for transport mechanisms in ancient deep marine basins. *Sedimentology* **39**, 1003-1012.

Lenat, J. F., Gibert-Malengreau, B., and Galdeano, A. (2001). A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean). *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* **106**, 8645-8663.

Lenat, J. F., and Labazuy, P. (1990). Morphologies et structures sous-marines de La Réunion. In "Le volcanisme de La Réunion - Monographie." (J. F. Lénat, Ed.), pp. 43-74.

- Lenat, J. F., Merle, O., and Lespagnol, L. (2009). La reunion: An example of channeled hot spot plume. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **184**, 1-13.
- Leopold, L. B., and Wolman, M. G. (1957). River Channel Patterns: Braided, Meandering and Straight. *U.S. Geological Survey professional paper* **282-B**.
- Leslie, S. C., Moore, G. F., Morgan, J. K., and Hills, D. J. (2002). Seismic stratigraphy of the Frontal Hawaiian Moat: implications for sedimentary processes at the leading edge of an oceanic hotspot trace. *Marine Geology* **184**, 143-162.
- Lirer, L., Vinci, A., Alberico, I., Gifuni, T., Belluci, F., Petrosino, P., and Tinterri, R. (2001). Occurrence of inter-eruption debris flow and hyperconcentrated flood-flow deposits on Vesuvio volcano, Italy. *Sedimentary Geology* **139**, 151-167.
- Lisiecki, L. E., and Raymo, M. E. (2005). A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}O$ records. *Paleoceanography* **20**, 1-17.
- LLanes, P., Herrera, R., Gómez, M., Muñoz, A., Acosta, J., Uchupi, E., and Smith, D. (2009). Geological evolution of the volcanic island La Gomera, Canary Islands, from analysis of its geomorphology. *Marine Geology* **264**, 123-139.
- Lopez, D. L., and Williamms, S. N. (1993). Catastrophic Volcanic Collapse: Relation to Hydrothermal Processes. *Science* **260**, 1794-1796.
- Louvat, P., and Allegre, C. J. (1997). Present denudation rates on the island of Reunion determined by river geochemistry: Basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**, 3645-3669.
- Louvat, P., and Allegre, C. J. (1998). Riverine erosion rates on Sao Miguel volcanic island, Azores archipelago. *Chemical Geology* **148**, 177-200.
- Lowe, D. R. (1979). Sediment gravity flow: their classification and some problems of application to natural flows and deposits. *SEPM Special Publication* **27**, 75-82.
- Lowe, D. R. (1982). Sediment gravity flows: depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology* **52**, 279-297.

M

- Major, J. J. (2003). Debris Flow. In "Encyclopedia of sediments and sedimentary rocks." (G. V. Middleton, Ed.). Kluwer Academic Publishers.
- Makaske, B. (2001). Anastomosing rivers: a review of their classification, origin and sedimentary products. *Earth-Science Reviews* **53**, 149-196.

-
- Malahoff, A. (1987). Geology of the summit of Loihi submarine volcano. In "Volcanism in Hawaii." pp. 133-144. U. S. Geological Survey Professional Paper.
- Malengreau, B., Lenat, J. F., and Froger, J. L. (1999). Structure of Reunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **88**, 131-146.
- Masson, Canals, Alonso, Urgeles, and Huhnerbach. (1998). The Canary Debris Flow: source area morphology and failure mechanisms. *Sedimentology* **45**, 411-432.
- Masson, D. G. (1996). Catastrophic collapse of the volcanic island of Hierro, 15 ka ago and history of landslides in the Canary Islands. *Geology* **24**, 231-234.
- Masson, D. G., Harbitz, C. B., Wynn, R. B., Pedersen, G., and Lovholt, F. (2006). Submarine landslides: processes, triggers and hazard prediction. *Philosophical Transactions of the Royal Society - Mathematical Physical and Engineering Sciences* **364**, 2009-2039.
- Masson, D. G., Le Bas, T. P., Grevemeyer, I., and Weinrebe, W. (2008). Flank collapse and large-scale landsliding in the Cape Verde Islands, off West Africa. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* **9**, Q07015.
- 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**, 1-35.
- Mazuel, A. (2010). Erosion et transfert sédimentaire sur les flancs sous-marins d'une île volcanique : Complexe turbiditique de Mafate-Saint-Denis, Ile de La Réunion. Master 2.
- McDougall, I. (1971). The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **35**, 261-288.
- McDougall, I., and Chamalaun, F. H. (1969). Isotopic Dating and Geomagnetic Polarity Studies on Volcanic Rocks from Mauritius, Indian Ocean. *Geological Society of America Bulletin* **80**, 1419-1442.
- McMurtry, G. M., Watts, P., Fryer, G. J., Smith, J. R., and Imamura, F. (2004). Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands. *Marine Geology* **203**, 219-233.
- Menard, H. W. (1984). Origin of Guyots: The Beagle to Seabeam. *Journal of Geophysical Research* **89**, 11,117-11,123.
- Merle, O., Mairine, P., Michon, L., Bachelery, P., and Smietana, M. (2010). Calderas, landslides and paleo-canyons on Piton de la Fournaise volcano (La Reunion Island, Indian Ocean). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **189**, 131-142.
- Middleton, G. V., and Hampton, M. A. (1973). "Turbidites and deep water sedimentation." SEPM Pacific Section.

- Migeon, S., Mulder, T., Savoye, B., and Sage, F. (2006). The Var turbidite system (Ligurian Sea, northwestern Mediterranean) - morphology, sediment supply, construction of turbidite levee and sediment waves: implications for hydrocarbon reservoirs. *Geo-Marine Letters* **26**, 361-371.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C., and Saint-Paul, J. (1999). SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* **18**, 251-255.
- Milankovitch, M. (1920). "Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire." Gauthier-Villard, Paris.
- Mitchell, N. C., Dade, W. B., and Masson, D. G. (2003). Erosion of the submarine flanks of the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* **108**, F1-6002.
- Mitchell, N. C., Masson, D. G., Watts, A. B., Gee, M. J. R., and Urgeles, R. (2002). The morphology of the submarine flanks of volcanic ocean islands - A comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **115**, 83-107.
- Mohrig, D., Ellis, C., Parker, G., Whipple, K. X., and Hondzo, M. (1998). Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geological Society of America Bulletin* **110**, 387-394.
- Moore, J. G., Clague, D. A., Holcomb, R. T., Lipman, P. W., Normark, W. R., and Torresan, M. E. (1989). Prodigious Submarine Landslides on the Hawaiian Ridge. *Journal of Geophysical Research* **94**, 17. 465-484.
- Moore, J. G., Clague, D. A., and Normark, W. R. (1982). Diverse basalt types from Loihi seamount, Hawaii. *Geology* **10**, 88-92.
- Moore, J. G., and Fiske, R. S. (1969). Volcanic substructure Inferred from Dredge Samples and Ocean-Bottom Photographs, Hawaii. *Geological Society of America Bulletin* **80**, 1191-1202.
- Morgan, W. J. (1971). Convection plumes in the lower mantle. *Nature* **230**, 42-43.
- Morgan, W. J. (1981). Hot spot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. In "The Sea."
- Morris, S. A., Kenyon, N. H., Limonov, A. F., and Alexander, J. (1998). Downstream changes of large-scale bedforms in turbidites around the Valencia channel mouth, north-west Mediterranean: implications for paleoflow reconstruction. *Sedimentology* **45**, 365-377.
- Mulder, T., and Alexander, J. (2001). The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. *Sedimentology* **48**, 269-299.
- Mulder, T., and Cochonat, P. (1996). Classification of offshore mass movements. *Journal of sedimentary Research* **66**, 43-57.
- Mulder, T., Savoye, B., Syvitski, J. P. M., and Parize, O. (1997). Hyperpycnal turbidity currents at the head of the Var Canyon? Hydrological data and geological observations. *Oceanologica Acta* **20**, 607-626.

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

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

N

Nelson, C. H. (1984). The Astoria fan: An elongate type fan. *Geo-Marine Letters* **3**, 65-70.

Neuendorf, K. K. E., Mehl Jr., J. P., and Jackson, J. A. (2005). "Glossary of Geology." American Geological Institute, Alexandria.

Nichols, G. (2009). "Sedimentology and Stratigraphy Second Edition." Willey-Blackwell.

Normark, W. R. (1970). Growth patterns of deep-sea fans. *AAPG Bulletin* **54**, 2170-2195.

Normark, W. R. (1978). Fan Valleys, Channels, and Depositional Lobes on Modern Submarine Fans - Characters for Recognition of Sandy Turbidite Environments. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **62**, 912-931.

Normark, W. R., Piper, D. J. W., and Hiscott, R. N. (1998). Sea level controls on the textural characteristics and depositional architecture of the hueneme and associated submarine fan systems, Santa Monica Basin, California. *Sedimentology* **45**, 53-70.

O

Oehler, J.-F., Lénat, J.-F., and Labazuy, P. (2008). Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bulletin of Volcanology* **70**, 717-742.

Oehler, J. F., de Vries, B. V., and Labazuy, P. (2005). Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **144**, 169-189.

Oehler, J. F., Labazuy, P., and Lenat, J. F. (2004). Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bulletin of Volcanology* **66**, 585-598.

Office de l'Eau Réunion. (2009). Etat de la ressource et des usages de l'eau à La Réunion : Synthèse, pp. 56.

Ollier, G., Cochonat, P., Lenat, J. F., and Labazuy, P. (1998). Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Sedimentology* **45**, 293-330.

Omura, A., and Ikehara, K. (2010). Deep-sea sedimentation controlled by sea-level rise during the last deglaciation, an example from the Kumano Trough, Japan. *Marine Geology* **274**, 177-186.

P

Paguican, E. M. R., Lagmay, A. M. F., Rodolfo, K. S., Rodolfo, R. S., Tengonciang, A. M. P., Lopus, M. R., Baliatan, E. G., and Obile Jr., E. C. (2009). Extreme rainfall-induced lahars and dike breaching, 30 November 2006, Mayon Volcano, Philippines. *Bulletin of volcanology* **71**, 845-857.

Palmer, B. A., Alloway, B. V., and Neall, V. E. (1991). Volcanic-debris-avalanche in New Zealand - Lithofacies organization in unconfined, wet-avalanche flows. In "Sedimentation in volcanic settings." (SEPM, Ed.), pp. 89-98.

Paris, R. (2002). "Rythmes de construction et de destruction des édifices volcaniques de point chaud : l'exemple des îles canaries (Espagne)." Univ. Paris 1 Panthéon-Sorbonne

Pearce, T. J., and Jarvis, I. (1992). Composition and provenance of turbidite sands: Lae Quaternary, Madeira Abyssal Plain. *Marine Geology* **109**, 21-51.

Peterson, D. W., and Moore, R. B. (1987). Geologic history et evolution of geologic concepts, Island of Hawaii. In "Volcanism in Hawaii." pp. 149-189. U. S. Geological Survey Professional Paper.

Philippot, F. (1984). "La sédimentation volcanogène récente autour de l'île de la Réunion." Paris-Sud

Pierau, R., Henrich, R., Preiß-Daimler, I., Krastel, S., and Geersen, J. (2011). Sediment transport and turbidite architecture in the submarine Dakar Canyon off Senegal, NW-Africa. *Journal of African Earth Sciences* **60**.

Pierson, T. C. (1995). Flow characteristics of large eruption-triggered debris flows at snow-clab volcanoes: constraints for debris-flow models. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **66**, 283-294.

Pierson, T. C. (2005). Hyperconcentrated flow - transitional process between water flow and debris flow. In "Debris-flow Hazards and Related Phenomena." (M. Jakob, and O. Hungr, Eds.), pp. 160-202.

Pierson, T. C., Janda, R. J., Thouret, J.-C., and Borrero, C. A. (1990). Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **41**, 17-66.

Pierson, T. C., and Scott, K. M. (1985). Downstream Dilution of a Lahar: Transition From Debris Flow to Hyperconcentrated Streamflow. *Water Resources Research* **21**, 1511-1524.

- Piper, Hiscott, and Normark. (1999). Outcrop-scale acoustic facies analysis and latest Quaternary development of Hueneme and Dume submarine fans, offshore California. *Sedimentology* **46**, 47-78.
- Piper, D. J. W., and Normark, W. R. (2001). Sandy Fans - From Amazon to Hueneme and Beyond. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **85**, 1407-1438.
- Pisias, N. G., and Moore Jr, T. C. (1981). The evolution of Pleistocene climate: A time series approach. *Earth and Planetary Science Letters* **52**, 450-458.
- Piton, B., and Taquet, M. (1992). Océanographie physique des parages de l'île de La Réunion (Océan Indien). ORSTOM.
- Pou-Palomé, S. (1997). "Structure et évolution de l'édifice volcanique de la Réunion: traitement et interprétation des profils de sismique réflexion de la campagne Réussis."
- Prins, M. A., and Postma, G. (2000). Effects of climate, sea level, and tectonics unraveled for last deglaciation turbidite records of the Arabian Sea. *Geology* **28**, 375-378.

Q

- Quidelleur, X., Hildenbrand, A., and Samper, A. (2008). Causal link between Quaternary paleoclimatic changes and volcanic islands evolution. *Geophysical Research Letters* **35**, L02303.
- Quidelleur, X., Holt, J. W., Salvany, T., and Bouquerel, H. (2010). New K-Ar ages from La Montagne massif, Reunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2,2-2,0 Ma. *Geophysical Journal International* **182**, 699-710.

R

- Rabineau, M., Berne, S., Olivet, J.-L., Aslanian, D., Guillocheau, F., and Joseph, P. (2006). Paleo sea levels reconsidered from direct observation of paleoshoreline position during Glacial Maxima (for the last 500,000 yr). *Earth and Planetary Science Letters* **252**, 119-137.
- Rad, S. D., Allegre, C. J., and Louvat, P. (2007). Hidden erosion on volcanic islands. *Earth and Planetary Science Letters* **262**, 109-124.
- Rançon, J. P., Lerebour, P., and Auge, T. (1989). The Grand Brule Exploration Drilling - New Data on the Deep Framework of the Piton-De-La-Fournaise Volcano .1. Lithostratigraphic Units and Volcanostructural Implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 113-127.
- Raunet, M. (1991). "Le milieu physique et les sols de l'île de La Réunion."

- Ravenne, C., and Beghin, P. (1983). Apports des expériences en canal à l'interprétation sédimentologique des dépôts de cônes détritiques sous-marins. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* **38**, 279-297.
- Reading, H. G., and Richards, M. (1994). Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain-Size and Feeder System. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **78**, 792-822.
- Rees, B. A., Detrick, R. S., and Coakley, B. J. (1993). Seismic stratigraphy of the Hawaiian flexural moat. *Geological Society of America Bulletin* **105**, 189-205.
- Reid, M. E., Sisson, T. W., and Brien, D. L. (2001). Volcano collapse promoted by hydrothermal alteration and edifice shape, Mount Rainer, Washington. *Geology* **29**, 779-782.
- Richards, M. A., Duncan, R. A., and Courtillot, V. E. (1989). Flood Basalts and Hot-spot Tracks: Plume Head and tails. *Science* **246**, 103-107.
- Robert, R. (2001). Pluviométrie à l'île de La Réunion: des travaux de J. Defos du Rau (1960) à nos jours. *L'information géographique* N°1, 53-59.
- Rohling, E. J., Fenton, M., Jorissen, F. J., Bertrand, P., Ganssen, G., and Caulet, J. P. (1998). Magnitudes of sea level lowstands of past 500,000 years. *Nature* **394**, 162-165.
- Rohling, E. J., Grant, K., Bolshaw, M., Roberts, A. P., Siddall, M., Hemleben, C., and Kucera, M. (2009). Antarctic temperature and global sea level closely coupled over the past five glacial cycles. *Nature Geoscience* **2**, 500-504.
- Romagnoli, C., Kokelaar, P., Casalbore, D., and Chiocci, F. L. (2009). Lateral collapses and active sedimentary processes on the northwestern flank of Stromboli volcano, Italy. *Marine Geology* **265**, 101-119.
- Rosgen, D. L. (1994). A classification of natural rivers. *Catena* **22**, 169-199.
- Rossi, M. J. (1996). Morphology and mechanism of eruption of postglacial shield volcanoes in Iceland. *Bulletin of volcanology* **57**, 530-540.
- Rousset, D., Lesquer, A., Bonneville, A., and Lenat, J. F. (1989). Complet gravity study of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **36**, 37-52.
- Ruddiman, W. F., Raymo, M. E., Martinson, D. G., Clement, B. M., and Backman, J. (1989). Pleistocene Evolution: Northern Hemisphere Ice Sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography* **4**, 353-412.

S

- Saint-Ange, F. (2009). "La sédimentation volcanoclastique en contexte de point chaud (île de La Réunion, Océan Indien)." Unpublished PhD thesis, Université de La Réunion.
- Saint-Ange, F., Savoye, B., Michon, L., Bachélery, P., Deplus, C., de Voogd, B., Dymont, J., Le Drezen, E., Voisset, M., Le Friant, A., and Boudon, G. (2011). A volcanoclastic deep-sea fan off La Réunion Island (Indian Ocean): gradualism versus catastrophism. *Geology* **39**, 271-274.
- Salvany, T. (2009). "Evolution morphostructurale de volcans boucliers intraplaques océaniques : Exemples des volcans de l'île de la Réunion (Océan Indien)." Paris XI Orsay.
- Salvany, T., Lahitte, P., Nativel, P., and Gillot, P.-Y. (2011 (in press)). Geomorphic evolution of the Piton des Neiges volcano (Réunion Island, Indian Ocean): Competition between volcanic construction and erosion since 1.4 Ma. *Geomorphology*.
- Savoye, B., Piper, D. J. W., and Droz, L. (1993). Plio-Pleistocene evolution of the Var deep-sea fan off the French Riviera. *Marine and Petroleum Geology* **10**, 550-571.
- Schmid, R. (1981). Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments : recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geology* **8**, 41-43.
- Schneider, J. L., Brunner, C. A., and Kuttner, S. (1998). Epiclastic sedimentation during the upper Miocene-lower Pliocene volcanic hiatus of Gran Canaria: evidence from sites 953 and 954 (P. E. Weaver, Schmincke, H.-U., et al., eds., Proc. ODP, Sci. Results, 157: College Station, TX (Ocean Drilling Program), Ed.), pp. 293-313.
- Scholz, C. A., Johnson, T. C., Cohen, A. S., King, J. W., Peck, J. A., Overpeck, J. T., Talbot, M. R., Brown, E. T., Kalindekafu, L., Amoako, P. Y. O., Lyons, R. P., Shanahan, T. m., Castañeda, I. S., Heil, C. W., Forman, S. L., McHargue, L. R., Beuning, K. R., Gomez, J., and Pierson, J. (2007). East African megadroughts between 135 and 75 thousand years ago and bearing on early-modern human origins. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America* **104**, 16416-16421.
- Schumm, S. A. (1985). Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **13**, 5-27.
- Scott, K. M., Macías, J. L., Naranjo, J. A., Rodríguez, S., and McGeehin, J. P. (2001). Catastrophic Debris Flows Transformed from Landslides in Volcanic Terrains: Mobility, Hazard Assessment, and Mitigation Strategies. *U.S. Geological Survey professional paper* **1630**.
- Scott, K. M., Vallance, J. W., and Pringle, P. T. (1995). Sedimentology, Behavior, and Hazards of Debris Flows at Mount Rainier, Washington. *U.S. Geological Survey professional paper* **1547**.
- Shackleton, N. J. (2000). The 100,000-year Ice-Age cycle found to lag temperature, carbon dioxide, and orbital eccentricity. *Science* **289**, 1897-1902.

