

**UNIVERSITE BLAISE PASCAL**  
(U.F.R. DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE)

**ECOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES**  
N°454

**THESE**

PRESENTEE POUR OBTENIR LE GRADE DE

**DOCTEUR D'UNIVERSITE**  
**SPECIALITE VOLCANOLOGIE**

PAR

**JEAN-FRANÇOIS OEHLER**  
DIPLOME D'ETUDES APPROFONDIES

*Les déstabilisations de flanc des volcans  
de l'Ile de La Réunion (Océan Indien):  
Mise en évidence, implications et origines*

Soutenue publiquement le 16 septembre 2005, devant la commission d'examen composée de:

Président:	Olivier Merle	Université Blaise Pascal Clermont II
Examineur:	Christine Deplus	Institut de Physique du Globe de Paris
Rapporteur:	Patrick Bachèlery	Université de La Réunion
Rapporteur:	Bruno Savoye	IFREMER
Directeur de thèse:	Jean-François Lénat	Université Blaise Pascal Clermont II
Co-directeur de thèse:	Philippe Labazuy	Université Blaise Pascal Clermont II
Co-directeur de thèse:	Benjamin van Wyk de Vries	Université Blaise Pascal Clermont II



A Sophie,

« C'est la curiosité, l'obsession et la simple persévérance qui m'ont conduit à mes idées. »

Albert Einstein



Et bien voilà, j'y suis! Le dernier petit bout de texte! Celui que l'on écrit tout à la fin! C'est donc le "happy end" d'une expérience très enrichissante qui aura duré 4 ans (et même 5 si on y ajoute mon DEA)! Que de galères, mais aussi de joies, de réussites, de découvertes et de rencontres. Cette thèse restera un épisode à part entière dans ma vie. Je ne suis pas prêt de l'oublier, ni toutes les personnes qui ont contribué à sa réalisation.

Mes remerciements s'adressent en premier lieu et tout naturellement à mon directeur de thèse officieux, Philippe Labazuy, qui m'a proposé, il y a 5 ans de ça, de reprendre le flambeau des études sous-marines autour de La Réunion. J'espère, Philippe, avoir été digne de ta confiance. Je te remercie de m'avoir guidé, soutenu et supporté durant toutes ces années. Je n'oublierai pas, moi non plus, cette extraordinaire et éreintante mission de 3 semaines sur et au cœur de La Fournaise. A quand la prochaine? Je voudrais également remercier chaleureusement mes deux co-directeurs de thèse, Jean-François Lénat (le chef officiel) et Benjamin van Wyk de Vries. Merci Jean-François pour ta disponibilité (quand tu n'es pas à l'INSU), ta bonne humeur et tes encouragements. Ta culture scientifique et tes connaissances sur La Réunion m'ont été bénéfiques bien des fois. Ben, je crois que ton nom sera à jamais associé à Mont Haddington, James Ross Island et Hamilton Point. Cette mission en Antarctique me faisait peur. Elle restera le plus fabuleux souvenir de mes 5 années de doctorat. Merci pour ça (même si je ne sais pas si Sophie est bien d'accord avec moi)! On m'a souvent demandé si c'était un avantage ou un inconvénient d'avoir 3 directeurs de thèse. Je dirais, avec plus de recul, que c'est une chance! J'ai pu bénéficier d'un triple avis, d'une triple critique et d'un triple soutien, sans parler de la chance de connaître trois personnes attachantes et au caractère bien différent.

Je souhaite ensuite exprimer ma reconnaissance à tous les membres de ma commission d'examen, Bruno Savoye et Patrick Bachèlery qui ont bien voulu jouer le rôle de rapporteur de ce travail, Christine Deplus examinatrice, et Olivier Merle, président du jury. Merci de votre patience pour la lecture de ce pavé de plus de 450 pages au beau milieu des vacances d'été. Vos remarques et critiques m'ont permis d'améliorer encore le manuscrit.

J'aimerais également associer à cette thèse toute l'équipe du Laboratoire des Sciences de Terre de l'Université de La Réunion qui m'ont accueilli pendant près d'un mois et demi et m'ont permis de découvrir les brèches d'avalanches de débris. Merci (une fois de plus) à son directeur, Patrick Bachèlery, et surtout à Nicolas Arnaud avec qui j'ai crapahuté dans les quatre coins du massif du Piton des Neiges. Nos relations de travail ont parfois été délicates mais c'est aussi des avis différents qui font avancer les choses. Un grand salut à tous les thésards ou ex-thésards du LSTUR, en particulier Laurent, Yannick et Olivier. Dédicace spéciale pour Francky. Nos discussions parfois agitées ont fait germer pas mal d'idées dans ma tête. Bon vent à toi. Oté, aster, cé ou la relève!

Many thanks to the members of the British Antarctic Survey and to the captains, officers and crew of the HMS Endurance, who allowed and facilitated my trip and my mission on James Ross Island. Special and hearty thanks to John Smellie, project leader, and to Christopher Fogwill, my field assistant. Chris, I will never forget the three weeks spent alone with you, lost in the middle of nowhere, our games of Othello during snow storms, of hacky sack to spend time and your pancakes. Many thanks for your patience and

experience. I was also very happy to meet you Jo, Rebecca, Terry, Antonio (and your insects) and Yusaku (and your balloons).

Je tiens également à remercier tous les membre du service de Développement de Logiciels Embarqués de l'IFREMER et toute l'équipe de CARAIBES-ASSISTANCE que j'ai embêté bien des fois. En particulier, un grand merci à Marie-Paule Corre pour son accueil à Brest lors de ma formation CARAIBES, son aide et son professionnalisme.

Bien évidemment, je n'oublie pas tous les membres du Laboratoire Magmas et Volcans, ceux qui m'ont aidé mais aussi ceux que j'ai simplement croisé pendant ces 5 années de bail. Un merci particulier à Philippe Cacault pour sa gestion efficace de tous mes problèmes informatiques, Thierry Souriot pour Manip\_Raster mais surtout aux secrétaires (Anne, Cécile, Gisèle, Liliane, Maryse, Nathalie, et les autres que j'oublie) qui m'ont bien facilité la vie avec toutes les tâches administratives.

Un petit coucou à tous mes collègues thésards. Tout d'abord, mes compères de bureau, Fabien, Yo et plus récemment Pierre. Merci, Fab, pour les très bons moments passés ensemble, de l'envahissement de mon clavier par les figurines Kinder aux duels footballistiques acharnés. Désolé d'avoir (trop) souvent privilégié mes relations avec mon pc! Yo, je t'admire! Je ne doute pas de ta réussite! Un gros bisou à Shotaro! Pierre, je te connais moins mais c'est aussi parce que tu es arrivé pendant mon année de galère! Je retiendrai de toi ton rangement par strates qui m'a rappelé ton prédécesseur! Ensuite Grom et Sév, mon petit couple préféré. Longue vie à votre amour! Bonne chance à toi chez les allemands, Grom, et merci pour ton soutien, ton aide et ton amitié! Merci Sév, pour ton sourire et ta joie de vivre. J'espère que nos routes continueront à se croiser et que les soirées jeux se poursuivront ici ou ailleurs. Un petit bisou à Muriel, complice de ces soirées et reine de la tarte au citron. Enfin un grand salut à tous les autres que j'aurais voulu connaître plus! Désolé d'avoir été si distant!

Un remerciement tout particulier à Sport4fun et à mes baskets! Pronostiquer et courir ont été mes seuls loisirs (ou presque) pendant bien longtemps. Ils m'ont permis de décompresser aux moments les plus sombres. Merci aux joueurs du Racing qui ont apporté une petite étincelle aux mois les plus difficiles en remportant la Coupe de la Ligue 2005. Allez Racing!

Mes pensées se tournent enfin vers ma famille. Il n'existe pas de mot assez grand et fort pour remercier mes parents et mon frère sans qui je ne serais rien. Je suis fier de toi, grand frère, ton petit Lionel est un très beau bébé. 2005 est aussi une grande année pour toi. Profites-en et plein de bonheur avec ta famille naissante! Affectueuses pensées à mon pépé, ma mémé, mes oncles et tantes, cousins et cousines, mes amis, de Saint-Joseph à La Plaine des Cafres, qui m'ont transmis depuis tout petit l'amour de cette petite île de paradis qu'est La Réunion.

Le mot de la fin sera (pour la troisième fois) à celle à qui je dédie ce travail. Ma petite chérie, ça y est! C'est fini! On en parle plus! La vie, la vraie, peut commencer! Je dis OUI pour la partager avec toi et j'ai hâte de t'offrir ton petit lanneau!

# **RESUME - ABSTRACT**



## **RESUME**

L'étude conjointe des parties immergée et émergée de l'île de La Réunion (Océan Indien), basée sur la valorisation des données marines multifaisceaux acquises ces 20 dernières années et confrontée à l'ensemble des connaissances géologiques et géophysiques, démontre l'importance considérable des processus de déstabilisations de flanc dans l'évolution des édifices de ce système volcanique océanique. Au total, une cinquantaine d'événements multi-échelles, primaires ou secondaires, d'origine aérienne, côtière ou sous-marine, ont démantelé de façon récurrente les volcans du Piton des Neiges, des Alizés et du Piton de La Fournaise au cours des 2 derniers millions d'années au moins. La plupart correspondent à des phénomènes instantanés et catastrophiques de type avalanche de débris. Leurs dépôts sont principalement accumulés en mer, au sein de quatre gigantesques excroissances topographiques, les Reliefs Sous-Marins, localisés à l'est, au nord, à l'ouest et au sud de l'île. Ces éperons triangulaires, de 20-30 km de large au niveau de la côte et 100-150 km à leur extrémité, à 70-80 km du littoral, se sont construits progressivement par la superposition et la juxtaposition des produits déplacés dans des épisodes de déstabilisation pouvant impliquer plusieurs centaines de km<sup>3</sup> de matériaux. Une très faible proportion est retrouvée à terre, au cœur et en bordure littorale du massif du Piton des Neiges et constitue le faciès proximal des dépôts immergés. Les principales structures de la morphologie sub-aérienne de l'île sont interprétées comme (1) les zones sources de déstabilisations relativement récentes, souvent remodelées par l'érosion et/ou comblées par l'activité volcanique ultérieure, ou (2) les traces rémanentes d'amphithéâtres d'avalanches de débris anciens dont les failles bordières ont pu être réactivées dans des processus volcano-tectoniques (effondrements caldériques, étalement gravitaire, subsidence du complexe hypovolcanique du Piton des Neiges,...) et/ou lors d'épisodes ultérieurs de déstabilisation. Ces failles ont probablement guidé le démantèlement par érosion des massifs et ainsi facilité le creusement des dépressions centrales du Piton des Neiges (les trois cirques de Mafate, Salazie, Cilaos et le paléo-cirque des Marsouins) et des principales vallées de l'île. L'étude du volcan Mount Haddington (île de James Ross, Antarctique) et les expériences analogiques montrent que la déformation ductile d'horizons de faible résistance inclus dans la structure des volcans boucliers, et en particulier de deltas volcanoclastiques essentiellement constitués de dépôts d'avalanches de débris, est un élément clé dans la génération de glissements rotationnels et d'avalanches de débris ultérieures. Ce modèle est privilégié à La Réunion, en considérant un rôle prépondérant des processus gravitaires dans le déclenchement des déstabilisations des volcans de l'île.

### ***MOTS CLES:***

île de La Réunion, déstabilisations de flanc, avalanches de débris, bathymétrie et imagerie acoustique multifaisceaux, modèles numériques de terrain (MNT), île de James Ross, plans de faible résistance, modélisations analogiques, modèle d'évolution des îles océaniques.

## **ABSTRACT**

The joint study of the emerged and submerged parts of Reunion Island (Indian Ocean), based on the evaluation of marine multibeam data collected these last 20 years and confronted with previous geological and geophysical works, demonstrates the considerable importance of flank landslide processes in the evolution of this volcanic oceanic system. Fifty or so mass-wasting events recurrently dismantled Piton des Neiges, Les Alizés, and Piton de La Fournaise volcanoes during the last 2 million years at least. They are multi-scale, primary or secondary, and of aerial, coastal or submarine origin. Most correspond to instantaneous and catastrophic phenomena of debris avalanche type. Their deposits are mainly accumulated at sea, within four gigantic topographic bulges named "Reliefs Sous-Marins", located to the east, north, west and south of the island. These fans are 20-30 km wide at the coastline and 100-150 km wide at their end, 70-80 km offshore. They were built gradually by the superimposition and/or the juxtaposition of products displaced during landslide episodes implying up to several hundreds of km<sup>3</sup> of materials. A very small proportion is recognized on land, in Piton des Neiges central part or at its littoral edges, and constitutes the proximal facies of the deposits recognized offshore. The main structural features of Reunion sub-aerial morphology are interpreted as (1) relatively recent landslide scars, often remodelled by erosion and/or filled by subsequent volcanic activity, or (2) remnants of old debris avalanches amphitheatres whose border faults could have been reactivated by volcano-tectonics (caldera collapses, gravitational spreading, Piton des Neiges hypovolcanic complex subsidence,...) and/or during younger landslide events. These faults have probably guided the mass-wasting of the edifice by erosion, thus facilitating the digging of Piton des Neiges central depressions (the three Mafate, Salazie, Cilaos cirques and the Marsouins paleo-cirque) and of the main valleys of the island. The study of Mount Haddington volcano (James Ross Island, Antarctica) and analogue experiments show that the ductile deformation of low strength layers existing within shield volcanoes, and in particular of volcanoclastic deltas, made up mostly of debris avalanche deposits, is a key for the generation of rotational slides and subsequent debris avalanches. This model is privileged for Reunion volcanoes, considering a predominant role of gravitational processes in flank landslides triggering.

### **KEY WORDS:**

Reunion Island, flank landslides, debris avalanches, multibeam bathymetry and backscatter data, digital elevation model (DEM), James Ross Island, low strength layers, analogue modeling, oceanic island evolution model.

# **SOMMAIRE**



<b>Introduction générale</b>	<b>1</b>
<b>Partie 1</b> <b>Les déstabilisations de flanc des volcans: Aperçu bibliographique</b>	<b>7</b>
<b>I. Définitions et typologie</b>	<b>11</b>
<b>II. Connaissances générales sur les déstabilisations de flanc</b>	<b>13</b>
<b>II.1. Des phénomènes généralisés et récurrents</b>	<b>13</b>
<b>II.2. Propriétés et caractéristiques des avalanches de débris</b>	<b>19</b>
<i>II.2.1. Caractéristiques physiques</i>	<i>19</i>
II.2.1.1. Taille	19
II.2.1.2. Mobilité	19
<i>II.2.2. Morphologie de la zone source</i>	<i>20</i>
<i>II.2.3. Géologie et morphologie des dépôts</i>	<i>22</i>
<i>II.2.4. Outils et critères de reconnaissance en mer</i>	<i>25</i>
<b>III. Origines des déstabilisations de flanc</b>	<b>26</b>
<b>III.1. Facteurs endogènes</b>	<b>26</b>
<i>III.1.1. Facteurs liés à l'activité du volcan</i>	<i>26</i>
<i>III.1.2. Facteurs liés à la structure du volcan</i>	<i>27</i>
<b>III.2. Facteurs exogènes</b>	<b>28</b>
<b>IV. Aléas et risques associés aux déstabilisations de flanc</b>	<b>31</b>
<b>Partie 2</b> <b>Des déstabilisations de flanc majeures lors de l'édification de l'île de La Réunion</b>	<b>35</b>
<b>Chapitre 1 Présentation générale de l'île volcanique océanique de La Réunion</b>	<b>37</b>
<b>I. Situation et contexte géodynamique</b>	<b>39</b>
<b>II. Structure et morphologie de l'édifice réunionnais</b>	<b>41</b>
<b>II.1. Morphologie de la partie émergée</b>	<b>41</b>
<i>II.1.1. Le massif du Piton des Neiges</i>	<i>41</i>
<i>II.1.2. Le massif du Piton de La Fournaise</i>	<i>42</i>
<b>II.2. Structure interne</b>	<b>44</b>
<i>II.2.1. Etudes gravimétriques</i>	<i>44</i>
<i>II.2.2. Magnétisme</i>	<i>46</i>
<i>II.2.3. Etudes sismiques</i>	<i>46</i>
<b>II.3. Morphologie des flancs sous-marins</b>	<b>48</b>
<i>II.3.1. Bathymétrie générale</i>	<i>48</i>
<i>II.3.2. La zone Est du Piton de la Fournaise</i>	<i>51</i>
II.3.2.1. Les campagnes "Fournaise"	51
<i>II.3.3. La campagne SO87</i>	<i>54</i>
<b>III. Modèles d'évolution</b>	<b>55</b>

<b>Chapitre 2 Compilation et traitement des données marines multifaisceaux</b>		<b>59</b>
Construction de documents numériques "terre-mer" de l'édifice volcanique de La Réunion		
<b>I. Création d'une base de données marines multifaisceaux pour La Réunion</b>		<b>61</b>
<b>I.1. Principe de l'acquisition des données multifaisceaux</b>		<b>61</b>
<b>I.2. Données compilées</b>		<b>63</b>
<b>II. Traitement des données multifaisceaux</b>		<b>64</b>
<b>II.1. Objectifs</b>		<b>64</b>
<b>II.2. Moyens logiciels</b>		<b>64</b>
II.2.1. CARAIBES		64
II.2.2. Surfer et ENVI		65
<b>II.3. Traitements des données bathymétriques multifaisceaux</b>		<b>66</b>
II.3.1. Importation des données		66
II.3.2. Traitement préliminaires		66
II.3.2.1. Traitement de la navigation		66
II.3.2.2. Traitement des modèles de célérité disponibles		67
II.3.3. Traitement spécifique de la bathymétrie		67
II.3.3.1. Fusion de la navigation et de la bathymétrie		67
II.3.3.2. Filtrage des données aberrantes		68
II.3.3.3. Recalcul des sondes avec des profils de célérité plus adaptés		68
II.3.3.4. Recherche de biais d'attitude et d'horloge		69
II.3.3.5. Suppression des sondes externes		71
II.3.3.6. Suppression des recouvrements entre profils		71
II.3.3.7. Suppression des virages		71
<b>II.4. Construction d'un MNT global "terre-mer"</b>		<b>72</b>
II.4.1. Données complémentaires de topographie et de bathymétrie côtière		72
II.4.2. Méthodologie		73
II.4.3. Maillage des données multifaisceaux sous CARAIBES		73
II.4.3.1. Méthode de maillage		73
II.4.3.2. Paramètres de maillage		73
II.4.3.3. MNT sous-marins réalisés		75
II.4.4. Maillage des données IGN-SHOM sous Surfer		76
II.4.5. Mosaiquage des MNT sous CARAIBES		77
<b>II.5. Traitements des données d'imagerie acoustique multifaisceaux</b>		<b>78</b>
II.5.1. Calcul d'une image de réflectivité Simrad EM12D		78
II.5.1.1. Sélection de profils de navigation		78
II.5.1.2. Préparation du calcul d'une image		78
II.5.1.3. Calcul d'une image		79
II.5.1.4. Traitement des images		79
II.5.1.5. Mosaiquage des images		81
II.5.2. Calcul d'une image de réflectivité Thomson TSM 5265B		81
II.5.3. Mosaiquage des images Simrad EM12D et Thomson TSM 5265B		83
<b>II.6. Construction de l'image composite "terre-mer"</b>		<b>83</b>
II.6.1. Calcul de l'image de pente		83
II.6.2. Mosaiquage		85
<b>III. Méthodes d'analyse des MNT</b>		<b>86</b>
<b>III.1. Image ombrée</b>		<b>86</b>
<b>III.2. Image de pente</b>		<b>86</b>
<b>III.3. Visualisation à 3 dimensions</b>		<b>86</b>
<b>III.4. Construction de profils</b>		<b>87</b>

<b>Chapitre 3 Etude des fonds sous-marins de La Réunion</b>		<b>89</b>
Généralisation des dépôts d'avalanches de débris sur les flancs immergés de l'île		
<b>I. Les structures remarquables de l'environnement sous-marin de La Réunion</b>		<b>91</b>
<b>I.1. La plate-forme côtière</b>		<b>91</b>
<b>I.2. Les flancs de l'île</b>		<b>93</b>
<i>I.2.1. Les Reliefs Sous-Marins</i>		93
<i>I.2.2. Les chenaux et zones d'accumulation sédimentaire</i>		93
<i>I.2.3. Les prolongements sous-marins des rift zones</i>		95
I.2.3.1. Les rift zones du Piton de La Fournaise		95
I.2.3.2. Les rift zones du Piton des Neiges		99
<b>I.3. Le plancher océanique</b>		<b>101</b>
<i>I.3.1. Les rides sédimentaires</i>		102
<i>I.3.2. Les seamounts</i>		103
I.3.2.1. Les seamounts de taille limitée		103
I.3.2.2. Les chaînes et rides sud-ouest		105
I.3.2.3. Le haut plateau nord		107
<i>I.3.3. La zone de fracture de Maurice</i>		108
<b>II. Etude détaillée des Reliefs Sous-Marins de l'île de La Réunion</b>		<b>111</b>
<b>II.1. Introduction</b>		<b>111</b>
<i>II.1.1. Présentation de l'étude</i>		111
<i>II.1.2. Aspects pratiques</i>		112
<b>II.2. Le Relief Sous-Marin Est</b>		<b>115</b>
<i>II.2.1. Description d'ensemble</i>		115
<i>II.2.2. Le Plateau Sous-Marin Est</i>		115
II.2.2.1. Description générale		115
II.2.2.2. Description des unités		115
<i>II.2.3. Le massif de la Ride de la Drague</i>		123
<i>II.2.4. Le Chenal Vincent et le Râlé-Poussé</i>		126
II.2.4.1. Description générale		126
II.2.4.2. Description des unités du Râlé-Poussé		127
<i>II.2.5. La Vallée des Gorgones et la Dépression Nord</i>		130
<i>II.2.6. Les Formations Méridionales et la Dépression Sud</i>		131
II.2.6.1. Description générale		131
II.2.6.2. Description des unités		131
<i>II.2.7. Interprétations et discussion</i>		137
II.2.7.1. Le Plateau Sous-Marin Est		137
II.2.7.2. La Ride de la Drague: un méga-bloc d'avalanche de débris?		141
II.2.7.3. Le Râlé-Poussé		142
II.2.7.4. Des déstabilisations sous-marines secondaires		144
II.2.7.5. Reconstitution de l'histoire du Relief Sous-Marin Est		147
<b>II.3. Le Relief Sous-Marin Nord</b>		<b>149</b>
<i>II.3.1. Description d'ensemble</i>		149
<i>II.3.2. Les Formations Médiannes</i>		149
II.3.2.1. Description générale		149
II.3.2.2. Description des unités		149
<i>II.3.3. Les Formations Occidentales</i>		157
<i>II.3.4. Les Formations Orientales</i>		159
II.3.4.1. Description générale		159
II.3.4.2. Description des unités		159
<i>II.3.5. Le Chenal Est, le Chenal Ouest et le Chenal Saint-Denis</i>		163
<i>II.3.6. Interprétations et discussion</i>		165
II.3.6.1. Les Formations Médiannes		165

II.3.6.2. Les Formations Occidentales	169
II.3.6.3. Les Formations Orientales	169
II.3.6.4. Reconstitution de l’histoire du Relief Sous-Marin Nord	171
<b>II.4. Le Relief Sous-Marin Ouest</b>	<b>173</b>
II.4.1. Description d’ensemble	173
II.4.2. Le Lobe Nord et les formations latérales est	173
II.4.2.1. Le Lobe Nord	173
II.4.2.2. Les Formations Nord-Est	177
II.4.2.3. Les Formations Orientales	180
II.4.2.4. Le Chenal de la Rivière des Galets et le Chenal Nord	180
II.4.3. Le Lobe Sud et les formations latérales sud/sud-est	181
II.4.3.1. Le Lobe Sud	181
II.4.3.2. La Dépression de l’Etang-Salé et les Formations Méridionales	183
II.4.3.3. Le Bloc Est	189
II.4.4. Le Chenal Saint-Gilles et les Formations Médiannes	189
II.4.5. Interprétations et discussion	191
II.4.5.1. Le Lobe Nord et les formations latérales est	191
II.4.5.2. Le Lobe Sud et les formations latérales sud/sud-est	195
II.4.5.3. Le Chenal Saint-Gilles et les Formations Médiannes	197
II.4.5.4. Synthèse	198
<b>II.5. Le Relief Sous-Marin Sud</b>	<b>201</b>
II.5.1. Description d’ensemble	201
II.5.2. Le Lobe Principal	201
II.5.2.1. Description générale	201
II.5.2.2. Description des unités	201
II.5.3. Les Formations Occidentales et le Chenal Saint-Louis	208
II.5.4. Le Complexe Médian	208
II.5.4.1. Description générale	208
II.5.4.2. Description des unités	209
II.5.5. Le Chenal Saint-Pierre et la Dépression de Basse-Vallée	211
II.5.6. Les Formations Orientales	214
II.5.7. La Dépression de Saint-Philippe	215
II.5.8. Interprétations et discussion	216
II.5.8.1. Le Lobe Principal	216
II.5.8.2. Les Formations Occidentales	217
II.5.8.3. Le Complexe Médian	220
II.5.8.4. Les Formations Orientales	221
II.5.8.5. Le Chenal Saint-Pierre et la Dépression de Basse-Vallée	222
II.5.8.6. Reconstitution de l’histoire du Relief Sous-Marin Sud	224

## Chapitre 4 Dépôts et zones sources des déstabilisations en contexte sub-aérien

Discussion des relations "terre-mer"

227

<b>I. Les brèches d’avalanches de débris en contexte sub-aérien</b>	<b>229</b>
<b>I.1. Les brèches d’avalanches de débris du flanc ouest du Piton des Neiges</b>	<b>229</b>
I.1.1. Les brèches de Saint-Gilles	229
I.1.1.1. Localisation	229
I.1.1.2. Travaux antérieurs	229
I.1.1.3. Discussion	235
I.1.2. Les brèches de la Rivière des Galets	237
I.1.2.1. Localisation	237
I.1.2.2. Travaux antérieurs	237
I.1.2.3. Investigations de terrain	238
I.1.2.4. Interprétations et discussion	242

<b>I.2. Les brèches d'avalanches de débris du flanc nord du Piton des Neiges</b>	<b>245</b>
<i>I.2.1. Les brèches de la Rivière des Pluies et de la Ravine des Patates à Durand</i>	245
I.2.1.1. Localisation et travaux antérieurs	245
I.2.1.2. Description des formations	247
I.2.1.3. Interprétations et discussion	247
<i>I.2.2. Les brèches de Sainte-Suzanne</i>	249
I.2.2.1. Localisation	249
I.2.2.2. Travaux antérieurs	249
I.2.2.3. Investigations de terrain	249
I.2.2.4. Interprétations et discussion	253
<b>I.3. Les brèches d'avalanches de débris du flanc sud du Piton des Neiges</b>	<b>257</b>
<i>I.3.1. Les brèches de l'Entre-Deux</i>	257
I.3.1.1. Localisation	257
I.3.1.2. Travaux antérieurs	257
I.3.1.3. Investigations de terrain	257
I.3.1.4. Interprétations et discussion	259
<i>I.3.2. Les brèches du Petit Serré</i>	261
I.3.2.1. Localisation et travaux antérieurs	261
I.3.2.2. Investigations de terrain	261
I.3.2.3. Interprétations et discussion	264
<b>I.4. Les brèches de fond de cirques du Piton des Neiges</b>	<b>267</b>
<i>I.4.1. Présentation</i>	267
<i>I.4.2. Travaux antérieurs</i>	267
I.4.2.1. Les travaux de Bussière (1959)	267
I.4.2.2. Les travaux d'Upton et Wadsworth (1969)	267
I.4.2.3. Les travaux de Billard et Vincent (1974)	268
I.4.2.4. Les travaux de Chevallier (1979)	269
I.4.2.5. Synthèse	271
<i>I.4.3. Travaux récents et en cours</i>	273
I.4.3.1. Les travaux de Maillot (1999)	273
I.4.3.2. Les travaux d'Arnaud et al. (2003 et 2004)	275
<i>I.4.4. Discussion</i>	283
<b>II. Etude morpho-structurale de l'île de La Réunion</b>	<b>291</b>
<b>II.1. Les structures intra-édifice</b>	<b>291</b>
<i>II.1.1. Le massif du Piton de La Fournaise</i>	291
II.1.1.1. Présentation des structures identifiées	291
II.1.1.2. Interprétations	294
<i>II.1.2. Le massif des Neiges</i>	296
II.1.2.1. Présentation et interprétations des structures identifiées	296
<b>II.2. Les structures côtières</b>	<b>300</b>
<i>II.2.1. Les structures sub-aériennes</i>	300
<i>II.2.2. Les structures sous-marines</i>	303
<b>II.3. Les autres structures remarquables</b>	<b>304</b>
<i>II.3.1. Les structures de type "vallée perchée"</i>	304
<i>II.3.2. Les structures intra-cirque</i>	306
<hr/>	
<b>Discussion-Synthèse</b>	<b>307</b>
<hr/>	
<b>I. Création d'une base de données des déstabilisations des volcans de La Réunion</b>	<b>309</b>
<b>I.1. Une cinquantaine d'événements identifiés</b>	<b>309</b>
<b>I.2. Des événements multi-échelles</b>	<b>314</b>
<b>I.3. Des événements primaires et secondaires</b>	<b>316</b>
<b>I.4. Chronologie relative des événements</b>	<b>316</b>
<b>I.5. Un contrôle structural des déstabilisations sur la morphologie de l'île</b>	<b>319</b>

<b>II. Vers un nouveau modèle d'évolution de La Réunion – Publication n°1</b>	<b>321</b>
<i>Oehler JF, Labazuy P, Lénat JF (2004a).</i> <i>"Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island."</i> <i>Bull. Volc. 66:585-598.</i>	323
<b>Partie 3</b>	
<b>Comment les volcans des îles océaniques se déstabilisent-ils?</b> Idées à partir de l'étude de l'Ile de James Ross (Antarctique) et de modélisations analogiques.	<b>337</b>
<b>Chapitre 1 Structure et déstabilisations du volcan Mount Haddington (Ile de James Ross, Antarctique)</b>	
<b>I. Présentation de l'Ile de James Ross et du volcan Mount Haddington - Intérêts de l'étude</b>	<b>341</b>
<b>II. Observations de terrain dans la région d'Hamilton Point</b>	<b>347</b>
<b>II.1. Evidences de déstabilisations de flanc</b>	<b>347</b>
<i>II.1.1. Avalanches de débris</i>	347
<i>II.1.2. Glissement rotationnel</i>	350
<b>II.2. Structure de l'île</b>	<b>351</b>
<i>II.2.1. Les deltas de laves</i>	351
<i>II.2.2. La séquence sédimentaire Crétacé</i>	357
<b>III. Interprétations et discussion</b>	<b>359</b>
<b>III.1. Structure et stabilité des deltas de laves</b>	<b>359</b>
<i>III.1.1. Signification, origine et rhéologie des faciès observés sur le terrain</i>	359
<i>III.1.2. Facteurs d'instabilités des deltas de laves</i>	363
<b>III.2. Modèle de déstabilisations des deltas de laves</b>	<b>364</b>
<b>III.3. Application à l'échelle du volcan Mount Haddington</b>	<b>365</b>
<b>Chapitre 2 Rôle des plans de faible résistance dans la déstabilisation des volcans boucliers Approche par modélisations analogiques</b>	
<b>Publication n°2</b>	
<i>Oehler JF, van Wyk de Vries B, Labazuy P (2005)</i> <i>"Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modelling approach"</i> <i>J. Volcanol. Geotherm. Res. 144:169-189.</i>	369
<b>Discussion-Synthèse</b>	
<b>I. Principaux résultats de l'étude de l'Ile de James Ross et des modélisations analogiques</b>	<b>393</b>
<b>II. Application à La Réunion</b>	<b>394</b>
<b>Conclusions et perspectives</b>	
	<b>397</b>

<b>Références bibliographiques</b>	<b>403</b>
<b>Annexes</b>	<b>423</b>
<b>Annexe I Documents numériques "terre-mer"</b>	<b>425</b>
<b>Annexe II Importation-exportation entre CARAÏBES, Surfer et ENVI</b>	<b>429</b>
<b>Annexe III Module Matlab mfso.m</b> Conversion des données Hydrosweep du format mfso (CETIS) au format Tfhydr (CARAIBES)	<b>435</b>
<b>Annexe IV Module Matlab 3colXYZ.m</b> Gestion des fichiers ascii 3 colonnes	<b>445</b>
<b>Annexe V Présentation des forages et logs de la région de Sainte-Suzanne</b>	<b>453</b>



# **INTRODUCTION GENERALE**



La vie des volcans n'est pas simplement ponctuée de phases de croissance liées à leurs cycles éruptifs successifs mais est également marquée par des épisodes de déstabilisations. Il peut s'agir d'événements mineurs, tels des éboulements (plusieurs milliers de m<sup>3</sup> de matériaux impliqués), ou d'événements plus importants, catastrophiques, comme les déstabilisations de flanc (échelle du km<sup>3</sup>) qui bouleversent de façon drastique la morphologie et la structure de l'édifice affecté et peuvent influencer son activité. Les déstabilisations de flanc sont aujourd'hui reconnues comme étant un phénomène commun et récurrent dans la construction et l'évolution des volcans, et ce, quelque soit leur contexte géodynamique ou physique. Elles affectent aussi bien les strato-volcans des marges actives que les volcans boucliers océaniques intra-plaque, les volcans continentaux que les volcans d'îles ou sous-marins. La déstabilisation de flanc associée à l'éruption du Mont Saint-Helens en 1980 (Lipman et Mullineaux, 1981) est certainement le cas le plus documenté et étudié. Cet événement a été fondamental dans la compréhension du fonctionnement des volcans et des mécanismes conduisant à leur démantèlement. Il a permis une prise de conscience de l'importance des risques associés aux déstabilisations et a servi de base comparative pour l'identification ou la réinterprétation d'épisodes similaires sur de nombreux édifices en domaine continental (Ui, 1983; Siebert, 1984; Siebert et al., 1987). Ce n'est qu'avec le développement de techniques sophistiquées de bathymétrie et d'imagerie acoustique que la reconnaissance de produits de déstabilisation au large des volcans côtiers ou d'îles, et en particulier des volcans océaniques, s'est généralisée. Les archipels d'Hawaii et des Canaries sont souvent pris comme exemples. Les volcans de la Ride Hawaïenne ont subi au moins 68 déstabilisations de flanc majeures (Moore et al., 1989 et 1994a). Les volumes de produits impliqués dans ces événements atteignent 5.000 km<sup>3</sup>. Les dépôts sont retrouvés en mer jusqu'à 200 km de la source. Les îles Canaries ont été affecté de façon similaire par 18 événements gigantesques impliquant jusqu'à 1.000 km<sup>3</sup> de matériaux (Ablay et Hürlimann, 2000; Krastel et al., 2001; Masson et al., 2002).