- Shanmugam, G. (2000). 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models - a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology* **17**, 285-342.
- Siebert, L. (1984). Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **22**, 163-197.
- Sisavath, E. (2007). Mouvement verticaux de la lithosphère associés au volcanisme intraplaque de La Réunion. Université de Pau et des Pays de l'Adour Master 2.
- Smietana, M. (2011). "Pétrologie, géochronologie (K-Ar) et géochimie élémentaires et isotopique (Sr, Nd, Hf, Pb) de laves anciennes de La Réunion: Implications sur la construction de l'édifice volcanique." Univ. La Réunion.
- Smietana, M., Bachèlery, P., and Hémond, C. (2010). Heterogeneity in the Mantle Source of La Réunion Island. In "Goldschmidt 2010." *Geochimica et Cosmochimica acta* 74 (12 Suppl. 1): A972.
- Smith, D. G., and Smith, N. D. (1980). Sedimentation in anastomosed river systems: examples from alluvial valleys near Banff, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology* **50**, 157-164.
- Smith, G. A. (1986). Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment : terminology and depositional process. *GSA bulletin* **97**, 1-10.
- Smith, G. A., and Fritz, W. J. (1989). Volcanic influences on terrestrial sedimentation. *Geology* **17**, 375-376.
- Smith, G. A., and Lowe, D. R. (1991). Lahars: volcano-hydrologic events and deposition in the debris flow-hyperconcentrated flow continuum. In "Sedimentation in volcanic settings." (SEPM, Ed.), pp. 59-70.
- Smith, J. R., Malahoff, A., and Shor, A. N. (1999). Submarine geology of the Hilina slump and morpho-structural evolution of Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **94**, 59-88.
- Smith, W. H. F., and Sandwell, D. T. (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* **277**, 1956-1962.
- SOGREAH. (1998). Etude des risques hydrauliques sur la Rivière Saint-Etienne, pp. 24.
- Staudigel, H., and Schmincke, H. U. (1984). The Pliocene Seamount Series of La Palma / Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* **89**, 11,195-11,215.
- Stieltjes, L. (1986). Notice explicative de la Carte des Coulées Historique du Volcan de la Fournaise (Ile de la Réunion, Océan Indien) - 1/25.000e. BRGM.
- Stix, J. (1991). Subaqueous, intermediate to silicic-composition explosive volcanism: a review. *Earth-Science Reviews* **31**, 21-53.

- Stow, D., Howell, D., and Nelson, C. (1983). Sedimentary, tectonic, and sea-level controls on submarine fan and slope-apron turbidite systems. *Geo-Marine Letters* **3**, 57-64.
- 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**, 23-42.
- Stow, D. A. W. (2005). "Sedimentary rock in the field: A color guide." Academic Press.
- Stow, D. A. W., Reading, H. G., and Collinson, J. D. (1996). Deep seas. In "Sedimentary environments; processes, facies and stratigraphy." (H. G. Reading, Ed.). Blackwell Scientific Publications, Oxford.

T

- Talling, P. J., Wynn, R. B., Masson, D. G., Frenz, M., Cronin, B. T., Schiebel, R., Akhmetzhanov, A. M., Dallmeier-Tiessen, S., Benetti, S., Weaver, P. P. E., Georgiopoulou, A., Zuhlsdorff, C., and Amy, L. A. (2007). Onset of submarine debris flow deposition far from original giant landslide. *Nature* **450**, 541-544.
- ten Brink, U. S., and Watts, A. B. (1985). Seismic stratigraphy of the flexural moat flanking the Hawaiian Islands. *Nature* **317**, 421-424.
- Thompson, P. R., Be, A. W. H., Duplessy, J.-C., and Shackleton, N. J. (1979). Disappearance of pink-pigmented *Globigerinoides ruber* at 120,000 yr BP in the Indian and Pacific Oceans. *Nature* **280**, 554-558.
- Toucanne, S., Zaragosi, S., Bourillet, J. F., Naughton, F., Cremer, M., Eynaud, F., and Dennielou, B. (2008). Activity of the turbidite levees of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay) during the last 30,000 years: Imprints of the last European deglaciation and Heinrich events. *Marine Geology* **247**, 84-103.
- Troade, R. (1991). "Courantologie et sédimentologie des baies de Saint-Paul et de La Possession à l'île de La Réunion." Univ. La Réunion.
- Trofimovs, J., Sparks, R. S. J., and Talling, P. J. (2008). Anatomy of a submarine pyroclastic flow and associated turbidity current: July 2003 dome collapse, Soufrière Hills volcano, Montserrat, West Indies. *Sedimentology* **55**, 617-634.
- Turcotte, D. L., and Oxburgh, E. R. (1973). Mid-plate Tectonics. *Nature* **244**, 337-339.

U

- Ui, T. (1983). Volcanic dry avalanche deposits - identification and comparison with non volcanic debris stream deposits. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **18**, 135-150.

- Ui, T., Takarada, S., and Yoshimoto, M. (2000). Debris avalanche. In "Encyclopedia of volcanoes." (Sigurdsson H. et al., Ed.), pp. 617-626.
- Unterseh, S. (1999). "Cartographie et Caractérisation du Fond Marin par Sondeur Multifaisceaux." Unpublished PhD thesis, Institut National Polytechnique de Lorraine.
- Upton, B. G. J., and Wadsworth, W. J. (1965). The basalt of Réunion Island, Indian Ocean. *Bulletin of volcanology* **29**, 7-23.
- Upton, B. G. J., and Wadsworth, W. J. (1972). Aspect of magmatic evolution on Réunion Island. *Philosophical Transactions of the Royal Society -Mathematical Physical and Engineering Sciences A*. **271**, 105-130.
- Urgeles, R., Canals, M., Baraza, J., and Alonso, B. (1997). The most recent magalandslides of the Canary Islands: El Golfo debris avalanche and Canary debris flow, west El Hierro Island. *Journal of Geophysical Research* **102**, 305-323.
- Urgeles, R., Masson, D. G., Canals, M., Watts, A. B., and Le Bas, T. (1999). Recurrent large-scale landsliding on the western flank of La Palma, Canary Island. *Journal of Geophysical Research* **104**, 331-348.

V

- Vallance, J. W. (2000). Lahars. In "Encyclopedia of Volcanoes." (Sigurdsson H. et al., Ed.), pp. 601-616. Academic Press, San Diego.
- Vallance, J. W., and Scott, K. M. (1997). The Osceola Mudflow from Mount Rainer: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow. *Geological Society of America Bulletin* **109**, 143-163.
- van den Berg, J. H. (1995). Prediction of alluvial channel pattern of perennial rivers. *Geomorphology* **12**, 259-279.

W

- Walker, R. G. (1978). Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **62**, 932-966.
- Warne, A. G., Meade, R. H., White, W. A., Guevara, E. H., Gibeaut, J., Smyth, R. C., Aslan, A., and Tremblay, T. (2002). Regional controls on geomorphology, hydrology, and ecosystem integrity in the Orinoco Delta, Venezuela. *Geomorphology* **44**, 273-307.

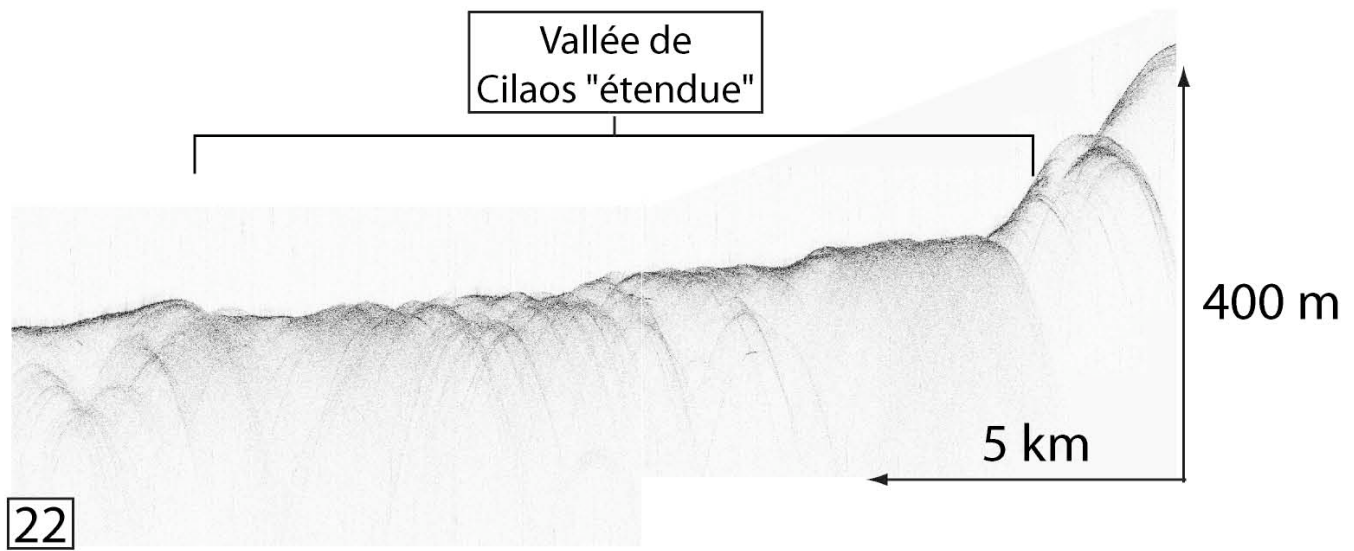
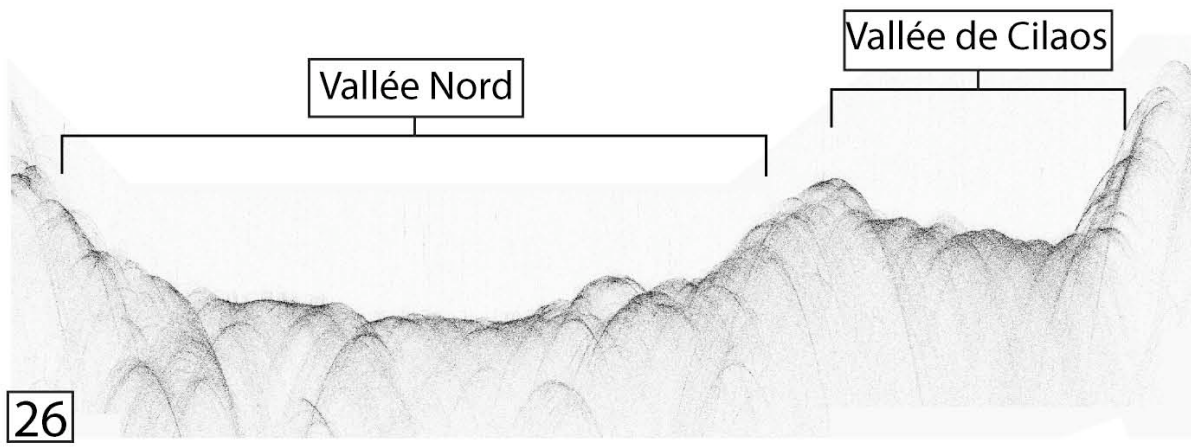
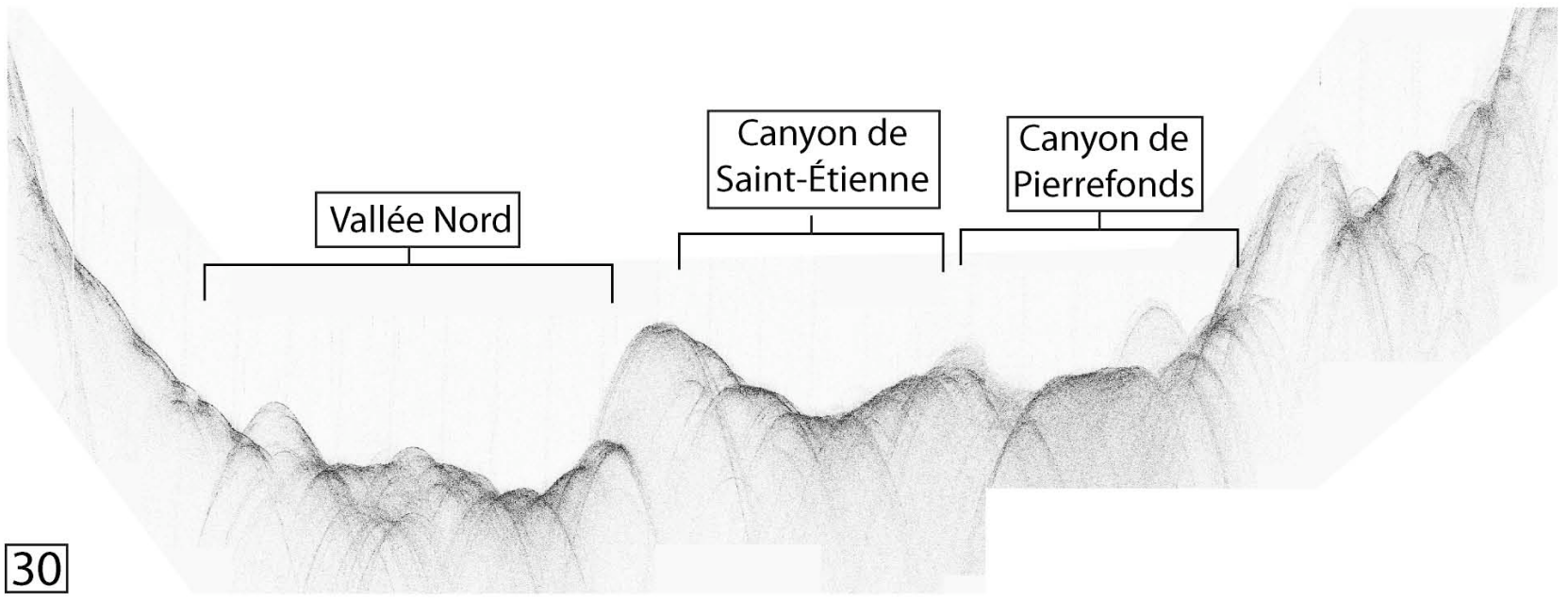
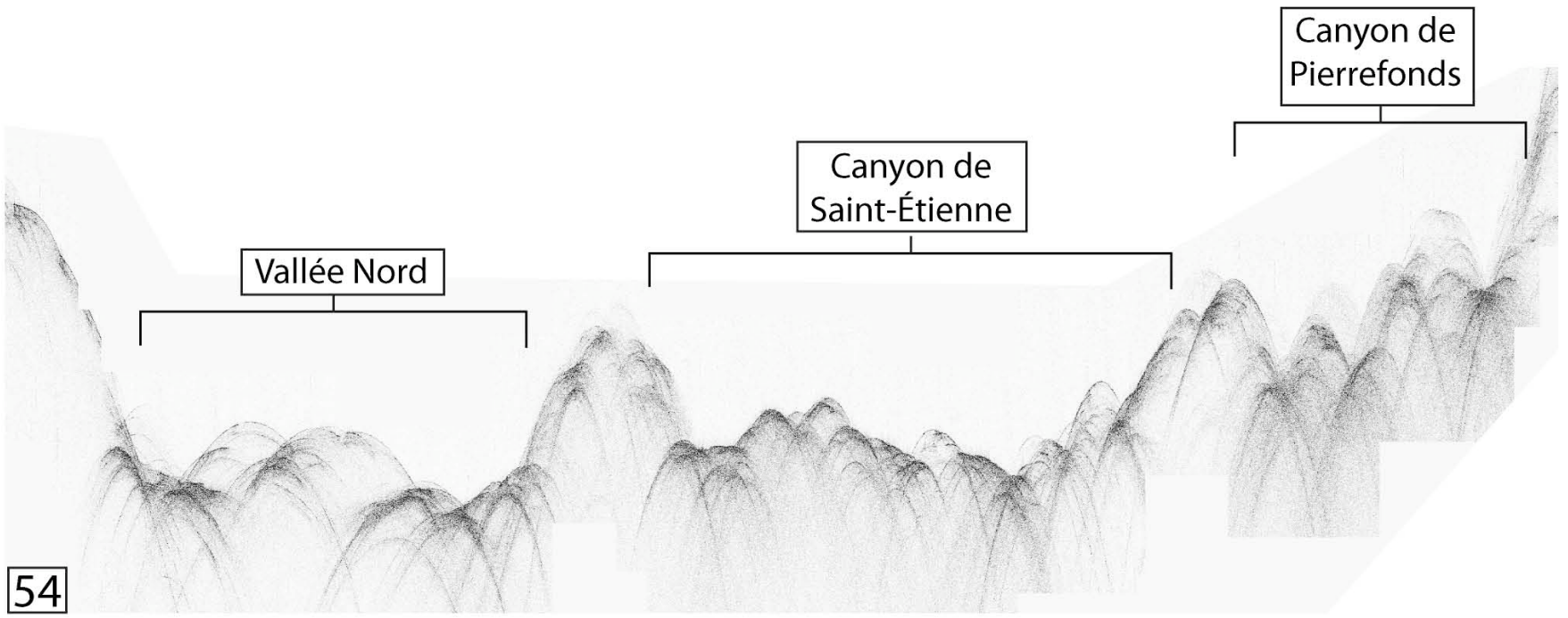
- Weaver, P. P. E., Jarvis, I., Lebreiro, S. M., Alibés, B., Baraza, J., Howe, R., and Rothwell, R. G. (1998). Neogene turbidite sequence on the Madeira Abyssal Plain: basin filling and diagenesis in the deep ocean in *Weaver, P. P. E., Schmincke, H. -U. Firth, J. V., Duffield, W. Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results* **157**.
- Weaver, P. P. E., Rothwell, R. G., Ebbing, D., Gunn, D., and Hunter, P. M. (1992). Correlation, frequency of emplacement and source directions of megaturbidites on the Madeira Abyssal Plain. *Marine Geology* **109**, 1-20.
- Weber, M. E., Wiedicke, M. H., Kudrass, H. R., Hubscher, C., and Erlenkeuser, H. (1997). Active growth of the Bengal Fan during sea-level rise and highstand. *Geology* **25**, 315-318.
- White, J. D., and Houghton, B. F. (2006). Primary volcanoclastic rocks. *Geology* **34**, 677-680.
- Wright, L. D. (1977). Sediment transport and deposition at river mouths: A synthesis. *Geological Society of America Bulletin* **88**, 857-868.
- Wynn, R. B., Kenyon, N. H., Masson, D. G., Stow, D. A. V., and Weaver, P. E. (2002). Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **86**, 1441-1462.
- Wynn, R. B., Masson, D. G., Stow, D. A. V., and Weaver, P. P. E. (2000). Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands. *Marine Geology* **163**, 185-198.
- Wynn, R. B., and Stow, D. A. V. (2002). Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology* **192**, 7-22.

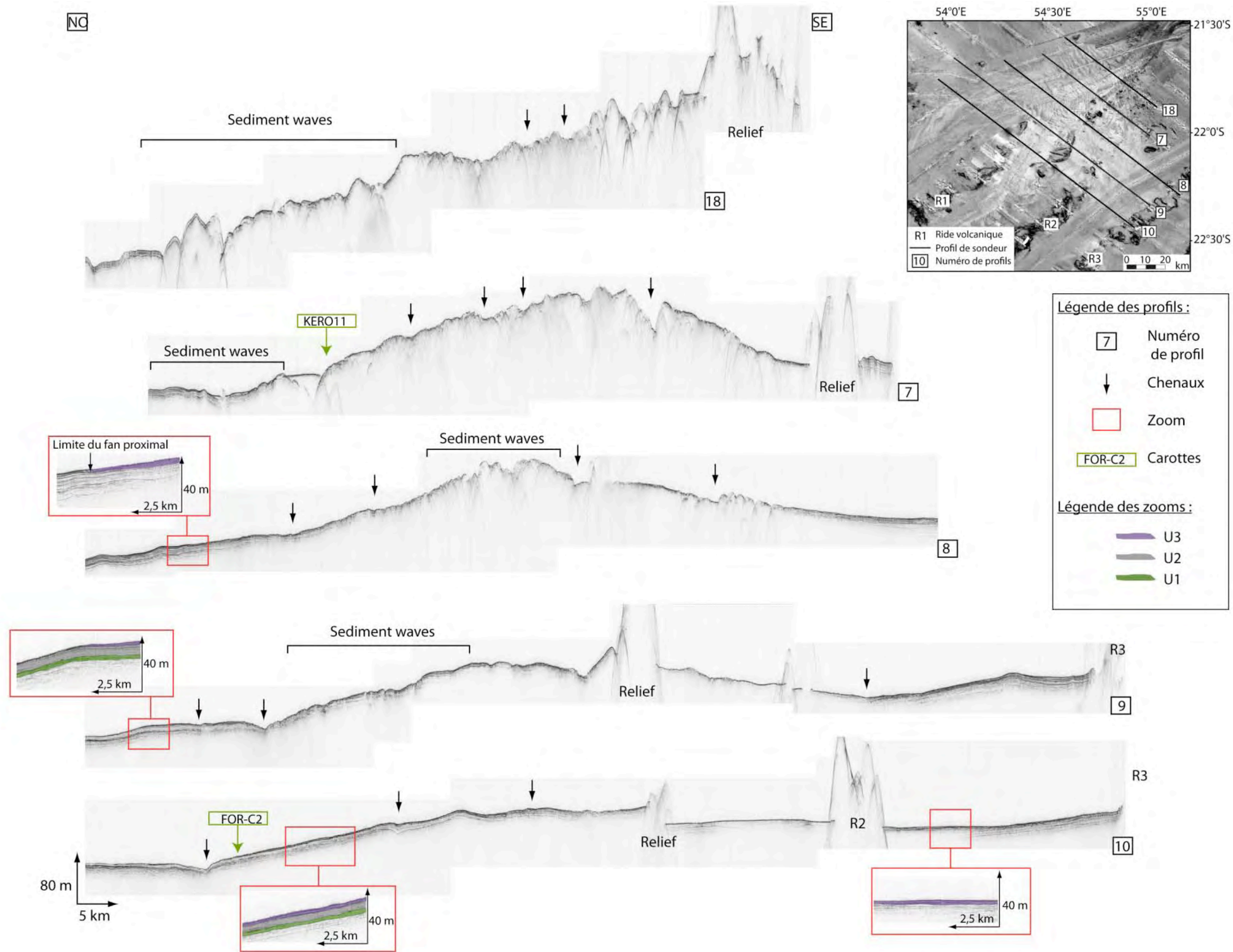
Z

- Zaragosi, S., Auffret, G. A., Faugères, J.-C., Garlan, T., Pujol, C., and Cortijo, E. (2000). Physiography and recent sediment distribution of the Celtic Deep-Sea Fan, Bay of Biscay. *Marine Geology* **169**, 207-237.
- Zaragosi, S., Bourillet, J.-F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., and Lanfume, V. (2006). The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters* **26**, 317-329.
- Zaragosi, S., Le Suavé, R., Bourillet, J.-F., Auffret, G. A., Faugères, J.-C., Pujol, C., and Garlan, T. (2001). The deep-sea Armorican depositional system (Bay of Biscay), a multiple source, ramp model. *Geo-Marine Letters* **20**, 219-232.

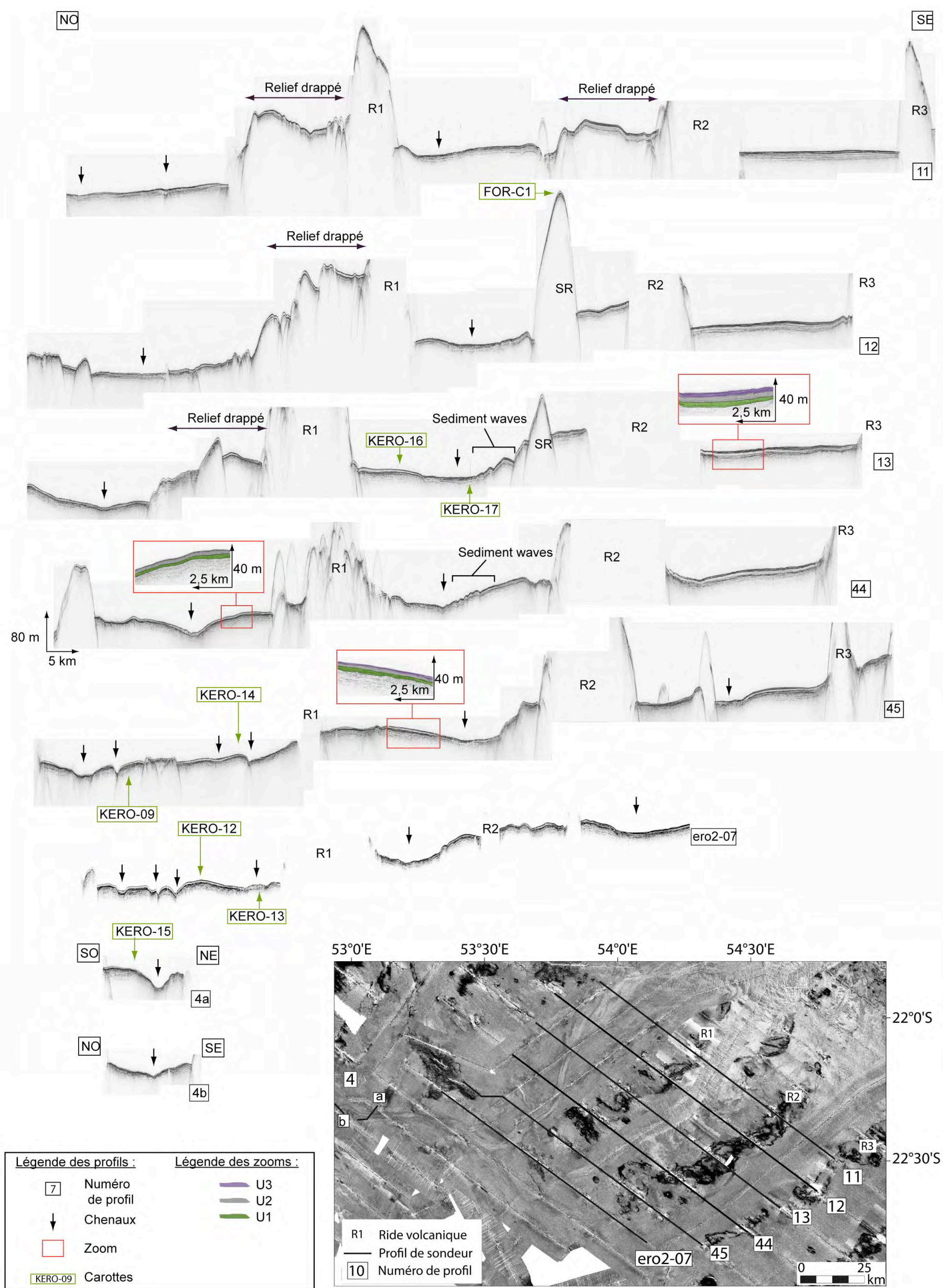
Annexes

Annexe A : Planches A3 des profils de sondeur de sédiment

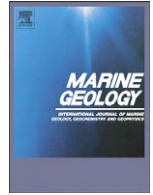




Annexe A-2 - Profils de sondeur de sédiment recoupant le fan proximal



Annexe B :
**Article « Morphology and sedimentary architecture of a modern
volcaniclastic turbidite system : The Cilaos fan, offshore La
Réunion Island »**



Morphology and sedimentary architecture of a modern volcanoclastic turbidite system: The Cilaos fan, offshore La Réunion Island

Emmanuelle Sisavath ^{a,b,*}, Nathalie Babonneau ^c, Francky Saint-Ange ^d, Patrick Bachèlery ^a,
Stephan J. Jorry ^b, Christine Deplus ^e, Béatrice De Voogd ^f, Bruno Savoye ^{b,1}

^a Laboratoire GéoSciences Réunion, Université de la Réunion, Institut de Physique du Globe de Paris CNRS, UMR7154, 15 avenue René Cassin, BP 7151. 97715 Saint Denis messag Cedex 9, La Réunion, France

^b IFREMER, Géosciences Marines, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP70, 29280 Plouzané, France

^c Université de Brest, IUEM, UMR CNRS 6538, Brest, France

^d Geological Survey of Canada (Atlantic), Bedford Institute of Oceanography, P.O. Box 1006, Dartmouth, Nova Scotia, Canada B2Y 4A2

^e Institut de Physique du Globe de Paris et CNRS, UMR 7154, 1, rue Jussieu, 75238 Paris Cedex 05, France

^f Université de Pau et des pays de l'Adour CNRS, UMR 5212, 64000 Pau, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 15 December 2010

Received in revised form 9 June 2011

Accepted 28 June 2011

Available online 21 July 2011

Communicated by D.J.W. Piper

Keywords:

turbidite

deep-sea fan

volcanoclastic

La Reunion Island

ABSTRACT

Recent oceanographic surveys revealed the existence of five volcanoclastic deep-sea fans off La Réunion Island. The Cilaos fan is a large volcanoclastic submarine fan, connected to rivers that episodically experience torrential floods through a narrow and steep shelf–slope system. New piston cores presented in this study together with echosounder profiles give new insight into the evolution of this extensive and sand-rich turbidite system. The Cilaos fan extends over 15,000 km² on an abyssal plain and is compartmentalized by topographic highs. Located southwest of the island, the sedimentary system consists of a canyon area and a deep sea fan divided into a proximal and a distal fan. The proximal fan is characterized by its wide extent and coarse-grained turbidites. The distal fan is characterized by elongated structures and fine-grained turbidites. A detailed morphological study of the fan which includes the analysis of swath bathymetry, backscatter, echosounder, and piston core data shows that the Cilaos fan is a complex volcanoclastic deep-sea fan, highly influenced by preexisting seafloor irregularities. The canyons and the slope area show a complex and evolving sediment feeding system with a direct sediment input by the river and irregular sediment supply by submarine landslide. Three main construction stages are identified for this system: (1) an old incision phase of the channels forming wide turbidites extending over the entire distal fan; (2) a period of no or low activity characterized by a thick layer of hemipelagic mud; and (3) a local reactivation of the channel in the proximal fan. Each stage seems to be linked to a different sediment source with a progressively increasing contribution of hemipelagic sediment and mud in younger stages.

© 2011 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Volcanic islands are subject to numerous studies on their construction or structural evolution as well as their eruptive activity, but few studies focus on the submarine part of these edifices. The knowledge of processes affecting the submarine slope of these volcanoes including the surrounding basin is an essential step for a better understanding of sediment transfer toward the seafloor, and to constrain the overall evolution of these geodynamic systems.

Mass wasting processes are an inherent part of volcanic islands with specific characteristics depending on the geodynamic setting, the

sediment supply, slope angle, and climate. They are now largely considered as a major process in the evolution of such islands, significantly contributing to the edification of submarine slopes (Moore et al., 1989; Deplus et al., 2001; Masson et al., 2002; Le Friant et al., 2004; Oehler et al., 2008). Increase in resolution of marine geophysical data (swath bathymetry, echosounder and seismic data) have contributed to improve our knowledge of volcanoclastic systems at the base of volcanic slopes (Deplus et al., 2001, 2009; Bosman et al., 2009; Casalbore et al., 2010) and to document the occurrence of several gravity related processes, including turbidite systems.

Recent oceanographic cruises over submarine flanks of La Réunion Island and the surrounding oceanic plate led to the discovery of several volcanoclastic turbidite systems extending to more than 200 km from the island (Saint-Ange, 2009; Sisavath et al., 2009). The existence of volcanoclastic turbidite off a volcanic island is not specific to La Réunion Island. Other examples are Hawaii (Garcia and Hull, 1994) and Canary Islands (Acosta et al., 2003) where volcanoclastic turbidite are visible

* Corresponding author at: IFREMER, Géosciences Marines, Laboratoire Environnements Sédimentaires, BP70, 29280 Plouzané, France. Tel.: +33 2 99 00 85 65; fax: +33 2 98 22 45 70.

E-mail address: emmanuelle.sisavath@ifremer.fr (E. Sisavath).

¹ Deceased on August 2008, the 21st.

more than 400 km from these islands. Volcaniclastic systems in a subduction context can also be considered such as Stromboli Island (Romagnoli et al., 2009) and Lesser Antilles Arc (Deplus et al., 2001; le Friant et al., 2009) where recent studies showed detailed morphology of the submarine slopes. All these systems are located in deep marine sedimentary basins surrounded volcanic islands. They show morphological structures like canyons, channels or sediment-waves (Wynn et al., 2000; Casalbore et al., 2010), but no extensive channel lobe systems are observed, as in offshore La Réunion Island.

No study has yet assessed a whole modern turbidite volcaniclastic system, however such a study would include a detailed examination of the sedimentary architecture and characterization of the sediment source. Our paper focuses on the study of the largest volcaniclastic turbidite system around La Réunion Island: the Cilaos deep-sea fan, located southwest of the island. It is the first documented example of a very extensive fan (with channel and lobes) originating from a volcanic island. The Cilaos turbidite system, was first described by Saint-Ange et al. (2011) and the new high-resolution dataset (swath-bathymetry backscatter and echosounder data) and sediment cores presented in this paper illustrate a complex organization of sedimentary bodies and structures from the canyon to the distal part of the turbidite fan.

This study not only provides an opportunity to investigate a modern volcaniclastic turbidite system but also to study the sedimentary processes which are involved in the development of this type of depositional deep-sea system. A large data set was examined in order to do a detailed investigation of seafloor morphology, superficial sediment distribution and recent evolution of the Cilaos deep-sea fan.

2. Regional setting

2.1. Geological setting of La Réunion

La Réunion Island is the emerged part of an intraplate volcanic system located in the western part of the Indian Ocean (21°S, 55°E), about 750 km east of Madagascar (Fig. 1). La Réunion is commonly considered as the recent expression of the hotspot which formed the Deccan Traps (65 Ma ago) and subsequently the Mascarene Plateau and Mauritius Island (Morgan, 1981; Bonneville et al., 1988; Duncan et al., 1989). It could be one of the seven (or ten) main deep mantle plumes on Earth (Courtilot et al., 2003). La Réunion Island is located in the Mascarene Basin, on a compartment of oceanic lithosphere bordered by two fracture zones (FZ) separated by 350 km: the Mahanoro FZ to the west and Mauritius FZ to the east (Fig. 1).

The subaerial island accounts for only three percent of the whole edifice (De Voogd et al., 1999), and reaches a height of 3070 m above sea level. The submerged base of the volcanic edifice is 4200 m below sea level (mbsl), such that the total relief of the edifice is ~7 km. The morphology of the island is dominated by two basaltic shield-volcanoes. The Piton des Neiges volcano occupies the northwestern part of the island (Fig. 1). It started to grow during the Pliocene, more than 2.1 Ma ago, and has been inactive in the last 0.012 Ma (McDougall, 1971; Deniel et al., 1992; Quidelleur et al., 2010). The main and most original feature of Piton des Neiges is the existence of three major erosional depressions, called “cirques”, opened in the center of the volcano (Fig. 1). The “cirques” are partly filled by unconsolidated detritic rocks like volcanic debris avalanche deposits, debris flow deposits and other breccia (Bret et al., 2003; Arnaud, 2005; Fèvre, 2005; Oehler et al., 2005). The Piton de la Fournaise volcano (2632 m high) is a highly active volcanic shield. Activity at Piton de la Fournaise started less than 0.6 Ma ago (Gillot and Nativel, 1989). Eruptive activity is mainly composed of basaltic lava flows and fountains, or moderate rhythmic explosions at the vent. More explosive activity is rare, typically associated with phreatic or phreatomagmatic eruptions generated at the Dolomieu summit crater or near the coast. The frequent historic volcanic activity of Piton de la Fournaise is described by Bachelery et al. (1983), Stieltjes and Moutou (1988), Michon and Saint-Ange (2008), Peltier et al. (2008, 2009) and Lenat et al. (2009).

The existence of an older and largely dismantled edifice, Les Alizés volcano, predating Piton de la Fournaise volcano, is proposed from geophysical studies (Rousset et al., 1989; Malengreau et al., 1999; Gailler et al., 2009) and drill hole data (Rancon et al., 1989). An age of 3.3 Ma was recently obtained on a sample dredged on the NE flank of Piton de la Fournaise (Smietana et al., 2010).

Four submarine bulges were described to the east, north, west, and south submarine flanks of La Réunion Island. Lenat and Labazuy (1990) then Oehler et al. (2004) propose that the submarine flanks of La Réunion Island are mostly built by accumulation of debris avalanche deposits: the superposition and/or juxtaposition of such deposits leading to the formation of the bulges. A recent study (Le Friant et al., 2011) proposed that the chaotic deposits on the submarine flanks of Piton des Neiges come from slow deformations such as sliding or spreading, rather than flank collapse. These slow processes lead to secondary submarine slope instability and in some cases they have triggered unconfined turbidity flows (Le Friant et al., 2011). A study of the recent submarine sedimentation off Piton de la Fournaise Volcano revealed coarse-grained turbidites and sandy

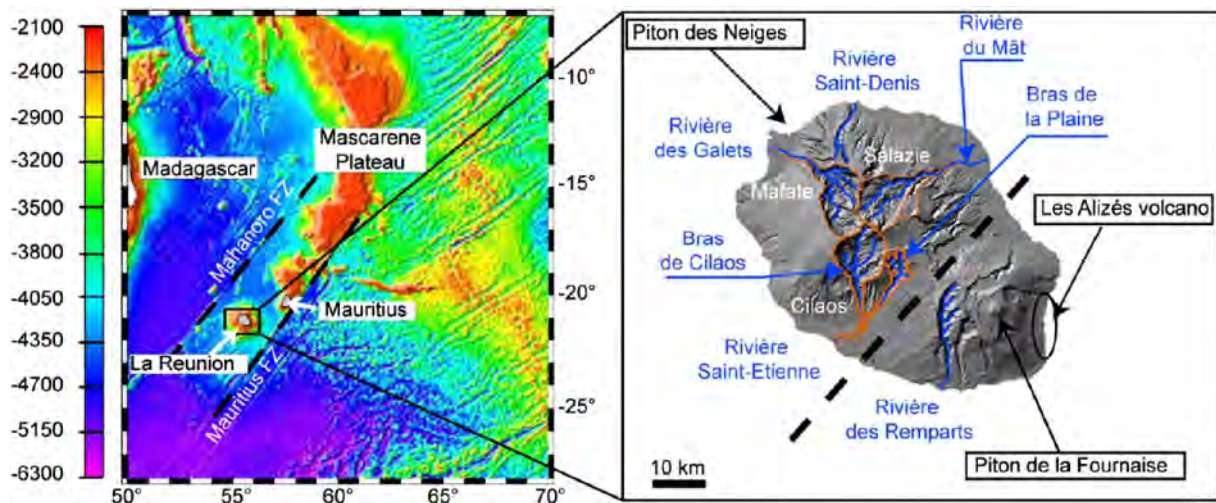


Fig. 1. Predicted bathymetry from Smith and Sandwell (1997) around La Réunion and Mascarene plateau. Overview of the main geological structures of La Réunion Island (inset). The dotted line represents the separation between the two main volcanic edifices.

lobes, confirming the presence of turbidity currents (Ollier et al., 1998).