L'île volcanique océanique de La Réunion a été étudiée de façon extensive depuis les années 1980. En particulier, les campagnes géophysiques récentes (sismique, Charvis et al., 1999; de Voogd et al., 1999; Gallart et al., 1999; gravimétrie, Malengreau et al., 1999; Lambert, 2003; Levieux, 2004; et magnétisme, Lénat et al., 2001) ont permis de mieux contraindre la structure interne de l'édifice. L'évolution géologique de ce système volcanique de l'Océan Indien reste néanmoins insuffisamment définie, ce qui peut s'expliquer, en partie, par une mauvaise connaissance des flancs immergés de l'île. L'essentiel des travaux réalisés se sont en effet focalisés sur la partie émergée qui ne représente que 3% du volume total de l'édifice (de Voogd et al., 1999). Seul le flanc sous-marin oriental de l'île a été cartographié et interprété en détail (Lénat et al., 1989 et 1990; Lénat et Labazuy, 1990; Labazuy, 1991 et 1996; Cochonat et al., 1990; Bachèlery et al., 1996; Ollier et al., 1998). Ces investigations ont révélé que les produits d'au moins trois déstabilisations majeures du flanc est du Piton de La Fournaise, pour un volume total de 500 km<sup>3</sup>, sont accumulés au sein d'une importante excroissance topographique sous-marine. L'analyse de la bathymétrie générale disponible de La Réunion montre que les dépôts

d'épisodes similaires voire plus volumineux pourraient exister tout autour de l'île (Lénat et Labazuy, 1990; Labazuy, 1991 et 1996). Cette hypothèse s'appuie sur l'identification en mer, au nord, à l'ouest et au sud du massif du Piton des Neiges, de trois excroissances de morphologie comparable à celle observée à l'est de La Fournaise. Elle est confortée par (1) l'absence de signature magnétique des fonds sous-marins de La Réunion révélant une surface désorganisée (Lénat et al., 2001), (2) les résultats de sismique réflexion qui mettent en évidence, au sud de l'île, des horizons interprétés comme des produits d'avalanches de débris et (3) les études de terrain récentes qui tendent à généraliser l'existence de brèches d'avalanches de débris au coeur et en bordure littorale du massif du Piton des Neiges (Bachèlery et al., 1996; Maillot, 1999; Fèvre et al., 2001, 2003 et 2004; Bret et al., 2003; Arnaud et al., 2003 et 2004). Cependant, l'absence de données marines détaillées pour la totalité des fonds sous-marins de La Réunion a toujours empêché une étude approfondie de ces structures immergées.

Ce travail de doctorat est basé sur la compilation des données de bathymétrie et d'imagerie multifaisceaux haute résolution acquises ces 20 dernières années, autour de La Réunion, lors de campagnes océanographiques ou de valorisations de transit. Ces données autorisent la première étude de détail de l'ensemble des flancs immergés de l'édifice volcanique de La Réunion et d'une partie de la plaque océanique environnante, dans un cadre compris entre les latitudes S19°30 et S22°30 et les longitudes E54° et E57°. L'analyse détaillée des fonds marins confirme le caractère allochtone des quatre grandes excroissances topographiques sous-marines (les Reliefs Sous-Marins) identifiées autour de l'île, construites par accumulation de produits de déstabilisations récurrentes multi-échelles. L'interprétation des données de terrain collectées au cours d'une mission à La Réunion en 2002 et l'étude morpho-structurale de la partie sub-aérienne de l'île, confrontées à l'ensemble des connaissances géologiques et géophysiques, apportent des contraintes supplémentaires sur l'extension à terre, la source et l'âge de ces événements. Les informations sont synthétisées dans un modèle d'évolution novateur du système volcanique de La Réunion, au sein duquel les déstabilisations de flanc jouent un rôle majeur. L'origine des déstabilisations est discutée à travers une étude de terrain menée dans l'environnement exceptionnel de l'Ile de James Ross (Antarctique) en 2003 et de modélisations analogiques.

Le manuscrit est organisé en 3 parties principales:

♦ **La première partie** a pour objectif de synthétiser les connaissances générales sur les phénomènes de déstabilisations de flanc. Une définition distinguant les processus de glissements de flanc et d'avalanches de débris est proposée. Le caractère généralisé et récurrent des déstabilisations de flanc est précisé. Une attention particulière est portée à la présentation des caractéristiques physiques, géologiques, et morphologiques et la signature géophysique des avalanches de débris. Une

liste non exhaustive des différents facteurs conduisant à l'instabilité et à la déstabilisation consécutive des flancs des volcans est dressée. Enfin, les aléas et les risques associés aux déstabilisations de flanc sont discutés, en se focalisant sur les phénomènes de tsunamis;

♦ **La seconde partie**, la plus importante de ce mémoire, présente l'étude proprement dite des déstabilisations de flanc des volcans de La Réunion. Elle est divisée en 4 chapitres:

- Le **chapitre 1** a pour objet une présentation générale de l'île de La Réunion. L'état des connaissances sur les différents aspects importants pour notre étude, notamment en terme de croissance et de déstabilisation des volcans réunionnais, est exposé;

- Le **chapitre 2** décrit l'ensemble des étapes effectuées en vue d'obtenir les meilleurs documents actuels renseignant sur la topographie et la nature des flancs sous-marins de La Réunion. La méthodologie appliquée pour générer deux types de document "terre-mer", (1) un modèle numérique de terrain (MNT) global de l'édifice volcanique réunionnais, à 100 m de résolution, et (2) une image composite, à 50 m de résolution, associant image de réflectivité des fonds marins et image de pente, est présentée. La compilation et le traitement des données, notamment des données multifaisceaux de bathymétrie et d'imagerie acoustique, sont particulièrement détaillés;

- Les résultats de l'analyse précise et globale des zones immergées de La Réunion et d'une partie de la plaque océanique environnante sont présentés dans le **chapitre 3**. Les structures remarquables de l'environnement sous-marin de La Réunion et les quatre grands Reliefs Sous-Marins sont décrits. L'agencement et l'origine de ces excroissances topographiques sont précisés;

- Le **chapitre 4** est consacré à l'étude de la partie émergée de l'île et à l'analyse des relations "terre-mer". Un bilan des affleurements de brèches d'avalanches de débris identifiés à terre, au niveau du massif du Piton des Neiges, est dressée. Une interprétation des zones sources potentielles des déstabilisations, à partir d'une analyse morpho-structurale détaillée du MNT 25 m de l'île (source IGN) et du MNT 100 m global de l'édifice, est proposée.

Les résultats de cette partie sont synthétisés dans une base de données la plus précise possible des déstabilisations des volcans de La Réunion. L'implication de ces événements sur l'évolution du système volcanique réunionnais est discutée à travers un article publié dans *Bulletin of Volcanology* (Oehler et al., 2004a; publication n°1).

♦ **La troisième partie** se focalise sur les mécanismes à l'origine des déstabilisations de flanc des volcans des îles volcaniques océaniques en général, et de La Réunion en particulier. Elle est divisée en 2 chapitres:

- Le **chapitre 1** propose une étude de la structure et des déstabilisations de flanc du volcan Mount Haddington sur l'île de James Ross (Antarctique), considéré comme un système analogue aux boucliers océaniques. Elle souligne le rôle central des plans de faible résistance inclus dans la structure de l'édifice sur le déclenchement des glissements rotationnels et des avalanches de débris;

- L'influence de la déformation ductile de quatre types de plans de faible résistance (un substratum marin, des deltas volcanoclastiques, une zone hydrothermalisée et des niveaux hyaloclastiques) sur le déclenchement des déstabilisations de flanc d'un volcan bouclier, ou sur son étalement gravitaire, est étudiée à partir de modélisations analogiques dans le **chapitre 2**. Les résultats sont présentés sous la forme d'un article publié dans *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Oehler et al., 2005; publication n°2).

Les conclusions de ces deux études sont appliquées aux déstabilisations de flanc des volcans de La Réunion.

# **PARTIE 1:**

## **LES DESTABILISATIONS DE FLANC DES VOLCANS:**

APERÇU BIBLIOGRAPHIQUE



**OBJECTIFS:**

- Définir et distinguer les processus de glissements de flanc et d'avalanches de débris;
  
- Souligner le caractère généralisé et récurrent de ces épisodes de démantèlement des volcans. Présenter les principales caractéristiques physiques, géologiques et morphologiques et la signature géophysique en mer des avalanches de débris;
  
- Synthétiser les différents facteurs et mécanismes à l'origine de l'instabilité et de la déstabilisation consécutive des flancs des volcans;
  
- Présenter les aléas et les risques associés aux déstabilisations de flanc, avec une attention particulière aux phénomènes de tsunamis.

**MOTS CLES:**

Instabilité, déstabilisation de flanc, glissements et avalanches de débris, généralisation, récurrence.

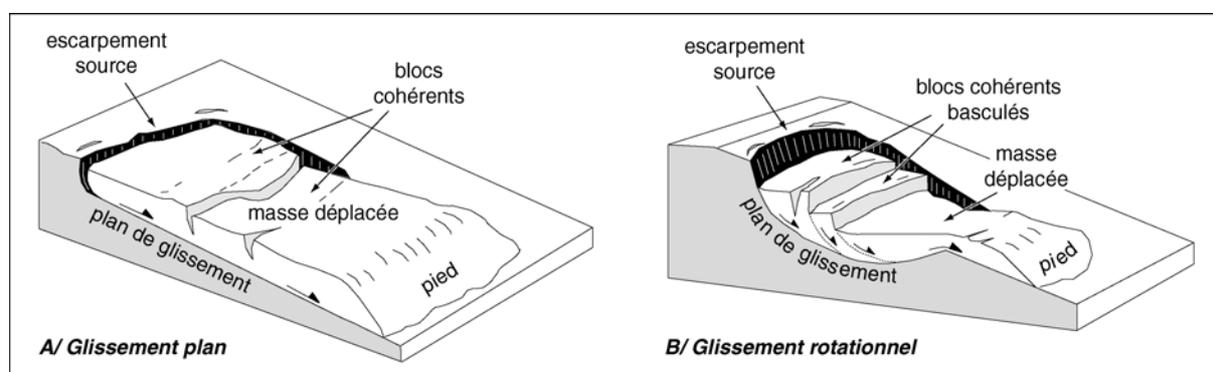


## I. DEFINITIONS ET TYPOLOGIE

L'instabilité d'un volcan peut être définie comme l'état critique à partir duquel un secteur ou la totalité de l'édifice est proche de la rupture (McGuire, 1996). La déstabilisation de flanc correspond au processus de démantèlement proprement dit, résultant de la rupture de la portion instable. Elle se traduit par un déplacement latéral, plus ou moins rapide voire catastrophique, d'une masse de roches mobilisée sous l'action de la gravité et/ou d'autres facteurs liés ou non à l'activité volcanique.

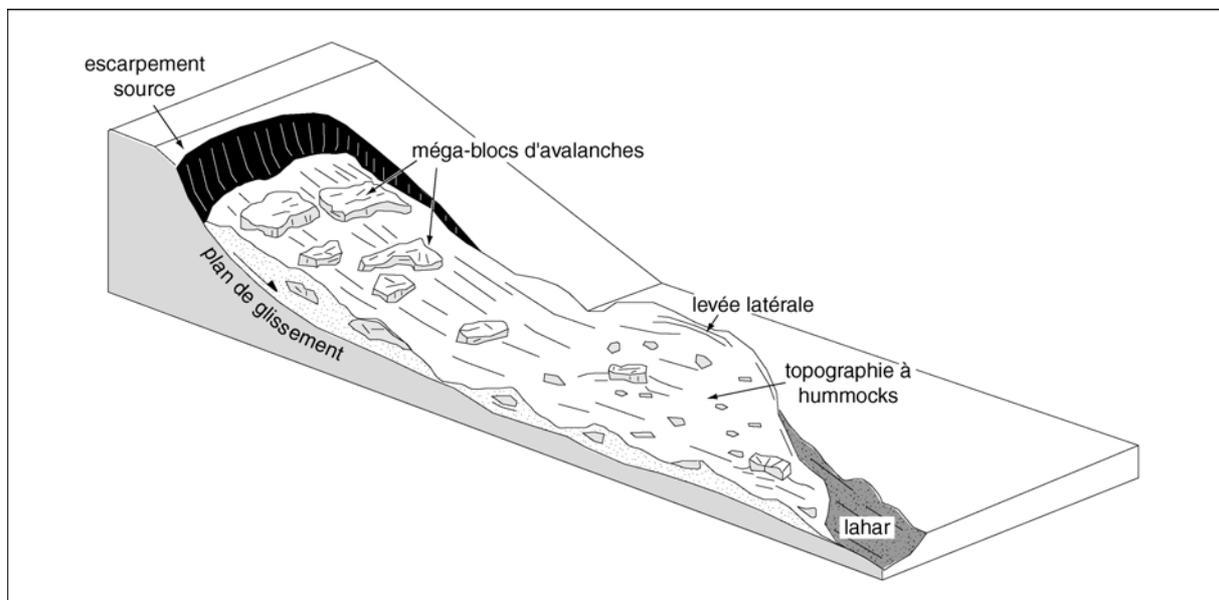
Deux grands types de déstabilisations de flanc sont classiquement distinguées, en fonction de leur morphologie et du degré de dislocation des matériaux impliqués (Varnes, 1978): les glissements de flanc et les avalanches de débris.

♦ **Un glissement de flanc** est défini comme le déplacement, par cisaillement, le long d'une surface de rupture, d'un flanc entier ou d'un secteur plus limité d'un édifice volcanique. La surface de rupture correspond souvent à une discontinuité préexistante (Bolt et al., 1975; Varnes, 1978). Selon sa géométrie, on distingue les glissements plans (surface plane; Figure 1-1A) des glissements rotationnels (surface incurvée; Figure 1-1B). Les matériaux impliqués dans un glissement plan sont déplacés par translation sans basculement de blocs. Au contraire, les blocs sont basculés dès l'initiation d'un glissement rotationnel. Dans les deux cas, ils gardent une certaine cohérence. Les glissements en blocs décrits par Labazuy (1991 et 1996) sur le flanc est du Piton de La Fournaise à La Réunion sont à classer dans la catégorie des glissements plans. Leur cinétique n'est pas clairement définie. Les slumps sont des glissements rotationnels lents et progressifs, profondément enracinés dans la structure des volcans boucliers océaniques. L'exemple le plus documenté est le slump d'Hilina (Kilauea, flanc sud de l'île d'Hawaii; Moore et al., 1989 et 1994a; Smith et al., 1999; Lipman et al., 2002; Morgan et al., 2000 et 2003);



**Figure 1-1: Représentation schématique des deux types de glissements de flanc.** Inspiré de Dikau et al. (1996) et Varnes (1978). Les glissements de flanc sont définis comme le déplacement, par cisaillement, le long d'une surface de rupture, d'un flanc entier ou d'un secteur plus limité d'un édifice volcanique. La surface de rupture est plane dans un glissement plan (A), elle est courbe, dans un glissement rotationnel (B). Les glissements gardent la cohérence des blocs impliqués. Ils sont translattés dans un glissement plan, basculés dans un glissement rotationnel.

◆ Le terme **avalanche de débris** fait référence à un déplacement soudain et rapide d'une masse incohérente de roches, mobilisée par l'action de la gravité (Ui, 1983; Siebert, 1984; Figure 1-2). Il s'agit en théorie d'un écoulement "sec" (Ui, 1983), mais l'eau est souvent additionnée au cours du déplacement ou dès l'initiation de l'avalanche (McGuire, 1996). Les avalanches de débris ont souvent pour origine un glissement de flanc, le bloc glissé massif se désintégrant au cours de son mouvement sous l'action de divers facteurs. La présence d'une rupture de pente est ainsi critique. Elle induit l'accélération de la masse glissée et sa pulvérisation progressive en fragments de taille allant de la particule fine aux blocs décamétriques voire kilométriques dans les cas exceptionnels (méga-blocs; Ui, 1983). Si la proportion d'eau est suffisamment élevée, des coulées de débris ou des lahars secondaires peuvent se former au cours du déplacement (Ui et al., 2000). Ui (1983) distingue les avalanches de débris volcaniques de celles dites non-volcaniques. L'avalanche volcanique est associée à une forme quelconque d'activité, ce qui se traduit par la présence de matériaux juvéniles dans ses dépôts.



**Figure 1-2: Représentation schématique d'une avalanche de débris.** Les avalanches de débris correspondent au déplacement soudain et rapide d'une masse incohérente de roches. Elles peuvent évoluer en coulées de débris ou en lahars secondaires, par addition d'eau au cours de leur progression.

## II. CONNAISSANCES GÉNÉRALES SUR LES DESTABILISATIONS DE FLANC

---

### II.1. Des phénomènes généralisés et récurrents

L'éruption du Mont Saint-Helens, en 1980, a illustré de façon exceptionnelle la tendance qu'ont les volcans à se déstabiliser, engendrant des avalanches de débris gigantesques (Lipman et Mullineaux, 1981; Glicken et al., 1981; Voight et al., 1981). Ce phénomène est aujourd'hui reconnu comme étant un processus de démantèlement commun dans l'évolution et la croissance des édifices. Des déstabilisations de flanc ont été identifiées sur une grande majorité des volcans terrestres. Inokuchi (1988) souligne ainsi que plus d'une centaine d'événements se sont produits sur les volcans japonais. Francis (1994) affirme, pour sa part, que 75% des grands volcans andéens ont connus des épisodes d'avalanches de débris. La synthèse des avalanches de débris volcaniques quaternaires réalisée par Siebert (1984) montre que ces déstabilisations sont totalement indépendantes des contextes géodynamique et physique ou de la morphologie des édifices. Elles affectent aussi bien:

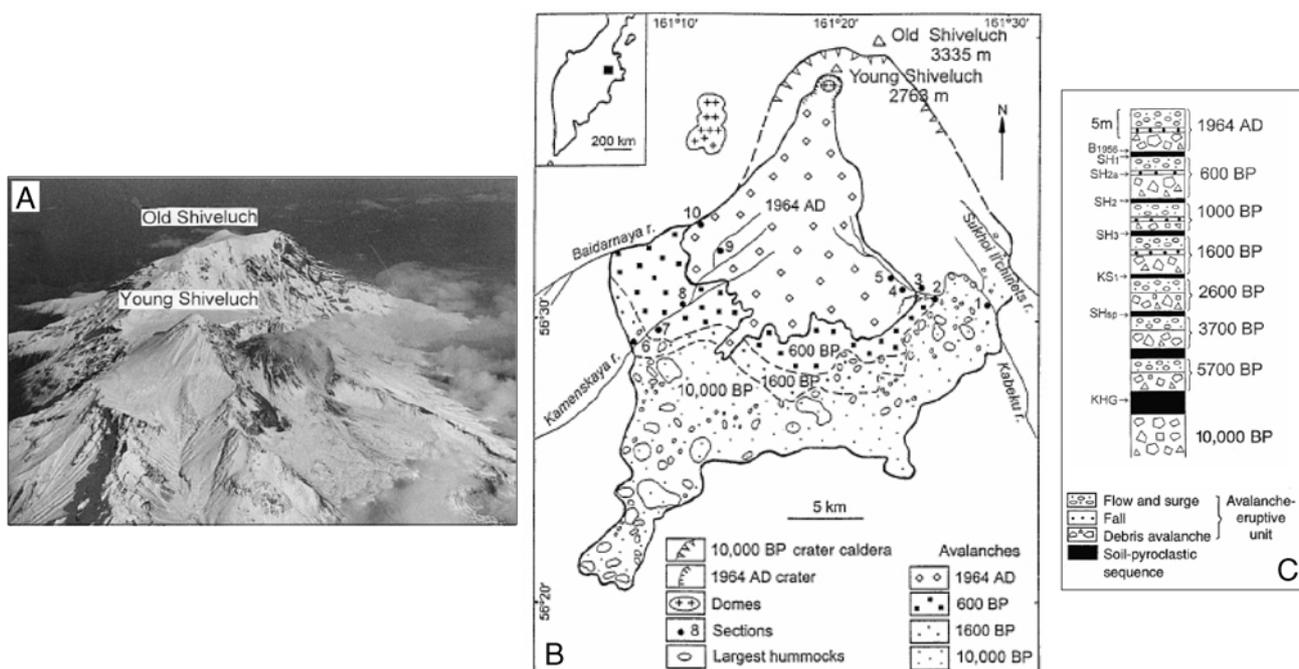
◆ *les strato-volcans des marges actives*, qu'ils soient *continentaux* tels l'Unzen (Katayama, 1974; Siebert et al., 1987), le Bezymianny (Gorshkov, 1959; Belousov et Bogoyavlenskaya, 1988; Siebert et al., 1987), le Bandai (Sekiya et Kikuchi, 1889; Siebert et al., 1987), le Shiveluch (Belousov et al., 1999; Figure 1-3) ou *d'îles d'arc* tels Saint Augustine (Begét et Kienle, 1992; Siebert et al., 1995; Begét, 2000; Figure 1-4), le Stromboli (Pasquarè et al., 1993; Kokelaar et Romagnoli, 1995; Tibaldi, 2001; Figure 1-5), les volcans des Antilles (Deplus et al., 2001; Le Friant et al., 2003);

◆ *les strato-volcans intraplaques continentaux* tels le Mont Rainier (Scott et Vallance, 1993; Reid et al., 2001), l'Etna (Borgia et al., 1992; Calvari et al., 1998), le Colima (Komorowski et al., 1993), le Cantal (Cantagrel, 1995; Schneider et Fisher, 1998; Reubi et Hernandez, 2000), le Méru (Siebert, 1984);

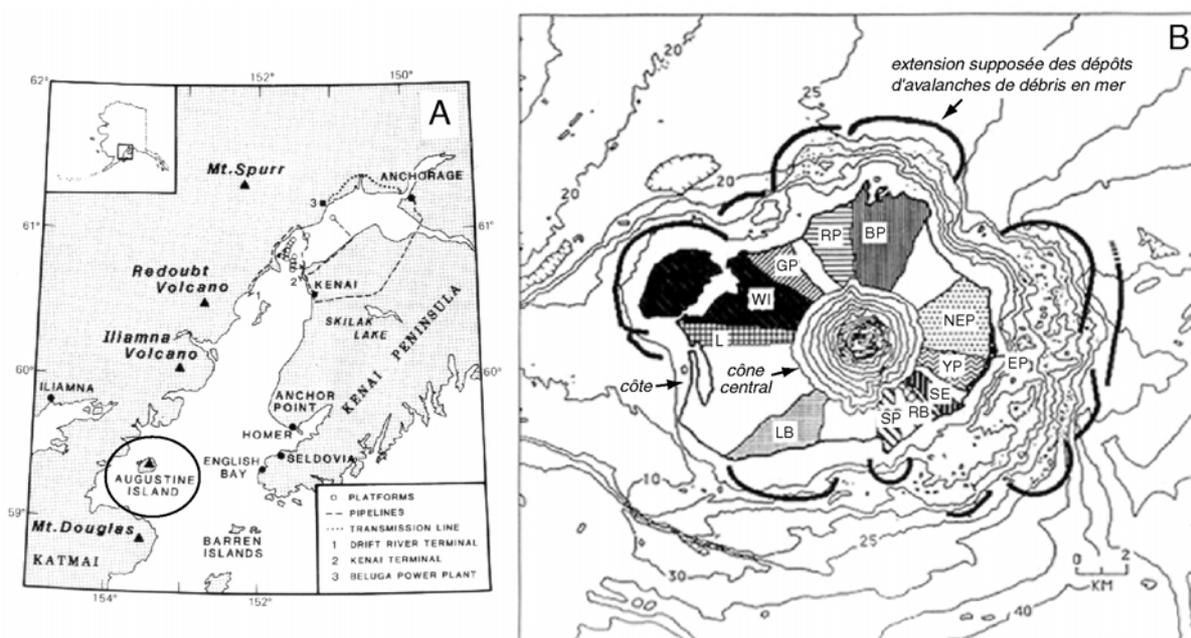
◆ *les boucliers océaniques* tels les volcans des îles Hawaïi (Moore et al., 1989 et 1994a; Figure 1-6), Canaries (Krastel et al., 2001; Masson et al., 2002; Figure 1-7), de La Réunion (Lénat et al., 1989 et 1990; Cochonat et al., 1990; Labazuy, 1991 et 1996; Bachèlery et al., 1996 et 2003); du Cap Vert (Day et al., 1999a), Marquises (Filmer et al., 1994; Clément et al., 2002), Société (Clouard et al., 2001; Clément et al., 2002, Hildebrand et al., 2004), Galapagos (Chadwick et al., 1991; Naumann et Geist, 2000; Mitchell, 2003), ou de Tristan da Cunha (Holcomb et Searle, 1991);

◆ *les volcans sous-marins* tels Loihi (Hawaïi; Moore et al., 1989), Kick'em Jenny (Antilles; Smith et Sheperd, 1996) et peut être les seamounts de Jasper et d'Henderson (Mitchell, 2003);

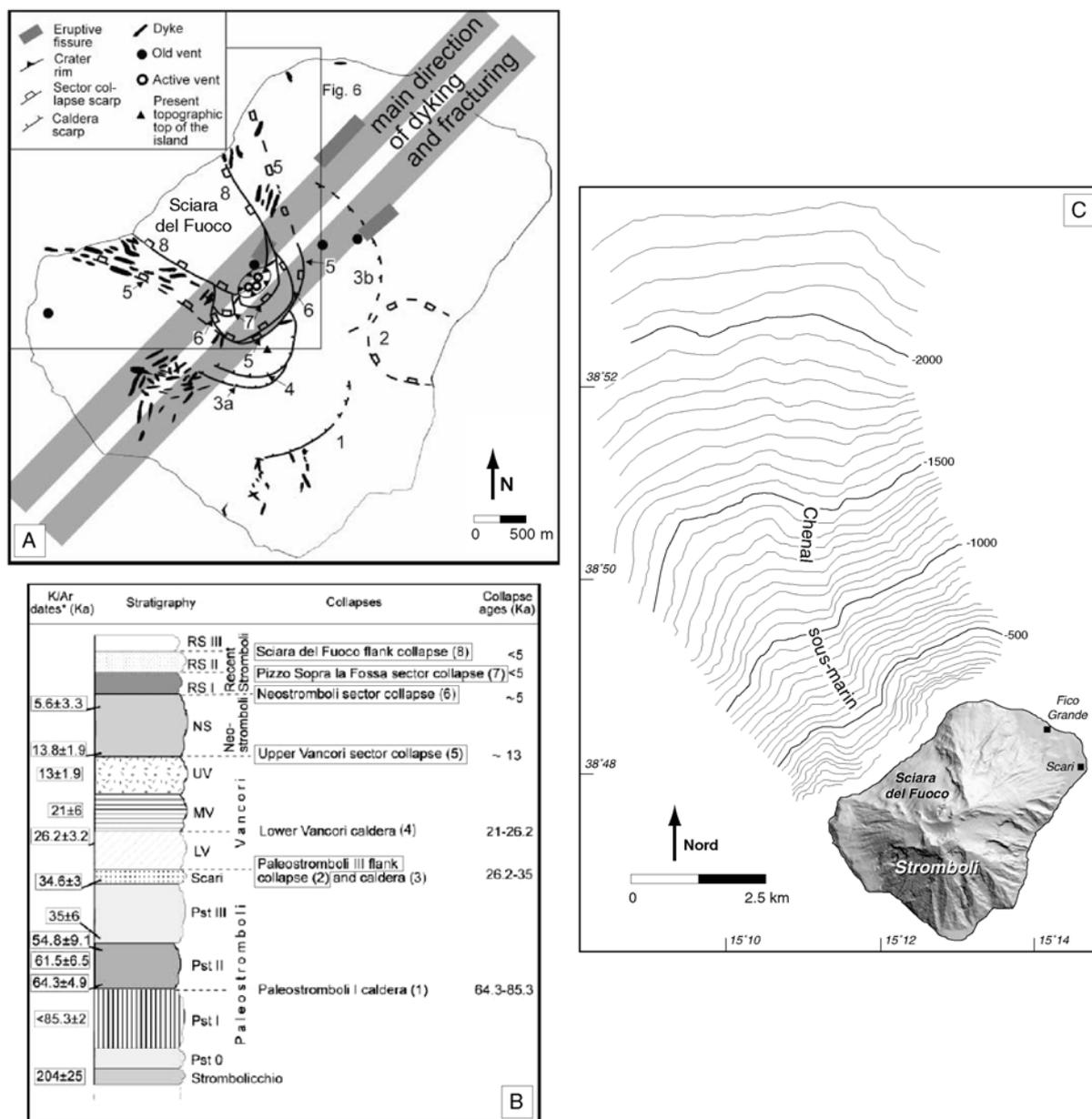
◆ *les volcans extra-terrestres* (Bulmer et Guest, 1996; Crumpler et al., 1996).