2.2. Hydrogeological settings and climate

La Réunion Island is located in the subtropical zone where the climate is characterized by two seasons: a hot and wet season during the austral summer; and a cooler and dryer season during the austral winter. Trade winds from the east induce highly variable precipitation regimes in time and space, with a wet windward side (east) and a dry leeward side (west). Rainfalls also vary according to elevation, with a maximum rainfall at mid-slope. Rainfall intensities are high with up to 1825 mm for daily precipitation amounts and up to 12,000 mm for yearly precipitation amounts (Barcelo et al., 1997; Robert, 2001).

On La Réunion, high erosion rates are caused by the wet tropical climate and are amplified by seasonal cyclonic conditions (Louvât and Allegre, 1997; Rad et al., 2007). Hurricanes induce rainfalls and torrential floods, causing land erosion and highly concentrated sediment loads in the main river mouths (Bret et al., 2003; Fèvre, 2005; Garcin et al., 2005; Saint-Ange, 2009).

Recent studies (Louvât and Allegre, 1997) underline the particularities of the erosion of basaltic terrains: incision rates are close to those estimated in active orogenic areas, with values ranging between 0.47 and 3.4 m.kyr⁻¹ for La Réunion Island. These high erosion rates result in a dense hydrographic network with more than 750 gullies and rivers on the island, only twenty of them are perennial. Five main rivers incise the slopes of the volcanoes creating deep valleys (Fig. 1).

The transition between the subaerial and the submarine environments is characterized by a narrow shelf that is locally absent especially around the Piton de la Fournaise (Fig. 2). The local absence of the shelf and the presence of steep submarine slopes around the island favor a rapid transfer of sediment from the coast toward the submarine slopes of the volcanic edifice and on to the abyssal plain.

One of the major rivers of the Island is the Rivière Saint-Etienne, whose headwaters reach altitudes of 3000 m (Fig. 1). The Rivière Saint-Etienne has a drainage basin of about 360 km² (Figs. 1 and 2) composed of two main tributaries: the “Bras de Cilaos” and the “Bras de la plaine”. The “Bras de Cilaos” drains the inner part of the cirque while the “Bras de la Plaine” comes from the outer slopes of the cirque. They merge 6 km from the coast to form the Rivière Saint-Etienne. The basement lithology in the drainage basin is dominated by coarse-grained sediments ranging from sand to boulders (Saint-Ange et al., 2011). The mean fluvial solid load of the Rivière Saint-Etienne is estimated around 470 000 m³/yr and during important floods it reaches 1–2 million m³/yr (SOGREAH, 1998).

3. Data and methods

The dataset used in this paper was collected during the recent oceanographic cruises FOREVER in April 2006 onboard the RV *L'Atalante*, ERODER 1 in July 2006 onboard the BHO *Beautemps-Beaupré*, and ERODER 2 in January 2008 onboard the RV *Meteor* (Fig. 2A).

During the FOREVER survey, the lower submarine slopes of La Réunion volcanic edifice and the surrounding oceanic plate were imaged using a hull-mounted Simrad EM12 Dual multibeam echosounder system (frequency 12 kHz, 162 beams with 1.8° × 3.5° angular resolution, Fig. 2A). The coverage extends from the fracture zones to 300 km south of the island. 3.5 kHz echosounder and seismic reflection data were acquired along 12,200 km of profiles. Two Kullenberg piston cores were also successfully collected in the Cilaos deep-sea fan.

Cruise ERODER 1 (Fig. 2A) complemented the preexisting swath bathymetry and backscatter data on the upper submarine slopes of the volcanic edifice. It aimed to establish the link between the onshore morphological structures and the deep-marine morphology. Data were collected using a hull-mounted Kongsberg Simrad EM120 system

(frequency 12 kHz, 192 beams with 1° × 1° angular resolution). Two Kullenberg piston cores were successfully collected in the study area.

Cruise ERODER 2 (Fig. 2A) was mainly devoted to coring the sedimentary systems. Twelve piston cores, with a diameter of 125 mm, were collected using a Kullenberg type piston corer. A total of eight cores are located in the Cilaos deep-sea fan. In addition, more detailed swath bathymetry and backscatter data (Kongsberg Simrad EM120 system) and echosounder data (Parasound system) were collected over the Cilaos fan. The coverage was also extended further south.

Results shown in this paper are mainly based on the analysis of swath bathymetry, backscatter data, Parasound and 3.5 kHz echosounder profiles, and sedimentological study of piston cores. The bathymetry and the sonar backscatter image of cruises ERODER 1 and ERODER2 were processed at IFREMER with Caraïbes software (developed by IFREMER). Sound speed of 1600 m/s has been applied for the time to depth conversion.

The submarine surface of Cilaos fan was characterized on the backscatter imagery by acoustic facies ranging from dark (high reflectivity) to light gray (low reflectivity). Five main types of sediment acoustic facies were identified on the echosounder profiles: (1) a hyperbolic unit with irregular hyperboles; (2) a continuous stratified unit characterized by parallel and continuous reflectors; (3) a semi-transparent unit corresponding to a thin surface echo without internal reflectors; (4) a discontinuous stratified unit characterized by stratified echofacies with discontinuous reflectors; and (5) a non-penetrative unit corresponding to a strong and prolonged surface echo.

A total of thirteen cores were collected and analyzed on the Cilaos turbidite system (Table 1 and Fig. 2A): one was collected in the canyon area (KERO-18); three cores were located in the upper part of the fan (KERO-01, KERO-02 and KERO-11); six cores were collected from the western part of the fan (FOR-C2, KERO-09, KERO-12, KERO-13, KERO-14 and KERO-15); and three cores were retrieved in the central part of the fan (FOR-C1, KERO-16, and KERO-17). Sedimentary descriptions were done for all the cores, with a particular emphasis on sediment color, visual grain size and turbidite/hemipelagite/pelagite differentiation. A series of 1-cm-thick sediment slabs were collected for each split core section for X-radiography using a digital X-ray imaging system SCOPIX (Migeon et al., 1999). Digital images were acquired to provide a precise identification of the sedimentary structures. Sediment cores were sampled for grain-size analyses using a Coulter laser micro-granulometer (LS130).

In this paper, we used eight cores showing the most representative sedimentary facies of the thirteen cores (Table 1, names in bold and Fig. 3). One core is located in the canyon area (KERO-18), two cores are located in the upper part of the fan (KERO-01 and KERO-11), two cores are in the central part (KERO-16 and KERO-17) and three in the western part (KERO-09, KERO-13 and KERO-15). These cores are located on and correlated with the echosounder profiles.

Four AMS dates were also obtained, two on core KERO-09 and two on core KERO-16. For each measurement, about 500 specimens of *Glogigerinoides ruber* and *Glogigerinoides sacculifer* were picked from the >150 mm fraction. These aliquots were analyzed at the Poznan Radiocarbon Lab., Poland, and at the “Laboratoire de Mesure du Carbone 14” at Sarclay. Reported radiocarbon ages have been corrected for a marine reservoir effect of 400 years and converted to calendar years using CALIB Rev 6.0 (Reimer and Reimer, 2001). Calibrated kilo years before present will be referred as ka.

4. Results

4.1. Five volcanoclastic deep-sea fans off La Réunion Island

The new dataset led to the discovery of five volcanoclastic deep-sea fans showing morphological structures typical of a turbidite system

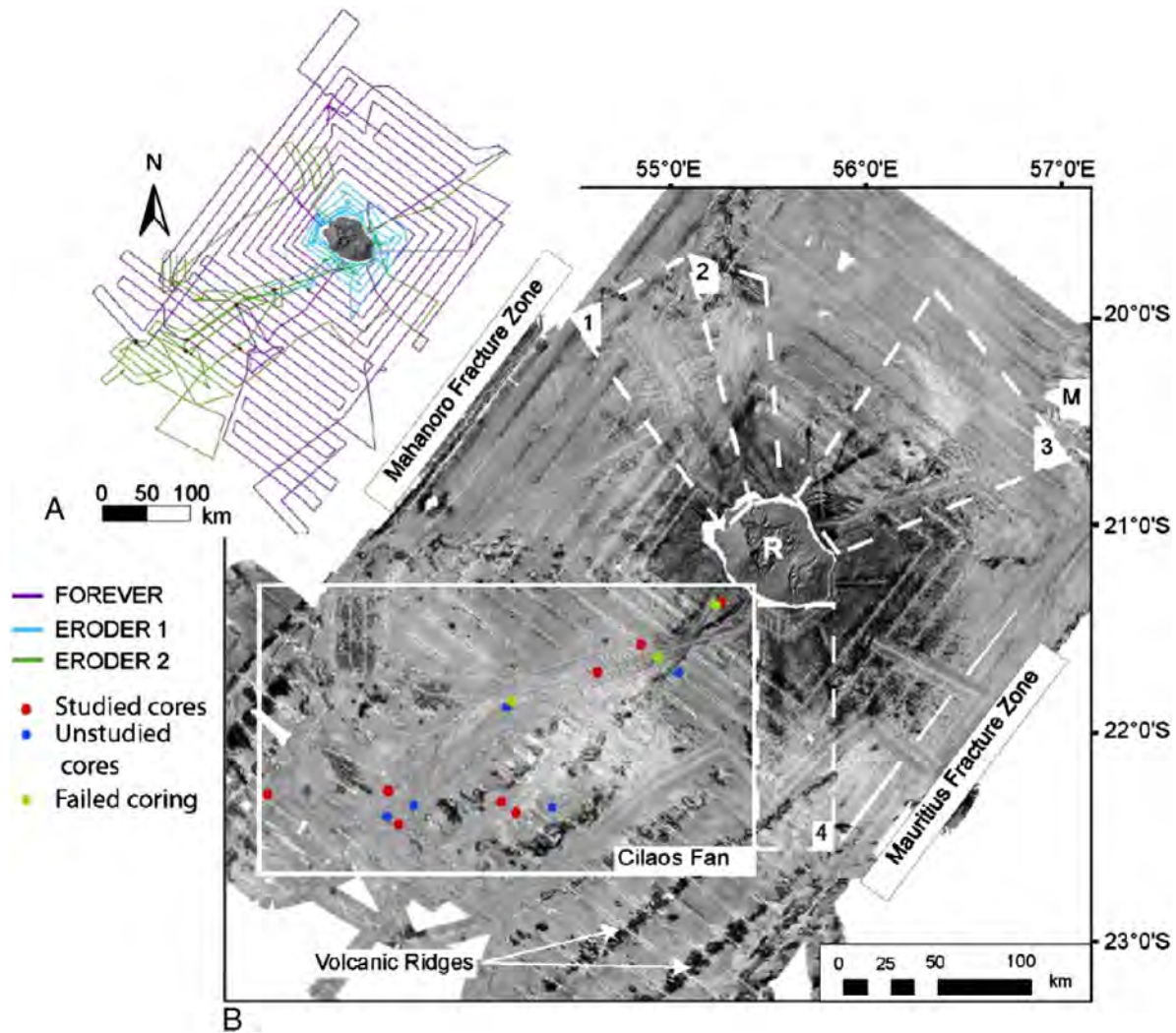


Fig. 2. (A) Ship tracks of the three cruises FOREVER (purple line), ERODER1 (blue line) and ERODER2 (green line). (B) Backscatter map compiled from ERODER and FOREVER surveys. White lines correspond to the location of the five fans discovered off La Réunion island: the Cilaos fan, the Mafate fan (1), the Saint-Denis fan (2), the Salazie fan (3) and the Saint-Joseph fan (4). Red and blue dots correspond to sediment cores retrieved in the Cilaos turbidite system. Green dots correspond to the location of the failed coring.

like, canyon, channel and sediment waves (Fig. 2B). They show low reflectivity and display complex geometries, directly constrained by the seafloor morphology. On land, they are related to major erosional

features, which constitute the main drainage area of the island. In each case, submarine canyons are directly connected to the main river mouths (Figs. 1 and 2B).

Table 1

List of piston cores sampling the Cilaos turbidite system; names are in bold for cores used in this paper.

Cruises	Name and core type	Lat (S)	Long (E)	Water depth (m)	Location	Length (m)
FOREVER	FOR-C1	S22°20.95	E54°23.33	4074	Sedimentary ridge, Central part of the distal fan	4.51
	FOR-C2	S21°52.347	E54°09.39	4346	Channel floor, Occidental proximal fan	5.52
ERODER 1	KERO-01	S21°50.902	E54°11.00	3816	Sediment Wave, Up. Cilaos fan	3.90
	KERO-03	S21°38.00	E54°56.00	3786	Channel floor, Occidental proximal fan	0
	KERO-02	S21°42.31	E54°37.29	3546	Channel floor, Up. Cilaos Fan	3.60
ERODER 2	KERO-09	S22°16.347	E53°33.060	4460	Channel side, western part of the distal fan	6.27
	KERO-10	S21°50.902	E54°11.00	4346	Channel floor of the Occidental proximal fan	0
	KERO-11	S21°42.31	E54°37.29	4164	Sediment Wave, Up. Cilaos Fan	2.65
	KERO-12	S22°23.550	E53°32.752	4461	Channel side, western part of the distal fan	6.40
	KERO-13	S22°25.98	E53°36.36	4407	Channel floor, western part of the distal fan	0.98
	KERO-14	S22°20.50	E53°40.88	4439	Channel floor, western part of the distal fan	3.47
	KERO-15	S22°17.39	E52°56.10	4529	Distal part, Cilaos distal fan	6.68
	KERO-16	S22°19.51	E54°07.78	4340	Channel side, Central part of the distal fan	4.95
	KERO-17	S22°22.540	E54°12.267	4353	Channel floor, Central part of the distal fan	5.34
	KERO-18	S21°22.00	E55°15.22	2056	Canyon area	Sample (~0.3)
	KERO-19	S21°22.873	E55°13.669	2221	Canyon area	0

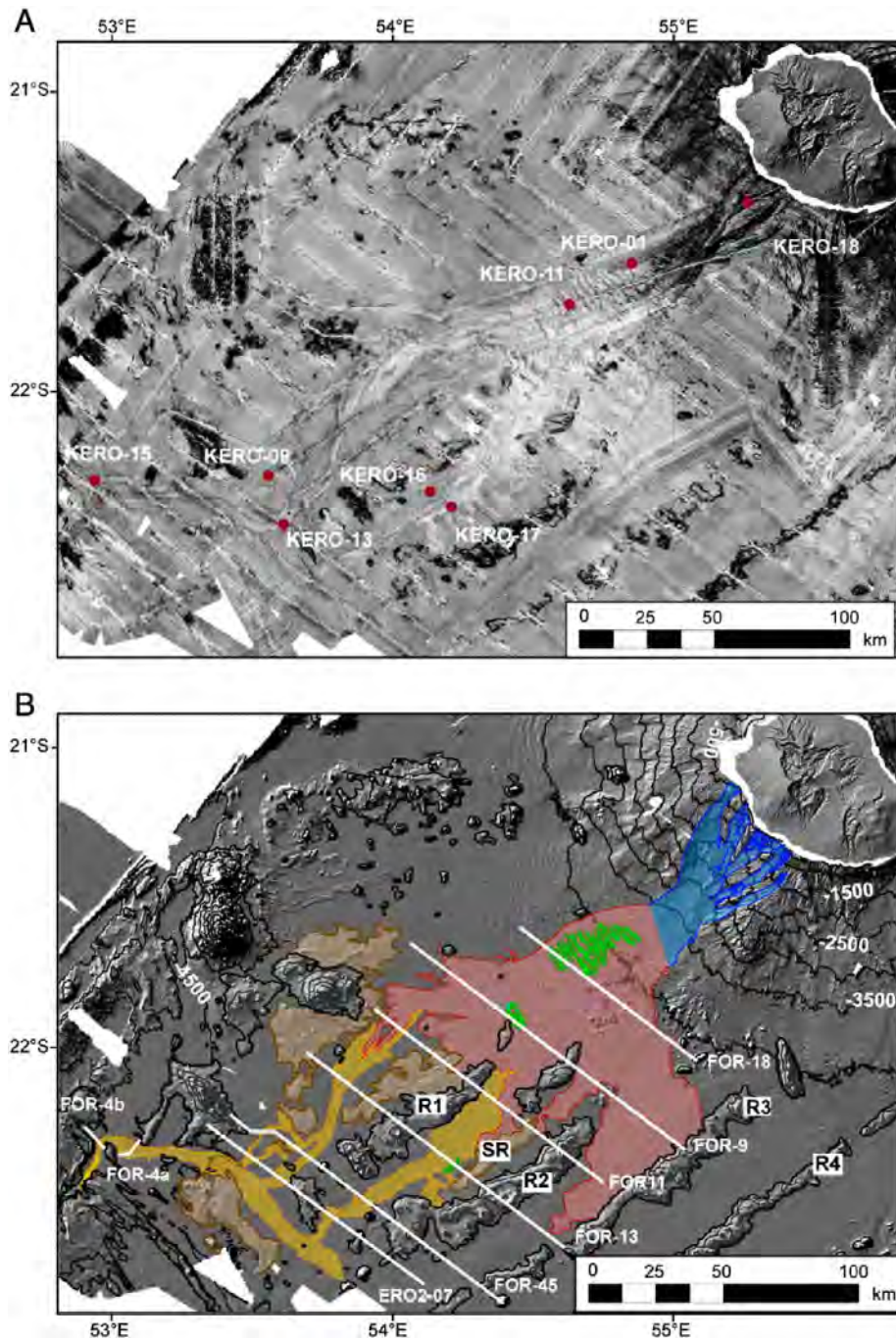


Fig. 3. (A) Acoustic backscatter image (based on the FOREVER and ERODER data) of the southwest part of La Réunion showing details of the Cilaos fan. (B) Interpreted shaded relief image of the southwestern flank of La Réunion, compiled from ERODER and FOREVER surveys, showing interpreted subdivisions of the Cilaos fan and the location of Parascound and 3.5 kHz echosounder profiles of Fig. 8. Canyons are in blue, the proximal fan is outlined in red, the distal fan in yellow, volcanic highs in dark gray, sediment reliefs in light brown, and sediment waves in green.

The Mafate fan (Fig. 2B, 1) is connected to the Cirque of Mafate and coalesces with the Saint-Denis fan (Fig. 2B, 2), which is continuous with the Rivière Saint-Denis. The Salazie fan (Fig. 2B, 3) is derived from multiple sources and is connected to the Cirque of Salazie. The Saint-Joseph fan (Fig. 2B, 4) is the only system connected to the Piton de la Fournaise volcano, and is considered to be a fan in an embryonic stage. We focus in this paper on the Cilaos fan (Fig. 2B) which is a wide fan connected to the Cirque of Cilaos through the Rivière Saint-Etienne.

The relationship between the activity of these turbidite systems and the largest hurricanes is not completely established but observations of flood impact on land (erosion and transport volume)

suggest a direct sediment transfer toward the canyon head during extreme floods.

Volcanic and sedimentary features mainly shape the ocean floor on the abyssal plain (Deplus et al., 2007; Deplus et al., 2009). Volcanic features consist of a series of elongated ridges (named R1 to R4 on Fig. 3B) which display high reflectivity, and include several elongated volcanic structures and isolated seamounts. In the southwestern part of the fan, linear features with high reflectivity are parallel to the Mahanoro fracture zone (Fig. 3). They probably correspond to small fracture zones associated with the offset of the fossil axis to the south. Other topographic highs are visible in the bathymetry and have a low reflectivity contrast (brown areas in Fig. 3B). They correspond to

sedimentary accumulations on volcanic highs, like the large ridge named SR at the south of La Réunion (Deplus et al., 2007; Deplus et al., 2009).

4.2. Morphology and superficial structure of the Cilaos deep-sea fan

The Cilaos deep-sea fan is the largest volcanoclastic turbidite system off La Réunion Island. On the backscatter image, the Cilaos fan corresponds to a wide area with low reflectivity (Fig. 3A). The whole turbidite system is more than 300 km long and covers an area of about 15,000 km². Located southwest of the island, this sedimentary system consists of two main parts: a canyon area (Fig. 3B, in blue) starting at the coast, directly fed by the recurrent flash floods of the Rivière Saint-Etienne; and a deep-sea fan that develops at about 4500 m of water depth on the abyssal plain (Saint-Ange, 2009; Saint-Ange et al., 2011). The deep-sea fan was initially laterally divided into three main areas: the western, the central, and the eastern parts separated by two NE–SW sub-parallel volcanic ridges called R1 and R2 (Fig. 3) (Saint-Ange, 2009). Advancements in understanding due to new data presented in this paper enable further subdivision of the system into: (1) The proximal fan (Fig. 3B, in red) corresponding to a wide area with a low reflectivity; and (2) the distal fan (Fig. 3B, in yellow) which is characterized by elongated structures that are developed between volcanic ridges.

4.2.1. The Cilaos canyons

Canyons directly incise the chaotic deposits that form the submarine flanks of the volcanic edifice (Fig. 4) (Lenat and Labazuy, 1990; Oehler et al., 2008). They are 70 km long and their slopes decrease from 8° at shallow depth to less than 1° dip near the base of the volcanic edifice (Fig. 5).

Two wide rectilinear canyons make up the valley area: the Saint-Etienne and the Pierrefonds canyons (Fig. 4B). For each of them, the incision is about 100 m deep. The Pierrefonds canyon is located in front of the paleo-river outlet of the Rivière Saint-Etienne and is connected to the shelf by many tributaries (Fig. 4C). This canyon is well developed and characterized by high reflectivity on the backscatter image and by a smooth surface on the bathymetric map. It is a flat-bottomed canyon 3 km wide and 30 km long. Some morphological highs (possible relicts of the chaotic deposits) are visible in the canyon path, inducing local divergences and forming a braided system (Fig. 4A).

The Saint-Etienne canyon is 4 km wide and seems to be directly connected with the Rivière Saint-Etienne (Fig. 4B). On its western side, limited by the “Etang-Salé” volcanic ridge, it also receives several tributary canyons from a shelf-upper slope sector (Fig. 4). The canyon is partitioned in two distinct areas, the upper and the lower canyon. The upper Saint-Etienne canyon begins at 300 m water depth and extends to the southern extremity of the “Etang-Salé” volcanic ridge at depth of 2200 m (Fig. 4A). It has a smooth morphology and is characterized by high reflectivity on the backscatter image.

The lower canyon has a rougher morphology on the bathymetry and a mottled appearance on the backscatter image (Fig. 4A and B). The chaotic floor of the lower canyon is cut by a narrow incision located in the prolongation of the upper Saint-Etienne canyon (Fig. 4). This incision is 20 m deep and 13 km long.

North of the Saint-Etienne and Pierrefonds canyons and north of the “Etang-Salé” ridge, a wide valley is visible. It is a wide trough (about 10 km wide) with a rough floor and a low reflectivity on the backscatter image named the North Valley (Fig. 4A). A set of gullies (Fig. 4C, yellow dash line) named the North Gullies, cut this valley and join the incision of the lower Saint-Etienne canyon. The North Gullies were connected to the hydrographic network onland (Fig. 4C). These gullies present a rough floor characterized by a mottled facies on the backscatter image (Fig. 4B). Local undulations are visible on their western side on the shaded relief map (Figs. 4C and 6). These

undulations are developed in a water depth of about 2000 m. Their geometry varies from symmetrical with a crest in the midslope to asymmetrical at the upslope. Their amplitude ranges from 5 to 30 m and their wavelength varies from 500 to 700 m (Fig. 6). The slope gradient is 2.5°. They display similar characteristics to the coarse-grained sediment waves observed on the submarine slopes of the western Canary Islands (Wynn et al., 2000), except for height, which is much greater at La Réunion. Downslope, the North Valley and the two main canyons merge into a single canyon, the Cilaos canyon (Fig. 4) (Saint-Ange, 2009). At the base of slope, the Cilaos canyon (10 km wide) divides into many narrow channels that feed the Cilaos deep-sea fan (Fig. 7).

4.2.2. The proximal fan

The proximal fan is characterized by a low reflectivity and a wide extent with a maximum width of 120 km (Figs. 3 and 7). It extends from a depth of 3800 to 4300 mbsl, with gradients ranging from 1.5° to 0.1° (Fig. 5). Only few sedimentary structures (channels, lobate structures, sediment waves), mainly located on the western side of the turbidite system, are visible at the surface of the proximal fan (Fig. 7).

A main field of sediment waves (Figs. 6 and 7) is located in the channel, at the slope break close to the transition between the canyon and the fan (Fig. 5) at a water depth of 3500–4000 m. These features are particularly highlighted by a contrast in backscatter (Figs. 6 and 7). The crest orientation of the sediment waves is perpendicular to the Cilaos valley axis. Their amplitude is more than 10 m and their wavelength increases downslope from 1 km to 3 km (Fig. 6).

At the base of slope, the proximal fan spreads over the abyssal plain. Its morphology is controlled by the presence of bathymetric highs (often with high reflectivity), which correspond to relief caused by volcanic and sedimentary structures (Fig. 7).

Narrow channels coming from the canyon area mainly develop in the western part of the proximal fan. They form a braided system composed of elongated bodies. This system is bordered by a small field of sediment wave that show the same characteristics as the main sediment waves field (Fig. 7). These bodies are probably small lobes with discontinuous contours. Some narrow channels of the canyon area also extend in the eastern part of the proximal fan but they quickly disappear. They open onto the abyssal plain forming elongated bodies with low backscatter reflectivity, comparable to those observed in the western part (Fig. 7).

On echosounder profiles, chaotic deposits are characterized by an irregular hyperbolic facies (Fig. 8, profile FOR-18). They are slightly incised by small channels in the upper part. Further downslope (Fig. 8, profile FOR-9) the irregular hyperbolic facies changes into a continuously stratified unit, more visible on the western side. On Fig. 9, the detailed interpretation of 3.5 kHz echosounder profiles shows a vertical succession of three units: U1, U2, and U3. Unit U1 (Fig. 9) corresponds to the lowest imaged unit. Stronger reflectors, indicating a high impedance contrast, mark its upper limit. Reflectors are continuous and moderate to high amplitude. Unit U2 (Fig. 9) overlies unit U1 and is semi-transparent (low amplitude). It is thinner than 6 m and covers the whole distal fan. This transparent unit U2 is mostly covered locally by another stratified unit U3 (Fig. 9). This youngest stratified unit U3 overlies the whole proximal fan. Its thickness decreases distally from the base of slope.

4.2.3. The distal fan

The distal turbidite system comprises western and central parts of the Cilaos fan. It is characterized by elongated structures with low reflectivity, corresponding to narrow channels continuing from the proximal fan (Fig. 10). The reflectivity is low in the channel floors (Fig. 10). It extends from a depth of 4300 to 4500 mbsl, with gradients less than 0.1° (Fig. 5).

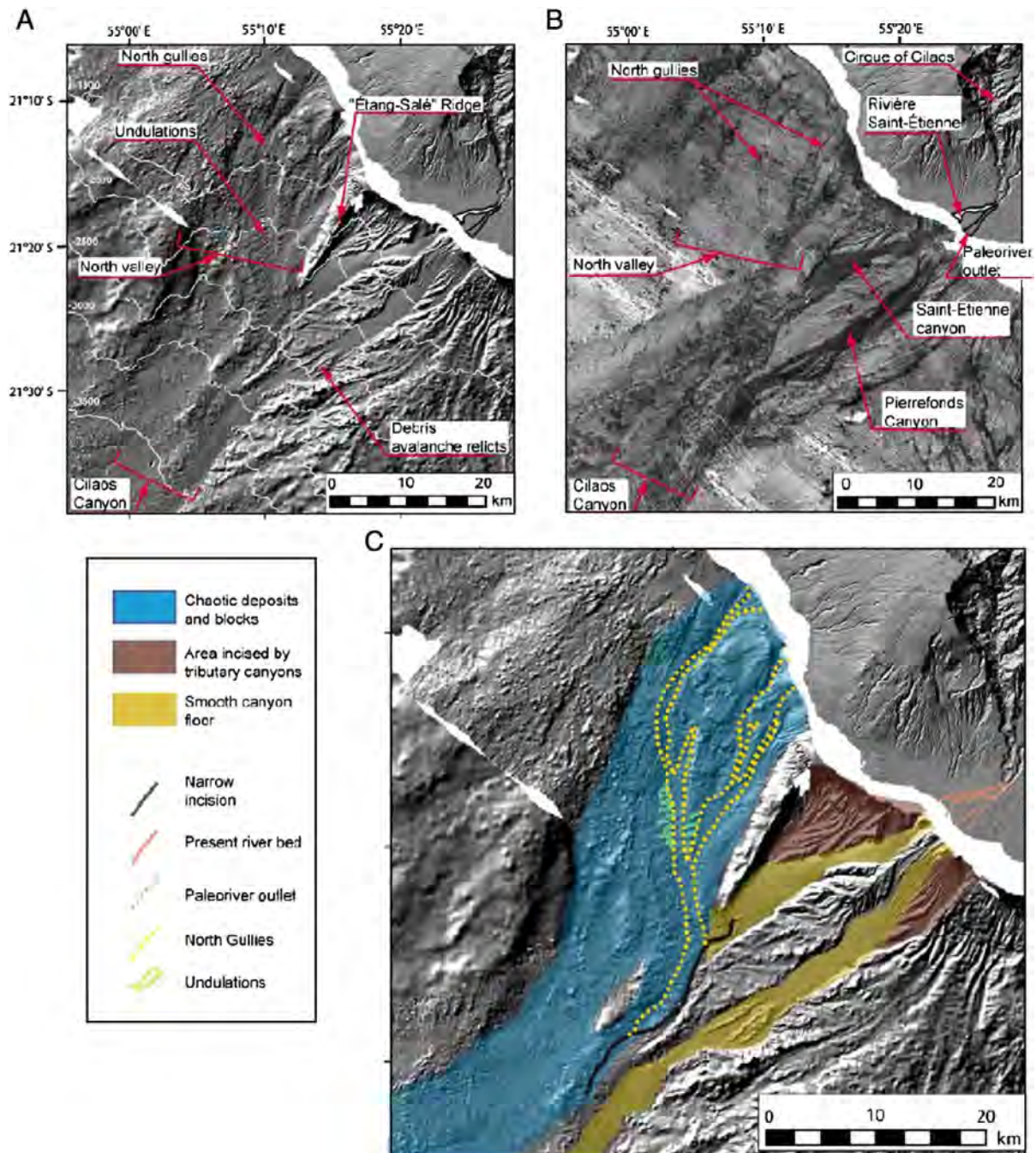


Fig. 4. (A) Swath shaded bathymetry and (B) backscatter image of the canyons area of the Cilaos turbidite system; (C) interpreted image of the canyons area.

A deeply incised and rectilinear channel characterizes the western part of the distal fan. In the upper part, the incision is lower than 10 m deep and about 1.5 km wide. Area of higher relief covered by sediment accumulations divide this main channel into three minor channels (incisions about 10 m deep) converging westward into a unique, WNW-ESE oriented channel (Fig. 10). This is a highly incised (30 m deep) and long channel (75 km). Its western edge is halted by volcanic highs and it abruptly turns to the southwest (Fig. 10).

The central part of the distal fan is composed of a rectilinear channel showing a NE-SW orientation with an incision depth of about 15 m that increases downslope (Fig. 10). The volcanic ridges seem to directly control the channel direction. To the south, the channel in the central part of the distal fan joins the same WNW-ESE oriented channel from the western part of the fan (Fig. 10). This WNW-ESE

oriented channel starts somewhere upstream of these confluences, but it disappears in the eastern part. No structures are visible on the bathymetry and the backscatter image (Fig. 10).

The Cilaos turbidite system ends in a small fracture zone associated to the offset of the Mahanoro fracture zone, where no depositional structures of the distal fan are visible (Fig. 10).

On echosounder profiles, the distal fan is characterized by the presence of units U1 and U2 over the whole area (Figs. 8 and 9). Unit U3 covers most of the eastern and central parts of the distal fan. In the western distal part, channels are observed. While moving away from the island the U-shaped valley, visible on profile FOR-13 (Fig. 8), has evolved into narrow V-shaped valleys with non-penetrative echofacies in the channel floors as visible on profiles FOR-45 and ERO2-07 (Fig. 8). In the central part, a wide shallow U-shaped valley has developed. The width of

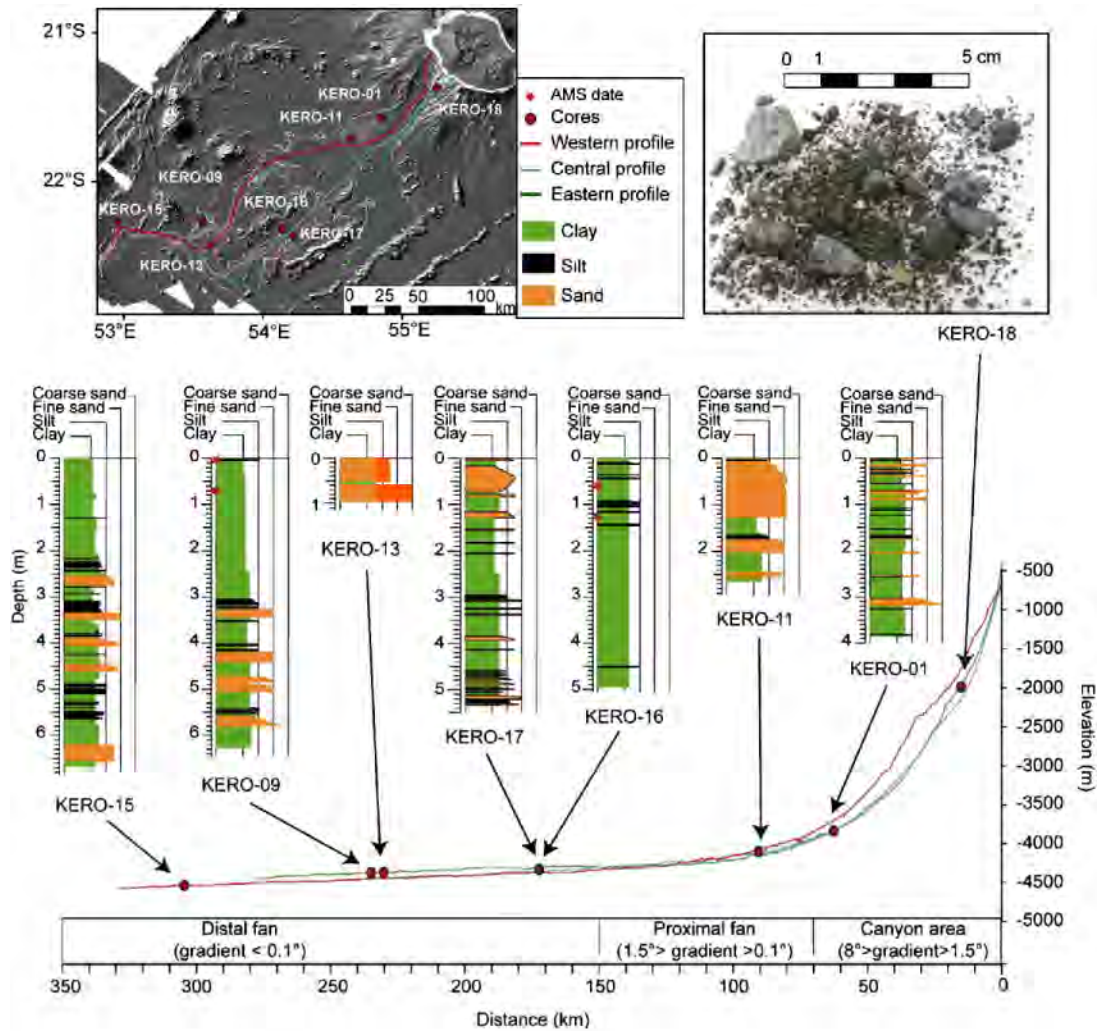


Fig. 5. Slope gradient map with the location of the studied cores. A lithologic log is illustrated for each core, except KERO-18 where only 30 cm of coarse-grained sands and gravels were collected.

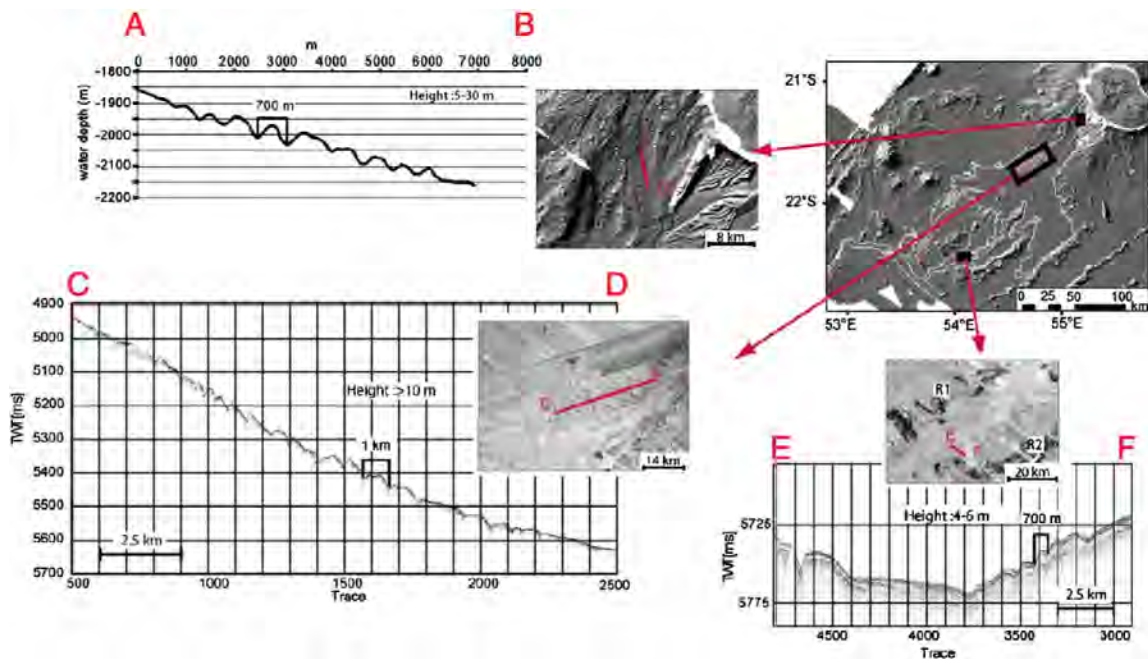


Fig. 6. Location of the three sediment wave fields observed in the Cilaos turbidite system. Profile A–B is topographic profile, profiles C–D and E–F are echosounder profiles.