**Figure 1-3: Les déstabilisations de flanc du volcan Shiveluch (Kamchatka, Russie).** D'après Belousov et al. (1999). A/ Vue sur les cônes anciens et récents du volcan Shiveluch depuis le sud-ouest. Octobre 1994. Au premier plan, le cône récent est disséqué par une structure en amphithéâtre qui constitue la zone source de l'avalanche de débris de 1964. B/ Carte des dépôts d'avalanches de débris. C/ Log stratigraphique montrant la succession des dépôts des 8 effondrements de flanc du volcan.



**Figure 1-4: Les déstabilisations de flanc du volcan Saint-Augustine (Alaska, USA).** Modifié d'après Begét et Kienle (1992). A/ Localisation de l'île de Saint-Augustine. B/ Carte illustrant l'extension à terre et en mer des événements. Dépôts d'avalanches de débris: BP- Burr Point, RP- Rocky Point, GP- Grouse Point, WI- West Island, L- Lagoon, LB- Long Beach, SP- South Point, RB- Rocky Beach, SE- Southeast, YC- Yellow Cliffs, NEP- Northeast Point, EP- East Point.



**Figure 1-5: Les déstabilisations de flanc du volcan Stromboli** (Iles Eoliennes, Italie). *Modifié d'après Tibaldi (2001)*. A/ Schéma structural de Stromboli. Les cicatrices des effondrements caldériques et des déstabilisations de flanc ayant affecté le volcan sont indiqués et numérotés de 1 à 8. Cette numérotation est réutilisée en B. B/ Log stratigraphique simplifié synthétisant la succession des unités géologiques reconnues à Stromboli et les principaux épisodes d'effondrements. 5 déstabilisations de flanc ont eu lieu en moins de 35.000 ans. C/ Bathymétrie du flanc septentrional de Stromboli. L'escarpement de la Sciara del Fuoco, résultat de la dernière déstabilisation du secteur nord-ouest du volcan, se prolonge en mer par un chenal sous-marin de 800 à 900 m de large en moyenne et de 7 km de long.

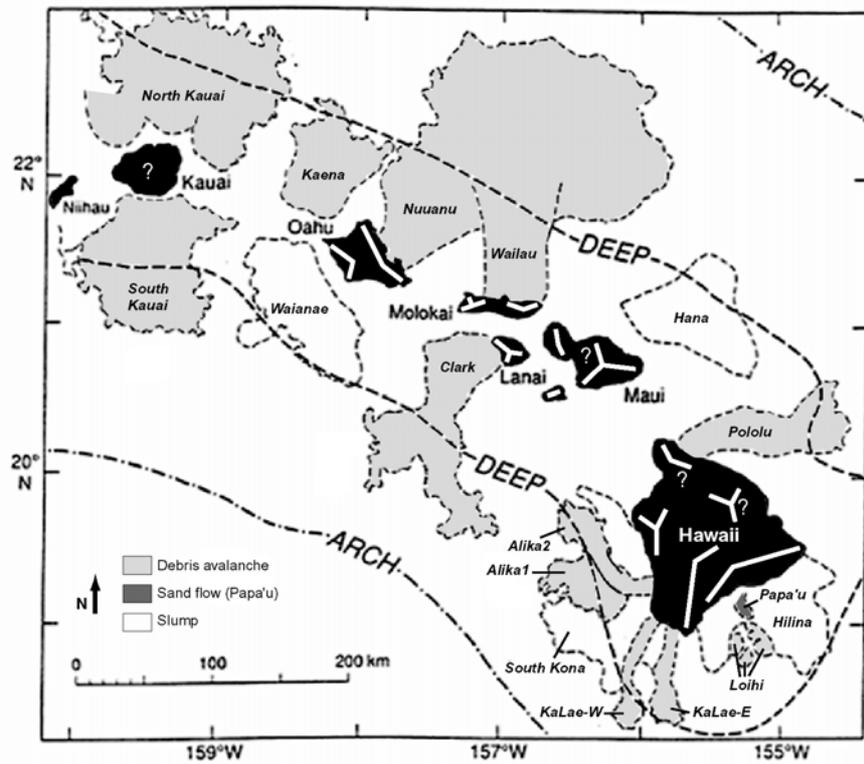


Figure 1-6: Les déstabilisations de flanc de l'archipel d'Hawaii. Modifié d'après Moore et al. (1989). 17 slumps ou avalanches de débris sont identifiés entre Kauai et Hawaii. 9 événements ont affectés les seuls volcans de l'île d'Hawaii. Les traits blancs épais indiquent la direction des rift zones (d'après Carracedo, 1999).

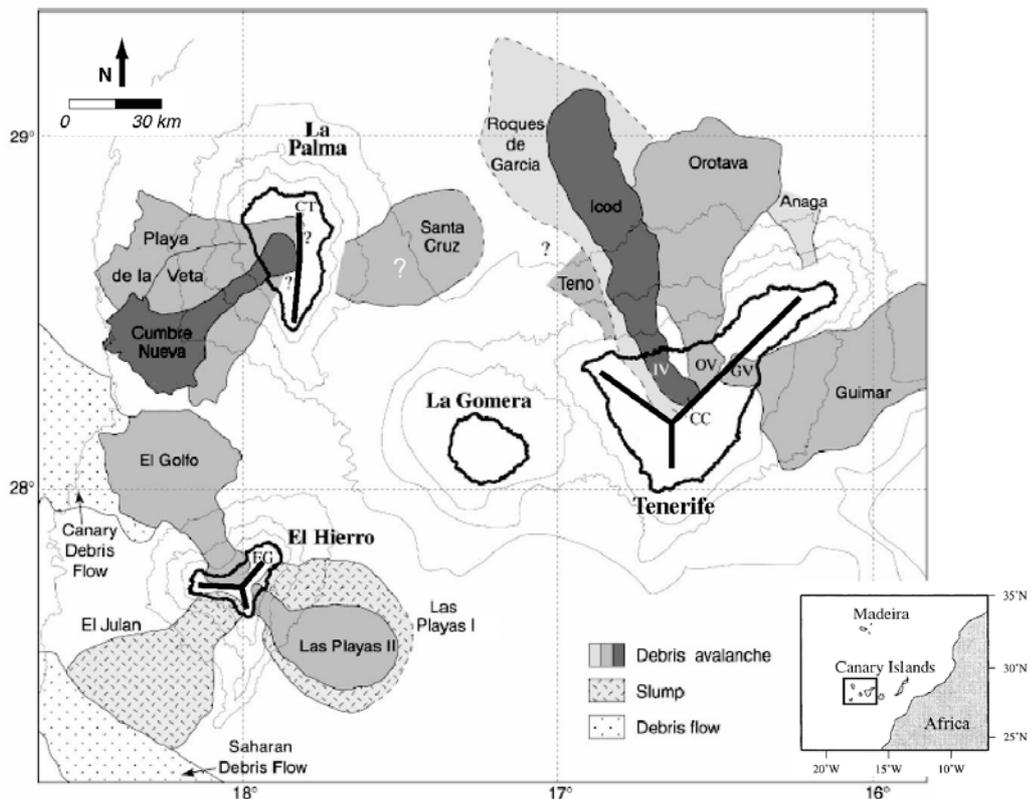


Figure 1-7: Les déstabilisations de flanc des volcans de Tenerife, La Palma et El Hierro (archipel des Canaries). Modifié d'après Masson et al. (2002). Les dépôts de 13 slumps ou avalanches de débris sont reconnus en mer. Les traits noirs épais indiquent la direction des rift zones (d'après Carracedo, 1999).

Les strato-volcans continentaux ou insulaires sont des candidats naturels à la déstabilisation. Ce sont généralement des édifices de forme cônique, à pentes élevées, et leur seule morphologie est un facteur d'instabilité. Plus surprenante est la capacité des volcans boucliers océaniques à se déstabiliser. Ces édifices aux pentes douces, a priori plus stables, connaissent paradoxalement des épisodes d'instabilités majeurs générant, qui plus est, les glissements de flanc et les avalanches de débris parmi les plus importants identifiés sur Terre (archipel d'Hawaii; Moore et al., 1989 et 1994a; Tableau 1-1). Les volcans sous-marins dont la hauteur est supérieure à 2500 m sont également affectés, les édifices plus petits étant généralement plus stables (Mitchell, 2003).

Les déstabilisations de flanc sont des processus de démantèlement récurrents dans la vie des volcans. De nombreux édifices, de tous contextes, ont subi dans leur histoire des destructions multiples de leurs flancs. On peut citer par exemple, les strato-volcans St Augustine, déstabilisé 12 fois en 2.000 ans, de façon cyclique tous les 150 à 200 ans (Figure 1-3; Begét et Kienle, 1992; Begét, 2000), Shiveluch, démantelé au moins 8 fois en 10.000 ans (Figure 1-4; Belousov et al., 1999) ou Stromboli, détruit 5 fois en moins de 35.000 ans (Figures 1-5A et B; Tibaldi, 2001). Ce sont cependant les boucliers océaniques qui illustrent le mieux le caractère récurrent des déstabilisations de flanc. Moore et al. (1994a) cartographient 68 slumps ou avalanches de débris le long des 2200 km de la Ride Hawaïenne. 17 événements sont identifiés entre Kauai et Hawaii (Figure 1-6) et 9 déstabilisations ont affecté les seuls volcans d'Hawaii ces derniers 300.000 ans (Moore et al., 1989). Les îles des Canaries ont été démantelées à au moins 18 reprises, principalement par des avalanches de débris (Ably and Hürlimann, 2000; Krastel et al., 2001). Les volcans de Tenerife, La Palma et El Hierro ont subi au moins 13 événements majeurs (Figure 1-7), la plupart étant antérieur à 2 Ma (Krastel et al., 2001; Masson et al., 2002). En terme de fréquence, les strato-volcans sont détruits plus régulièrement que les boucliers océaniques. Ces derniers nécessitent une période d'édification plus longue pour dépasser le seuil de stabilité.

Les volcans affectés par des épisodes récurrents de déstabilisations sont souvent démantelés selon une direction préférentielle. Les 8 effondrements sectoriels du Shiveluch ont tous eu lieu vers le sud (Figure 1-4; Belousov et al., 1999). Le Stromboli a connu 4 déstabilisations de son flanc nord-ouest ces 13.000 dernières années. La dernière, datée à moins de 5.000 ans, est à l'origine de la Sciarra del Fuoco (Figure 1-5; Tibaldi, 2001). Une grande majorité des déstabilisations du Mauna Loa (Hawaii) ont eu pour origine le flanc sud-ouest du volcan (Figure 1-6; Moore et al., 1989). Ces directions préférentielles soulignent un contrôle structural. L'occurrence d'un premier événement crée au sein d'un édifice une discontinuité structurale qui peut être réactivée en tant que plan de rupture pour un effondrement postérieur. Belousov et al. (1999) soulignent ainsi que la direction des 7 dernières déstabilisations du Shiveluch, de tailles relativement limitées, a été influencée par celle de la première, majeure.

<b>Volcan affecté ou dénomination de l'événement</b>	<b>Age</b>	<b>S (km<sup>2</sup>)</b>	<b>V (km<sup>3</sup>)</b>	<b>H (km)</b>	<b>L (km)</b>	<b>H/L (coeff. friction)</b>	<b>Réf.</b>
<b>STRATO-VOLCANS CONTINENTAUX</b>							
Mont St-Helens (Cascades, USA)	1980	64	2.5	2.55	24	0.11	a,b,c,d
Shiveluch (Kamchatka, Russie)	1964	98	1.5	2	12	0.17	a,b
Bezymianny (Kamchatka, Russie)	1956	30	0.8	2.4	18	0.13	a,b
Bandai (Japon)	1888	34	1.5	1.2	11	0.11	a,b
Unzen (Japon)	1792	15	0.34	0.85	5.7	0.15	a,b
Chaos Craggs (Cascades, USA)	~1650	8	0.15	0.65	5	0.13	a,b
Iriga (Philippines)	1628?	65	1.5	1.05	11	0.1	a,b
Soufrière (Guadeloupe, France)	3 ka	25	0.5	1.35	>9.5	0.14	a,b
Colima (Mexique)	4 ka	900	10-15	4	40	0.1	a,b
Mont Meru (Tanzanie)	7.2 ka	1400	10-20	3.9	50	0.08	a,b
Socompa (Chili)	<10 ka	480-500	36	3	37	0.08	a,b,e
Mont Shasta (Cascades, USA)	300-380 ka	675	45	3.55	50	0.07	a,b,f
<b>VOLCANS BOUCLIERS OCEANIQUES</b>							
<b>ARCHIPEL DES CANARIES:</b>							
El Golfo (El Hierro)	13-17 ka	1500	150-180	5	65	0.076	g,h
Las Playas II (El Hierro)	145-176 ka	950	<50	4.5	50	0.09	h
El Julan (El Hierro)	>160 ka	1800	130?	4.6	60	0.077	h,i
Cumbre Nueva (La Palma)	125-536 ka	780	95	6	80	0.075	g,j
Playa de la Veta (La Palma)	800-1000 ka	2000	650?	6	80	0.075	g,j
Icod (Tenerife)	150-170 ka	1700	150?	6.8	105	0.065	g,k
Orotova (Tenerife)	540-690 ka	2100	500?	6.6	90	0.073	g,l,m
<b>ARCHIPEL D'HAWAII:</b>							
Alika I (Hawaii)	200-250 ka	2300	400	4.8	88	0.054	n,o,p
Alika II (Hawaii)	112-127 ka	1700	200	4.8	95	0.05	n,o,p
Wailau (Molokai)	1.5 Ma	13000	1500	~4.6	<195	0.02	o,q,r
Nuuanu (Oahu)	2.1-2.2 Ma	23000	3000-5000	~4.6	235	0.021	o,q,s
Kaena (Oahu)	3.6 Ma	3900	?	>3	90	0.03	o
North Kauai (Kauai)	~5 Ma	14000	1400	~4	140	0.028	o
South Kauai (Kauai)	~5 Ma	6800	?	~4	110	0.036	o

**Tableau 1-1: Tableau synthétique de quelques-unes des avalanches de débris les plus importantes observées sur les strato-volcans ou sur les boucliers d'Hawaii et des Canaries.** S- Surface couverte par les dépôts d'avalanches de débris en km<sup>2</sup>, V- Volume de produits impliqués en km<sup>3</sup>, H- Hauteur de chute (différence d'altitude entre l'escarpement source et la base du dépôt d'avalanche de débris) en km, L- Distance parcourue en km. Le rapport H/L correspond au coefficient de friction. *Références:* a- Siebert, 1984, b- Siebert et al., 1987, c- Lipman et Mullineaux, 1981, d- Voight et al., 1981, e- van Wyk de Vries et al., 2001a, f- Crandell, 1989, g- Masson et al., 1998, h- Masson et al., 2002, i- Holcomb et Searle, 1991, j- Urgeles et al., 1999, k- Cantagrel et al., 1999, l- Marti, 1998, m- Watts et Masson, 1995, n- Lipman et al., 1988, o- Moore et al., 1989, p- McMurtry et al., 1999, q- Satake et al., 2002, r- Clague et al., 2002, s- Moore et al., 1994a.

## **II.2. Propriétés et caractéristiques des avalanches de débris**

Nous proposons, dans cette sous-partie, de se focaliser sur le phénomène avalanche de débris. Ces déstabilisations de flanc catastrophiques correspondent en effet aux événements les plus couramment observés sur les volcans de tous contextes, sur les boucliers océaniques en général et à La Réunion tout particulièrement, comme nous le verrons dans la seconde partie du mémoire (cf Part. 2).

### *II.2.1. Caractéristiques physiques*

#### **II.2.1.1 Taille**

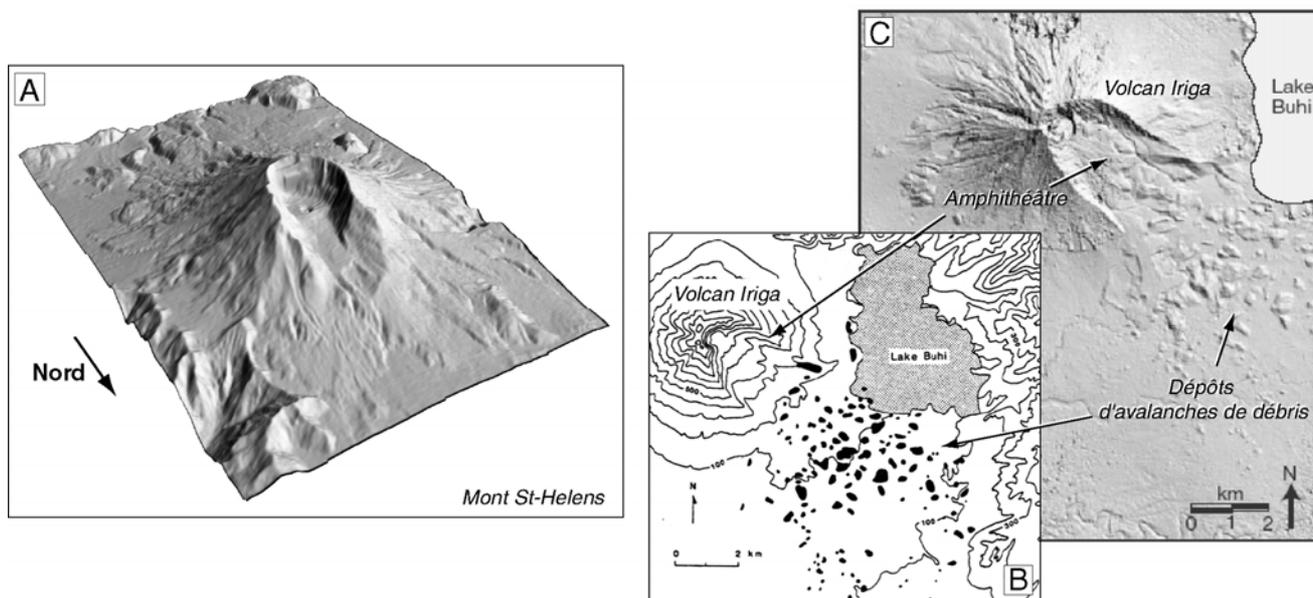
Le tableau 1-1 synthétise quelques-unes des avalanches de débris majeures observées sur les volcans terrestres. Il souligne le contraste, en terme de taille (volume impliqué et surface des dépôts), entre les strato-volcans continentaux ou insulaires et les volcans boucliers océaniques. Les strato-volcans subissent des événements impliquant des volumes souvent supérieurs à 1 km<sup>3</sup> et excédant exceptionnellement 10 km<sup>3</sup>. Ces déstabilisations sont cependant très limitées si on considère celles affectant les boucliers océaniques dont les volumes déplacés dépassent d'un voire de deux ordres de grandeur ceux des strato-volcans. L'événement le plus important observé sur terre est ainsi l'avalanche de débris de Nuuanu sur l'île de Oahu (archipel d'Hawaii), où 3000 à 5000 km<sup>3</sup> de matériaux ont été déplacés (Moore et al., 1994a, Satake et al., 2002). Ce contraste remarquable peut s'expliquer par une fréquence plus élevée des épisodes de déstabilisation des strato-volcans (cf § II.1.), mobilisant ainsi des volumes moindres mais aussi par un enracinement plus important des épisodes affectant les boucliers.

#### **II.2.1.2 Mobilité**

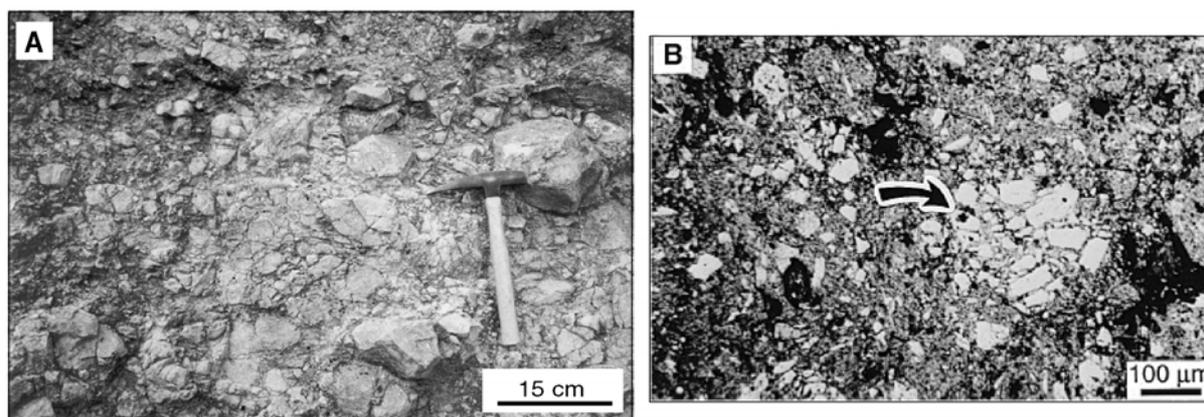
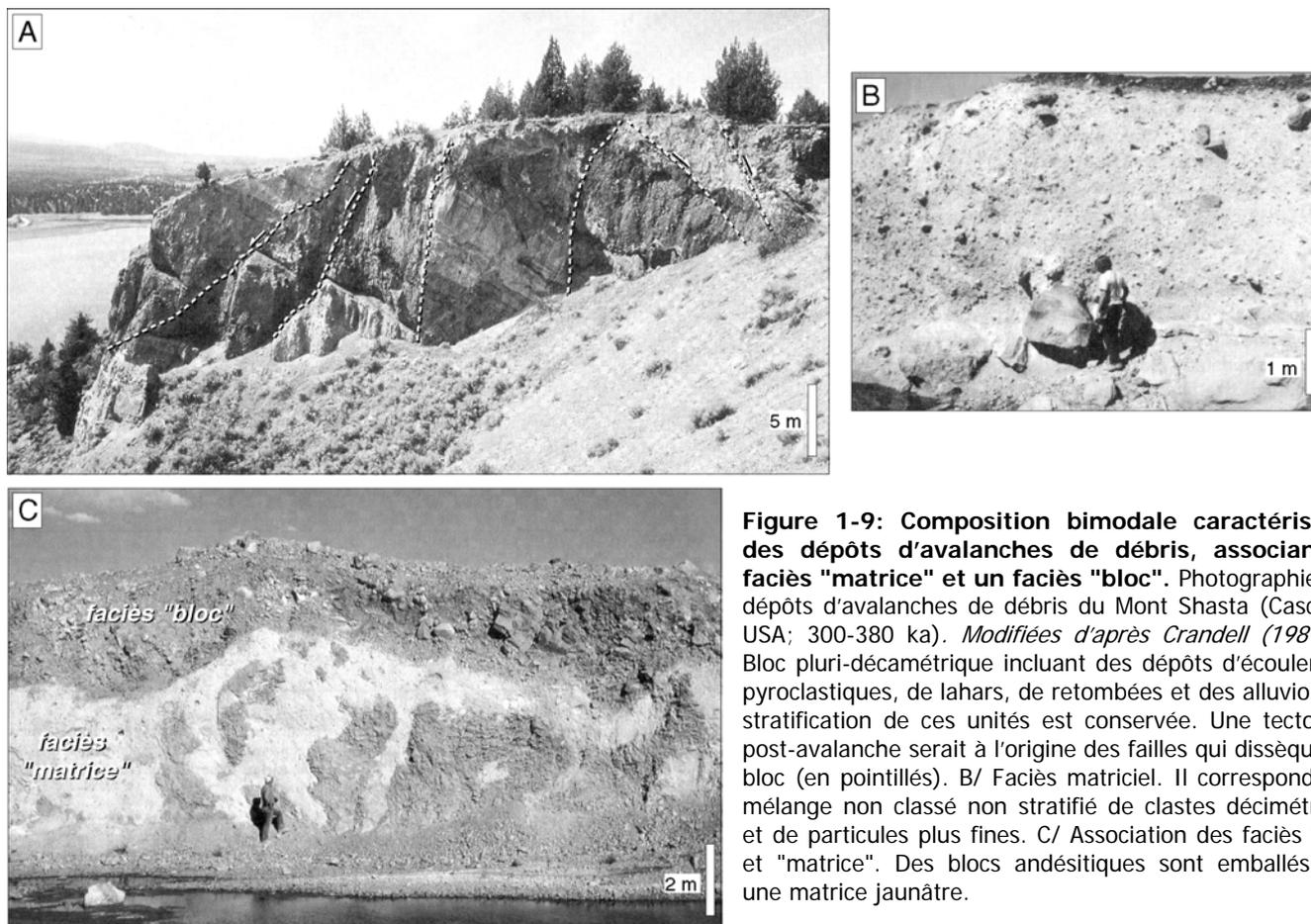
Les avalanches de débris se caractérisent par une très grande mobilité (Ui, 1983 et 2000; Siebert, 1984; Ui et al., 1986; Siebert et al., 1987). Elles déplacent des masses énormes de matériaux sur des distances importantes, de l'ordre de 10 fois la hauteur de chute en contexte continental (coefficient de friction  $H/L \sim 0.1$ ) et jusqu'à 40 fois en contexte océanique ( $0.02 < H/L < 0.07$ ; Tableau 1-1). Elles gravissent des barrières topographiques de plusieurs centaines de mètres de haut (Voight et al., 1981; Moore et al., 1989 et 1994a) et peuvent atteindre des vitesses de 100 m.s<sup>-1</sup> (Siebert, 1984 et 1992; Mc Guire, 1996). Plusieurs théories ont été proposées pour expliquer cette extrême mobilité. Elles incluent l'influence de la collision entre les particules (Hsü, 1975), la formation d'une couche d'air comprimé sous la masse déplacé (Kent, 1966; Shreve, 1968), un phénomène basal de fluidisation mécanique ou acoustique (Howard, 1973; Goguel, 1978; Melosh, 1979) ou de fusion (Erismann, 1979), la présence de gaz ou de fluides hydrothermaux sous pression dans les avalanches de débris volcaniques (Ui, 1983; Voight, 1983) ou encore les effets de l'hydroplaning pour les événements déclenchés en mer ou en domaine côtier (Mohrig et al., 1998; Hürlimann et al., 2000).

### II.2.2. Morphologie de la zone source

La zone source d'une avalanche de débris est typiquement une structure en amphithéâtre ou en fer à cheval, large de 1 à 15 km et profonde de plusieurs centaines de m (Figure 1-8; Siebert, 1984). Elle est généralement délimitée par des failles bordières sub-parallèles, parfois divergentes vers l'aval. En contexte d'île, l'escarpement source d'une déstabilisation se prolonge souvent par une dépression ou un chenal sous-marin. A Stromboli par exemple, un chenal de 800 à 900 m de large en moyenne et de 7 km de long est reconnue en mer, directement en face de la Sciara del Fuoco (Figure 1-5C; Kokelaar et Romagnoli, 1995; Tibaldi, 2001). Sa formation est liée à la déstabilisation récurrente du flanc ouest du volcan et à l'épanchement systématique des produits d'avalanches de débris dans ce secteur de l'île (cf § II.1.). Des structures similaires sont identifiées à Hawaï (Moore et Chadwick, 1995; McMurtry et al., 1999), aux Canaries (à El Hierro par exemple; Gee et al., 2001) et à La Réunion, sur le flanc est du Piton de La Fournaise (le Chenal Vincent; Lénat et al., 1989 et 1990; Cochonat et al., 1990; Labazuy, 1991 et 1996; cf Part. 2, Chap. 1, § II.3.2 et Chap. 3, § II.2.4.). L'escarpement source des déstabilisations de flanc les plus anciennes n'est pas toujours évident dans la morphologie des édifices affectés. Il est souvent disséqué par l'érosion ou dissimulé par les produits de l'activité volcanique ultérieure. Il constitue, dans ce second cas, une discontinuité majeure dans la structure du volcan qui peut être réactivée dans le déclenchement de déstabilisations postérieures ou servir de guide au démantèlement par érosion de l'édifice (Oehler et al., 2004a).

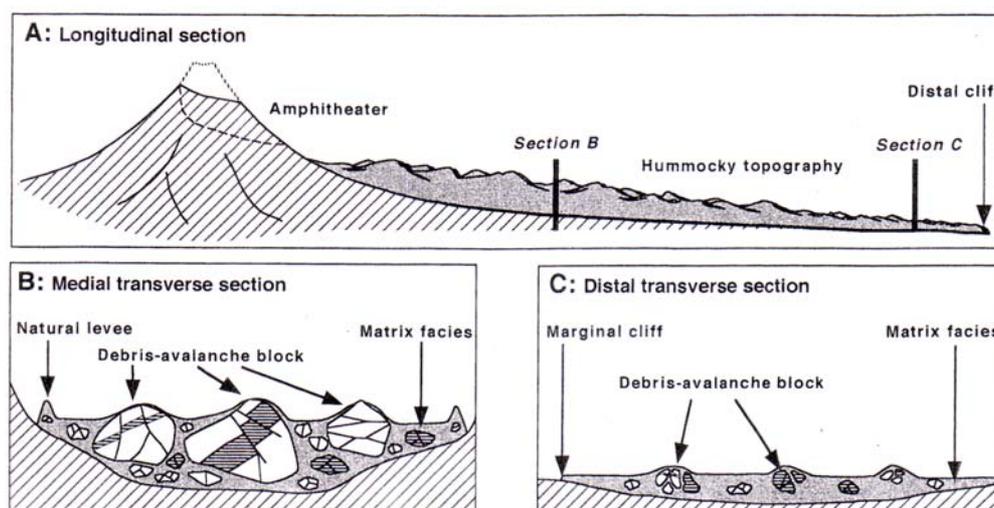


**Figure 1-8: Exemples caractéristiques d'amphithéâtres d'avalanches de débris.** A/ Image ombrée (illumination depuis le nord-ouest) représentée à 3 dimensions du volcan Mont Saint-Helens (Cascades, USA). L'avalanche de débris du 18 mai 1980 (Lipman et Mullineaux, 1981) a eu pour conséquence la destruction du flanc nord du volcan et la formation d'une structure en amphithéâtre de 2 km de large, 3.5 km de long et de 500-700 m de profondeur. Le MNT du volcan Mont Saint-Helens est extrait de la bibliothèque Surfer (Golden Software). B/ C/ Amphithéâtre et dépôts d'avalanche de débris du volcan Iriga (Philippines). Modifié d'après Siebert et al. (1987) et Lagmay et al. (2000). L'avalanche de débris, dont l'occurrence est située vers 1628, est à l'origine d'un amphithéâtre de 2.1 km de large, 3.5 km de long et 100 à 300 m de profondeur.

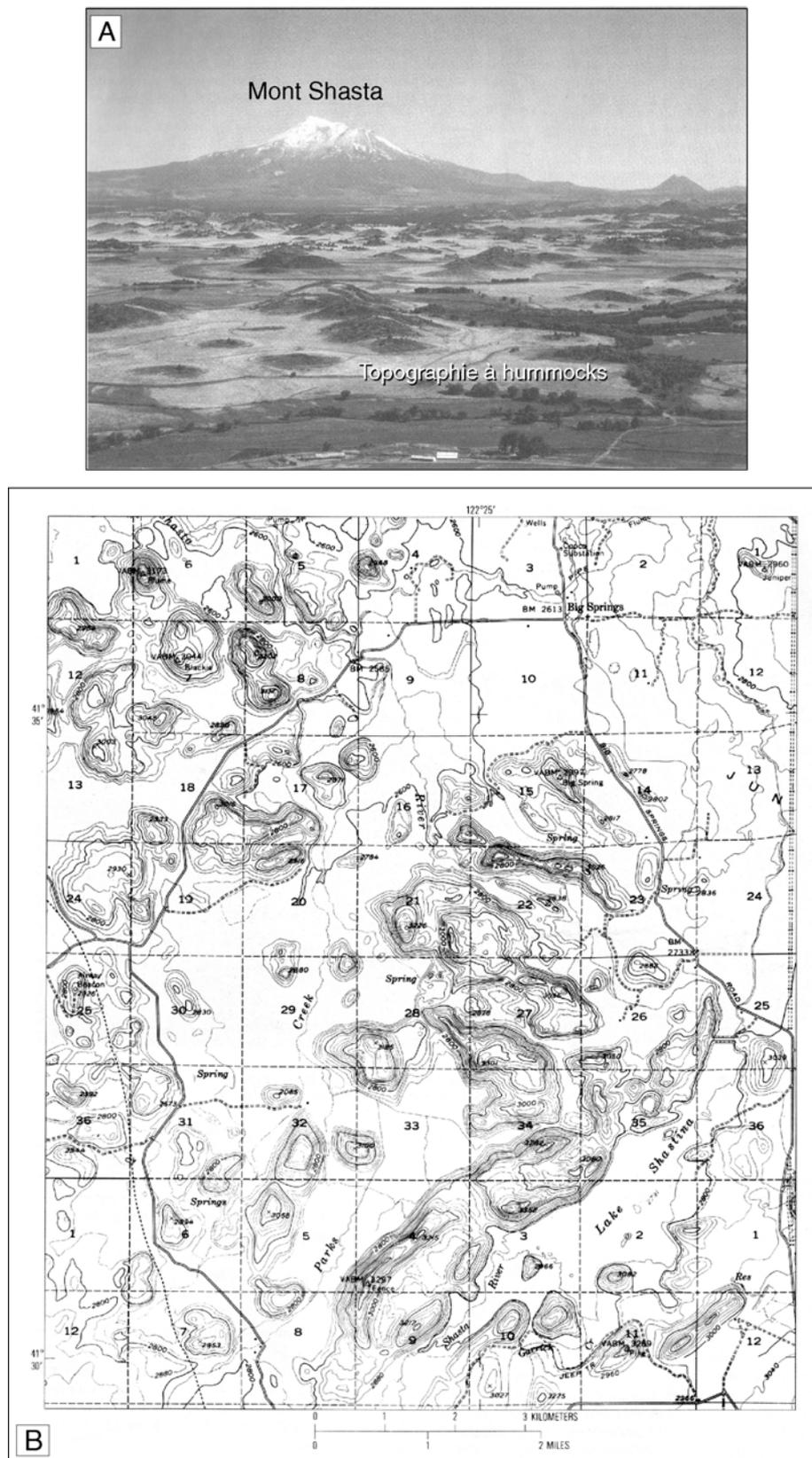


### II.2.3. Géologie et morphologie des dépôts

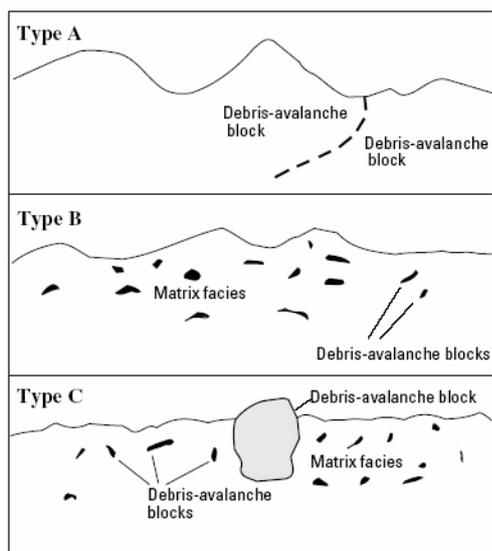
Les dépôts d'avalanches de débris consistent en un mélange de débris constitué principalement de matériaux lithiques issus du volcan mais aussi de matériaux juvéniles qui peuvent être présents si la déstabilisation est associée à une éruption (Siebert, 1984). Il s'agit essentiellement de formations bréchiques de composition bimodale, associant un faciès "bloc" et un faciès "matrice" (Figure 1-9). Le faciès "bloc" correspond à des fragments du cône volcanique détruit (Figures 1-9A et C). Leur taille varie de quelques m à plusieurs centaines de m en contexte continental et plusieurs km en contexte océanique; on parle alors de méga-blocs (Ui, 1983). La texture et la stratification originelles des blocs d'avalanches de débris sont souvent conservées suggérant un comportement laminaire de l'écoulement qui constitue l'avalanche de débris (Voight et al. 1981; Glicken et al. 1981). Les blocs sont cependant très largement fracturés et déformés. Les figures caractéristiques de dislocation et d'éclatement "en puzzle" (ou "jigsaw cracks"; Figure 1-10; Ui, 1983; Siebert, 1984) identifiées à toutes les échelles dans les dépôts témoignent de la pulvérisation et de la désagrégation progressive des blocs au sein de l'avalanche au cours du transport. Elles résultent de la collision entre éléments et de phénomènes de vibrations internes à l'écoulement (Ui et al., 1986; Glicken, 1996; Bachèlery et al., 2003). La désintégration des blocs est à l'origine du faciès "matrice". Il consiste en un mélange non classé, non stratifié, de clastes de taille centimétrique à décimétrique et de fragments fins pulvérisés, généralement de même composition que les blocs environnants (Figure 1-9B). L'architecture des dépôts d'avalanches de débris se caractérise ainsi par une diminution de la densité et de la taille des blocs et une augmentation corrélée de la proportion de matrice, à mesure que l'on s'éloigne de l'édifice déstabilisé (Figure 1-11; Ui, 1983; Siebert, 1984; Ui et al., 2000).



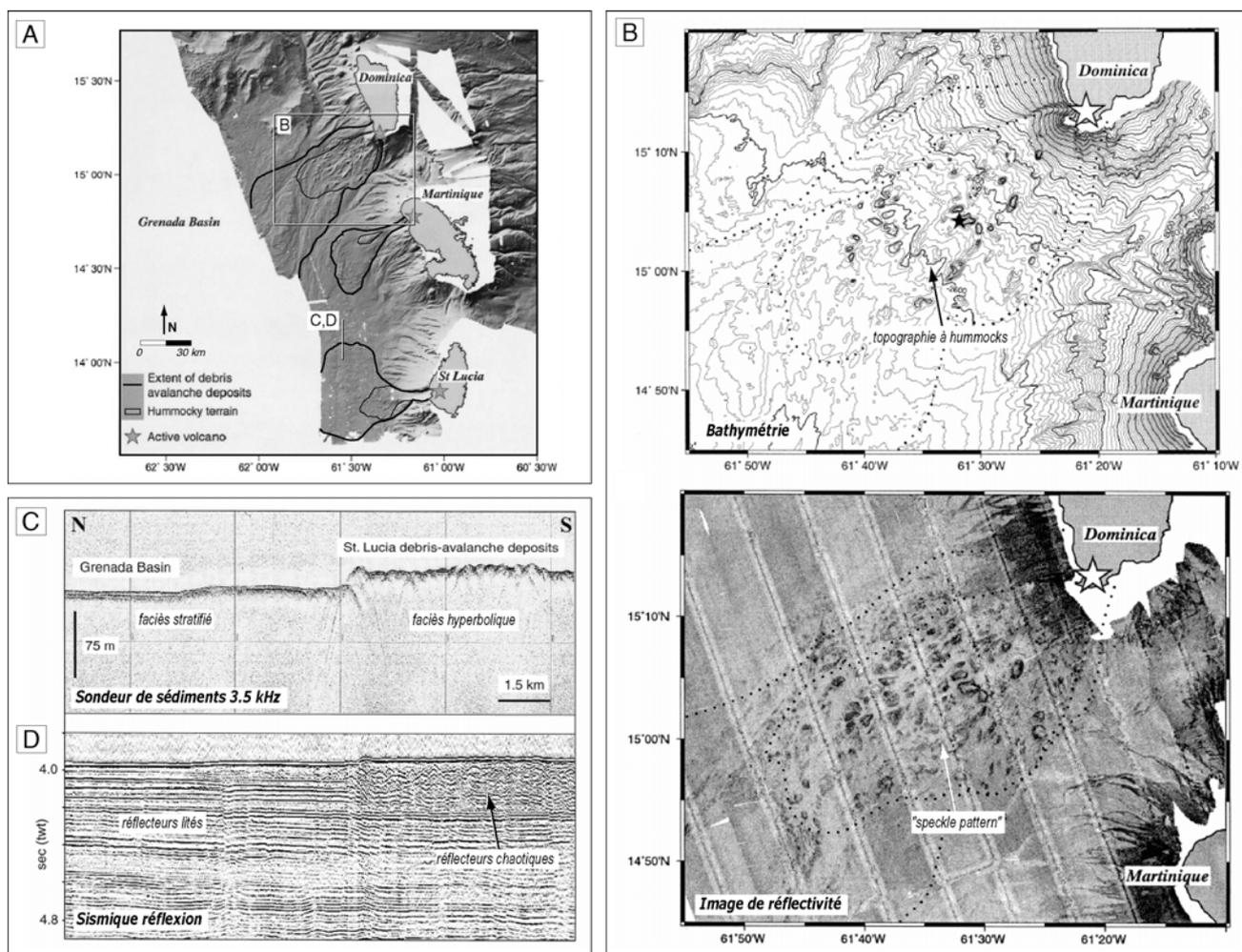
**Figure 1-11: Section schématique d'un dépôt d'avalanche de débris.** D'après Ui et al. (2000). A/ Section longitudinale de la zone source en amphithéâtre à la zone distale du dépôt. B/ Section transversale de la partie médiane du dépôt. C/ Section transversale de la partie distale. La taille des blocs d'avalanches de débris (et des hummocks) décroît de la source vers la zone distale des dépôts.



**Figure 1-12: Topographie chaotique à hummocks des dépôts d'avalanches de débris du Mont Shasta** (Cascades, USA; 300-380 ka). *D'après Crandell (1989).* A/ Vue sur le Mont Shasta depuis le sud. B/ Carte topographique des dépôts. Le secteur présenté est localisé à environ 20 km au nord-ouest du volcan. Les courbes de niveaux sont représentées tous les 40 m. Les hummocks sont hauts de 200-300 m en moyenne.



**Figure 1-13: Les trois types de hummocks.** D'après Glicken (1996). Type A- Hummocks de faciès "bloc" sans faciès "matrice". Type B- Hummocks de faciès "matrice" prédominant. Type C- Hummock de faciès "bloc" protubérant. Voir texte pour plus de détails.



**Figure 1-14: Signature géophysique caractéristique des dépôts d'avalanche de débris en mer.** Exemple sur des données acquises au large des îles des Petites Antilles. Modifiées d'après Deplus et al. (2001). A/ Extension des dépôts d'avalanches de débris des îles de la Dominique, Martinique et de Sainte-Lucie. B/ Bathymétrie et imagerie multifaisceaux au large de l'île de la Dominique. Les dépôts d'avalanches de débris sont caractérisés par une topographie à hummocks et une signature acoustique mouchetée ("speckle pattern"). C/ D/ Profils sismiques 3.5 kHz (sondeur de sédiments; C) et réflexion (D) à la limite de l'avalanche de débris de Ste-Lucie. La morphologie irrégulière des dépôts d'avalanches de débris est soulignée par des hyperboles de diffraction en sismique 3.5 kHz et la présence de réflecteurs chaotiques en sismique réflexion.

La morphologie des dépôts d'avalanches de débris est discriminante dans la reconnaissance de ce type de formations. Elle se caractérise (1) par la présence de rides longitudinales, transverses et de levées latérales, mais surtout (2) par une topographie chaotique à hummocks, marquée par une succession de petites collines de taille variable (échelle métrique à kilométrique en fonction des dépôts), séparées par des dépressions (Figures 1-11 et 1-12; Glicken, 1982; Siebert, 1984; Ui et al., 2000). Glicken (1991 et 1996) définit trois types de hummocks en fonction de l'organisation des faciès "bloc" et "matrice" (Figure 1-13). Les hummocks de *type A* sont uniquement composés de blocs jointifs sans faciès matriciel dans les espaces inter-hummocks. Au contraire, le faciès matriciel est le constituant principal des hummocks de *type B*. Les blocs, de taille relativement limitée, sont épars. Les hummocks de *type B* sont généralement plus petits que les précédents. Les hummocks de *type C* correspondent à des blocs d'avalanches de débris protubérants, emballés dans la phase matricielle. Différents mécanismes sont proposés pour expliquer la formation des hummocks. Ils incluent (1) la décélération du matériel impliqué par des phénomènes de cisaillement basaux ou latéraux ou (2) le développement d'un système de horsts et de grabens (les hummocks correspondant aux horsts) au sein de l'écoulement lors de collision entre blocs ou par l'étalement latéral des produits impliqués dans l'avalanche de débris (Voight et al., 1981 et 1983; Glicken, 1996).

#### II.2.4. Outils et critères de reconnaissance en mer

En mer, les dépôts d'avalanches de débris présentent une signature géophysique particulière à la fois sur les données bathymétriques, d'imagerie acoustique et sismiques (Figure 1-14; Lipman et al., 1988; Moore et al., 1989 et 1994a; Holcomb et Searle, 1991; Watts et Masson, 1995; Urgeles et al., 1997 et 1999; Le Friant, 2001; Deplus et al., 2001; Krastel et al., 2001; Gee et al., 2001; Masson et al., 2002; Oehler et al., 2004a): (1) La bathymétrie donne une image de la topographie des fonds sous-marins (Figure 1-14A). La morphologie caractéristique des dépôts d'avalanches de débris reconnue à terre (topographie à hummocks, rides et levées latérales, cf § II.2.3.) est également observée en mer. (2) Sur les images de réflectivité, les zones d'accumulation de produits d'avalanches de débris sont définies par un faciès moucheté ou "speckle pattern" (Figure 1-14B). Ce faciès est la conséquence d'une réponse acoustique contrastée entre les blocs protubérants et les produits plus fins environnants issus de la sédimentation pélagique (Le Friant, 2001; Deplus et al., 2001; Oehler et al., 2004a). Les blocs sont généralement caractérisés par de fortes valeurs de réflectivité dues à leur forme angulaire et à l'existence de multiples facettes orientées perpendiculairement aux faisceaux incidents. (3) En sismique 3.5 kHz (sondeur de sédiments; Figure 1-14C), la surface irrégulière des dépôts d'avalanches de débris est à l'origine d'une signature hyperbolique typique soulignant la présence de nombreux points de diffraction (Le Friant, 2001). (4) La sismique réflexion (Figure 1-14D) met en évidence la structure chaotique des dépôts d'avalanches de débris. Les réflecteurs sont désorganisés et diffractent l'essentiel de l'énergie acoustique (Le Friant, 2001; Deplus et al., 2001). Ils contrastent fortement avec les formations sédimentaires litées.

### III. ORIGINES DES DESTABILISATIONS DE FLANC

---

Malgré les nombreuses études menées depuis le début des années 1980 et l'éruption du Mont Saint-Helens (Lipman et Mullineaux, 1981; Glicken et al., 1981; Voight et al., 1981), les mécanismes à l'origine de l'instabilité des édifices volcaniques et de la déstabilisation consécutive de leurs flancs restent mal compris. Mitchell et al. (2002) soulignent que l'état d'instabilité d'un volcan résulte de l'action combinée de multiples facteurs dont l'importance relative est difficile à évaluer. Ces facteurs sont de diverses natures mais principalement liés à l'activité et à la structure du volcan (*facteurs endogènes*) ou à son environnement (*facteurs exogènes*).

#### III.1. Facteurs endogènes

##### III.1.1. Facteurs liés à l'activité du volcan

Les mécanismes associés à l'activité volcanique et les forces mises en jeu lors des éruptions jouent un rôle prépondérant dans l'instabilité et la déstabilisation des édifices. Ils incluent:

- **les intrusions de dykes** (McGuire et al., 1990; Iverson, 1995; Elsworth et Voight, 1995; Elsworth et Day, 1999) **ou de sills** (Adushkin et al., 1995; Delemen, 1995), **couplées ou non à l'activité d'une rift zone** (Swanson et al., 1976; Duffield et al., 1982; Siebert, 1984; Lipman et al., 1985; Dvorak et al., 1986; Dieterich, 1988; Carracedo, 1994, 1996 et 1999; McGuire, 1996). Les intrusions répétées de magma au sein des rift zones induisent le déplacement et la déformation progressive du flanc libre du volcan qui se retrouve déstabilisé lorsque le seuil de rupture est franchi. Les déstabilisations se déclenchent classiquement dans la direction normale à la direction principale d'intrusions, dans le cas de l'activité d'une unique rift zone, comme par exemple à Stromboli (Figure 1-5) ou à La Palma (Canaries; Figure 1-7). Lorsque plusieurs zones d'intrusions privilégiées sont actives, celles-ci englobent le (ou les) secteur(s) instable(s) ou déstabilisé(s) du volcan. Les exemples sont nombreux, les plus significatifs étant les volcans d'El Hierro ou de Tenerife (Canaries; Figure 1-7), d'Hawaï et de Oahu (Hawaï; Figure 1-6) ou le Piton de La Fournaise à La Réunion (cf Part. 2, Chap. 1, § II.1.2 et II.3.2 et Figure 2-14);

- **l'intrusion d'un cryptodôme** dans les éruptions de type Bezymianny ou Mont Saint-Helens (Siebert et al, 1987; Lipman et Mullineaux, 1981; Donnadieu et al., 2001). Elle provoque la déformation et le gonflement du flanc concerné, et à terme sa déstabilisation associée à un blast latéral;

- **la surcharge et l'accentuation des pentes lors de l'accumulation des produits volcaniques** (Siebert, 1984; Delaney et al., 1990; McGuire, 1996);

- **les éruptions phréatiques** de type Bandai (Siebert et al., 1987). La déstabilisation est déclenchée et/ou associée à des explosions dues à la détente brutale des gaz sous pression du système hydrothermal;

- **les effondrements caldériques** (Marti et al., 1997; Hürlimann et al., 1999a). Selon les auteurs, la formation de la caldéra de Las Canadas sur l'île de Tenerife (Canaries) serait à l'origine des déstabilisations de flanc de Icod et de La Orotava (Tableau 1-1 et Figure 1-7). Hürlimann et al. (1999a) soulignent cependant, sur la base de modélisations numériques, que les processus d'inflation de la chambre magmatique, d'effondrement vertical de son toit et le choc sismique résultant sont nécessaires au déclenchement d'une déstabilisation.

- **la sismicité** d'origine volcanique et/ou tectonique (Sekiya et Kikuchi, 1889; Gorshkov, 1959; Tilling et al., 1976; Voight, 1981; Endo et al., 1981; Voight et al., 1983; Lipman et al., 1985).

### *III.1.2. Facteurs liés à la structure du volcan*

L'instabilité d'un volcan peut être uniquement liée à des processus gravitaires et trouver son origine dans la présence, au sein même de la structure de l'édifice, de plans de faible résistance qui diminuent la cohésion d'ensemble. Ces horizons faibles correspondent à:

- **des zones d'altération hydrothermale** (Lopez et Williams, 1993; Day, 1996; van Wyk de Vries et al, 2000; Kerle et van Wyk de Vries, 2001; Reid et al. 2001; Cecchi et al., 2005). Les intenses circulations de fluides associées à l'activité hydrothermale altèrent et fragilisent le cœur des édifices par dissolution des matériaux constitutifs et précipitation de minéraux gypseux et argileux, de rhéologie ductile (Lopez et Williams, 1993). Le fluage de ces zones altérées affaiblies, sous leur propre poids et la charge de l'édifice, peut conduire à la déstabilisation des strato-volcans, comme par exemple le volcan Casita (van Wyk de Vries et al, 2000; Kerle et van Wyk de Vries, 2001; Cecchi et al., 2005) ou le Mont Rainier (Reid et al. 2001);

- **des cumulats d'olivines** (Clague et Denlinger, 1994). Les auteurs proposent que la déformation ductile latérale de cumulats chauds d'olivine, situés sous le sommet et les rift zones du Kilauea (Hawaii), exerce une pression constante sur le flanc libre du volcan par conséquent instable. Le champ de contrainte extensif généré facilite les intrusions de dykes, ce qui amplifie le déplacement progressif du flanc sud du Kilauea vers la mer (slump d'Hilina; Figure 1-6);

- **des niveaux hyaloclastiques** (Duffield et al., 1982; Moore, 2001; Garcia et Davies, 2001; van Wyk de Vries et al., 2003; Oehler et al., 2004b), **volcaniclastiques** comme par exemple, des brèches d'avalanches de débris de déstabilisations antérieures (Cantagrel et al., 1999; Masson et al.,

2002; Bachèlery et al., 2003) ou des deltas volcano-sédimentaires (Lipman et al., 2002; Oehler et al., 2004b), **pyroclastiques** (Siebert, 1984) ou **des paléosols argileux** (Hürlimann et al., 1999b et 2001), inclus dans la structure de l'édifice et qui peuvent constituer des plans de décollement.

La diminution de la résistance des matériaux est également liée à l'**augmentation de la pression fluide** dans les pores des roches. Cette variation de pression peut jouer le rôle de déclencheur de déstabilisations de flanc. Elle est due aux intrusions ou à l'activité hydrothermale (Elsworth et Voight, 1995; Day, 1996) mais aussi à des facteurs exogènes tels d'importantes précipitations (Kerle et van Wyk de Vries, 2001; Masson et al., 2002; Clague et Moore, 2002) ou une élévation du niveau marin pendant les périodes inter-glaciaires (McMurtry et al., 2004a).

### **III.2. Facteurs exogènes**

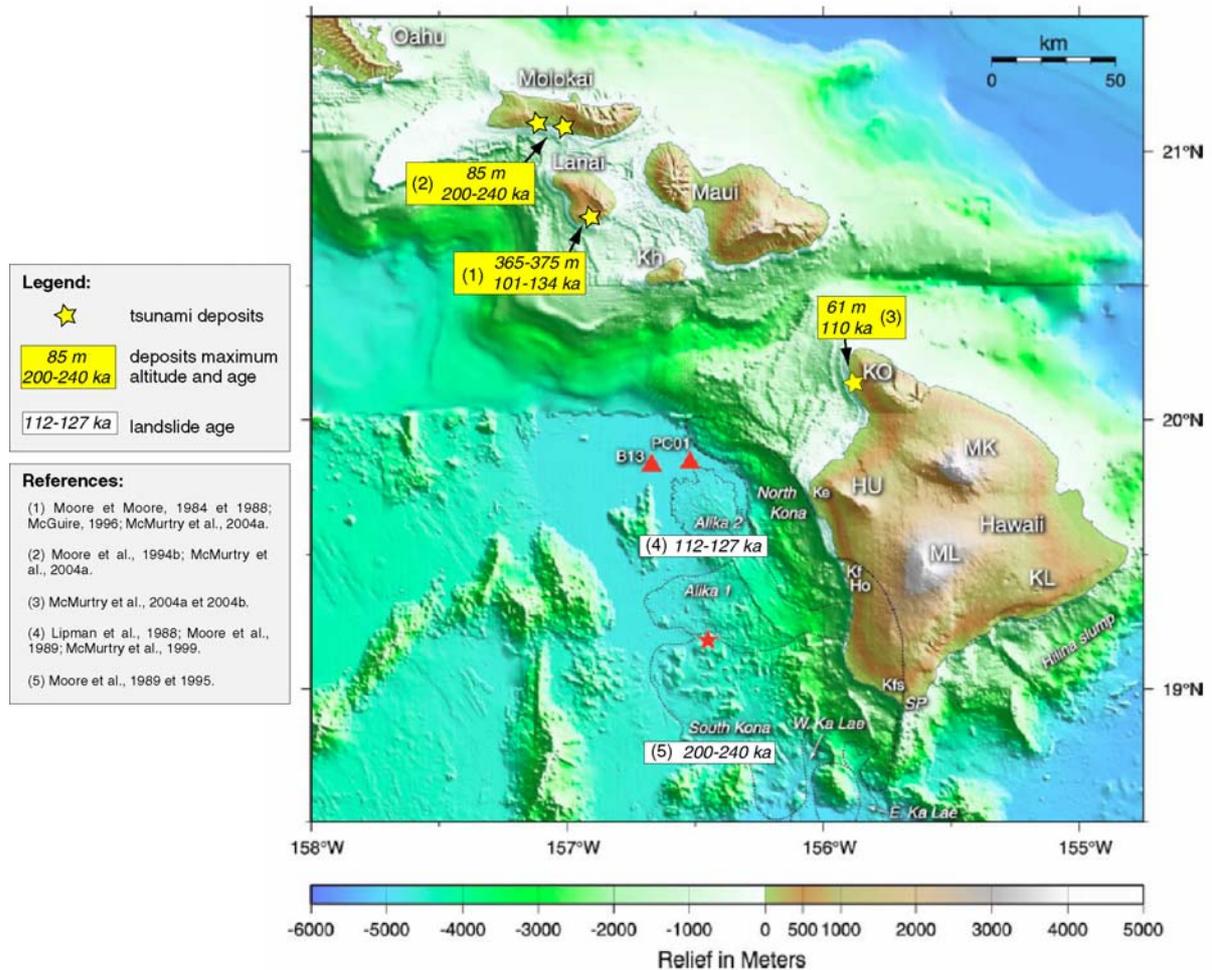
Parmi les facteurs exogènes contribuant à l'instabilité et à la déstabilisation des volcans cités dans la littérature, nous retiendrons:

- **l'étalement gravitaire** (ou **gravitational spreading**) du volcan sur son substratum (Borgia et Treves, 1992; Borgia et al., 1992 et 2000; Borgia, 1994; Merle et Borgia, 1996; van Wyk de Vries et Borgia, 1996; van Wyk de Vries et Francis, 1997; van Wyk de Vries et al., 2001a). La présence d'une couche ductile à la base de l'édifice a pour effet (1) la déformation et l'expulsion latérale de ce niveau faible sous le poids du volcan et (2) la déformation consécutive de l'édifice sus-jacent (Merle et Borgia, 1996). Le processus peut être à l'origine de la déstabilisation des flancs des strato-volcans. Les avalanches de débris des volcans Mombacho (van Wyk de Vries et Francis, 1997) et Socompa (van Wyk de Vries et al., 2001a) sont ainsi interprétées comme le résultat de l'étalement gravitaire des édifices sur des horizons ignimbricitiques ductiles. Dans le cas des volcans boucliers, le processus, couplé à l'activité d'une rift zone (on parle de "**volcanic spreading**"; Borgia, 1994) conduit à la génération de slumps. Selon certains auteurs, le slump d'Hilina (Hawaii; Figure 1-6) pourrait résulter de l'étalement gravitaire du flanc sud du Kilauea sur les sédiments pélagiques anté-volcanisme (Lipman et al., 1985; Borgia et Treves, 1992; Moore et al., 1994a);

- **l'eustatisme** et en particulier la baisse du niveau marin (McGuire, 1996; Urgeles et al., 1997; Hürlimann et al., 1999a; Ablay et Hürlimann, 2000). La mer joue le rôle de contrefort et stabilise les flancs des volcans côtiers ou océaniques. L'instabilité des édifices se trouvent donc accrue lorsqu'elle baisse pendant les phases glaciaires. Elle est encore amplifiée par (1) l'érosion périphérique due à l'abrasion marine (Ablay et Hürlimann, 2000) mais également par (2) l'érosion fluviale, à l'origine de canyons profonds qui ont tendance à réduire la résistance au cisaillement des flancs de l'édifice (Hürlimann et al., 1999a). Les auteurs précisent que ces canyons peuvent constituer les limites latérales de futures déstabilisations;

- **la réactivation de failles du substratum** (Lagmay et al., 2000; Vidal et Merle, 2000; Merle et al., 2001). Les modélisations analogiques montrent que la réactivation d'une faille verticale sous un édifice peut générer une déstabilisation de flanc dans la direction normale à la faille (Vidal et Merle, 2000; Merle et al., 2001). Lorsque deux failles verticales conjuguées (situées à 140° l'une de l'autre dans les modèles) sont réactivées, deux déstabilisations opposées sont susceptibles de se déclencher. Le jeu d'un décrochement peut conduire à l'effondrement du volcan selon une direction parallèle à la faille (Lagmay et al., 2000).

Nous reviendrons sur certains points abordés, à savoir l'étalement gravitaire et l'influence de plans de faible résistance inclus dans la structure des édifices, dans un article publié dans *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Oehler et al., 2005) et présenté dans la troisième partie de ce mémoire (cf Part. 3, Chap. 2).



**Figure 1-15: Localisation et datations des dépôts de tsunamis sur les îles d'Hawaii.** Les formations reconnues à Lanai et Hawaii seraient associées à l'avalanche de débris Alika II. Celles identifiées à Molokai pourraient résulter d'un effondrement partiel du slump South Kona. La figure servant de support est extraite de McMurtry et al. (2004a). Les triangles rouges localisent les forages utilisés pour dater l'avalanche de débris d'Alika II (McMurtry et al., 1999); l'étoile rouge les échantillons récupérés lors de plongées pour dater l'événement South Kona (Moore et al., 1995). ML- Mauna Loa, MK- Mauna Kea, HU- Hualalai, KO- Kohala, KL- Kilauea, Kh- Kahoolawe, Ke- Keahole Point, Kf- Kealakekua fault, Kfs- Kahuku fault system, SP- South Point, Ho- Hookena.

## IV. ALEAS ET RISQUES ASSOCIES AUX DESTABILISATIONS DE FLANC

---

De nombreux aléas sont associés aux déstabilisations de flanc des volcans. Parmi eux, les avalanches de débris, les blasts, les lahars et les tsunamis représentent certainement les risques majeurs pour les zones habitées situées à proximité des édifices affectés. (1) Les **avalanches de débris** sont des écoulements dévastateurs, extrêmement mobiles et rapides, qui peuvent se propager sur plusieurs centaines de km<sup>2</sup> (cf § II.2.1. et Tableau 1-1). (2) Si la déstabilisation est liée à une activité éruptive, la décompression brutale des gaz magmatiques contenus dans un dôme ou un cryptodôme et/ou de la vapeur d'eau du système hydrothermal peut générer un **blast latéral** destructeur (éruptions de type Bezymianny ou Bandaï; cf § III.1.1; Siebert et al., 1987). (3) Les **lahars** peuvent être générés à partir des avalanches de débris par addition d'eau au cours du déplacement ou déclenchés a posteriori en conséquence d'importantes précipitations (McGuire, 1996; Kerle et van Wyk de Vries, 2001). (4) Les déstabilisations de flanc peuvent être à l'origine de raz de marées gigantesques (**tsunamis**) formés lors de l'entrée en mer de produits d'avalanches de débris ou à partir de glissements sous-marins.