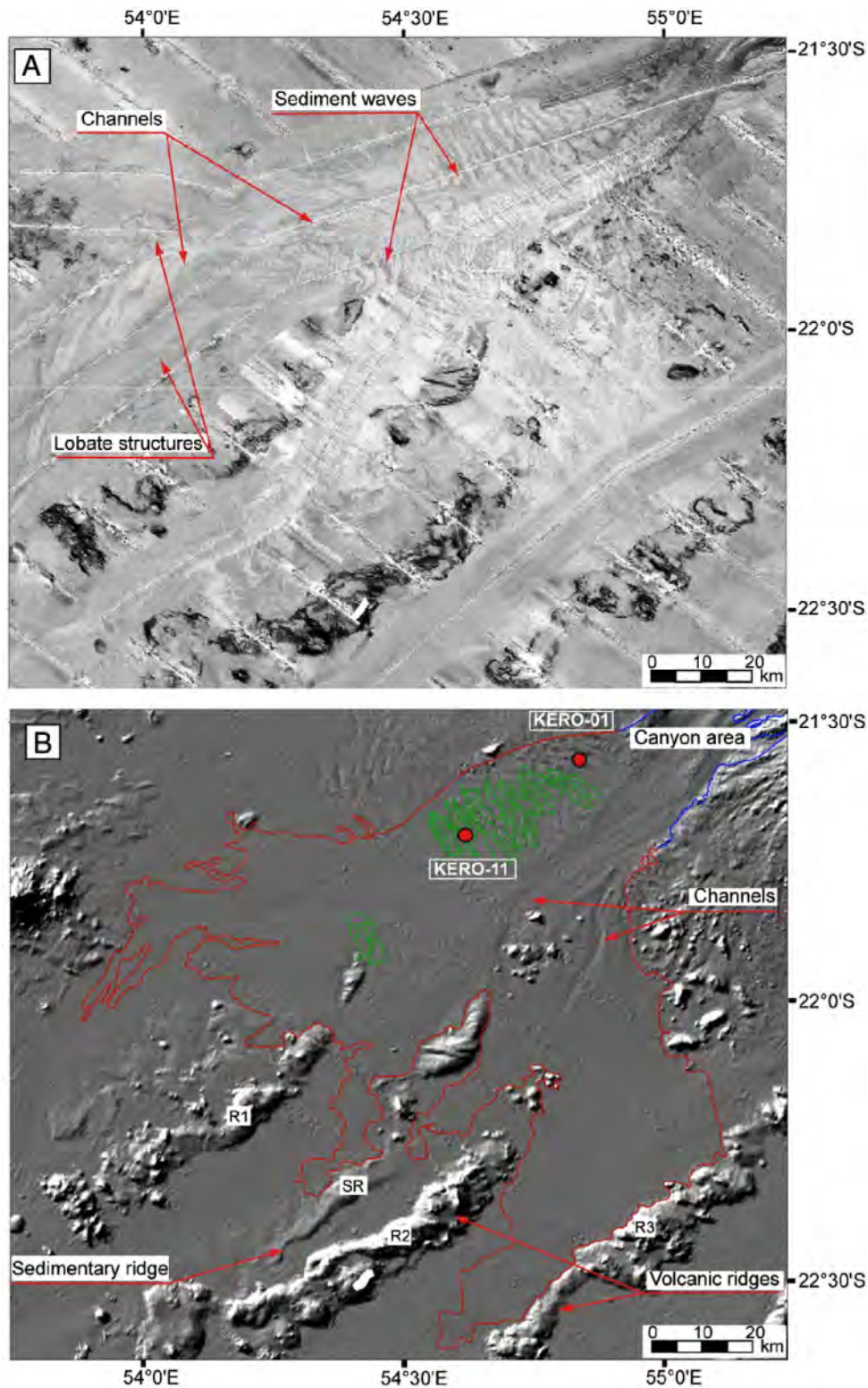


Fig. 7. (A) Backscatter image and (B) interpreted swath shaded bathymetry of the proximal fan of the Cilaos turbidite system. Red filled dots correspond to sediment cores presented in this paper.

this channel decreases from 4 km on profiles FOR-11 and FOR-13 (Fig. 8) to 1 km on profile ERO2-07 (Fig. 8). The channel floor passes from continuous (profile FOR-13, Figs. 6 and 8B) to discontinuous (profile FOR-45, Figs. 8 and 9) stratified units with superficial high-amplitude reflectors. The eastern part is characterized by continuous bedded facies with few channelized structures that are only visible on profiles FOR-45

and ERO2-07 (Fig. 8). A small field of sediment waves is visible on profile FOR-13 (Figs. 6 and 8) located on an overbank. Their geometry is asymmetrical. They have an amplitude of 4 to 6 m, a wavelength of about 700 to 850 m (Fig. 6) and their slope gradient is 0.2° . They display similar characteristics to the coarse-grained sediment waves observed on the submarine slopes of the western Canary Islands (Wynn et al., 2000).

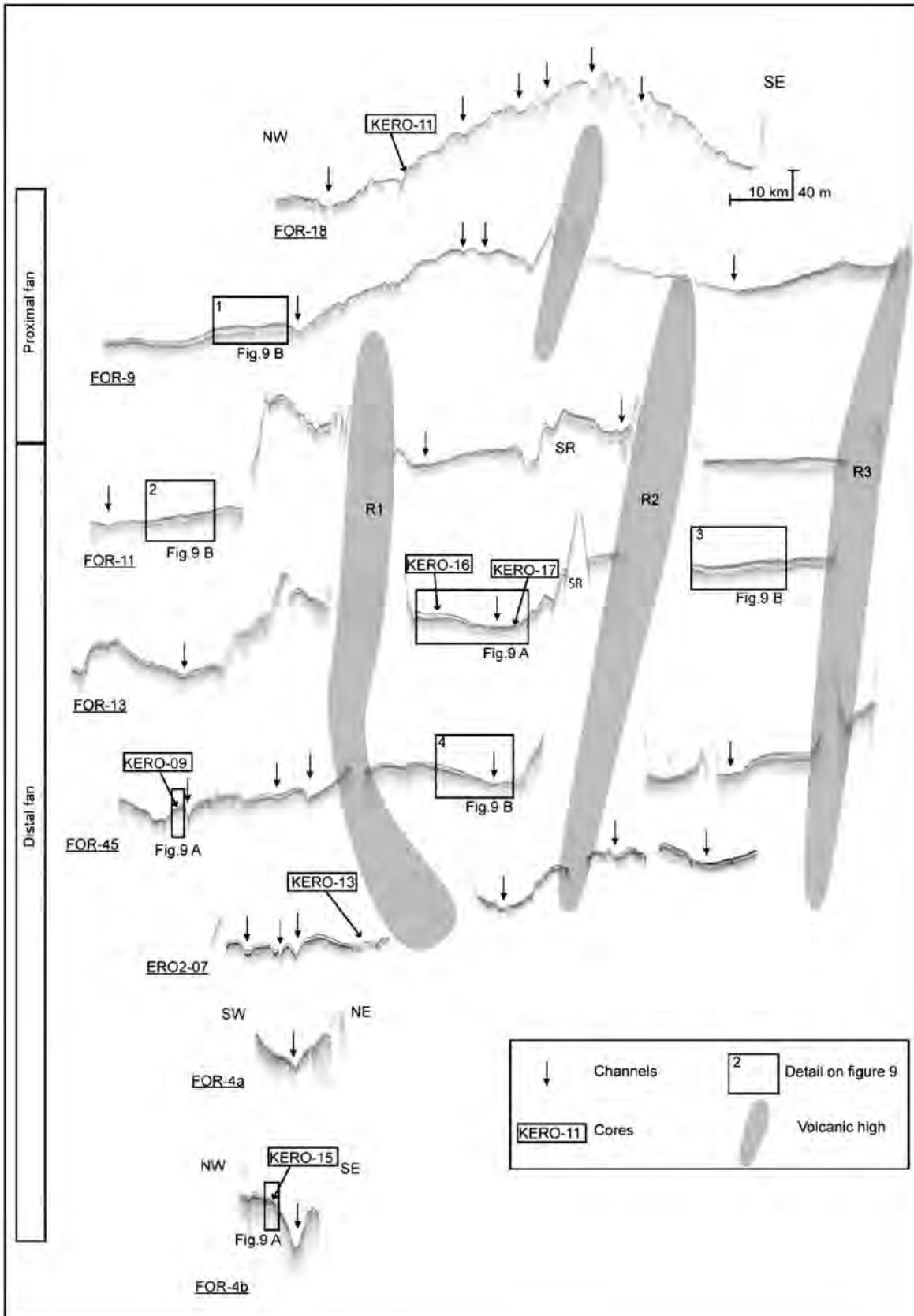


Fig. 8. Parasound and 3.5 kHz echosounder profiles showing the downstream evolution of the fan (profile location in Fig. 3). All these profiles are NW–SE oriented except the SW–NE profile FOR-4a. Gray areas represent the location of volcanic ridges R1, R2, R3 intercepting the profiles.

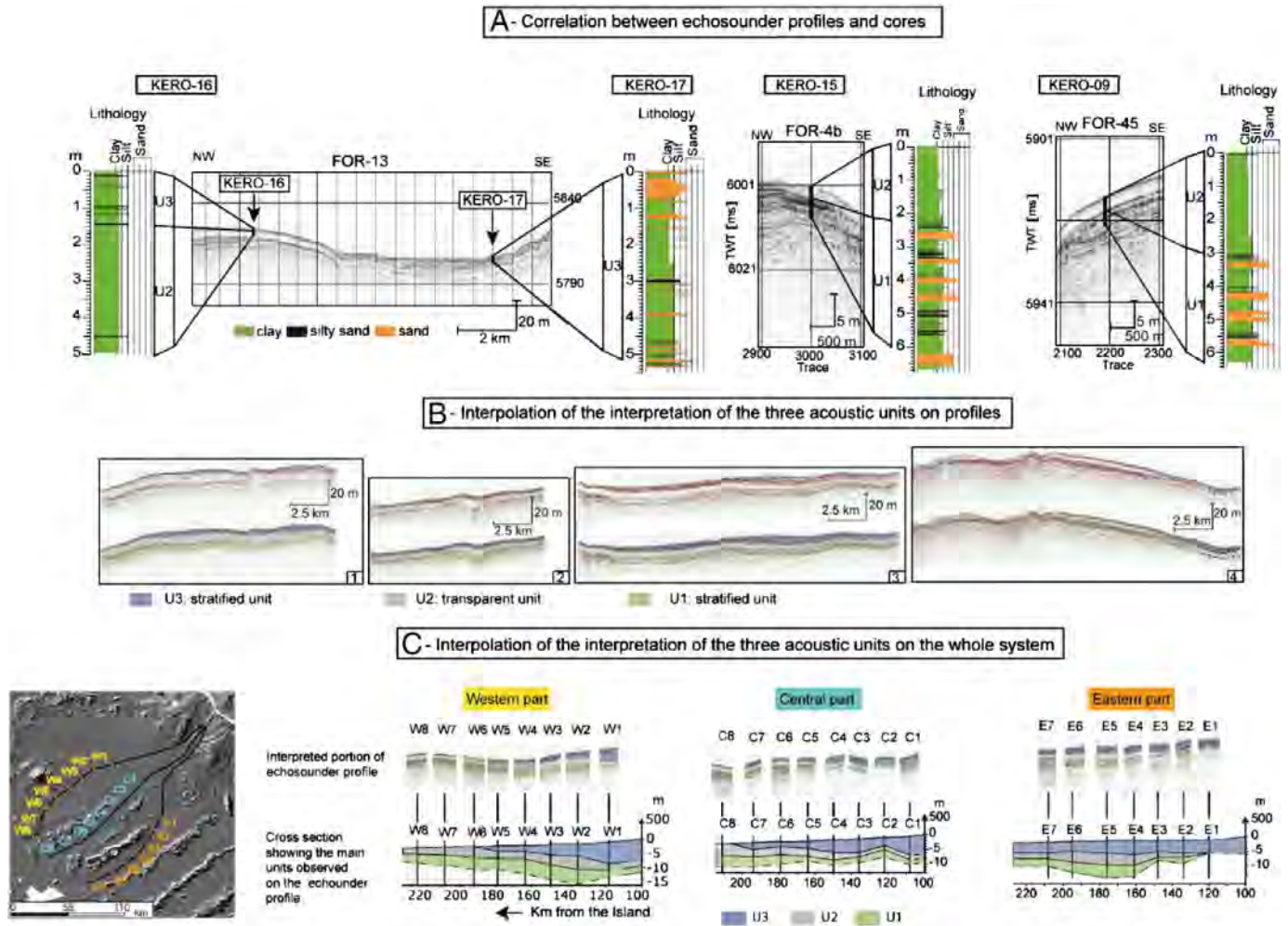


Fig. 9. (A) Lithological logs correlated with corresponding echosounder profile; (B) Non-interpreted and interpreted 3.5 kHz echosounder profiles, showing the succession of the three units U1 (in green), U2 (in gray) and U3 (in blue). For location of each profile see Fig. 8 (black square). (C) Interpretation of the three units U1 (in green), U2 (in gray) and U3 (in blue) on short portion of echosounder profiles, through the three parts of the fan.

No typical turbidite levee structure can be identified in the distal fan on the channel sides in the 3.5 kHz profiles. Only a few features suggest levee structures in the distal part of the fan which are visible on profiles FOR-45, ERO-07, FOR-4a, and FOR-4b (Fig. 8).

4.3. Sedimentary facies

Cores retrieved in the Cilaos fan are mainly composed of brown clay, silt and sand. The silty and sandy layers are characterized by a dark color due to the dominance of volcanoclastic elements (Fig. 11). Glass shards, angular olivine, pyroxene, oxides and feldspar crystals, bioclasts and rock fragments are the main petrographic components of these sands.

4.3.1. Sedimentary facies in the canyon area and the proximal fan

The three cores KERO-18, collected in the canyon area, and KERO-01 and KERO-11 collected on the proximal fan, best illustrate the sedimentation in the canyon area and the proximal fan. Core KERO-18 is located in the Saint-Etienne canyon about 15 km from the shoreline at 2056 m water depth. It recovered the only samples (about 30 cm) of coarse-grained sand and gravel (Fig. 5) suggesting the passing of high-density turbidity currents.

Cores KERO-01 and KERO-11 are within the sediment wave field on the northwest side of the main channel (Figs. 5 and 7). Thin sand

layers (1–5 cm), with maximum grain size ranging from 100 to 350 μm , interbedded with clay comprise the first meter of KERO-01 (Fig. 5). This succession overlies 2 m of bioturbated clay (alternation of light and dark brown clay layers) interstratified with sandy layers (1 or 2 cm thick) and silty laminae. The light brown clay is dominated by calcareous sediment (nannoplankton and foraminifera), while the dark brown clay mainly contains siliceous organisms (radiolarians and diatoms). Between 3.06 m below seafloor (mbsf) and 3.17 mbsf, the core shows a normally graded sandy interval with no visible structure, ranging from silty clay to coarse sand. The deepest part of the core is composed of 73 cm of brown clay. In this core, thin fine sand layers are interpreted as fine-grained turbidite deposits. The thickest sandy layer (11 cm thick) is interpreted as a coarse turbidite deposit. The location of the core in the sediment wave field and the types of deposits (thin sandy layers) suggest that these deposits were emplaced by overflow of a high density turbidity currents

KERO-11 is mostly composed of sand (Figs. 5 and 11). The top of the core shows a 1 m thick sandy layer (grain size between 150 and 200 μm) that is normally graded (Fig. 11). The base of the layer is structureless and is overlain by an interval with horizontal laminations (foraminifera-rich laminae including bathyal foraminifers) (Fig. 11). A second 30 cm thick normally graded sandy layer (grain size between 100 and 200 μm) is present in the lower part of the core at about 1.75 mbsf. These two layer are composed of the Ta and Tb

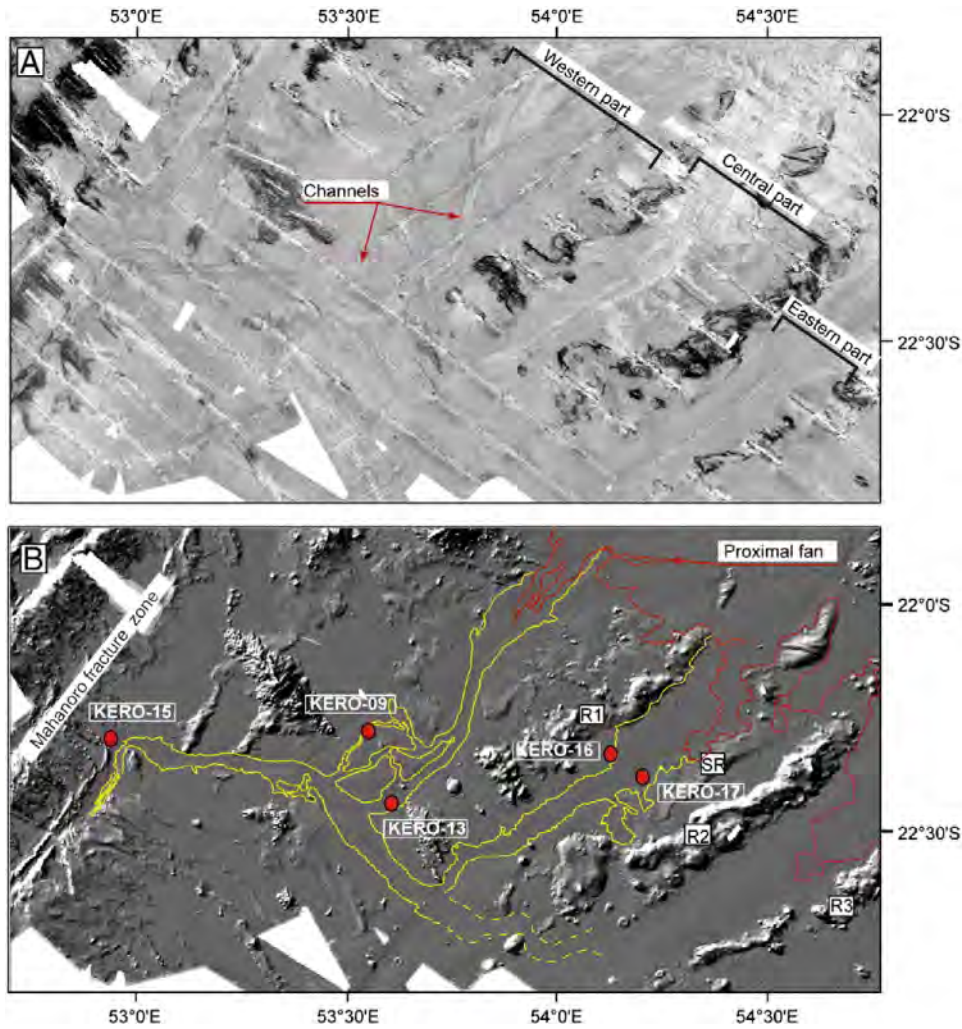


Fig. 10. (A) Backscatter image and (B) interpreted swath shaded bathymetry of the distal fan of the Cilaos turbidite system. Red filled dots correspond to sediment cores presented in this paper.

division of the Bouma sequence (Bouma, 1962). These sandy layers are interpreted as high-density turbidite deposits. Based on grain size, we have calculated a sand/mud ratio of about 95:5.

In this upper part of the Cilaos turbidite system, the Kullenberg corer failed to recover in three locations, one in the canyon area and two in the proximal fan, suggesting clean sand layer (Fig. 2).

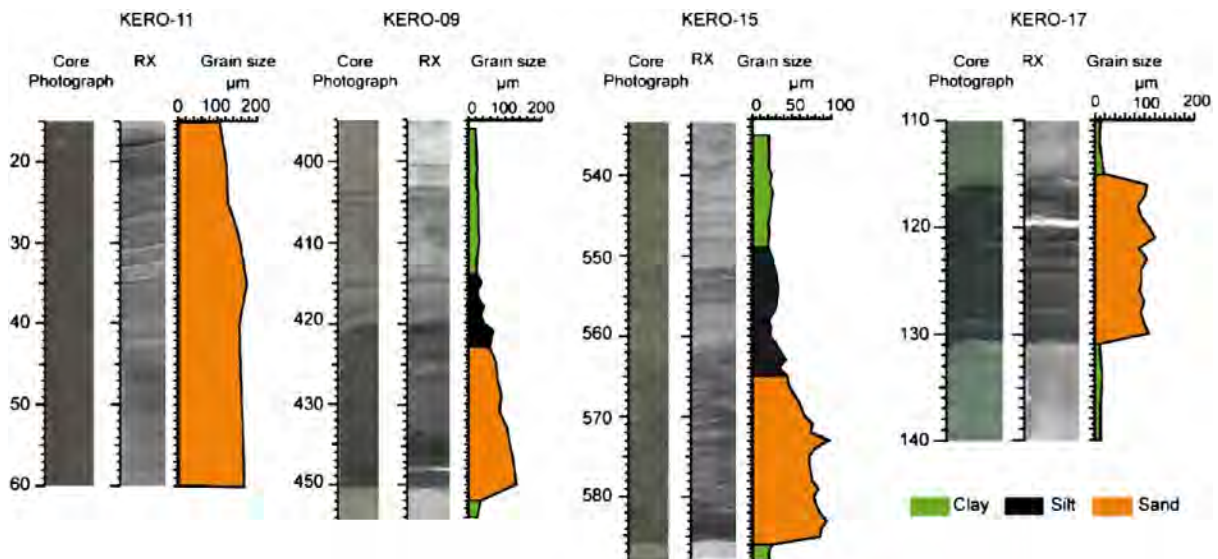


Fig. 11. Grain size diagram, photograph, and X-ray image of few standard turbidite beds of cores KERO-11, KERO-09, KERO-15 and KERO-17.

4.3.2. Sedimentary facies in the distal fan

In the distal fan, sediments are finer than in the proximal fan except for core KERO-13 (Fig. 5). A change in sedimentary facies and successions is observed between the western part and the central part.

KERO-16 (4.95 m long) and KERO-17 (5.34 m long) are located in the central part of the Cilaos turbidite system (Fig. 10). KERO-16 is located on the northwest side of the channel and KERO-17 is from the channel floor (Figs. 10 and 9).

The first 1.4 m of KERO-16 are characterized by silty layers (grain size between 50 and 100 μm) thinner than 1 cm interbedded with muddy hemipelagic intervals. The base of silty layers is composed of laminated intervals. Muddy intervals are bioturbated and contain foraminifera. Two AMS date were obtained in these muddy intervals at 0.6 m and 1.22 m below sea floor (Table 2). They are dated respectively at 13.12 ka and 34.42 ka. These silty deposits correspond to fine-grained turbidites with a sand/mud ratio of 20:80. The location of the core on the channel edge and the succession of thin silty layers suggest that these deposits are overflow deposits corresponding to unit U3, which is particularly thin on the channel side (Fig. 9). Between 1.4 mbsf and 4.95 mbsf, the core is composed of clay layers (alternation of light brown clay and darker brown clay) with bioturbation. This sedimentary facies correlates with the semi-transparent unit U2 observed in the echosounder profiles (Fig. 9).

KERO-17 shows a succession of eight sandy and silty layers, interbedded with muddy deposits. The thickness of silty and sandy layers varies from 1 cm in the lower part of the core to 50 cm in the upper part and the grain size ranges from 50 to 150 μm (Figs. 5 and 9). The upper first 75 cm of the core are composed of a thick normally graded sandy layer. The base of the layer is structureless (Ta division of the Bouma sequence) and is overlain by an interval with planar and cross laminations (Tb and Tc division of the Bouma sequence). Two other sandy layers are visible over this thick unit at 0.8 and 1.15 mbsf (Fig. 11). Their thicknesses are 8 and 15 cm respectively and they are characterized by planar and cross laminations (Fig. 11). These three units were interpreted as coarse-grained turbidite with a sand/mud ratio of 70:30. Between 1.30 and 5 mbsf four sandy units are interbedded with muddy deposits that contained well preserved bathyal foraminifera. They are characterized by a thickness of about 5 cm and normally graded fine sand with cross laminations (Tc division of the Bouma sequence). The clay layers are highly bioturbated with low foraminifera content. These deposits correspond to fine grained turbidite deposits. The last sandy layer, at 5.05 mbsf, is 15 cm thick and composed of a basal structureless layer (Ta division of the Bouma sequence) and is overlain by an interval with planar and cross laminations (Tb and Tc division of the Bouma sequence). In the echosounder profiles, KERO-17 correlates with high-amplitude reflectors (Fig. 9) typical of unit U3.

The two cores KERO-09 and KERO-15 are located on the northwest side of the main channel of the western part of the study area, at about 215 km from the coast of the island for KERO-09 and 280 km for KERO-15 (Fig. 10). They recovered to 6.27 m and 6.68 m of sediment (Table 1) and show similar sedimentary successions to one another (Figs. 5 and 9). This succession is characterized by a thick layer of clay in the top of cores (respectively 2 and 3 m thick for KERO-09 and

KERO-15) showing alternation between light brown clay and highly bioturbated darker brown clay. Two AMS date were obtained in the light brown clay (dominated by calcareous sediments) for core KERO-09 at 0.03 m and 0.69 mbsf (Table 2). They are dated at 13.30 ka and 42.6 ka respectively (Table 2). This clay unit overlays a succession of four sandy layers for KERO-09 and seven sandy layers for KERO-15 (grain size between 50 and 150 μm). These sandy layers (about one sequence per meter) are 15–20 cm thick and up to 35 cm in KERO-15. They are composed of well-sorted fine sand with both planar and cross laminations overlain by silty laminations and clay (Fig. 11). This succession corresponded to Tb, Tc, Td and Te Bouma intervals (Bouma, 1962). In the dark sandy layers, laminations are underlain by white laminae with a high content of foraminifera (Fig. 11). These deposits are typical of low-density turbidites with a sand/mud ratio of 40:60 for core KERO-09 and of 30:70 for KERO-15. The clay-rich interval correlates with the semi-transparent unit U2 observed on echosounder profiles (Fig. 9) and the turbidite succession corresponds to the stratified unit U1.

KERO-13 is located near core KERO-09, in the channel floor of the western part of the Cilaos Fan (Fig. 10). It is composed of two units of massive sand, fine-grained sand in the upper part and medium to coarse sand in the lower part of the section (small pebbles and high preserved bathyal foraminifera) (Fig. 5). It is highly deformed by the coring process (Piston effect). These deposits are interpreted as high density turbidity currents with a sand mud ratio of 95:5.

5. Discussion

5.1. Sedimentary architecture of the Cilaos deep-sea fan

The geographic partitioning of sediment accumulation allows the definition of two areas of sedimentation.

- 1) The proximal fan, which corresponds to a wide area mainly composed of a few shallow channels (Figs. 3 and 7) and characterized by relatively coarse-grained turbidites in the upper depositional units of sediment core samples (Figs. 5 and 11).
- 2) The distal fan, characterized by a system of well-defined channels (Figs. 3 and 10), and by fine-grained turbidites in lower depositional units of sediment core samples (Figs. 5 and 11).

The Cilaos turbidite system is classified as a sand rich system (Saint-Ange et al., 2011). According to the model of sand-rich and point-source deep-sea fans established by Reading and Richards (1994), a sand-rich submarine fan is moderate in size, tends to have a radial shape, and is characterized by channelized lobes and unconfined channels without well-developed levees. This setting is partly comparable with the proximal part of the Cilaos fan, where an unconfined channel system with lobate structures is observed, while downslope it evolves into a confined system with well incised channels as observed in the western and central distal fan. Here, we suggest that the preexisting seafloor topography highly influenced the morphology of the fan with the flow being confined among volcanic ridges. This favored the development of small and well-incised channels, whose pattern was controlled by the abyssal plain morphology in most part of the distal fan.

In the proximal fan, the turbidity currents moved on relatively steep slope and have deposited a high content of coarse-grained sediment, as observed on core KERO-11. Normark and Piper (1991) suggest that coarse-grained turbidity currents tend to be faster and more erosive than fine-grained turbidity currents, especially if they are moving on relatively steep slopes. The lack of levee in the proximal Cilaos fan can be explained by a strongly erosive turbidity current enriched in coarse-grained sediment as observed in the Lagoa Parda oil field, where most of the deep channels filled with coarse sediment do not have associated levees (Bruhn and Walker, 1997). In the distal Cilaos fan, the percentage of sand decreases but remains significantly

Table 2
Radiocarbon dates from cores KERO-09 and KERO-16.

Laboratory number	Core	Depth (cm bsf)	AMS 14C age (yr)	AMS 14C age (–400 yr)	Error yr	Calendar age (cal yr BP)
Poz-35177	KERO-09	3	11840	11440	60	13302
Poz-35180	KERO-09	69	38500	38100	600	42587
SacA 21882	KERO-16	60.5	11610	11210	35	13118
SacA 21883	KERO-16	122.5	29660	29260	160	34422

high (about 40%), which explain the low development of the levees observed on echosounder profiles FOR-45, Ero2-07, FOR-4a and FOR-4b (Fig. 8).

The complex geometry of the Cilaos fan is controlled by the steep submarine slopes of La Réunion, the morphology of the basin, and by abundance of sediment supply (Saint-Ange et al., 2011).

5.2. Sediment source of turbidity currents

Studies on the morphology of La Gomera Island or Tenerife Island, with a similar volcanic context and drainage pattern, show that submarine canyons are often found off major river mouths and are incised by turbidity currents (Krastel et al., 2001; Mitchell et al., 2003; Llanes et al., 2009). Some turbidites reveal a high component of upper bathyal foraminifers (Schneider et al., 1998) suggesting that clastic material was stored on the upper slope before it was removed by turbidity current or was delivered directly from the subaerial fluvial system. The high preservation of bathyal foraminifers and the location of canyons offshore major river mouths suggest a hyperpycnal activity before the development of insular shelves that led to the disconnection of the canyons from their fluvial sources (Mitchell et al., 2003). At La Réunion, the large newly discovered turbidite systems are directly linked to the hydrographic network and high preserved bathyal foraminifera are observed in the distal cores, suggesting a climatic influence and the role of hyperpycnal processes in the generation of turbidity currents. As proposed by Saint-Ange et al. (2011), the main source of sediment on the Cilaos fan is the Rivière Saint-Etienne that feeds the system by hyperpycnal flows, but this detailed study suggests that other processes can also occur.

The well-developed Pierrefonds canyon and the upper part of the Saint-Etienne canyon, that show high reflectivity and smooth floor (Fig. 4), are connected to the coast by narrow tributary canyons (Fig. 4) and not directly to the present river mouth as for the main Saint-Etienne canyon head. This configuration suggests a contribution of sediment supply from coastal processes to the canyon. The limited size and incision of gullies feeding the Saint-Etienne canyon at the East of the "Etang-Salé" ridge ("Etang-Salé" beach) and the larger extension of the insular shelf in this coastal sector are in good agreement with the existence of coastal processes. Local slope instabilities triggered by waves can be invoked.

The high reflectivity visible in the Pierrefonds canyon and the upper part of the Saint-Etienne canyon and the coarse-grained deposits of core KERO-18 suggest the occurrence of coarse-grained and high energy sediment flows. The large size and the mature morphology of the Pierrefonds canyon can be explained by its location in front of the paleo-river outlet, which supplied a large volume of sediment when the main river mouth was located in Pierrefonds.

The North Valley and the lower part of the Saint-Etienne canyon are different, with a rough floor corresponding to a mottled appearance on the backscatter image. The rough seafloor can be related to local instabilities (Oehler et al., 2008; Le Friant et al., 2011). This instability seems younger than the Saint-Etienne canyon because the chaotic deposits fill the lower Saint-Etienne canyon (Fig. 4). The North Gullies and the narrow incision in the lower Saint-Etienne canyon cut the chaotic deposits, indicating a recent feeding of the system by recurrent flow processes generated from the hydrographic network.

In summary, the Cilaos turbidite system is fed by several types of sources: direct feeding by the present river supply, local slope instabilities in the coastal area triggered by waves, and local submarine events as demonstrated by chaotic deposits in the North Valley and in the lower Saint-Etienne canyon.

5.3. Model of Cilaos turbidite system growth

Three depositional units are mapped in the Cilaos fan, based on the correlation between echosounder profiles and cores. In the distal part,

fine-grained turbidites showing cross-bedded structures, visible on core KERO-15 and KERO-09, are linked to the stratified unit U1 (Fig. 9). The thick clay layer, which covers these turbidites, is strongly correlated to the transparent unit U2 (Fig. 9). The sandy turbidites, located in the upper part of core KERO-01, KERO-11, KERO-16 and KERO-17 are linked to the stratified unit U3 (Fig. 9). These three units were recognized over the entire fan using echosounder profiles. Some extract of interpreted profiles across the three parts of the fan are shown in Fig. 9. Based on this interpretation, three synthetic longitudinal sections showing the distribution of the three units across the fan were developed (Fig. 9). This shows three stages in the construction of the Cilaos fan.

The first stage (T1) (Fig. 12), corresponding to the unit U1, is characterized by long run out turbidity currents that spread over the entire fan and which deposited sands that were 10–30 cm thick. These deposits are overlain by 2–3 m of hemipelagic mud. Using the AMS dates we calculated a sedimentation rate for the two cores KERO-09 and KERO16 to estimate the age of the top of unit U1. We obtained a sedimentation rate of 2.25 (KERO-09) and 2.9 cm/ka (KERO-16) for the upper Pleistocene and the Holocene. These results are comparable to the minimum sedimentation rate of 1.9 cm/ka proposed by Ollier et al. (1998) in this area during the same period. Their results are based on micropaleontological analyses. Using a mean rate of 2.5 cm/ka, we obtain an age of about 120 ka for the last turbidite observed on core KERO-09 and an age of about 80 ka for the last turbidite observed on core KERO-15. The oldest stage (U1) is characterized by intense turbidity current activity as demonstrated by the succession of thick sandy turbidite in cores from distal location (more than 250 km from the coast).

The second stage (T2) (Fig. 12) in the construction of the Cilaos fan corresponds to unit U2. This layer is visible over the entire fan (Fig. 9), except for the more proximal parts. It is characterized by a thick layer of hemipelagic mud, which we interpret as marking an interruption of turbidity current activity. The upper limit of unit U2, visible in core KERO-16, is characterized by a sandy layer deposited at 1.45 m from the top of core, corresponding at the first turbidite of unit U3. Based on the AMS date of KERO-16, the age of limit U2/U3 is estimated about 42 ka.

The third stage (T3) (Fig. 12), corresponding to the unit U3, represents the most recent activity of the Cilaos fan. This unit is limited to the proximal fan and to a recent infilling of the channels of the distal part, and corresponds to coarse-grained turbidites. On echosounder profiles, most of the channels of the distal area are capped by the transparent unit U2 (Fig. 8, profiles FOR-13 to FOR-4a), indicating that the channels are older than the recent turbidite deposits belonging to unit U3. The recent turbidity current activity induced local reactivation of channels with erosion of the hemipelagic drape (unit U2) and resulted in deposition of turbidites.

The limit between units U3 and U2 can be correlated to the end of effusive activity of the Piton des Neiges at about 30 ka (Gillot and Nativel, 1982), while the limit between unit U2 and U1, between 80 and 120 ka, can be correlated to highstand sea levels of the last interglacial. At present, it remains difficult to establish whether the different stages in the construction of the Cilaos fan are associated with the volcanic activity of La Réunion Island, the cirques formation, or if they result from global climatic change of the late Quaternary as suggested by Quidelleur et al. (2008).

5.4. Flow type and dynamics

As demonstrated, the recent activity of the Cilaos turbidite system occurs in canyons, in the proximal fan and in some of the channels of the distal fan. Sandy layers dominate the sedimentary facies. The proximal fan is a radial-shaped fan with a diameter of 100 to 150 km. Only few structures are observed in this part of the fan; mainly a braided system of unconfined channels in the western part and lobe complexes. These characteristics suggest that density currents are

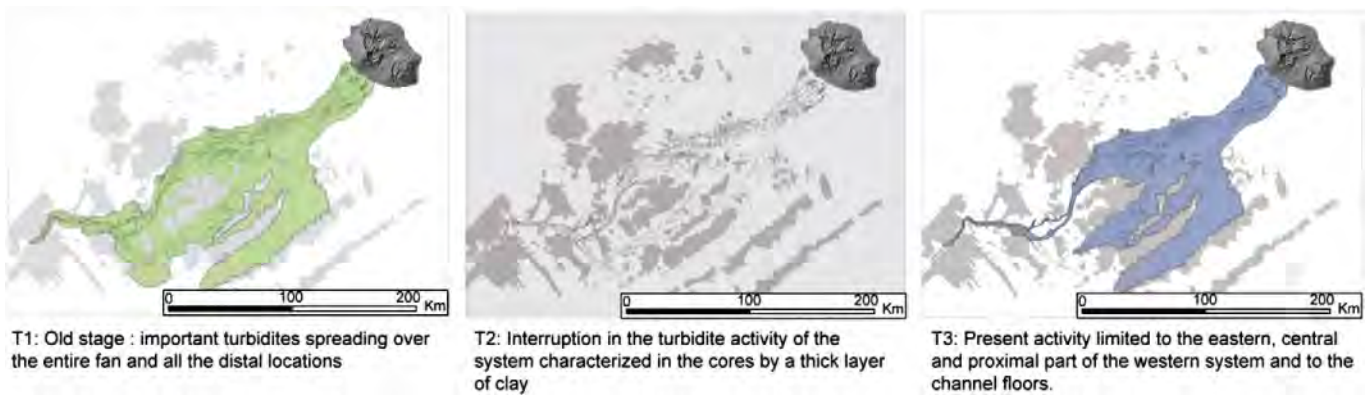


Fig. 12. Schematic diagram illustrating the construction of the Cilaos turbidite system.

sand-rich with high energy during their flow into the canyon where the slope angles range from 8° on the upper slope to 1° at 4000 m water depth (Fig. 5). They probably reach the base of the slope with a relative high velocity and have the ability to flow and transport coarse sediment (sand) over more than 100 km. The available cores for the proximal fan are not located in the main flow axis and provide an approximation of the grain-size distribution there, likely relatively coarse sand.