### Le cas des tsunamis

Le Tsunami du 26 décembre 2004 en Asie restera certainement une des catastrophes naturelles les plus meurtrières de ce début de siècle (230.000 morts ou disparus). L'origine du déferlement des vagues géantes sur les côtes de l'Océan Indien est un séisme sous-marin de magnitude 9 dont l'épicentre a été localisé au large de l'île indonésienne de Sumatra. Cet événement a au moins eu pour effet positif de sensibiliser l'opinion publique à la menace des tsunamis et de redynamiser la recherche et les soutiens financiers. Les déstabilisations de flanc des volcans côtiers, d'îles ou sous-marins pourraient être à l'origine de tsunamis catastrophiques similaires. Environ 5% des tsunamis historiques sont liés à l'activité volcanique et parmi eux, 15 à 20% des événements ont été déclenchés par l'entrée en mer de produits mobilisés dans des avalanches de débris (Latter, 1982; Smith et Shepherd, 1996, Begét, 2000). L'exemple le plus récent observé est le tsunami associé à la déstabilisation du flanc nord-ouest du volcan Stromboli, le 30 décembre 2002 (Maramai et al., 2003; Tinti et al., 2003). La déstabilisation, de taille relativement modeste, a déplacé environ 17.000.000 de m<sup>3</sup> de matériaux. La vague formée, de 5 à 10 m de haut à Stromboli, a détruit bon nombre d'habitations et sérieusement blessé 3 personnes. Les effets du tsunami ont été ressentis dans toutes les îles Eoliennes, en Sicile au sud, en Campanie et en Calabre à l'est. La déstabilisation du flanc est du Mont Unzen (Japon) en 1792 montre que des épisodes même modestes peuvent déclencher des raz de marée dévastateurs et meurtriers. Le tsunami associé à une avalanche de débris impliquant 0.34 km<sup>3</sup> de matériaux s'est propagé en mer d'Ariake et a tué 14.500 personnes sur les côtes frappées par la vague (Katayama, 1974; Siebert et al., 1987). Plusieurs autres études de cas sont proposées dans la littérature. On peut citer par exemple les volcans Saint-Augustine (Begét et Kienle, 1992; Begét, 2000), Kick'em Jenny (volcan sous-marin de l'arc des Petites Antilles; Smith et Shepherd, 1996) et de la Montagne Pelée

A/

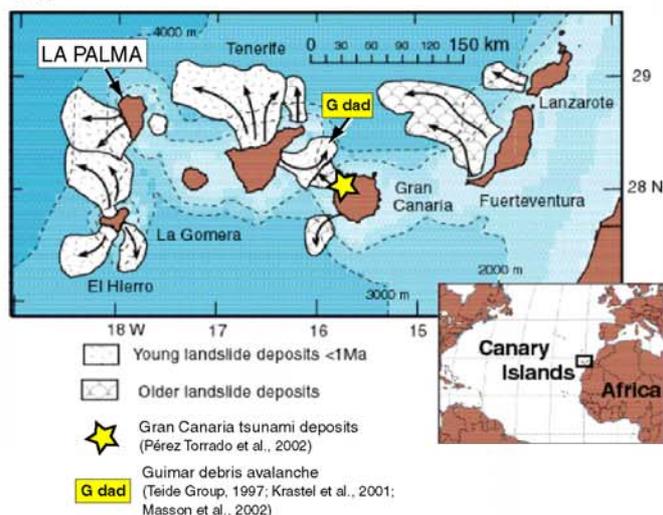
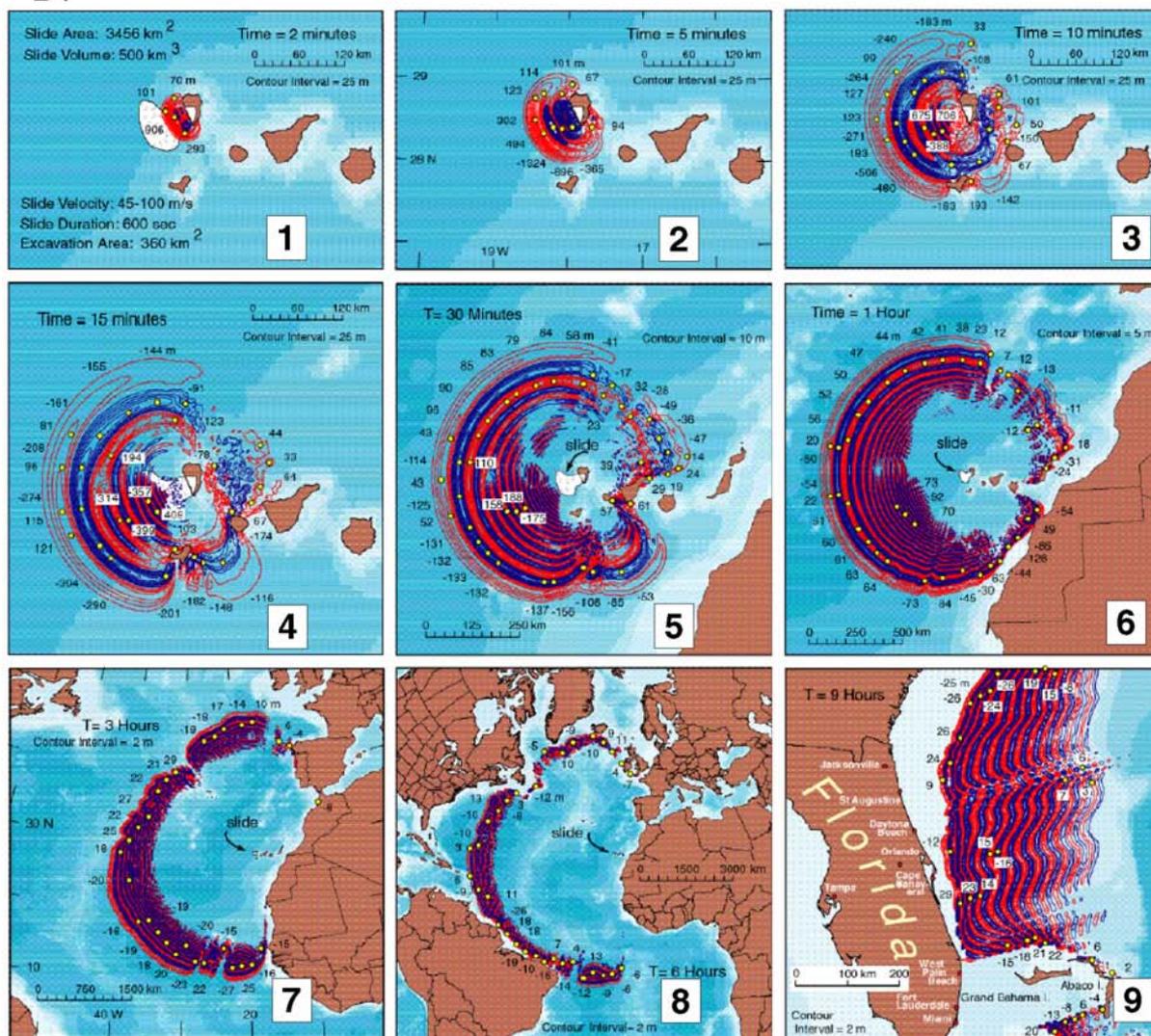


Figure 1-16: Simulation du méga-tsunami engendré par la déstabilisation potentielle du flanc ouest du volcan Cumbre Vieja (La Palma, Canaries). Modifié d'après Ward et Day (2001). A/ Localisation de l'archipel des Canaries et de l'île de La Palma. Evidences de multiples déstabilisations des flancs des volcans des Canaries. Gdad indique les dépôts sous-marins de l'avalanche de débris de Guimar (Teide Group, 1997; Krastel et al., 2001; Masson et al., 2002) qui serait à l'origine des dépôts de tsunami identifiés à Gran Canaria (étoile jaune; Pérez Torrado et al., 2002). B/ Evolution de l'amplitude et de la géométrie du train d'ondes généré de 2 min après le déclenchement de la déstabilisation (stade 1) à 9 h (stade 9). Les lignes de niveaux rouges et bleues couvrent respectivement les régions surélevées et déprimées de la surface de l'océan. Les points jaunes et les nombres indiquent la hauteur des vagues en m

B/



(Martinique; Le Friant, 2001) considérés comme des sources potentielles de tsunamis. Cependant, les épisodes les plus importants ont sans doute été déclenchés sur les îles d'Hawaii ou des Canaries où quelques-unes des plus gigantesques déstabilisations se sont produites (Tableau 1-1):

◆ A Hawaii, des formations chaotiques conglomératiques non classées, incluant des fragments de coraux et des débris de basaltes sub-aériens ont été identifiées et cartographiées jusqu'à 375 m d'altitude et 2 km à l'intérieur des terres sur les îles de Lanai, Molokai et plus récemment sur le volcan Kohala à Hawaii (Figure 1-15; Moore et Moore, 1984 et 1988; Moore et al., 1994b; McMurtry et al., 2004a et 2004b). Elles sont interprétées comme des dépôts liés à des méga-tsunamis. Les formations reconnues à Lanai et Hawaii, respectivement datées à 101-134 ka (Moore et Moore, 1988) et 110 ka (McMurtry et al., 2004b), pourraient être associés à l'avalanche de débris Alikea II qui a affecté le flanc ouest du Mauna Loa, il y a 112-127 ka (Figure 1-15 et Tableau 1-1; Lipman et al., 1988; Moore et al., 1989). Cette déstabilisation serait à l'origine d'une vague gigantesque qui aurait traversé le Pacifique et se serait abattue sur les côtes australiennes, où les évidences du tsunami sont reconnues à 15 m au-dessus du niveau de la mer (Young et Briant, 1992). Les dépôts identifiés à Molokai, plus anciens (200-240 ka; Moore et al., 1994b), seraient liés à un événement antérieur. Il pourrait s'agir d'un effondrement partiel du slump South Kona (Figure 1-15; Moore et al., 1989 et 1995);

◆ Aux Canaries, les seules formations interprétées comme des dépôts de tsunamis sont identifiées au nord-ouest de Gran Canaria, à 50-110 m d'altitude (Figure 1-16A; Pérez Torrado et al., 2002). L'avalanche de débris de Guimar qui a démantelé le flanc sud-est de Tenerife, il y a 0.78-0.83 Ma (Figure 1-16A; Teide Group, 1997; Krastel et al., 2001; Masson et al., 2002), en serait la cause. La récurrence des déstabilisations de flanc des volcans de l'archipel (cf § II.1. et Figure 1-7) suggère cependant le déclenchement de nombreux raz de marée par le passé. Aujourd'hui, les études de risques sont focalisées sur le volcan Cumbre Vieja de La Palma (Figure 1-16A). Certains scientifiques considèrent ce volcan comme le site potentiel d'une prochaine déstabilisation qui pourrait impliquer entre 150 à 500 km<sup>3</sup> de matériaux (Day et al., 1999b; Moss et al., 1999; Ward et Day, 2001). Cette hypothèse polémique a depuis été remise en question par plusieurs auteurs (Pararas-Carayanis, 2002; Paris et al., 2005). Les simulations les plus pessimistes menées par Ward et Day (2001) montrent que le méga-tsunami généré pourrait frapper, en à peine plus d'une heure, toutes les îles Canaries, le Maroc et le Sahara Occidental avec des vagues géantes de 150 à 200 m de haut localement (*stades 1 à 6* sur la figure 1-16B). L'ensemble de la façade occidentale des continents africains et européens, du Sénégal au sud, aux îles Britanniques au nord, serait touché par des vagues jusqu'à plusieurs dizaines de m de haut entre 3 et 6 h (*stades 7 et 8*). Le tsunami traverserait l'Océan Atlantique et des vagues de 10 à 25 m de haut frapperaient les premières côtes du continent américain, 6 h après la déstabilisation du volcan (*stade 8*) et la Floride, 3 h plus tard (*stade 9*).



## **PARTIE 2:**

**DES DESTABILISATIONS DE FLANC MAJEURES  
LORS DE L'EDIFICATION DE L'ILE DE LA REUNION**



# **Chapitre 1**

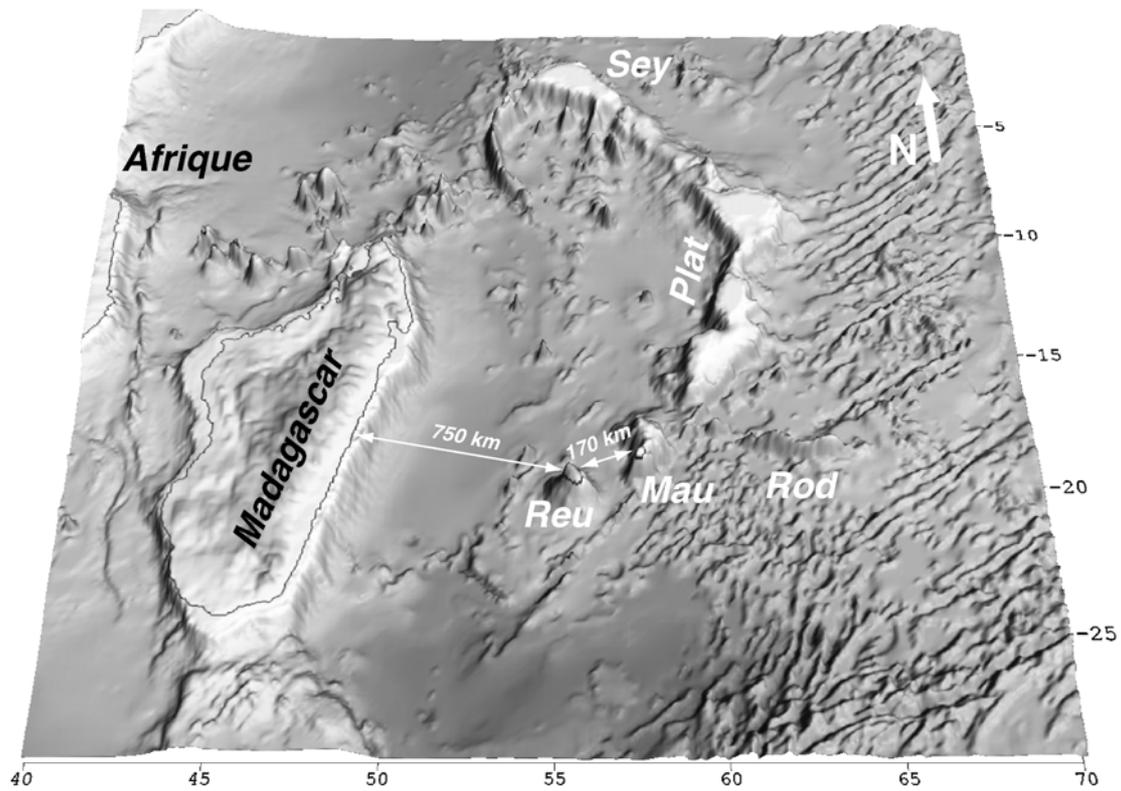
## *Présentation générale de l'île volcanique océanique de La Réunion*

### **OBJECTIFS:**

- Décrire de façon synthétique l'état des connaissances sur La Réunion avant ce travail de thèse, notamment en terme de contexte, de structure des parties émergée, immergée et interne, et d'évolution;
- Souligner la complexité du modèle d'évolution de La Réunion, marquée par une succession de périodes de croissance et de déstabilisation de l'édifice.

### **MOTS CLES:**

Piton des Neiges, Piton de La Fournaise, volcan des Alizés, déstabilisations de flanc majeures, modèle d'évolution complexe.



**Figure 2-1: Situation de l'île de La Réunion dans l'Océan Indien Occidental.** Image à 3 dimensions de la bathymétrie, en représentation ombrée (illumination depuis le sud-est). Reu: Ile de La Réunion, Mau: Ile Maurice, Rod: Ile Rodrigues, Plat: Plateau des Mascareignes, Sey: Iles Seychelles. On note que La Réunion constitue un édifice distinct dans le prolongement du plateau des Mascareignes et de l'Ile Maurice, soutenant l'hypothèse du fonctionnement d'un point chaud.

## I. SITUATION ET CONTEXTE GEODYNAMIQUE

La Réunion est une île volcanique active du bassin des Mascareignes (Océan Indien occidental), située à 750 km à l'est de Madagascar et à 170 km à l'ouest/sud-ouest de l'île Maurice. Elle forme avec les îles Maurice et Rodrigues, l'archipel des Mascareignes (Figure 2-1). L'édifice réunionnais, de sa base au niveau du plancher océanique à son sommet, s'apparente à un cône aplati de 220 à 240 km de diamètre pour une hauteur de 7 à 8000 m. Il s'est édifié sur une lithosphère océanique d'âge Crétacé Supérieur à Paléocène (80 à 54 Ma) de topographie complexe, marquée par un ensemble de segments de paléo-dorsales océaniques d'orientation moyenne NW-SE et décalés par des zones de fractures globalement orientées NE-SW (Schlich et al, 1990; Figure 2-2). Il constitue un relief distinct, dans le prolongement sud-ouest du Plateau des Mascareignes et de l'île Maurice avec lesquels il forme la Ride des Mascareignes, ride asismique entièrement d'origine volcanique (Figure 2-1). L'alignement des structures volcaniques de cette ride a été un argument fort pour attribuer la naissance de La Réunion au fonctionnement d'un point chaud asthénosphérique (Morgan, 1981; Duncan, 1981). L'activité initiale de ce point chaud est à l'origine des Trapps du Deccan (bordure occidentale de l'Inde), datée à environ 65 Ma. Elle s'est poursuivie par la construction de la Ride de Chagos-Laccadive (~50 Ma), du Plateau des Mascareignes (~40 Ma), jusqu'à la mise en place des édifices les plus récents: l'île Maurice (8 Ma) et l'île de La Réunion (5 Ma; Duncan et al., 1989; Figure 2-3). Cette hypothèse est discutée par Burke (1996) qui propose un arrêt de l'activité de ce point chaud au niveau du Banc de Nazareth (BN sur la figure 2-3) il y a 34 à 31 Ma; la Ride des Mascareignes ferait ainsi partie d'une autre famille de volcans formés au cours des 30 derniers millions d'années sur la plaque africaine.

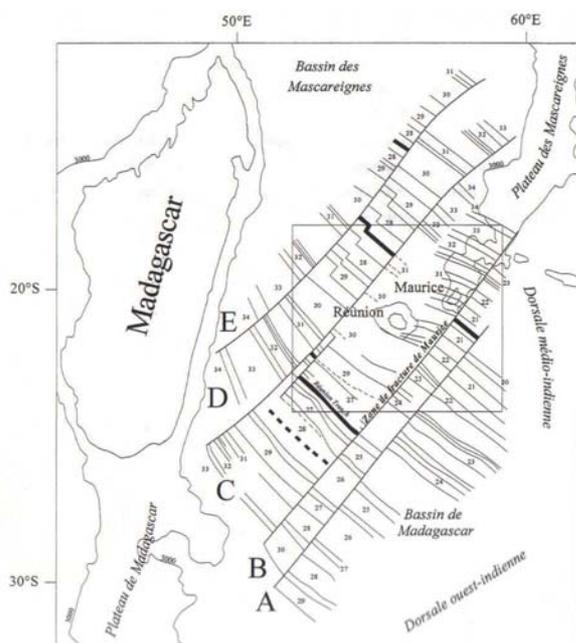


Figure 2-2: Structure magnétique et tectonique de l'Océan Indien Occidental. D'après Schlich et al. (1990).

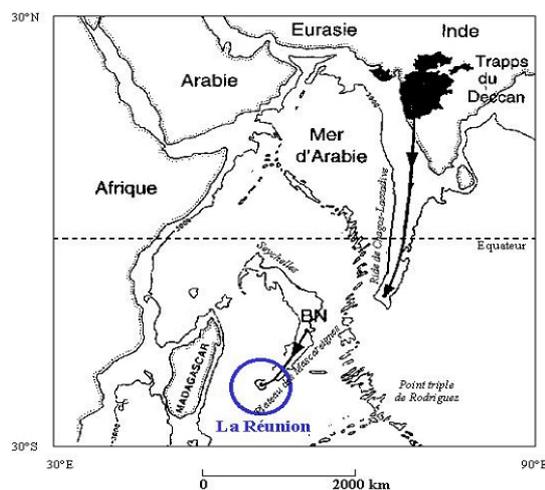


Figure 2-3: Activité du point chaud qui serait à l'origine de La Réunion. D'après White et McKenzie (1989). On peut noter un décalage important de sa trajectoire (trait gras) au niveau du Banc de Nazareth (BN).



## II. STRUCTURE ET MORPHOLOGIE DE L'ÉDIFICE REUNIONNAIS

---

### II.1. Morphologie de la partie émergée

La partie émergée de l'édifice réunionnais a une forme elliptique (50 × 70 km) d'élongation nord-ouest/sud-est pour une superficie d'environ 2500 km<sup>2</sup> (Figure 2-4). Elle culmine à plus de 3000 m au-dessus du niveau de la mer et ne représenterait ainsi que 3% du volume total de l'édifice (de Voogd et al., 1999). L'île de La Réunion sensu stricto peut être décrite, de prime abord, comme la juxtaposition de deux massifs volcaniques: le Piton des Neiges et le Piton de La Fournaise.

#### II.1.1. Le massif du Piton des Neiges

Le massif du Piton des Neiges est situé au nord-ouest de l'île et en occupe les deux tiers (Figure 2-4). Le Piton des Neiges sensu stricto constitue le point culminant de La Réunion à 3069 m. Il s'agit d'un volcan aujourd'hui éteint (ou assoupi?) dont les derniers signes d'activité ont été datés à 12 ka (Deniel et al, 1992). L'émersion du volcan du Piton des Neiges est antérieure à 2.1 Ma (Phase I de Billard et Vincent, 1974; Figure 2-4 B). Son histoire sub-aérienne aurait débuté il y a au moins 2.08 Ma, âge correspondant à celui des plus anciennes coulées basaltiques datées (McDougall, 1971). L'édification du volcan bouclier aérien se serait alors traduite, entre 2.08 et 0.43 Ma, par la mise en place de volumineuses coulées de laves basaltiques riches en olivines ("série des océanites"; Phase II de Billard et Vincent, 1974) et se serait poursuivie, après une période de repos et d'érosion, par des éruptions à magma alcalin plus différencié, entre 330 et 12 ka ("série différenciée"; Phases III-IV; McDougall, 1971; Billard et Vincent, 1974; Gillot et Nativel, 1982; Deniel, 1990; Deniel et al, 1992).

La morphologie actuelle du massif du Piton des Neiges est accidentée et se caractérise par l'existence en son centre de trois dépressions majeures: les cirques de Cilaos, de Mafate et de Salazie (Figure 2-4A). Un quatrième cirque, celui des Marsouins, à l'Est de Salazie, a été partiellement comblé par des coulées (Kieffer, 1990a; Deniel et al., 1992) et forme aujourd'hui la plaine de Bébour-Bélouve. L'origine de ces dépressions reste controversée. Si l'action de l'érosion, importante en milieu tropical, est un processus indéniable de leur formation (Haurie, 1987; Kieffer, 1990a), les différentes hypothèses suggèrent une origine volcano-tectonique (effondrements caldériques, Defos du Rau, 1959; Chevallier, 1979; Kieffer, 1989 et 1990a; effondrements de flanc, Stieltjes, 1986) ou tectonique (étalement gravitaire, van Wyk de Vries et al., 2001b; Oehler et al., 2005; subsidence du complexe hypovolcanique du Piton des Neiges, Lambert, 2003; Lénat, comm. pers) des cirques. La morphologie complexe actuelle du Piton des Neiges serait donc le résultat de processus érosifs importants sous contrôle structural.

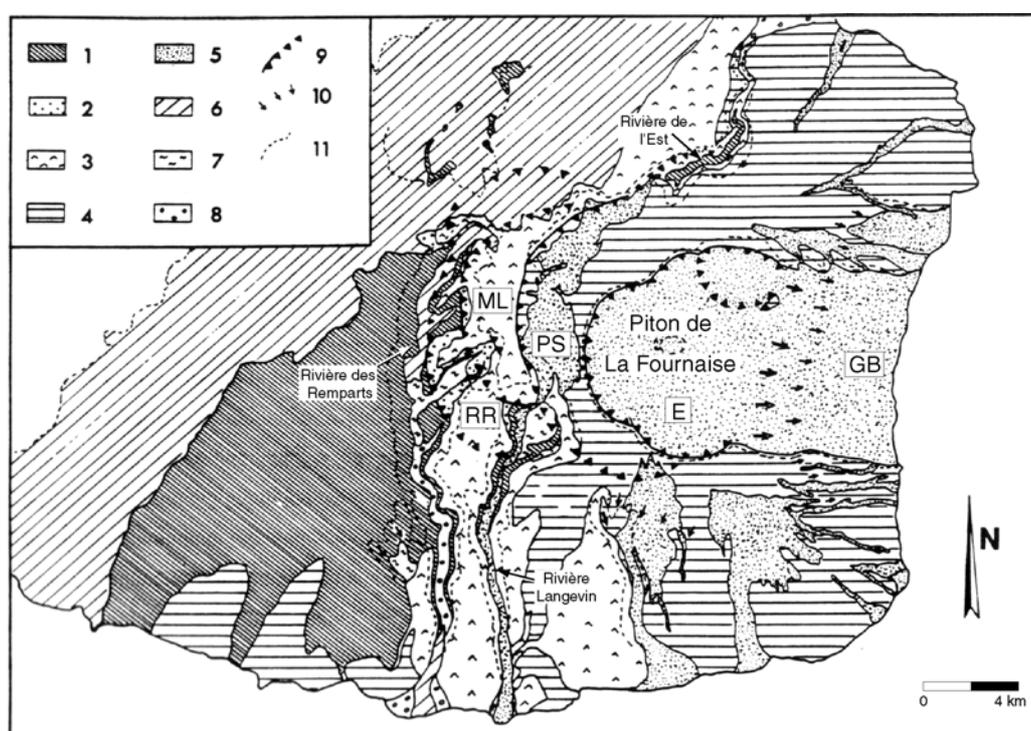
### II.1.2. Le massif du Piton de La Fournaise

Le massif du Piton de La Fournaise est situé au sud-est de l'île et en occupe le tiers restant (Figure 2-4). Le Piton de La Fournaise sensu stricto (2631 m) est un volcan bouclier basaltique, que la fréquence des éruptions (1 éruption tous les 14 mois, en moyenne au cours des derniers siècles; Lénat et Bachèlery, 1988, et 1 éruption tous les 4 mois depuis mars 1998) place parmi les volcans les plus actifs au monde. L'activité récente de La Fournaise est concentrée sur le cône principal édifié à l'intérieur de la dépression de l'Enclos (Figure 2-4A) et le long de deux rift zones qui divergent vers le nord-est et le sud-est depuis la zone centrale du volcan.

Le bouclier de La Fournaise s'est construit par une activité essentiellement effusive et l'empilement de coulées de laves, dont les plus anciennes à l'affleurement (0.527 à 0.498 Ma; Gillot et Nativel, 1989) ont été retrouvées au fond de vallées (Rivières des Remparts, de l'Est et de Langevin; Figure 2-4) creusées par l'érosion. Elles montrent que les volcans du Piton des Neiges et de La Fournaise ont connu une période d'activité commune de plus de 0.5 Ma. Bachèlery et Mairine (1990) distinguent deux grandes phases d'édification du volcan, celles du "Bouclier Ancien" (>0.15 Ma) et du "Bouclier Récent" (<0.15Ma et phase actuelle), ponctuées de phénomènes volcano-tectoniques qui ont affecté la construction du massif de La Fournaise et modifié sa morphologie initiale. La morphologie actuelle du volcan est marquée par de grandes structures d'effondrements. Bachèlery et Mairine (1990) en proposent une interprétation à partir de travaux de terrain couplés à l'analyse des données géochronologiques (Figure 2-5) et mettent en évidence une migration progressive des centres d'activité principaux d'une quinzaine de kilomètres vers l'est/sud-est au cours de son évolution. Ainsi, quatre événements tectoniques majeurs paraissent avoir affecté le volcan depuis 0.53 Ma. Le premier, daté à environ 0.3 Ma, correspond à l'arrêt de l'activité dans le quart sud-ouest du volcan, jusqu'alors très actif, et à l'existence d'une première phase d'effondrement ("caldéra" de la Rivière des Remparts; **RR** sur la figure 2-5) dont la limite ouest correspond approximativement à la partie amont de l'actuelle Rivière des Remparts (Figure 2-4A). Le second, âgé d'environ 0.15 Ma et interprété comme un nouvel effondrement ("caldéra" du Morne Langevin; **ML** sur la figure 2-5), est à l'origine du déplacement de la zone centrale du volcan de la région de la Plaine des Sables vers sa position actuelle. Il constitue la limite entre les formations du "Bouclier Ancien" et du "Bouclier Récent" (Figure 2-5). Deux événements tectoniques ont perturbé la morphologie du "Bouclier Récent": (1) l'effondrement de la Plaine des Sables ("caldéra" de la Plaine des Sables; **PS** sur la figure 2-5), daté à 40-60 ka (Gillot et Nativel, 1989), et (2) la formation du système Enclos-Grand Brûlé (**E** et **GB** sur la figure 2-5), il y a moins de 5 ka (Bachèlery, 1981; Mohamed-Abchir, 1996).

Ces grandes structures d'effondrements sont à l'origine d'hypothèses controversées sur l'histoire et l'évolution du Piton de La Fournaise. Si un consensus existe pour considérer la dépression du Grand Brûlé comme la conséquence d'une déstabilisation du flanc libre oriental du Piton de La

Fournaise (Lénat et Labazuy, 1990; Lénat et al., 1990; Bachèlery et Mairine, 1990; Bachèlery, 1995; Labazuy, 1991 et 1996; Lénat et al., 2001; Merle et Lénat, 2003), les structures plus anciennes sont diversement interprétées. Pour certains auteurs, elles résultent d'effondrements caldériques classiques (Chevallier et Bachèlery, 1981; Bachèlery et Mairine, 1990; Bachèlery, 1995). Dans leurs modèles, l'effondrement caldérique de l'Enclos est à l'origine de la déstabilisation du Grand Brûlé. Pour d'autres, elles constituent les têtes de glissement de déstabilisations de grande ampleur du flanc est du volcan. Ces glissement sont interprétés comme (1) des slumps profonds affectant la totalité de l'édifice (Duffield et al., 1982; Gillot et al., 1994) ou (2) des épisodes plus superficiels engendrant des avalanches de débris gigantesques (Lénat et Labazuy, 1990; Lénat et al., 1990; Labazuy, 1991 et 1996; Lénat et al., 2001). Merle et Lénat (2003) proposent enfin un mécanisme hybride, associant déstabilisation de flanc et effondrement vertical, pour expliquer les structures de l'Enclos et du Grand Brûlé. Selon ces auteurs, la déstabilisation du Grand Brûlé a considérablement réduit les contraintes latérales sur le système hydrothermal de La Fournaise, ce qui a eu pour conséquences (1) l'étalement gravitaire vers l'est du cœur fragilisé préalablement confiné du volcan et (2) l'effondrement consécutif de l'Enclos selon un mécanisme similaire à la formation d'une caldéra. Les auteurs précisent que cette succession d'événements se serait produit dans un court intervalle de temps (quelques ka) et qu'un mécanisme similaire pourrait être à l'origine de la "caldéra" de la Plaine des Sables.