The field of sediment-waves observed in the upper part of the proximal fan is explained by a change in flow dynamic of the density currents, probably due to the occurrence of a slope break (corresponding to the base of the volcanic edifice) (Fig. 5). Upslope migration, different asymmetrical shapes and lack of cross-bedding (Figs. 5 and 11) suggest that this field of sediment-waves was cyclic steps (Cartigny et al., 2011). The change in dynamics could correspond to a hydraulic jump implying the expansion of the flow volume, the increase of flow turbulence and the rapid decrease of the flow velocity (Garcia and Parker, 1989; Garcia, 1993; Piper and Normark, 2001). This change could induce the deposition of extended lobes without the incision of a deep channel and the development of sandy sediment waves at the “channel-lobe” transition as described in other turbidite systems (Morris et al., 1998; Wynn et al., 2002; Wynn and Stow, 2002).

Analyses of the Cilaos deep-sea fan shows that the distal fan is marked by older turbidity current activity characterized by extensive turbidite deposits (Unit U1) and possible synchronous incision of channels over 300 km from the island. The turbidity currents producing these sedimentary bodies probably had characteristics quite different from the recent turbidity flows. Unlike the proximal fan, the old turbidite activity of the distal fan shows fine grained deposits composed of very fine sands and silts (U1 in the core KERO-09 and KERO-15). These deposits are quite different from the coarse-grained turbidites of core KERO-13, corresponding to the recent activity of the distal fan. The presence of structures suggesting levee deposits on the channel sides (as shown on echosounder profiles) combined with the extensive channel system is in good agreement with a lower density and a higher mud content of the flow compared to the most recent turbidites (Unit U3). All these characteristics suggest a system with a more efficient sediment transport, probably more comparable to a mixed system (mud/sand). Throughout the past activity of the Cilaos turbidite fan, we suggest that the sediment source could have been quite different than the present sediment source, either with a higher contribution of hemipelagic sediment (reworking of the submarine slope) or higher mud content in the island erosion products (in relation with different chemical weathering and possible climate variation).

6. Conclusions

Five volcanoclastic turbidite systems were identified off La Réunion Island. The Cilaos deep-sea fan constitutes a complex turbidite system,

over 250 km long, that involves large amount of sediment. New high-resolution multibeam and subbottom data and piston cores allow the first accurate sedimentary characterization of this volcanoclastic system. The Cilaos deep-sea fan is connected to the coast through two major canyons linked to the Rivière Saint-Etienne, which supplies sand derived from the Piton des Neiges volcano. These canyons fed a fan divided into a lobate proximal fan and a channelized distal fan. The architecture of the fan appears atypical because of a preexisting seafloor topography that has clearly influenced depositional processes during the edification of the deep-sea volcanoclastic fan.

A detailed study of the canyons allows the identification of several processes feeding turbidity currents. In addition to a direct feeding by the river with the generation of hyperpycnal flows as observed in other works, a feeding by local instabilities is also observed. Slope instabilities are occurring along the coast and the slope of the volcano, which are able to bring significant sediment volumes in an oceanic basin adjacent to a volcano.

The recent Cilaos fan was constructed in three stages. A first stage, older than 80 ka, a second step between 42 and 80 ka, characterized by an interruption of the turbidite activity and a third stage, younger than 42 ka, corresponding to the recent turbidite activity mainly in the proximal fan.

The Cilaos fan can be defined as a unique sand-rich turbidite system showing an atypical large extent. The study of such a turbidite system illustrates the importance of the marine volcanoclastic sedimentation, too often underestimated in the studies of volcanic island evolution.

Acknowledgments

This paper is dedicated to Bruno Savoye (1961–2009), geologist and geophysicist at IFREMER, who had initiated this research project offshore La Réunion Island. The authors thank the crew and scientific teams for the high-quality data recovery during the 2006 FOREVER cruise aboard the R/V *L'Atalante*, the 2006 ERODER1 cruise aboard the BHO *Beautemps-Beaupré*, and the 2008 ERODER 2 cruise aboard the RV *Meteor*. Financial support was provided by the “Conseil Régional de La Réunion”, by INSU-CNRS and by IFREMER. Internal reviews by David Mosher and Robbie Bernnett helped clarify our ideas and writing. The authors thank Dr. Claudia Romagnoli, an anonymous reviewer, and Editor David J.W. Piper whose comments and suggestions contributed to improve the original manuscript.

References

- Acosta, J., Uchupi, E., Munoz, A., Herranz, P., Palomo, C., Ballesteros, M., Grp, Z.E.E.W., 2003. Geologic evolution of the Canarian Islands of Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria and La Gomera and comparison of landslides at these islands with those at Tenerife, La Palma and El Hierro. *Marine Geophysical Researches* 24, 1–40.

- Arnaud, N., 2005. Les processus de demantelement des volcans, le cas d'un volcan bouclier en milieu oceanique : le Piton des Neiges (Ile de La Réunion). Université de La Réunion, France, p. 422.
- Bachelery, P., Chevallier, L., Gratiat, J.P., 1983. Structural characteristics of historical eruptions of the Piton de la Fournaise (Reunion Island). *Comptes Rendus De l'Academie Des Sciences Serie II* 296, 1345–1350.
- Barcelo, A., Robert, R., Coudray, J., 1997. A major rainfall event: the 27 February 5 March 1993 rains on the southeastern slope of Piton de la Fournaise massif (Reunion Island, southwest Indian Ocean). *Monthly Weather Review* 125, 3341–3346.
- Bonneville, A., Barriot, J.P., Bayer, R., 1988. Evidence from geoid data of a hotspot origin for the southern Mascarene Plateau and Mascarene Islands (Indian Ocean). *Journal of Geophysical Research* 93, 4199–4212.
- Bosman, A., Chiocci, F.L., Romagnoli, C., 2009. Morpho-structural setting of Stromboli volcano revealed by high-resolution bathymetry and backscatter data of its submarine portions. *Bulletin of Volcanology* 71, 1007–1019.
- Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier, Amsterdam. 168 pp.
- Bret, L., Fevre, Y., Join, J.L., Robineau, B., Bachelery, P., 2003. Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges volcano (Reunion Island): overview and geological hazard. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 123, 25–41.
- Bruhn, C.H.L., Walker, R.G., 1997. Internal architecture and sedimentary evolution of coarse-grained, turbidite channel-levee complexes, Early Eocene Regência Canyon, Espírito Santo Basin, Brazil. *Sedimentology* 44, 17–46.
- Cartigny, M.J.B., Postma, G., van den Berg, J., Mastbergen, D.R., 2011. A comparative study of sediment waves and cyclic steps based on geometries internal structures and numerical modeling. *Marine Geology* 280, 40–56.
- Casalbore, D., Romagnoli, C., Chiocci, F., Frezza, V., 2010. Morpho-sedimentary characteristics of the volcanoclastic apron around Stromboli volcano (Italy). *Marine Geology* 269, 132–148.
- Courtilot, V., Davaille, A., Besse, J., Stock, J., 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 205, 295–308.
- De Voogd, B., Palome, S.P., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., Danobeitia, J., Perroud, H., 1999. Vertical movements and material transport during hotspot activity: seismic reflection profiling offshore La Réunion. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 104, 2855–2874.
- Deniel, C., Kieffer, G., Lecointre, J., 1992. New Th-230-U-238 and C-14 age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion—a revised chronology for the differentiated series. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 51, 253–267.
- Deplus, C., de Voogd, B., Dymant, J., Bissessur, D., Sisavath, E., Dupuiset, F., Mercier, M., 2009. New insights on the oceanic lithosphere at La Réunion hotspot volcano. *EGU Geophysical Research Abstracts* 11–5728, Vienna.
- Deplus, C., de Voogd, B., Dymant, J., Dupuiset, F., Sisavath, E., FOREVER scientific party, 2007. Does the Reunion Hotspot Volcano Emplace on a Fossil Ridge or a Fracture Zone? AGU 2007 Fall Meeting Eos Trans. AGU V31F-05, San Francisco.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.-C., Villemant, B., Harford, C., Segoufin, J., Cheminee, J.-L., 2001. Submarine debris for large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 145–157.
- Duncan, R.A., Backman, J., Peterson, L., 1989. Reunion hotspot activity through tertiary time: initial results from the Ocean Drilling Program, leg 115. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4, 193–198.
- Fèvre, Y., 2005. Mécanismes et vitesses d'érosion à l'échelle géologique sur une île volcanique jeune à relief élevé — La Réunion (Océan Indien). Université de la Réunion, France, p. 217.
- Gailler, L.S., Lenat, J.F., Lambert, M., Levieux, G., Villeneuve, N., Froger, J.L., 2009. Gravity structure of Piton de la Fournaise volcano and inferred mass transfer during the 2007 crisis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184, 31–48.
- Garcia, M., Parker, G., 1989. Experiments on hydraulic jumps in turbidity currents near a canyon-fan transition. *Science* 245, 393–396.
- Garcia, M.H., 1993. Hydraulic jumps in sediment-driven bottom currents. *Journal of Hydraulic Engineering* 119, 1094–1117.
- Garcia, M.O., Hull, D.M., 1994. Turbidities from giant Hawaiian landslides—results from Ocean Drilling Program site-842. *Geology* 22, 159–162.
- Garcin, M., Poisson, B., Pouget, R., 2005. High rates of geomorphological processes in a tropical area: the Remparts River case study (Reunion Island, Indian Ocean). *Geomorphology* 67, 335–350.
- Gillot, P.Y., Nativel, P., 1982. K–Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano Réunion Island, Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 13, 131–146.
- Gillot, P.Y., Nativel, P., 1989. Eruptive history of the Piton de la Fournaise volcano, Réunion Island, Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 36, 53–65.
- Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C.L., 2001. Formation of submarine canyons on the flanks of the Canary Islands. *Geo-Marine Letters* 20, 160–167.
- Le Friant, A., Boudon, G., Arnulf, A., Roberson, R.E.A., 2009. Debris avalanche deposits offshore St. Vincent (west indies): impact of flank-collapse events on the morphological evolution of the island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179, 1–10.
- Le Friant, A., Harford, C., Deplus, C., Boudon, G., Sparks, S., Herd, R., Komorowski, J.-C., 2004. Geomorphological evolution of Montserrat (West Indies): importance of flank collapse and erosional processes. *Journal of the Geological Society of London* 161, 147–160.
- Le Friant, A., Lebas, E., Clément, V., Boudon, G., Deplus, C., de Voogd, B., Bachelery, P., 2011. A new model for the evolution of La Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys. *Geophysical Research Letter* 38. doi:10.1029/2011GL047489.
- Lenat, J.F., Boivin, P., Deniel, C., Gillot, P.Y., Bachelery, P., Fournaise, T., 2009. Age and nature of deposits on the submarine flanks of Piton de la Fournaise (Reunion Island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184, 199–207.
- Lenat, J.F., Labazuy, P., 1990. Morphologies et structures sous-marines de La Réunion. Llanes, P., Herrera, R., Gómez, M., Muñoz, A., Acosta, J., Uchupi, E., Smith, D., 2009. Geological evolution of the volcanic island La Gomera, Canary Islands, from analysis of its geomorphology. *Marine Geology* 264, 123–139.
- Louvat, P., Allegre, C.J., 1997. Present denudation rates on the island of Reunion determined by river geochemistry: basalt weathering and mass budget between chemical and mechanical erosions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 3645–3669.
- Malengreau, B., Lenat, J.F., Froger, J.L., 1999. Structure of Reunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 88, 131–146.
- Masson, D.G., Watts, A.B., Gee, M.J.R., Urgeles, R., Mitchell, N.C., Le Bas, T.P., Canals, M., 2002. Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth Science Reviews* 57, 1–35.
- McDougall, I., 1971. The geochronology and evolution of the young volcanic island of Réunion, Indian Ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 35, 261–288.
- Michon, L., Saint-Ange, F., 2008. Morphology of Piton de la Fournaise basaltic shield volcano (La Réunion Island): characterization and implication in the volcano evolution. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 113, B03203. doi:10.1029/2005JB004118.
- Migeon, S., Weber, O., Faugères, J.-C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: a new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* 18, 251–255.
- Mitchell, N.C., Dade, W.B., Masson, D.G., 2003. Erosion of the submarine flanks of the Canary Islands. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface* 108. doi:10.1029/2002JF000003 F1-6002.
- Moore, J.G., Clague, D.A., Holcomb, R.T., Lipman, P.W., Normark, W.R., Torresan, M.E., 1989. Prodigious submarine landslides on the Hawaiian ridge. *Journal of Geophysical Research* 94 (17), 465–484.
- Morgan, W.J., 1981. Hot spot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. In: Emiliani, C. (Ed.), *The Sea, Volume 7: New York, Wiley Interscience*, pp. 443–487.
- Morris, S.A., Kenyon, N.H., Limonov, A.F., Alexander, J., 1998. Downstream changes of large-scale bedforms in turbidites around th Valencia channel mouth, north-west Mediterranean: implications for paleoflow reconstruction. *Sedimentology* 45, 365–377.
- Normark, W.R., Piper, D.J.W., 1991. Initiation processes and flow evolution of turbidity currents: implications for depositional record. From Shoreline to Abyss: Contribution in *Marine Geology in Honor of Francis Parker Shepard*: In: Osborne, R.H. (Ed.), *SEPM Special Publication*, 46, pp. 207–230.
- Oehler, J.-F., Lénat, J.-F., Labazuy, P., 2008. Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bulletin of Volcanology* 70, 717–742.
- Oehler, J.F., de Vries, B.V., Labazuy, P., 2005. Landslides and spreading of oceanic hot spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 144, 169–189.
- Oehler, J.F., Labazuy, P., Lenat, J.F., 2004. Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bulletin of Volcanology* 66, 585–598.
- Ollier, G., Cochon, P., Lenat, J.F., Labazuy, P., 1998. Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Sedimentology* 45, 293–330.
- Peltier, A., Famin, V., Bachelery, P., Cayol, V., Fukushima, Y., Staudacher, T., 2008. Cyclic magma storages and transfers at Piton de La Fournaise volcano (La Reunion hotspot) inferred from deformation and geochemical data. *Earth and Planetary Science Letters* 270, 180–188.
- Peltier, A., Staudacher, T., Bachelery, P., Cayol, V., 2009. Formation of the April 2007 caldera collapse at Piton de La Fournaise volcano: insights from GPS data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 184, 152–163.
- Piper, D.J.W., Normark, W.R., 2001. Sandy Fans — From Amazon to Hueneme and Beyond. *AAPG Bulletin* 85, 1407–1438.
- Quidelleur, X., Hildenbrand, A., Samper, A., 2008. Causal link between Quaternary paleoclimatic changes and volcanic islands evolution. *Geophysical Research Letters* 35, L02303. doi:10.1029/2007GL031849.
- Quidelleur, X., Holt, J.W., Salvany, T., Bouquerel, H., 2010. New K–Ar ages from La Montagne massif, Reunion Island (Indian Ocean), supporting two geomagnetic events in the time period 2.2–2.0 Ma. *Geophysical Journal International* 182, 699–710.
- Rad, S.D., Allegre, C.J., Louvat, P., 2007. Hidden erosion on volcanic islands. *Earth and Planetary Science Letters* 262, 109–124.
- Rancon, J.P., Lerebour, P., Auge, T., 1989. The grand brule exploration drilling — new data on the deep framework of the Piton-De-La-Fournaise Volcano. 1. Lithostratigraphic units and volcanostructural implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 36, 113–127.
- Reading, H.G., Richards, M., 1994. Turbidite Systems in Deep-Water Basin Margins Classified by Grain-Size and Feeder System. *AAPG Bulletin* 78, 792–822.
- Reimer, P.J., Reimer, R.W., 2001. A marine reservoir correction database and on-line interface. *Radiocarbon* 43, 461–463.
- Robert, R., 2001. Pluviométrie à l'île de La Réunion: des travaux de J. Defos du Rau (1960) à nos jours. *L'information géographique* (1), 53–59.
- Romagnoli, C., Kokelaar, P., Casalbore, D., Chiocci, F.L., 2009. Lateral collapses and active sedimentary processes on the northwestern flank of Stromboli volcano, Italy. *Marine Geology* 265, 101–119.
- Rousset, D., Lesquer, A., Bonneville, A., Lenat, J.F., 1989. Complete gravity study of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 36, 37–52.

- Saint-Ange, F., 2009. La sédimentation volcanoclastique en contexte de point chaud (île de La Réunion, Océan Indien). PhD Université de La Réunion, France, p. 279.
- Saint-Ange, F., Savoye, B., Michon, L., Bachélery, P., Deplus, C., de Voogd, B., Dymont, J., Le Drezen, E., Voisset, M., Le Friant, A., Boudon, G., 2011. A Volcaniclastic deep-sea fan off La Réunion Island (Indian Ocean): gradualism versus catastrophism. *Geology* 39, 271–274.
- Schneider, J.L., Brunner, C.A., Kuttner, S., 1998. Epiclastic sedimentation during the upper Miocene-lower Pliocene volcanic hiatus of Gran Canaria: evidence from sites 953 and 954. In: Weaver, P.P.E., Schmincke, H.-U., et al. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 157. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 293–313.
- Sisavath, E., Saint-Ange, F., Babonneau, N., Bachelery, P., Deplus, C., de Voogd, B., Savoye, B., 2009. Giant turbidite systems off La Réunion Island – Indian Ocean, EGU 2009. *Geophysical Research Abstracts* 11, 7105 Vienna.
- Smietana, M., Bachélery, P., Hémond, C., 2010. Heterogeneity in the mantle source of La Réunion Island, *Goldschmidt 2010. Geochimica et Cosmochimica acta* 74 (12 Suppl. 1), A972.
- Smith, W.H.F., Sandwell, D.T., 1997. Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science* 277, 1956–1962.
- Société Grenobloise d'Etudes et d'Application Hydrauliques (SOGREAH), 1998. Etude des risques Hydrauliques sur la Rivière Saint-Etienne. Société Grenobloise d'Etudes et d'Application Hydrauliques report 554509 R1. 24 pp.
- Stieltjes, L., Moutou, P., 1988. A statistical and probabilistic study of the historic activity of Piton de la Fournaise, Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 36, 67–86.
- Wynn, R.B., Kenyon, N.H., Masson, D.G., Stow, D.A.V., Weaver, P.E., 2002. Characterization and recognition of deep-water channel-lobe transition zones. *AAPG Bulletin* 86, 1441–1462.
- Wynn, R.B., Masson, D.G., Stow, D.A.V., Weaver, P.P.E., 2000. Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands. *Marine Geology* 163, 185–198.
- Wynn, R.B., Stow, D.A.V., 2002. Classification and characterisation of deep-water sediment waves. *Marine Geology* 192, 7–22.