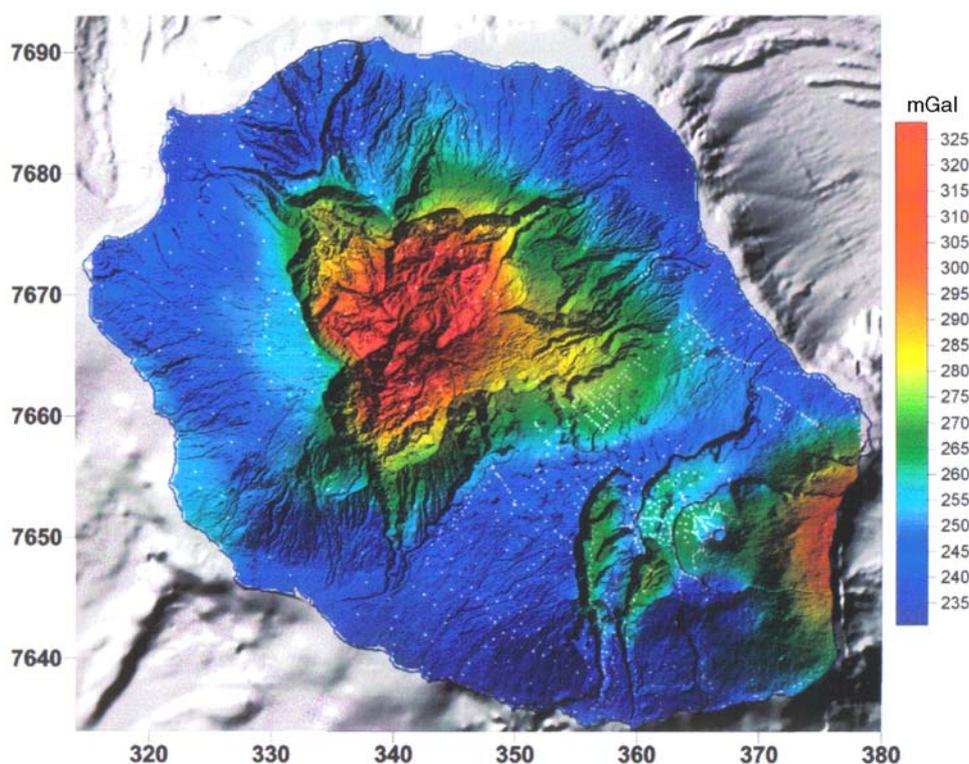
**Figure 2-5: Carte géologique simplifiée du massif du Piton de La Fournaise.** *Modifié d'après Bachèlery et Marine (1990).* Formations du "Bouclier Ancien": 1- série ancienne (>0.53-0.29 Ma), 2- série de Mahavel (0.29-0.15 Ma). Formations du "Bouclier Récent": 3- série antérieure à l'effondrement de la Plaine des Sables (0.15-0.04 Ma), 4- série antérieure à l'effondrement de l'Enclos (0.04-0.005 Ma), 5- série actuelle. 6- unité de la Plaine des Cafres, 7- coulées boueuses récentes, 8- alluvions récentes, 9- limites des effondrements caldériques, 10- limites de glissement, 11- limite des escarpements actuels. **RR**: "caldéra" de la Rivière des Remparts, **ML**: "caldéra" du Morne Langevin, **PS**: "caldéra" de la Plaine des Sables, **E**: "caldéra" de l'Enclos, **GB**: dépression du Grand Brûlé.

## II.2. Structure interne

L'étude de la structure interne de l'édifice réunionnais est récente. Les études géophysiques de prospection gravimétrique, magnétique, et sismique ont permis d'imager une partie des 97% du volume restant et inaccessible de l'édifice réunionnais et de contraindre le modèle à deux volcans proposé pour La Réunion.

### II.2.1. Etudes gravimétriques

L'interprétation des données gravimétriques (Malengreau, 1995; Malengreau et al, 1999, Lambert, 2003; Levieux, 2004) révèle l'existence de deux zones majeures d'anomalies de densité au niveau du Piton des Neiges et du Grand Brûlé (Figure 2-6). L'amplitude de ces anomalies témoigne de la présence de larges complexes intrusifs profondément enracinés dans la structure de l'édifice et dans la croûte océanique (Lambert, 2003). Les forages géothermiques de Salazie (Demange et al, 1989) et du Grand Brûlé (Rançon et al., 1987; Rançon, 1990) avaient antérieurement révélé l'existence de ces complexes qui confirment la présence de deux centres volcaniques majeurs dans l'évolution primitive de La Réunion (Ryan, 1987). Si le complexe du Piton des Neiges concorde avec une croissance précoce du volcan aujourd'hui éteint, le complexe intrusif du Grand Brûlé ne peut pas être relié au volcanisme du Piton de La Fournaise. La zone centrale du Piton de La Fournaise se caractérise en effet par l'absence de complexe lourd de grande dimension (Figure 2-6), ce qui implique que la position actuelle du volcan actif de La Réunion est récente. Le complexe du Grand Brûlé doit constituer les restes d'une chambre magmatique d'un ancien édifice, baptisé "volcan des Alizés", antérieur au volcan actuel (Malengreau, 1995; Malengreau et al, 1999; Lénat et al., 2001; Lambert, 2003; Levieux, 2004).



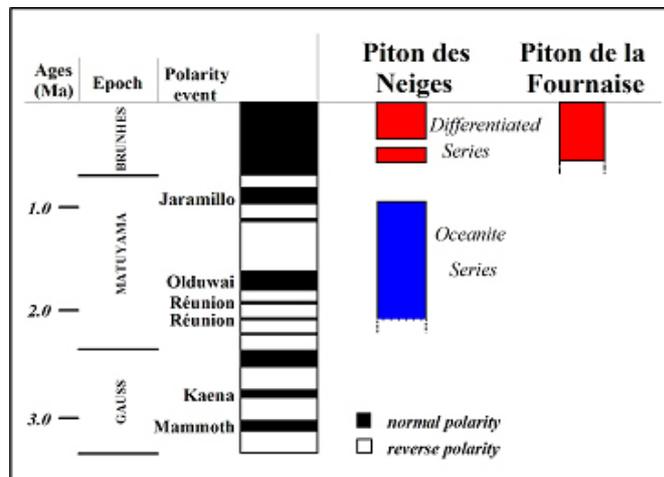


Figure 2-7: Relations temporelles entre les époques géomagnétiques et le volcanisme du Piton des Neiges et du Piton de La Fournaise. D'après Lénat et al. (2001). La prépondérance de la composante thermorémanente dans l'aimantation naturelle des roches volcaniques permet de supposer que les laves émises pendant la période Brunhes auront une aimantation positive, alors que les laves plus vieilles que l'inversion géomagnétique Brunhes-Matuyama présenteront une aimantation inverse.

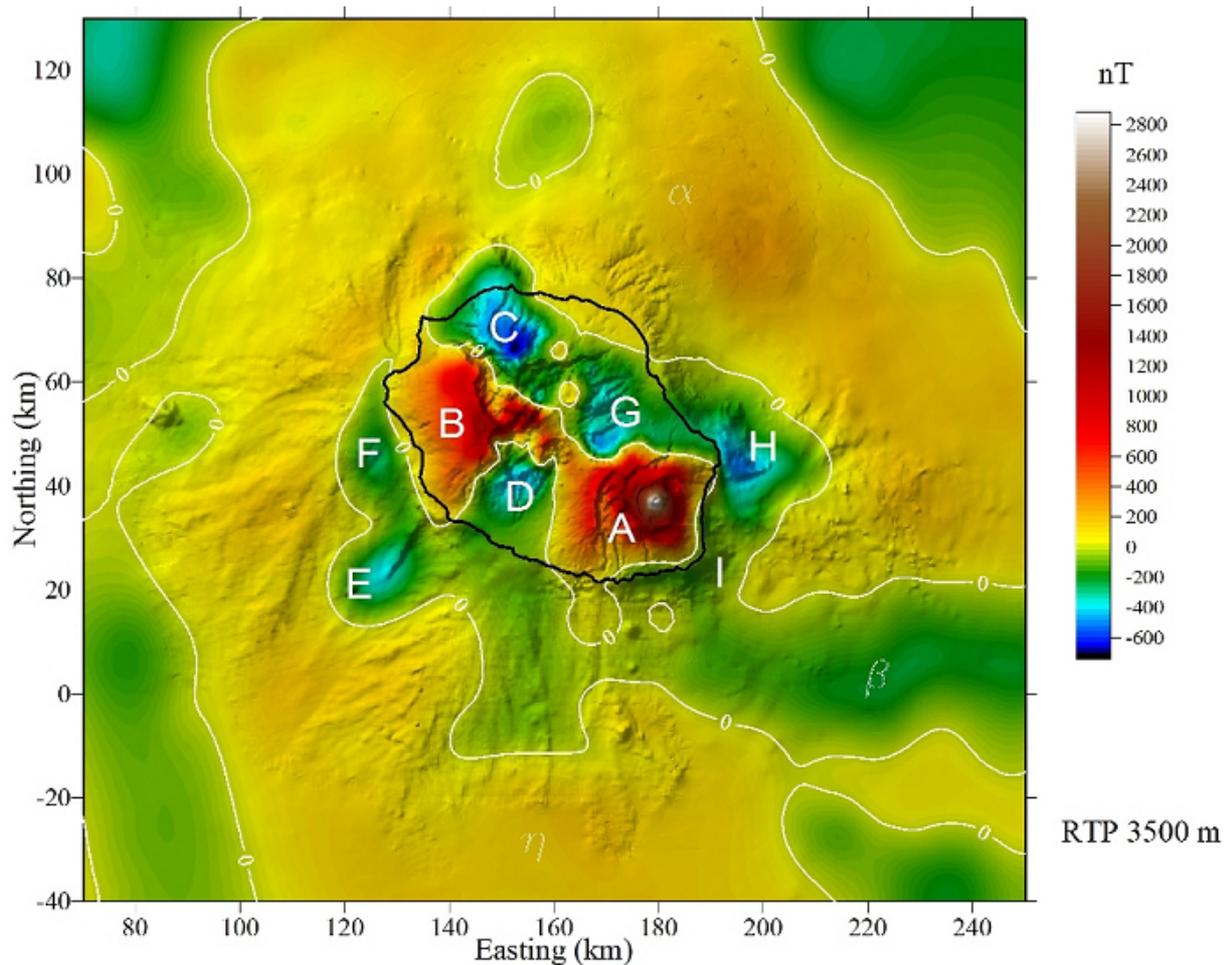


Figure 2-8: Carte des anomalies magnétiques à 3500 m, réduite au pôle, superposée sur la topographie de l'édifice réunionnais. D'après Lénat et al. (2001). Les coordonnées sont en km (système Gauss-Laborde)

L'existence d'un quatrième centre volcanique majeur baptisé "Volcan de Takamaka" d'abord proposée par Malengreau (1995), Malengreau et al. (1999) et Lénat et al (2001) a, depuis, été remise en question par les travaux de Lambert (2003) et de Levieux (2004). La carte d'anomalies de Bouguer de Malengreau (1995) révélait, en effet, la présence d'une ride de roches denses au nord de l'axe Piton des Neiges-Piton de La Fournaise, reliant les anomalies gravimétriques majeures du Piton des Neiges et du Grand Brûlé. Les cartes de Lambert (2003) et de Levieux (2004), mieux contraintes, montrent la disparition de cette anomalie positive au niveau du massif de Takamaka, son déplacement vers l'ouest et son intégration à l'anomalie majeure du Piton des Neiges (Figure 2-6). Lambert (2003) souligne ainsi que l'anomalie positive du Piton des Neiges est entièrement circonscrite à l'intérieur des cirques de Mafate, Salazie, Cilaos et des Marsouins, suggérant que la subsidence du complexe hypovolcanique du Piton des Neiges expliquerait leur formation.

### *II.2.2. Magnétisme*

L'histoire sub-aérienne de l'île de La Réunion ayant débuté il y a environ 2 Ma, l'inversion géomagnétique Brunhes-Matuyama (~0.78 Ma) peut être utilisée pour la datation relative des zones construites (Figure 2-7). Les anomalies magnétiques permettent ainsi de distinguer les formations anciennes (>0.78 Ma) des plus récentes (<0.78 Ma).

L'interprétation des anomalies magnétiques souligne l'existence de deux larges anomalies positives, à l'ouest du Piton des Neiges (anomalie B sur la Figure 2-8) et au niveau du Piton de La Fournaise (anomalie A), mettant en évidence la focalisation du volcanisme dans ces régions durant la période Brunhes (Malengreau, 1995; Lénat et al., 2001). Des zones d'aimantation inverse, suggérant un âge supérieur à 0.78 Ma, sont observées au niveau des massifs anciens connus de la Montagne (anomalie C), de Dimitile (anomalie D) et de Takamaka (anomalie G; McDougall, 1971), mais surtout, au niveau du prolongement en mer des rift zones nord-est et sud-est du Piton de La Fournaise (anomalies H et I respectivement). Ces dernières tendent à confirmer l'existence du massif des Alizés antérieur au volcan actuel (<0.5 Ma). Lénat et al. (2001) soulignent enfin que seule la partie centrale de l'édifice réunionnais présente une aimantation forte. Les flancs immergés de l'île seraient principalement constitués de matériaux désorganisés issus de phénomènes de démantèlement de grande ampleur.

### *II.2.3. Etudes sismiques*

La sismicité naturelle de La Réunion, liée à l'activité volcanique, est essentiellement superficielle et localisée. Elle ne peut donc pas être utilisée dans la caractérisation structurale de l'édifice. Seule la sismique provoquée permet d'imager les structures profondes. La campagne REUSIS menée en 1993 à La Réunion a eu pour objectifs, à partir de travaux couplés à terre et en mer et la mise en œuvre de plusieurs méthodes de prospection (sismique réflexion, réflexion grand angle

et multi-trace, tomographie), l'étude de l'influence du point chaud sur la lithosphère préexistante et la caractérisation de la structure et des phénomènes d'instabilités de l'édifice volcanique. Parmi les résultats majeurs tirés de cette campagne (de Voogd et al, 1999; Charvis et al, 1999; Gallart et al, 1999), nous retiendrons:

► l'absence de flexure crustale marquée sous l'édifice réunionnais (Figure 2-9), ce qui constitue un caractère original par rapport à d'autres îles océaniques comme celles des archipels d'Hawaii (Watts et al., 1985) ou des Marquises (Filmer et al., 1993). Ce résultat contredit clairement les études réalisées par Bonneville et al (1988) sur les anomalies du géoïde et la topographie régionale des fonds océaniques. Ces travaux caractérisaient, en effet, une flexure de la lithosphère de 4 à 6 km sous le poids de l'édifice réunionnais, hypothèse pourtant appuyée par l'étude et la modélisation des anomalies gravimétriques régionales (Lesquer, 1990; Malengreau, 1995). L'absence de déflexion de la croûte impose une réestimation du volume total de l'édifice réunionnais. Ce volume, précédemment évalué par Lénat et Labazuy (1990) à 240000 km<sup>3</sup> en prenant en compte une flexure de 4 km, est estimé à 75000 km<sup>3</sup> (de Voogd et al, 1999);

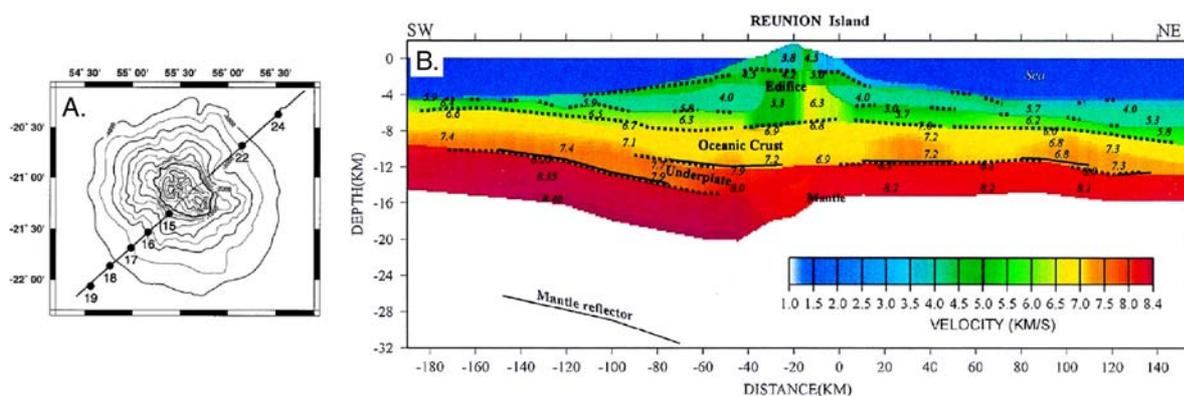


Figure 2-9: A/ Trace du profil de sismique réfraction acquis durant la campagne REUSIS (1993). B/ Modèle de vitesse des ondes P à 2 dimensions résultant. D'après Gallart et al. (1999). On note l'absence de flexure marquée de la lithosphère sous l'édifice et la présence d'un corps sous-plaqué sous la partie sud-ouest de l'île.

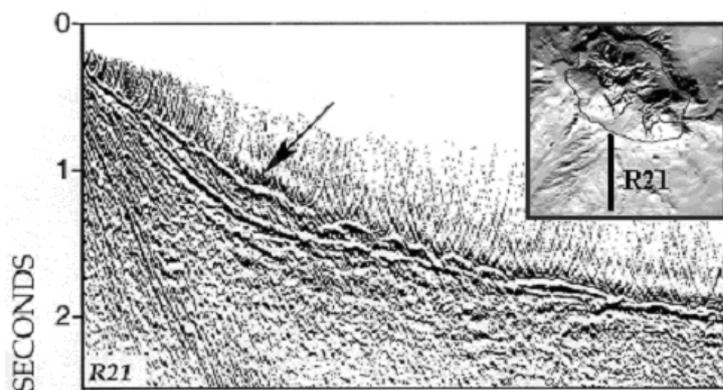


Figure 2-10: Profil de sismique réflexion acquis au sud de La Réunion (localisation dans l'encadré) durant la campagne REUSIS (1993). D'après de Voogd et al. (1999). Le profil met en évidence un lobe de matériaux interprété comme les dépôts d'une avalanche de débris superficielle.

► la présence d'un corps sous-plaqué à l'interface croûte-manteau, de 140 km de large et de près de 3 km d'épaisseur, centré sous la partie sud-ouest de l'île (Figure 2-9). Ce corps délimite une zone à vitesses d'ondes P élevées. Il pourrait correspondre à des cumulats magmatiques;

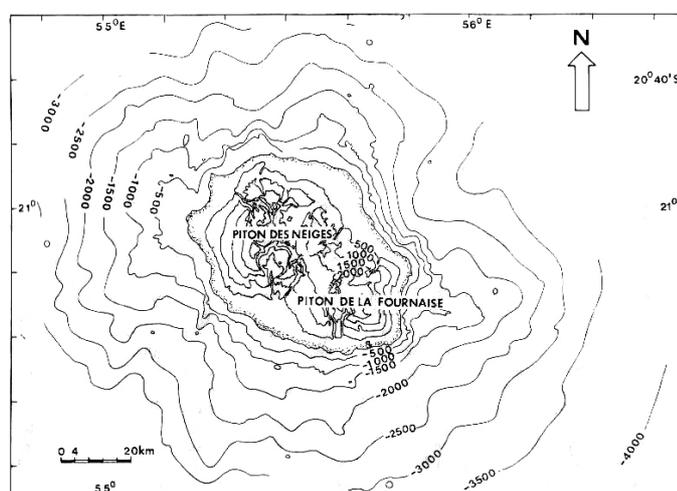
► le contraste de vitesses d'ondes P entre le cœur de l'édifice, massif, et ses flancs;

► la mise en évidence de phénomènes de déstabilisations de l'édifice notamment au sud de l'île et sur le flanc est du Piton de La Fournaise. Les déstabilisations sont multi-échelles et correspondent à des événements superficiels de type slump ou avalanche de débris (Figure 2-10), mais également à des événements plus profonds affectant une grande partie de l'édifice. Les données soulignent la présence de réflecteurs superficiels ou profonds interprétés comme des plans de glissement ou des surfaces de décollement. La plus profonde est identifiée comme étant la couche de sédiments océaniques préexistants.

### II.3. Morphologie des flancs sous-marins

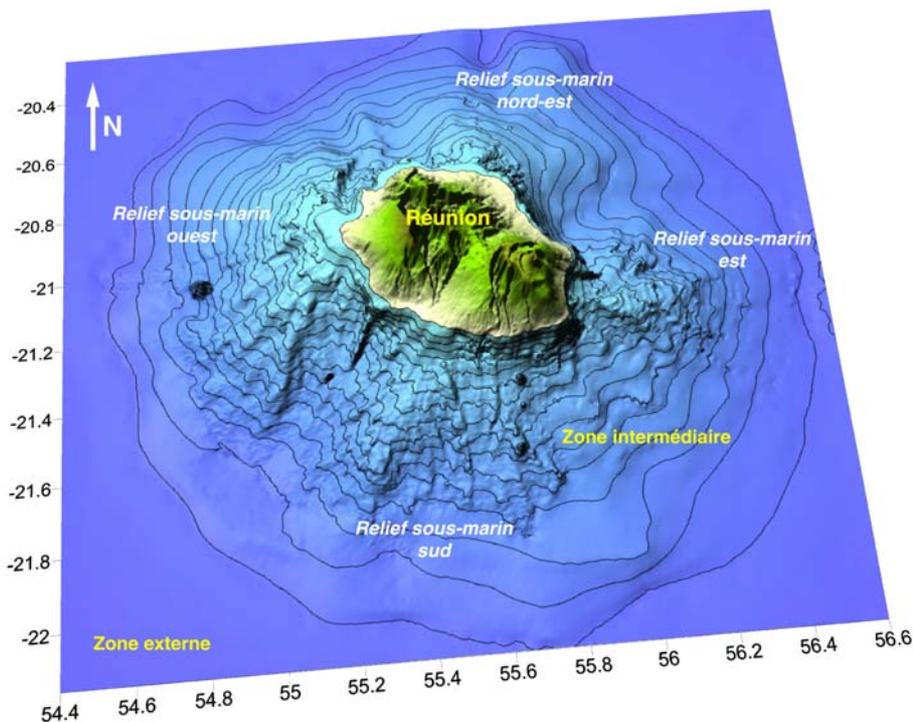
#### II.3.1. Bathymétrie générale

Les flancs sous-marins de La Réunion sont très mal connus. Les premières cartes datent du début des années 1980. La carte Gebco (1983) résulte de la compilation de quelques sondages effectués vers et depuis Le Port par des navires océanographiques venant faire escale à La Réunion (Fischer et al, 1967; Schlich, 1982). La première grande campagne de prospection générale des flancs de La Réunion a été menée en 1982 à bord du Marion-Dufresne (campagne MD32). L'étude a été réalisée à l'aide d'outils bathymétriques conventionnels (écho-sondeurs), selon des profils régulièrement espacés tous les 5° autour de l'île (sauf au Nord où un espacement de 10° a été choisi), soit une distance entre les profils de 2000 m à proximité de la côte et de 6000 m à 40 km au large. La carte synthétique de cette campagne (Averous, 1983) est longtemps restée le document de base (Figure 2-11).



**Figure 2-11: Carte de contours de l'édifice réunionnais (intervalle de 500 m entre chaque contour) construite à partir des données bathymétriques de la campagne MD32 en 1982. D'après Averous (1983).**

Le premier modèle numérique de terrain (MNT) de la bathymétrie générale de l'île a été réalisé par Labazuy en 1988, à partir des données existantes à l'époque. Il a interpolé 16000 données pour obtenir un MNT à 1000 mètres de résolution de l'ensemble de l'île permettant une première interprétation de la morphologie générale (Figure 2-12). Un MNT plus précis (250 m de résolution; Labazuy, 1996) a par la suite confirmé cette interprétation. Labazuy (1988) décrit ainsi une zonéographie en trois ensembles distincts séparés par des transitions nettes: (1) la zone émergée, caractérisée par des pentes moyennes à fortes et séparée de la zone intermédiaire par une région très fortement pentue, résultat de processus volcaniques plus qu'érosionnels (Mark et Moore, 1987); (2) la zone intermédiaire qui correspond à la partie immergée de l'édifice, aux pentes contrastées et aux surfaces topographiques tourmentées, et (3) la zone externe, morphologiquement plus régulière et aux pentes faibles, représentant la zone de couverture sédimentaire périphérique. Labazuy (1988) puis Lénat et Labazuy (1990) soulignent que la morphologie sous-marine de l'édifice réunionnais s'éloigne de celle d'un cône volcanique régulier. Ils décrivent quatre larges excroissances topographiques sous-marines (à l'est, nord-est, ouest et sud) séparées par des dépressions (Figure 2-12) et suspectent l'occurrence de déstabilisations de flanc à leur origine. Kieffer (1990a) privilégie l'hypothèse d'un démantèlement lié à l'érosion intense et interprète les trois secteurs ceinturant le Piton des Neiges comme des lobes d'accumulation de produits détritiques.



**Figure 2-12: Image colorée et ombrée (illumination depuis le nord-ouest) de la topographie générale de l'édifice réunionnais, calculée à partir du MNT à 250 m de résolution compilé par Labazuy (1996).** On note la présence sur les fonds immergés de quatre excroissances topographiques (à l'est, nord-est, ouest et sud) séparées par des dépressions, interprétées comme des structures d'accumulation de produits impliqués dans des déstabilisations de flanc.



### II.3.2. La zone est du Piton de La Fournaise

La zone immergée située à l'est du Piton de La Fournaise a été étudiée de façon extensive depuis les années 1980. Dès 1979, une petite opération avait permis d'acquérir quelques données préliminaires dans la partie côtière (utilisation d'un écho-sondeur dont la profondeur d'investigation était limitée à 1700 m; Bachèlery et Montaggioni, 1983). Mais, ce sont véritablement les campagnes océanographiques menées dans le cadre des projets "Fournaise 1" (1984) et "Fournaise 2" (1988) qui ont constitué une avancée majeure dans la compréhension du système volcanique de La Fournaise.

#### II.3.2.1 Les campagnes "Fournaise"

##### A- Présentation

"Fournaise 1" (1984) était destinée à étudier les prolongements en mer des structures du Piton de La Fournaise. En plus d'une investigation bathymétrique Seabeam (écho-sondeur multi-faisceaux), des études magnétiques, gravimétriques, sismiques et une série de prises de vue photographiques ont été réalisées dans ce but, à bord du Jean Charcot (IFREMER, *Institut Français de REcherche pour l'exploitation de la MER*) lors des campagnes Hydroamsterdam, Rodriguez leg 1 et leg 2. "Fournaise 1" a ainsi permis une cartographie détaillée de la zone est du Piton de La Fournaise (Figure 2-13; Lénat et al., 1989 et 1990) sur laquelle s'est appuyée "Fournaise 2". La campagne "Fournaise 2" (1988), également baptisée SUZAN-4-MD59, s'est déroulée à bord du N/O Marion Dufresne (IPEV, *Institut Paul-Emile Victor*; ex-IFRTP, *Institut Français pour la Recherche et la Technologie Polaire*). Elle constitue un complément de l'étude réalisée 4 ans plus tôt, avec pour objectif l'obtention d'une couverture sonar complète des structures sous-marines à l'est de l'île. L'acquisition sonar a été réalisée avec le système SAR (Sonar Acoustique Remorqué) grâce à la collaboration de l'IFREMER. L'imagerie sonar (950 km de profils) a permis, en cours de campagne, la sélection de sites d'échantillonnages (dragages, carottages) et de photographies. L'acquisition de données sismiques à l'aide d'un sondeur à sédiments 3.5 KHz a également été réalisée.

##### B- Résultats

Les campagnes "Fournaise", largement exploitées, ont permis une meilleure compréhension de l'organisation des structures sous-marines à l'est du Piton de La Fournaise et de leurs relations avec le contexte sub-aérien (Rousset et al., 1987 et 1989; Lénat et al., 1989 et 1990; Lénat et Labazuy, 1990; Labazuy et al., 1989; Labazuy, 1991 et 1996; Cochonat et al., 1990; Bachèlery et al., 1996; Ollier et al., 1998). En particulier, Labazuy (1991 et 1996) met en évidence trois types de structures principales (Figure 2-14): les prolongements sous-marins (1) des rift zones et (2) de la dépression du Grand Brûlé, déjà identifiés par Bachèlery et Montaggioni (1983), et (3) une troisième structure, le Plateau Sous-Marin Est, formant un relief important qui occupe toute la partie centrale de la zone d'étude:

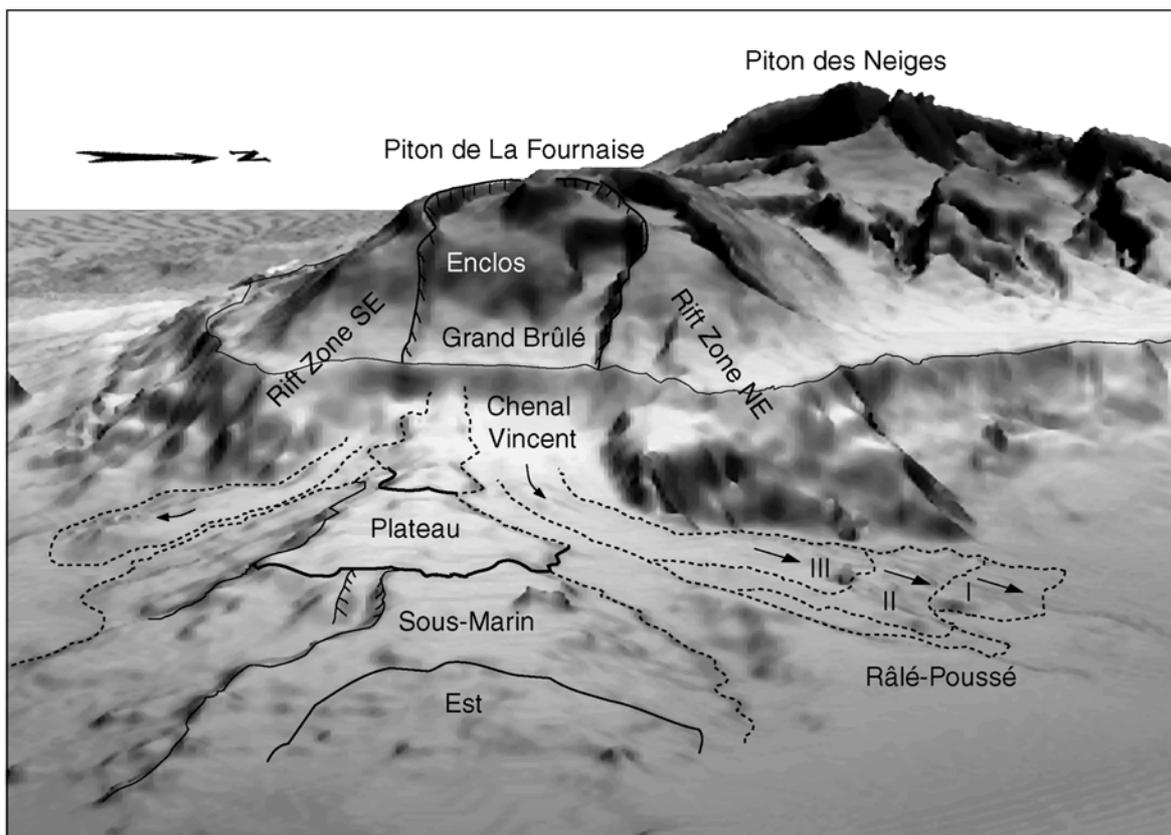


Figure 2-14: Principales structures du flanc est du Piton de La Fournaise. Modifié d'après Labazuy (1996). Image ombrée (illumination depuis le nord-est) calculée à partir du MNT à 250 m de résolution de La Réunion et représentée à 3 dimensions. Exagération verticale x3.

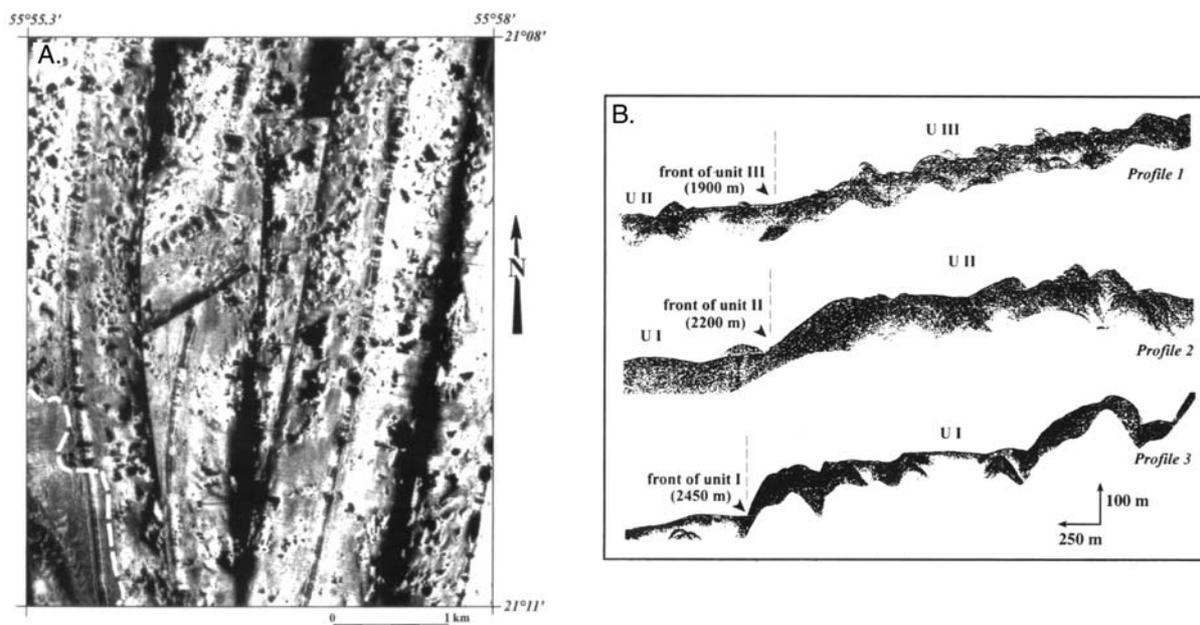


Figure 2-15: Extrait de l'imagerie acoustique SAR (A) et de la sismique 3.5 kHz (B) acquises durant la campagne "Fournaise 2" (1988). D'après Labazuy (1991 et 1996). La région couverte correspond aux dépôts d'avalanches de débris du Râlé-Poussé. L'imagerie met en évidence des blocs de plusieurs dizaines de mètres de large et de haut ennoyés dans une matrice. La sismique permet de distinguer 3 épisodes majeurs d'avalanches. On note la décroissance de la taille des blocs de l'unité UI vers l'unité UIII.

◆ Les rift zones nord-est et sud-est du Piton de La Fournaise se prolongent en mer par des structures massives, dont les dimensions atteignent 10 km de large et 5 km de long (Figure 2-14). Elles se différencient des rift zones hawaïennes typiques qui forment des rides étroites, de 2 à 4 km de large, s'étendant jusqu'à plusieurs dizaines de km du sommet;

◆ Le Chenal Vincent est placé dans le prolongement du Grand Brûlé (Figure 2-14). Cette dépression sous-marine de 13 km de long, orientée ouest-est à proximité de la côte, s'incurve vers le nord-est plus au large. Dans cette zone, la bathymétrie met en évidence une structure d'accumulation de produits déplacés sous forme d'avalanches de débris, le Râlé-Poussé. Cette structure présente une topographie caractéristique à hummocks (cf Part. 1, § II.2.3.) qui s'étend sur 200 km<sup>2</sup> (Figure 2-15A). L'épaisseur moyenne des dépôts est de 100 m pour un volume total estimé à 30 km<sup>3</sup>. Trois avalanches de débris successives (unités I à III) ont pu être différenciées à partir des images sonar et des données sismiques (Figure 2-15B). Il est intéressant de noter la diminution de la taille des hummocks de l'unité I (de 100 à 500 m de diamètre) à III (de 10 à 50 m de diamètre) et du volume mis en jeu pour chaque unité (15 km<sup>3</sup> pour l'unité I, 10 km<sup>3</sup> pour II et 6 km<sup>3</sup> pour III);

◆ Le Plateau Sous-Marin Est est une structure proéminente de forme triangulaire qui occupe l'essentiel de la surface du flanc est (Figure 2-14). Sa largeur, de quelques km en zone proximale, atteint 60 km à 3000 m de profondeur. Son volume est estimé à 500 km<sup>3</sup>. Sur la base de l'interprétation des données sonar et sismiques, Labazuy (1991 et 1996) distinguent trois ensembles de blocs juxtaposés au sein du Plateau. Ces blocs, essentiellement composés de basaltes sub-aériens selon les échantillonnages effectués, ont été déplacés sans grand bouleversements dans plusieurs épisodes de glissement successifs et se sont accrétés pour former le relief actuel. La distribution des âges obtenus, de moins de 10 ka dans la zone proximale du Plateau à environ 110 ka en zone distale, confirme cette hypothèse de glissements récurrents.

L'étude des fonds sous-marins du flanc est du Piton de La Fournaise souligne l'importance des phénomènes de démantèlement à grande échelle du volcan au cours de son évolution, sous la forme d'avalanches de débris et de glissements en blocs. La dépression du Grand Brûlé est reconnue comme la cicatrice d'une déstabilisation (cf § II.1.2.). Les calculs de volume montrent cependant qu'elle ne permet pas, à elle seule, d'expliquer les quelques 550 km<sup>3</sup> de produits retrouvés en mer. Dans ce contexte, Labazuy (1991 et 1996) propose de réinterpréter les épisodes d'effondrements reconnus à terre (cf § II.1.2.) comme des déstabilisations de flanc. Ainsi, les unités les plus récentes du Râlé-Poussé et du Plateau Sous-Marin Est pourraient être liées à la formation de la dépression de l'Enclos (<5 ka). Les unités plus anciennes seraient respectivement associées aux effondrements de la Plaine des Sables (~40-60 ka) et de la caldéra du Morne Langevin (~150 ka; cf § II.1.2.).

### *II.3.3. La campagne SO87 (1993)*

La synthèse des études réalisées sur la partie sous-marine de La Réunion serait incomplète si les résultats de la campagne SO87 du navire océanographique allemand Sonne en 1993 n'étaient pas mentionnés. Cette campagne avait pour objectif (1) la reconstruction de l'activité explosive des volcans réunionnais et (2) l'étude du volcanisme sous-marin associé au point chaud et sa localisation. En plus d'une investigation bathymétrique Hydrosweep (écho-sondeur multi-faisceaux), des études magnétiques, une série de prises de vue photographiques, des échantillonnages et carottages ont été réalisés dans ce but. Parmi les résultats majeurs de cette campagne (Fretzdorff et al., 1998 et 2000), outre la réalisation d'une carte bathymétrique détaillée du flanc sud-ouest de l'île, nous retiendrons l'absence de signes évidents de volcanisme récent sur les flancs immergés de La Réunion et la mise en évidence de hauts bathymétriques caractérisés par une surface irrégulière dans la zone sud-ouest de l'île. Les échantillons d'origine aérienne dragués suggèrent la présence de dépôts d'avalanches de débris dans ce secteur.

### III. MODELES D'EVOLUTION

---

#### A- D'un modèle simple...

L'île de La Réunion a longtemps été décrite comme le résultat de la juxtaposition de ses deux volcans: le Piton des Neiges et le Piton de La Fournaise. Chevallier et Vatin-Pérignon (1982) voyaient dans la localisation des édifices, sur un axe N120°, un rôle important de la dorsale n°27 supposée du Bassin des Mascareignes (Figure 2-2). L'arrêt de l'activité du Piton des Neiges et la croissance plus tardive du Piton de La Fournaise sur les flancs de son aîné ont ainsi été interprétés par une migration de l'activité vers le sud-est, le long de l'axe de cette dorsale fossile.

#### B- A un modèle plus complexe

L'apport de la géophysique a depuis été essentiel pour comprendre la structure interne de l'édifice réunionnais et contraindre les modèles antérieurs simples à deux volcans. La carte structurale de La Réunion proposée par Lénat et al (2001) montre une complexité bien plus grande avec la participation d'au moins trois centres volcaniques majeurs (le Piton des Neiges, le volcan des Alizés et le Piton de La Fournaise; Figure 2-16). La mise en évidence des larges complexes intrusifs profondément enracinés du Piton des Neiges et des Alizés ferait de ces deux centres les systèmes majeurs primitifs de l'île. Ces volcans auraient fonctionné (simultanément?) au début de l'histoire de l'île, au moins jusqu'à la transition géomagnétique Brunhes-Matuyama, il y a 0.78 Ma. L'hypothèse de croissance du Piton de La Fournaise, il y a au moins 0.5 Ma, sur les flancs des Alizés est ensuite envisagée; la "disparition" du massif des Alizés pouvant s'expliquer par un démantèlement important associé à de grands épisodes destructifs sous la forme de déstabilisations de flanc. Ces phénomènes ont vraisemblablement affecté l'ensemble des volcans de l'île.

Le modèle d'évolution de La Réunion prend en compte des phénomènes d'instabilités et érosifs de grande ampleur (Figure 2-16; Lénat et al., 2001), mis en évidence à la fois par les données magnétiques et sismiques et les travaux sur les flancs immergés. L'essentiel des formations sous-marines de la zone est du Piton de La Fournaise est interprété comme des dépôts d'avalanches de débris et de glissements en blocs ayant affecté le flanc oriental du volcan actif (Figure 2-14). L'hypothèse de phénomènes destructeurs comparables pour le massif du Piton des Neiges est envisageable si l'on considère la similitude morphologique de ses excroissances topographiques sous-marines avec celle située à l'est du Piton de La Fournaise (Figure 2-12; Lénat et Labazuy, 1990). Cette hypothèse est confortée par les études de terrain récentes qui tendent à généraliser la présence de brèches d'avalanches de débris au coeur et en bordure littorale du massif du Piton des Neiges. Bachèlery et al (1996) ont ainsi interprété les formations bréchiques de Saint-Gilles (Figure 2-4A) comme des dépôts d'avalanches de débris qui se poursuivent en mer et dont la zone d'accumulation est

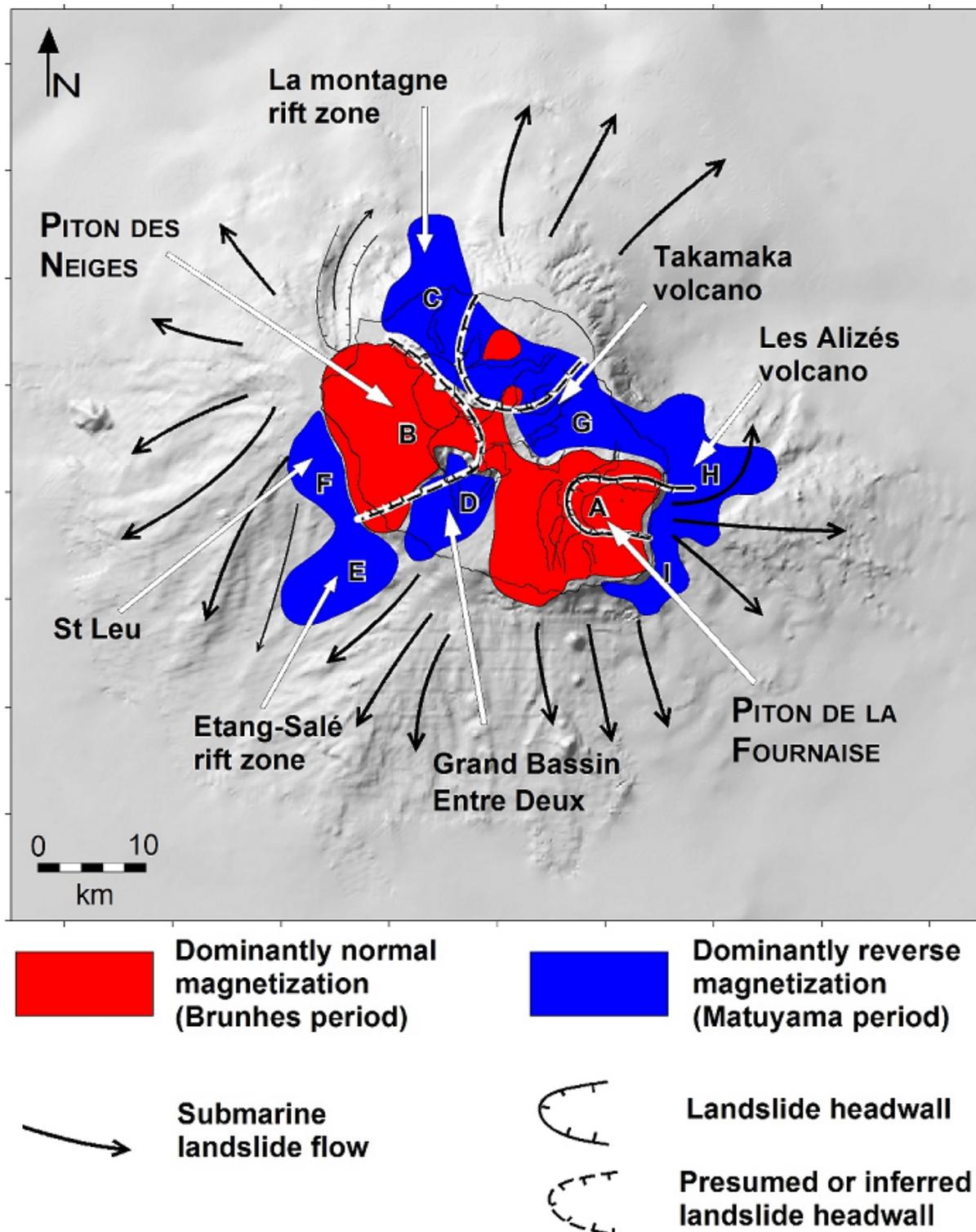


Figure 2-16: Carte structurale de La Réunion illustrant la distribution supposée des formations anciennes (>0.78 Ma, période Matuyama) et plus récentes (<0.78 Ma, période Brunhes) et l'importance des déstabilisations de flanc. D'après Lénat et al. (2001).

révélée par la bathymétrie (Figure 2-12). Des dépôts similaires ont été retrouvés dans la Rivière des Galets (Fèvre et al., 2003; Bret et al., 2003; Figure 2-4A), dans la Rivière des Pluies et la Ravine des Patates à Durand (Fèvre et al., 2001 et 2004; Bret et al., 2003), dans la région de Sainte-Suzanne (Bret et al., 2003) et dans les cirques de Cilaos (Maillot, 1999; Arnaud et al., 2004) et de Salazie (Arnaud et al., 2003 et 2004). On reviendra sur ces dépôts aériens dans le chapitre 4 de cette partie.

Ainsi, les morphologies sous-marines décrites autour de l'île, les données géophysiques et les évidences de terrain suggèrent l'intervention de mécanismes de destruction importants des volcans de La Réunion au cours de leur histoire. La compréhension de l'évolution du Piton de La Fournaise, du Piton des Neiges et du volcan des Alizés nécessite donc la prise en compte de ces processus de démantèlement majeurs. Les principaux indices et témoignages de ces événements sont retrouvés en mer, où l'essentiel de l'histoire géologique de La Réunion est à rechercher. L'étude des fonds sous-marins de l'île apparaît indispensable à la construction d'un modèle d'évolution du système volcanique réunionnais, au sein duquel les phénomènes de déstabilisation de flanc semblent jouer un rôle principal.



## **Chapitre 2**

### *Compilation et traitement des données marines multifaisceaux Construction de documents numériques "terre-mer" de l'édifice volcanique de La Réunion*

#### **OBJECTIFS:**

- Présenter la base de données de bathymétrie et d'imagerie multifaisceaux acquises autour de La Réunion et compilées pour ce travail de thèse;
- Présenter les différents traitements des données multifaisceaux effectués à l'aide du logiciel CARAIBES;
- Décrire les procédures utilisées pour réaliser des documents numériques "terre-mer" couvrant l'ensemble de l'édifice réunionnais, soit (1) un modèle numérique de terrain (MNT) global à 100 m de résolution et (2) une image composite, à 50 m de résolution, associant image de réflectivité et de pente.
- Donner un inventaire des méthodes d'analyse employées pour l'étude des MNT.

#### **MOTS CLES:**

Bathymétrie et imagerie acoustique multifaisceaux, sondeur multifaisceaux, CARAIBES, Modèle Numérique de Terrain (MNT), image de réflectivité, topographie IGN, bathymétrie côtière SHOM, mosaïquage, documents numériques "terre-mer".

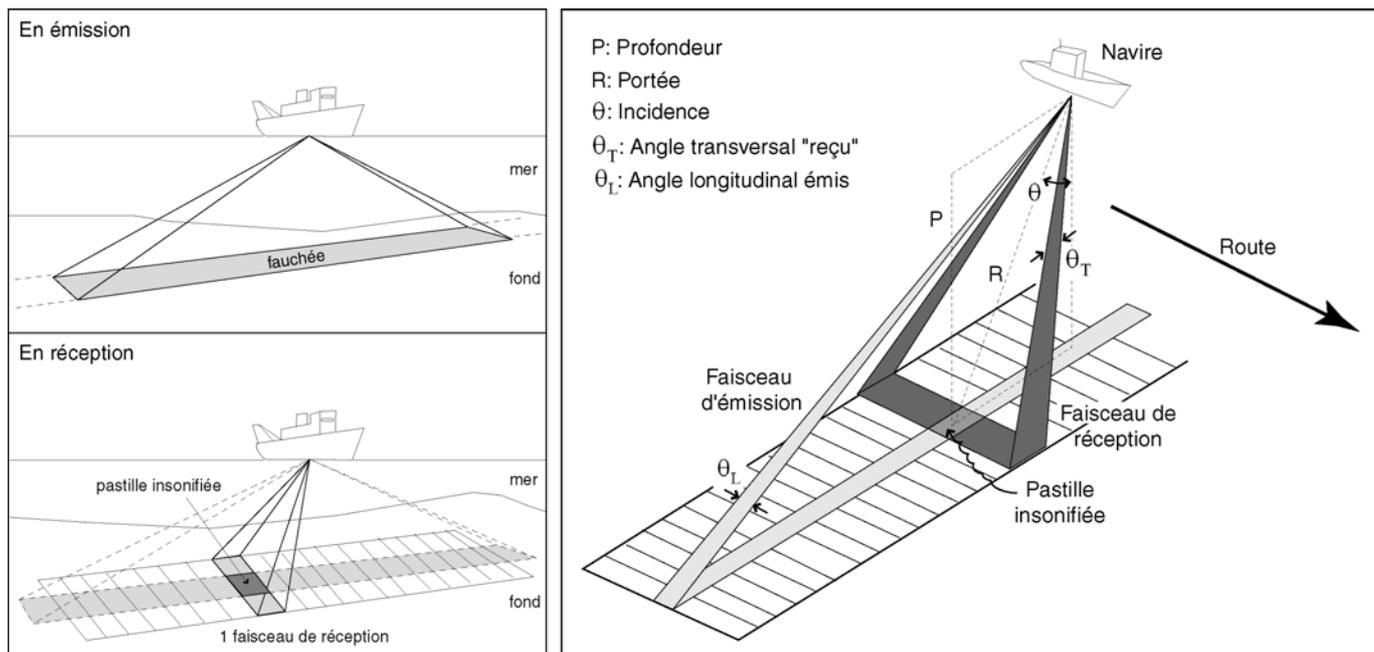


Figure 2-17: Technique d'acquisition dite des "faisceaux croisés" d'un sondeur multifaisceaux. Modifié d'après Lurton (1998) et Bisquay (2002).

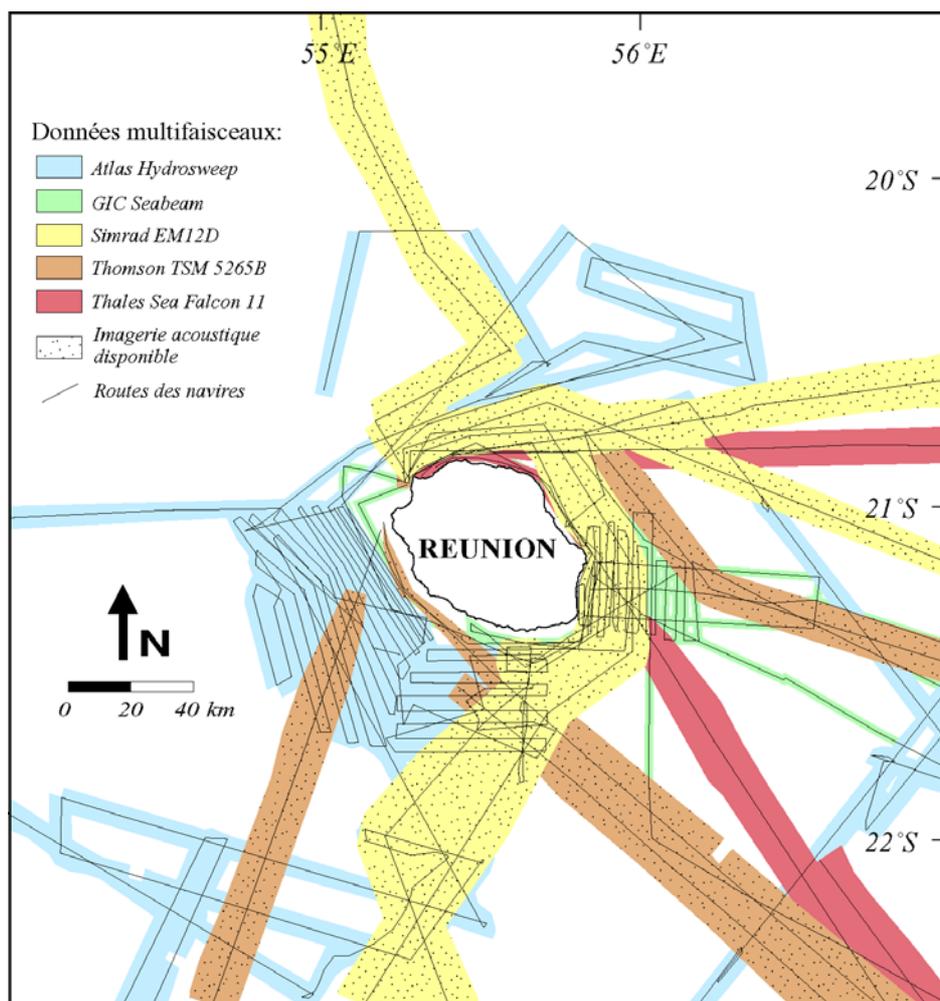


Figure 2-18: Couverture multifaisceaux des flancs sous-marins de La Réunion et d'une partie du plancher océanique.

## I. CREATION D'UNE BASE DE DONNEES MARINES MULTIFAISCEAUX POUR LA REUNION

La première étape de notre étude a été de constituer une base de données la plus complète possible compilant les informations de bathymétrie et d'imagerie acoustique multifaisceaux des fonds immergés de La Réunion. De nombreuses études des flancs sous-marins des îles volcaniques (archipel d'Hawaii, Lipman et al., 1988; Moore et al., 1989 et 1994a, des Canaries, Watts et Masson, 1995; Urgeles et al., 1997 et 1999; Krastel et al., 2001; Gee et al., 2001; Masson et al., 2002, des Petites Antilles, Le Friant, 2001; Deplus et al., 2001) s'appuient sur ce type de données permettant une observation étendue quasi-instantanée des fonds et, pour certains sondeurs, de leurs propriétés acoustiques. Le sondeur multifaisceaux autorise en effet un relevé rapide et précis de la topographie sur de larges zones et, si son ouverture angulaire est suffisante, fournit une image de réflectivité des fonds. Les données multifaisceaux sont ainsi complémentaires des méthodes directes d'étude des fonds (dragages, échantillonnages, photographies...) mises en oeuvre par les géologues.

### **I.1. Principe de l'acquisition des données multifaisceaux**

Avant de présenter les données compilées pour ce travail, il paraît indispensable de décrire le fonctionnement des sondeurs multifaisceaux et la technique d'acquisition des données bathymétriques et acoustiques. Il ne s'agit pas de détailler l'ensemble de la théorie des sondeurs acoustiques mais de présenter de façon succincte et simplifiée leur principe et l'apport de la technologie multifaisceaux. Pour plus de détails, le lecteur intéressé pourra se référer aux travaux de Dugeley (1997), Lurton (1998) ou Bisquay (2002).

◆ *Un sondeur conventionnel monofaisceau* détermine la profondeur à la verticale du navire en mesurant le temps de propagation aller-retour d'une onde acoustique entre le navire et le fond, la connaissance de la célérité du son dans l'eau permettant de déduire la distance navire-fond. Le sondeur émet une impulsion sonore courte de 0.1 à 1 ms, de fréquence comprise en général entre 30 et 200 kHz, selon un lobe vertical au navire, de 15 à 30° d'ouverture. La résolution est assez faible car la profondeur mesurée correspond à une moyenne sur la surface insonifiée, surface d'autant plus importante que la profondeur est grande (par exemple, à 1000 m de profondeur, la pastille insonifiée correspond à ~1 km<sup>2</sup> pour une ouverture de 30°).

◆ Contrairement au sondeur monofaisceau, *le sondeur multifaisceaux* mesure simultanément la profondeur et la réflectivité des fonds sous-marins sur une bande large typiquement, de 5 à 7 fois la hauteur d'eau et perpendiculaire à l'axe du navire (Figure 2-17). La technique utilisée est dite des "faisceaux croisés". A chaque cycle d'émission-réception (ping), une impulsion acoustique courte (de 1 à 10 ms) et de fréquence centrale variable en fonction de la profondeur (~10 kHz par grands fonds et

Navires	Missions	Années	Chefs de mission	Données disponibles	Sondeurs	
					Type	Caractéristiques <sup>2</sup>
Jean Charcot	Hydroamsterdam	1984	Beuzard P.	Bathy		profondeurs de fonctionnement: 50 à 11000 m; fréquence centrale: 12 kHz; ping: 7 ms; nombre de faisceaux: 16; ouverture: 42°2/3; fauchée: 3/4xP; précision: 1% $\times$ P (pour P<5000 m et des pentes <15%)
	Rodriguez leg 1	1984	Schlich R.	Bathy	GIC Seabeam	
	Rodriguez leg 2	1984	Schlich R.	Bathy		
Somme	SO87	1993	Stoffers P.	Bathy	Atlas Hydrosweep	profondeurs de fonctionnement: 10 à 10000 m; fréquence centrale: 15.5 kHz; nombre de faisceaux: 59; ouverture: 90°; fauchée: jusqu'à 2xP; précision: 1% $\times$ P (pour roulis<10° et tangage<5°)
	Djire	1995	Munsch M.	Bathy + Imag		
L'Atlante	Gallieni	1995	Patriat P.	Bathy + Imag	Simrad	profondeurs de fonctionnement: 50-11000 m; fréquence centrale: 13 kHz; ping: 2 ms; nombre de faisceaux: 2x81; ouverture et fauchée en fonction de P (ex: ouverture 150°, fauchée: 7.4xP pour P<3000 m); précision: 0.25% $\times$ P
	Larjaka	1995	Sauter D.	Bathy + Imag	EM12D	
	Ginnaut	2000	Dymont J., Hemon C.	Bathy + Imag		
Marion	Antaus	2000	Geli L.	Bathy + Imag	Thomson	profondeurs de fonctionnement: 50 à 11000 m; fréquence centrale: 12 kHz; ping: 2.5 à 100 ms; nombre de faisceaux: 5x500 (~5 sondeurs utilisés simultanément)
	Delo	2000	Royer J-Y.	Bathy + Imag	TSM 5265B	ouverture et fauchée en fonction de P (typiquement: ouverture 2x65°, fauchée 2xPxian 65°); précision: vert. 0.2% $\times$ P, obliq. <0.5% $\times$ P
	Swift	2001	Humler E.	Bathy + Imag		
Dufresne	Oiso6	2001	Metz N., Pierre C.	Bathy + Imag		
	321-FMLP	2003	<i>données test IPEV</i>	Bathy <sup>1</sup>	Thales	
	Swir	2003	Cannat M.	Bathy <sup>1</sup>	Sea Falcon 11	

**Tableau 2-1: Synthèse des missions océanographiques exploitées dans le cadre de notre étude et caractéristiques principales des sondeurs multifaisceaux.** <sup>1</sup>Le sondeur Sea Falcon 11 a remplacé le TSM 5265B sur le Marion Dufresne en janvier 2002 et n'est pas encore tout à fait opérationnel, ce qui explique l'absence de données d'imagerie pour les campagnes 321-FMLP et Swir. <sup>2</sup>Les informations sur les caractéristiques des sondeurs nous ont été fournies par le SISMER, l'IPEV et sont extraites du rapport de la mission SO87 (Stoffers et al., 1994).

~100 kHz par petits fonds), est émise au travers un lobe étroit dans la direction longitudinale ( $\theta_L$  de l'ordre de  $2^\circ$ ) et large dans la direction transversale (ouverture angulaire, de  $30$  à  $180^\circ$  suivant les sondeurs). Le sondeur passe alors en mode réception et se met à l'écoute des échos. Il forme virtuellement  $n$  faisceaux de réception, perpendiculaires au faisceau émis, étroits latéralement ( $\theta_T$  de  $1$  à  $5^\circ$  en général) et larges longitudinalement (plus de  $20^\circ$ ). Chaque faisceau est affecté à un angle d'écoute. A chaque cycle,  $n$  secteurs du fond sont ainsi insonifiés pour chaque faisceau de réception, la zone insonifiée correspondant à l'intersection entre le lobe d'émission et le faisceau de réception. La bathymétrie moyenne  $P$  sur chaque zone insonifiée est mesurée à partir du temps d'arrivée de l'écho et de son incidence  $\theta$ , connaissant l'instant d'émission et le modèle de vitesse du son dans l'eau et moyennant un ensemble de corrections (réfraction, attitude, pilonnement,...). L'intensité de l'écho mesuré caractérise la réflectivité de la zone insonifiée. Elle varie en fonction de la nature des matériaux, de la pente et de la rugosité de surface des fonds.

## **I.2. Données compilées**

Les données multifaisceaux compilées couvrent, de façon incomplète et hétérogène, les flancs de l'île et une partie du plancher océanique sur une zone centrée sur La Réunion, située entre les latitudes  $S19^\circ30$  et  $S22^\circ30$  et les longitudes  $E54^\circ$  et  $E57^\circ$ . Elles ont été fournies par le SISMER (*Systèmes d'Informations Scientifiques pour la MER*), l'IPEV (*Institut Paul-Emile Victor*) et l'EOST (*Ecole et Observatoire des Sciences de la Terre*). Nous avons réuni la bathymétrie de 14 campagnes ou valorisations de transit, acquise entre 1984 et 2003 autour de La Réunion ainsi que l'imagerie acoustique correspondante dans 8 cas. Ces missions sont synthétisées dans le tableau 2-1, mais pour plus d'informations sur les différentes opérations effectuées, on pourra se référer aux sites du BSH (*Bundesamt für Seeschifffahrt und Hydrographie*) pour la campagne SO87 ([www.bsh.de](http://www.bsh.de)) et du SISMER pour les campagnes des navires océanographiques français ([www.ifremer.fr/sismer/](http://www.ifremer.fr/sismer/)). Les données récupérés correspondent, au total, à une surface couverte d'environ  $33900 \text{ km}^2$  pour la bathymétrie et  $20730 \text{ km}^2$  pour l'imagerie acoustique. Notre base de données propose ainsi la plus importante couverture multifaisceaux des fonds sous-marins de La Réunion (Figure 2-18).

Cinq types de sondeur multifaisceaux ont été utilisés lors des différentes campagnes: (1) le sondeur Simrad EM12D (L'Atalante), (2) les sondeurs Thomson TSM 5265B et (3) Thales Sea Falcon 11 (Marion Dufresne), (4) le sondeur Atlas Hydrosweep (Sonne) et (5) le sondeur GIC Seabeam (Jean Charcot). Leurs principales caractéristiques sont présentées dans le tableau 2-1. Cette diversité des données multifaisceaux est une contrainte majeure pour notre étude qui conditionne l'ensemble des traitements. Des données Seabeam acquises en 1984 n'ont, en effet, pas la même précision, ni la même résolution, que des données EM12D récentes.

## **II. TRAITEMENT DES DONNEES MULTIFAISCEAUX**

---

### **II.1. Objectifs**

Le traitement des données multifaisceaux a pour objectif la conception de documents numériques "terre-mer", couvrant l'édifice volcanique réunionnais dans son ensemble. Il s'agit de construire (1) un modèle numérique de terrain (MNT) global, à 100 m de résolution, et (2) une image composite, à 50 m de résolution, associant image de réflectivité des fonds marins et image de pente calculée à partir du MNT global lorsque les données de réflectivité ne sont pas disponibles (cf Figures 2-24, 2-29 et Annexe I). Les grilles de données correspondantes sont projetées en Mercator (latitude conservée  $S21^\circ$ , méridien d'origine  $E55^\circ30'$ ) sur l'ellipsoïde WGS84. Elles couvrent une zone comprise entre les latitudes  $S19^\circ30'$  et  $S22^\circ30'$  et les longitudes  $E54^\circ$  et  $E57^\circ$ . La conception de ces documents passe par un ensemble de traitements présentés dans cette section, où nous décrirons successivement (1) les moyens logiciel utilisés, (2) le traitement des données multifaisceaux de bathymétrie et la réalisation du MNT global, et (3) le traitement des données d'imagerie acoustique multifaisceaux et la réalisation de l'image composite.

### **II.2. Moyens logiciel**

Les logiciels utilisés pour les traitements sont principalement, CARAIBES (IFREMER), Surfer (Golden Software) et ENVI (Research Systems). Les opérations d'importation-exportation entre ces logiciels sont présentées en Annexe II. Le logiciel ManipRaster (conception Souriot, CNRS, <http://wwwobs.univ-bpclermont.fr/lmv/RV/mpr/index.html>) est utilisé pour certaines de ces opérations. Des procédures Matlab ont également été développées pour l'importation des données Hydrosweep sous CARAIBES et la gestion de fichiers 3 colonnes de type longitude, latitude, altitude (cf Annexes III et IV).

#### ***II.2.1. CARAIBES***

Les traitements spécifiques des données multifaisceaux ont été réalisés à l'aide du logiciel CARAIBES (*CARTographie Appliquée à l'Imagerie et la Bathymétrie des Sonars et sondeurs multifaisceaux*) développé par le service Développement de Logiciels Embarqués de l'IFREMER ([www.ifremer.fr/flotte/equipements\\_sc/logiciels\\_embarques/caraibes/](http://www.ifremer.fr/flotte/equipements_sc/logiciels_embarques/caraibes/)). Le logiciel est programmé en C++ et tourne aussi bien sur stations Sun/Solaris que sur un environnement Linux/Redhat. CARAIBES est un logiciel assez simple d'utilisation. Il se présente sous la forme d'un ensemble de modules que l'on lance individuellement ou que l'organise en chaînes de traitement. Nous présenterons la fonction de quelques-uns de ces modules et leur rôle dans les chaînes de traitement de la bathymétrie et de l'imagerie acoustique.

CARAIBES peut être utilisé selon deux modes, CARAIBES-TR pour Temps Réel et CARAIBES-TD pour Temps Différé. CARAIBES-TR est directement utilisé sur les navires océanographiques de l'IFREMER utilisant la technologie Simrad (L'Atalante par exemple). Il permet, notamment, en temps réel, l'archivage des données multifaisceaux et l'élaboration de cartes bathymétriques avec contourage et de cartes d'imagerie avec réflectivité le long de la route du navire. CARAIBES-TD est utilisé a posteriori, comme pour notre étude, et autorise un rejeu complet des données de sondeurs multifaisceaux, sonar latéraux et autres capteurs géophysiques (gravimètre, magnétomètre, thermosalinomètre,...). Il permet la validation, l'analyse et la cartographie des données, ainsi que la réalisation de modèles numériques de terrain.

Le calendrier de mise en service et d'utilisation de CARAIBES au Laboratoire Magmas et Volcans a été le suivant:

---

<i>Septembre 2003:</i>	Achat du logiciel (financement OPGC, LMV, PNRN)
<i>Fin septembre 2003:</i>	Formation de 1 semaine à l'IFREMER (Brest)
<i>Début octobre 2003:</i>	Installation de la version 2.5 du logiciel au LMV
<i>Février 2004:</i>	Logiciel réellement opérationnel (résolution progressive des bugs de la version Linux par les concepteurs)
<i>Mars 2004:</i>	Premiers résultats concrets

---

### *II.2.2. Surfer et ENVI*

Les logiciels Surfer (Golden Software) et ENVI (*the ENvironment for Visualizing Images, Research Systems*) ont principalement été utilisés pour la visualisation des MNT et des images acoustiques, mais également pour la réalisation d'autres traitements plus spécifiques, comme:

- les opérations de maillage. Le MNT sub-aérien IGN-SHOM a été calculé sous Surfer par krigeage (cf § II.4.4.);

- l'application de masques sur les MNT afin d'éliminer les zones présentant des artefacts. Les masques peuvent être générés par digitalisation de contours (polyline) à la fois sous Surfer et Envi, mais également selon un intervalle de valeurs (d'altitudes) fixé par l'utilisateur, sous Envi;

- le calcul d'images de pente (sous Surfer ou Envi; cf § III.2.);

- le mosaïquage des images de pente avec les images de réflectivité. Cette opération est réalisée sous ENVI par superposition des deux images (cf § II.6.)

### **II.3. Traitement des données bathymétriques multifaisceaux**

L'objectif du traitement de la bathymétrie multifaisceaux est de générer des fichiers de données propres, précises et géoréférencées dans un même système de projection. Ces données sont maillées sous CARAIBES pour créer divers MNT des fonds immergés de La Réunion qui constituent la base du MNT global que l'on se propose de construire (cf § II.4.).

#### *II.3.1. Importation des données*

Les données nécessaires à CARAIBES pour le traitement de l'information bathymétrique sont la navigation, la bathymétrie et le modèle de célérité du son dans l'eau. Le fichier de navigation donne la position du navire en permanence. Il comprend une suite chronologique de points avec, pour chacun d'eux, les informations de temps, latitude et longitude du bateau. Le fichier de bathymétrie contient les sondes mesurées, organisées sous forme d'une succession de cycles correspondant chacun à une émission du sondeur. Chaque cycle contient les informations de temps, d'attitude du navire (cap, roulis, tangage, pilonnement) et, pour chaque faisceau, la valeur de profondeur et sa position relative par rapport au bateau. Le fichier de célérité (s'il existe) contient, pour chaque profil de vitesse estimé, l'information de temps et une succession de valeurs de vitesse en fonction de la profondeur.

Pour la plupart des campagnes compilées, les données relatives à la bathymétrie multifaisceaux se présentent directement sous le format reconnu par CARAIBES (fichiers \*.mbb de bathymétrie, \*.nvi de navigation, \*.CE ou \*.vel de célérité), sauf dans le cas des données Hydrosweep de la campagne SO87 (Tableau 2-1). Ces dernières sont archivées dans un format binaire générique du logiciel CETIS (Boulangier et al, 1992) et incompatible avec le logiciel CARAIBES. La conversion vers un format reconnu par le module d'importation des données Atlas Hydrosweep *Tfhydr* a été effectué à l'aide d'un programme Matlab (cf Annexe III).

#### *II.3.2. Traitements préliminaires*

##### II.3.2.1 Traitement de la navigation

Préalablement au traitement des données de bathymétrie, il est nécessaire de valider les données de navigation qui comportent régulièrement des discontinuités (sauts de localisation), dues par exemple à un changement de constellation GPS. La validation de la navigation consiste à détecter et à éliminer les positions aberrantes ou douteuses du navire le long de son trajet et à éventuellement lisser la trajectoire. Elle s'effectue à l'aide de l'éditeur graphique et interactif *Ananav*.

Les données de navigation des campagnes traitées sont généralement de bonne qualité. Seules les campagnes les plus anciennes (campagnes Hydroamsterdam, Rodriguez leg 1 et leg 2 du Jean Charcot, Tableau 2-1) présentaient quelques anomalies de localisation dues à des systèmes de

positionnement moins performants. Les données de navigation sont généralement géoréférencées par rapport à l'ellipsoïde WGS84, sauf les campagnes du Jean Charcot utilisant le système WGS72. La transformation d'ellipsoïde a été réalisée par le module *Navell*.

### II.3.2.2 Traitement des modèles de célérité disponibles

Connaître précisément le modèle de célérité du son dans l'eau est indispensable à une bonne mesure de bathymétrie. La célérité du son, proche de  $1500 \text{ m.s}^{-1}$ , varie en fonction de la température, de la salinité de l'eau et de la pression. Lors des campagnes océanographiques, les profils de vitesse sont, soit mesurés régulièrement, sur les premières centaines de m, à partir de mesures de bathysondes jetables (Sippican) puis complétés en profondeur à l'aide de données océanographiques globales (tables Levitus), soit estimés à partir des données de ces seules tables.

Dans notre cas, trop peu de modèles de vitesse ont été mesurés, les campagnes utilisées n'ayant pas réellement pour cible la bathymétrie de La Réunion (valorisations de transit). Les seules données de célérité exploitables, dans notre zone d'étude, concernent les campagnes de L'Atalante, excepté la campagne Gimnaut (Tableau 2-1). Pour les autres campagnes, la bathymétrie a été estimée en utilisant, soit les bases Levitus (campagnes du Marion Dufresne, comm. pers. IPEV), soit une célérité constante de  $1500 \text{ m.s}^{-1}$  (campagnes du Jean Charcot, comm. pers. IFREMER). L'information n'a pas été retrouvée dans le cas de la campagne du Sonne. Dans le cas des campagnes de L'Atalante, où l'information célérité est disponible, la validation de cette information est conseillée. Le module *Coricel* est un éditeur graphique de profil de célérité. Il permet de détecter et d'éliminer les anomalies, puis de ré-interpoler le profil corrigé.

## II.3.3. Traitement spécifique de la bathymétrie

### II.3.3.1 Fusion de la navigation et de la bathymétrie

Les fichiers de bathymétrie ne contiennent pas la position géographique des sondes mais uniquement leur position relative par rapport au bateau pour chaque cycle. L'information géographique est dans le fichier de navigation. La fusion des informations de navigation et de bathymétrie a ainsi pour but de déterminer la position géographique absolue de chaque sonde. Le résultat, sous CARAIBES, est un fichier de bathymétrie géoréférencée d'extension \*.xy. Deux modules permettent la création de fichiers \*.xy: (1) *Creaxy*, qui permet de sélectionner les données selon un cadre géographique et dans un intervalle de temps précis, et (2) *Genexy* qui génère des fichiers \*.xy contenant l'ensemble des données de bathymétrie ajusté sur les limites géographiques de la navigation. Ces modules gèrent, de plus, la projection cartographique des données. Dans notre cas, on a choisi de projeter nos données en Mercator (latitude conservée  $S 21^\circ$ , méridien d'origine  $E 55^\circ 30'$ ) sur l'ellipsoïde WGS84.

### II.3.3.2 Filtrage des données aberrantes

Le filtrage des données aberrantes consiste à détecter et à éliminer les sondes erronées dues à des fausses détections. Le filtrage est réalisé, soit automatiquement, par comparaison avec un MNT de référence (module *Filtxy*), soit interactivement, à l'aide d'un éditeur de cycles (module *Batmul*).

L'algorithme utilisé par *Filtxy* consiste (1) à générer, à partir des fichiers \*.xy bruts, un MNT de référence, basse fréquence (soit par un maillage large, soit en utilisant une fonction de lissage sur un MNT plus précis), puis (2) à comparer les sondes du fichier \*.xy et leurs valeurs sur le MNT de référence, et (3) à éliminer les sondes s'écartant d'un seuil fixé par l'opérateur, les seuils étant constants ou fonction de la pente locale. Cet algorithme demande la réalisation de toute une batterie de tests (que nous avons pas eu le temps d'effectuer) pour déterminer les paramètres optimaux de filtrage. Le problème du filtrage automatique est, en effet, de trouver un compromis entre les sondes à conserver et celles à éliminer. Les fonds sous-marins de La Réunion étant principalement couvert de terrains très chaotiques, le signal vrai est souvent éliminé par cette méthode, comme déjà constaté par Le Friant (2001) pour des données EM12D acquises au large des Antilles.

Nous avons donc utilisé le module *Batmul* pour le filtrage interactif des données aberrantes. *Batmul* est un éditeur de cycles qui permet l'intervention directe sur le signal, soit par cycle (profondeur en fonction de la distance latérale), soit par faisceau (profondeur en fonction du temps). Le traitement est assez long. Il s'agit de faire défiler l'information, cycle par cycle (ou faisceau par faisceau), et de supprimer les sondes anomaliques. Le filtrage est ainsi forcément subjectif. Une sonde a été considérée anomalique lorsque sa valeur de profondeur dépasse un seuil, estimé par l'utilisateur, par rapport aux sondes des cycles précédent et suivant pour le même faisceau (ou des faisceaux précédent et suivant pour le même cycle).

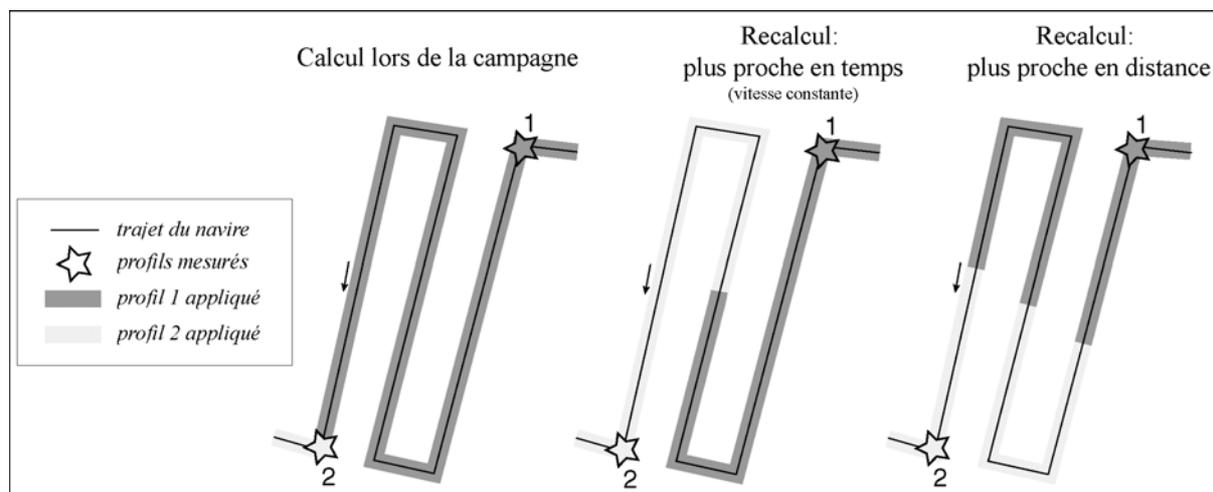
### II.3.3.3 Recalcul des sondes avec des profils de célérité plus adaptés

On suspecte, que, dans la majorité des campagnes, les modèles de célérité utilisés pour l'estimation de la profondeur étaient inadéquats. La conséquence est une relative mauvaise précision des données acquises, qui se traduit sur les MNT générés par des décalages importants des profondeurs (décalage en z de 50 m en moyenne à plus de 200 m au maximum) entre les profils des différentes campagnes. La solution pour atténuer ces artefacts est un recalcul des sondes en utilisant des profils de vitesse plus adaptés. Cette opération a été réalisée uniquement sur les données bathymétriques des campagnes de L'Atalante et du Jean Charcot, pour lesquelles les modèles de vitesse d'origine sont disponibles (cf § II.3.2.2.). Dans les autres cas, nous ne pouvons que faire confiance à la chaîne de traitement réalisée en amont.

Le module *Modcel* permet le recalcul des sondes en tenant compte d'autres profils de célérité que ceux utilisés lors de l'acquisition des données. Il permet de considérer le profil de vitesse, soit le plus proche en temps, soit le plus proche en distance (Figure 2-19), mais également un profil calculé par interpolation linéaire entre les deux profils les plus proches en temps ou en distance. Les opérations effectuées sont les suivantes:

◆ Dans le cas des données des campagnes Djire, Gallieni et Larjaka de L'Atalante (Tableau 2-1), le recalcul a été effectué en considérant les profils mesurés les plus proches en temps. L'estimation des profondeurs utilisant le profil de vitesse le plus proche en temps doit intuitivement être plus précise que celle effectuée lors des campagnes où le dernier profil mesuré est utilisé (Figure 2-19).

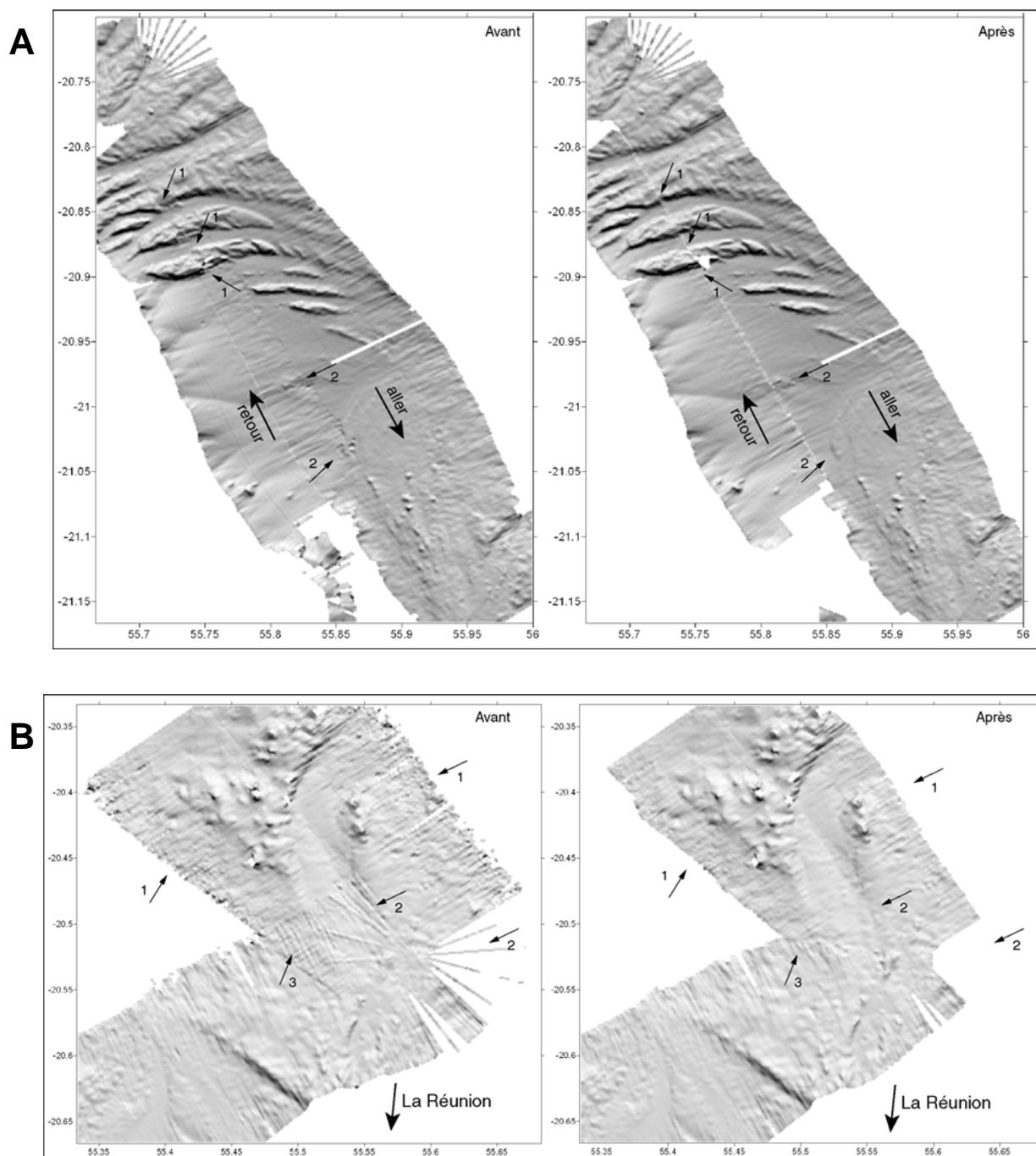
◆ Dans le cas des campagnes du Jean Charcot et Gimnaut de L'Atalante, nous avons généré, à partir de la base Levitus, plusieurs profils de vitesse le long des routes des navires (module *Celeri*) et recalculé les sondes en considérant les profils les plus proches en distance. Ce traitement permet, en théorie, une meilleure estimation des sondes que celle réalisée avec des profils inadaptés, car trop éloignés (Gimnaut) ou constants (campagnes Jean Charcot).



**Figure 2-19: Gestion des profils de célérité.** Pendant la campagne, le profil de célérité utilisé pour estimer la bathymétrie le long de la route du navire est forcément le dernier mesuré. Lors du traitement, *Modcel* permet de choisir le recalcul des sondes en utilisant le profil de célérité le plus proche en temps ou en distance. On utilise généralement l'option plus proche en temps, mais l'option plus proche en distance est plus judicieuse lorsque le trajet de la campagne contient beaucoup de virages.

#### II.3.3.4 Recherche de biais d'attitude et d'horloge

Les corrections d'attitude (cap, roulis, tangage, pilonnement) et d'horloge sont généralement effectuées en temps réel lors de l'acquisition. CARAIBES permet néanmoins l'estimation et la correction de biais persistants. Les biais d'attitude et d'horloge se traduisent par des shifts horizontaux entre profils et sont identifiables par des décalages anormaux des structures.



**Figure 2-20: Exemple de traitements spécifiques réalisés sur les données de bathymétrie.** Images ombrées du MNT (illumination depuis le nord), à 100 m de résolution, (maillage *Mailp*, rayon d'influence  $r=200$  m) avant et après traitement.

**A/ Corrections de biais d'attitude et suppression des recouvrements entre les profils aller et retour de la campagne Gallieni (*L'Atalante*).** Avant traitement, les structures soulignées par les flèches 1 sont clairement décalées d'environ 315 m en X et 550 m en Y. Ce décalage est atténué par une correction de tangage de  $17^\circ$  et de roulis de  $+0.5^\circ$ . Les hautes fréquences dues au recouvrements entre les profils aller et retour de la campagne sont supprimées (flèches 2). On génère néanmoins un artefact parallèle à la route du bateau qui sera masqué en fin de traitement.

**B/ Suppression des sondes externes, des virages et correction de biais d'attitude sur un profil de la campagne Djire (*L'Atalante*).** La suppression des sondes externes élimine les hautes fréquences latérales (flèches 1). Les virages sont supprimés (flèches 2). Les hautes fréquences soulignées par la flèche 3 sont dues à un biais sur le capteur de roulis. La correction appliquée est de  $+0.39^\circ$  sur la portion sud du profil.

Nous avons décelé de tels décalages au niveau des virages de la campagne Djire et à l'est de La Réunion entre les profils aller et retour de la campagne Gallieni (Figure 2-20). Nous avons tenté d'estimer les biais pour ces zones (module *Calbat*) et de les corriger (module *Coratt*). Dans le cas de la campagne Gallieni, nous avons appliqué une correction de tangage de  $17^\circ$  et de roulis de  $0.5^\circ$  sur la portion du profil retour concerné. Cette correction, que nous estimons exagérée, permet d'atténuer le décalage entre les structures soulignées par les flèches 1 sur la figure 2-20A. Dans le cas de Djire, seul un virage a été traité avec plus ou moins de succès (flèche 3; Figure 2-20B). Nous avons appliqué une correction de roulis de  $+0.39^\circ$  à la portion la plus proche de l'île.

#### II.3.3.5 Suppression des sondes externes

Les sondes estimées à partir des faisceaux les plus externes sont généralement imprécises. En effet, plus l'onde acoustique parcourt une distance importante dans l'eau, plus l'amplitude du signal émis est atténué. L'écho est ainsi très faible dans le cas des faisceaux les plus externes et est donc plus difficile à détecter. Les sondes les plus externes ont été ainsi systématiquement invalidées. Le résultat est la suppression des hautes fréquences à la limite de la bande couverte (flèches 1; Figure 2-20B).

En pratique, pour supprimer des sondes de façon fine, on utilise simultanément 3 modules: (1) *Couver* qui permet la visualisation des cycles multifaisceaux et la définition d'une région d'intérêt (fichier \*.roi) dans laquelle les sondes doivent être invalidées; (2) *Counav* qui permet la visualisation des sondes de chaque cycle multifaisceaux et donc le repérage dans la région d'intérêt de celles à invalider (temps d'émission et numéro de faisceaux) et (3) *Batmul* sous lequel les sondes sont enfin identifiées et invalidées interactivement.

#### II.3.3.6 Suppression des recouvrements entre profils

La mauvaise précision des données bathymétriques se traduit, dans certains cas, par des signaux hautes fréquences au niveau des recouvrements entre profils. Ces hautes fréquences ont été éliminées en invalidant les parties de cycle qui se recouvrent (flèches 2; Figure 2-20A). On génère néanmoins un artefact parallèle à la route du bateau qui sera masqué en fin de traitement.

#### II.3.3.7 Suppression des virages

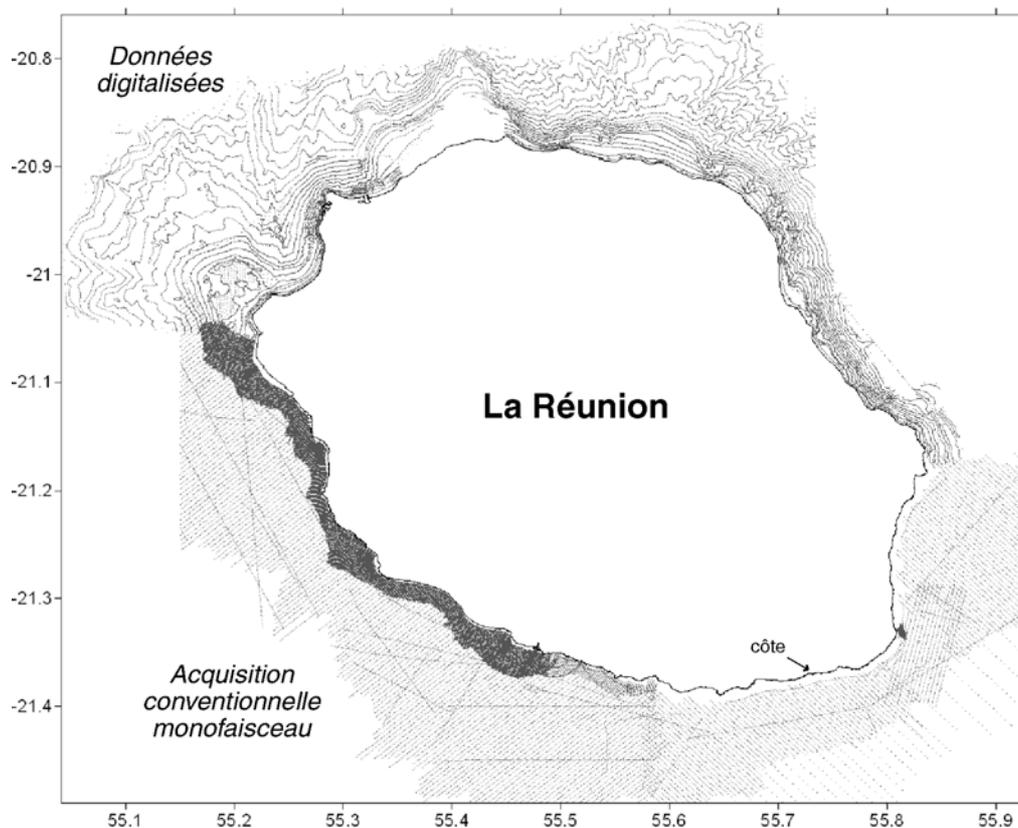
Les cycles acquis lors de manœuvres de virage sont généralement de mauvaise qualité (sondes mal localisées), notamment si le virage est serré et la manœuvre effectuée rapidement. Dans ces conditions, les sondes sont de plus isolées ce qui ne permet pas une interpolation de bonne qualité. Nous avons donc invalidé les sondes des virages en gardant cependant celles proches de la verticale, où les données sont suffisamment précises et denses pour être exploitées. Le résultat est la suppression des hautes fréquences en éventail générées par les données acquises lors du virage (flèches 2; Figure 2-20B).

## II.4. Construction d'un MNT global "terre-mer"

### II.4.1. Données complémentaires de topographie et de bathymétrie côtière

Un modèle numérique de terrain, à 25 m de résolution et projeté dans le système Gauss-Laborde (ou Réunion Piton des Neiges; système utilisant comme référence l'ellipsoïde International 1924), donne accès à la topographie de l'île. Ce document numérique est fourni par l'IGN (*Institut Géographique National*) sous la forme de 6 fichiers ascii couvrant chacun une zone géographique bien précise de La Réunion. Ces fichiers ont été concaténés en un seul pour obtenir, au total, un jeu de données de plus de 4.000.000 de points.

Les données bathymétriques monofaisceau du SHOM (*Service Hydrographique et Océanographique de la Marine*) couvrent approximativement 2480 km<sup>2</sup> de terrain, dans la zone côtière de La Réunion (cf § I.1. et Figure 2-21). Les fichiers de données des zones septentrionale et orientale ont été obtenus par digitalisation des cartes réalisées par le SHOM. Pour les zones méridionale et occidentale, ils nous ont été fournis par le LSTUR (*Laboratoire des Sciences de la Terre de la Réunion*). Au total, 82699 mesures de bathymétrie (sondes ou données digitalisées), projetées dans le système Gauss-Laborde, sont ainsi disponibles.



**Figure 2-21: Carte de localisation des données de bathymétrie monofaisceau du SHOM disponibles.** Au nord et à l'est, les données ont été digitalisées à partir des cartes réalisées par le SHOM. Au sud et à l'ouest, les données correspondent directement aux valeurs de sondes mesurées.

### II.4.2. Méthodologie

La méthode la plus intuitive pour compiler l'ensemble des données topographiques et bathymétriques dans un MNT "terre-mer" est d'interpoler, de façon globale, toutes les données. Nous avons opté pour une méthode alternative, basée sur le mosaïquage de MNT. Elle consiste à générer, (1) sous CARAIBES, plusieurs MNT en fonction de la qualité des données multifaisceaux, (2) sous Surfer, un MNT sub-aérien IGN-SHOM et (3) à mosaïquer l'ensemble des MNT sous CARAIBES. La procédure est présentée en figure 2-22. Le choix de cette méthode s'explique par (1) la précision relativement mauvaise des données bathymétriques à l'origine de hautes fréquences aux jonctions entre les profils, (2) leur hétérogénéité en terme de densité des données, (3) son rapport qualité/temps satisfaisant.

### II.4.3. Maillage des données bathymétriques multifaisceaux sous CARAIBES

#### II.4.3.1 Méthodes de maillage

Deux méthodes de maillage sont proposées par CARAIBES:

◆ Le module *Mailla* applique la méthode des plus proches voisins. Il affecte la valeur de chaque sonde aux nœuds de la grille les plus proches. On choisit le nombre de nœuds ainsi affectés (le plus proche, les 2 ou le 4 plus proches). Si plusieurs sondes doivent être affectées au même nœud, une moyenne simple est effectuée entre ces différentes valeurs. Après l'affectation des valeurs aux nœuds du MNT, certains nœuds peuvent être vides. Ils peuvent être calculés par interpolation.

◆ Le module *Maillp* applique la méthode de la moyenne pondérée. Il affecte la valeur de chaque sonde, pondérée par la distance, à tous les nœuds situés dans un cercle autour de la sonde, de rayon d'influence fixé par l'utilisateur. Si plusieurs sondes doivent être affectées au même nœud, une moyenne pondérée est effectuée entre ces différentes valeurs. Cela revient, pour chaque nœud du MNT, à faire la moyenne pondérée par la distance de toutes les sondes se trouvant dans un cercle de rayon d'influence fixé. Nous avons opté pour cette méthode, alternative simplifiée à la méthode par krigeage de Surfer, qui permet de générer rapidement des MNT de qualité satisfaisante.

#### II.4.3.2 Paramètres de maillage

Les paramètres de maillage à définir sont la taille de la maille du MNT et le rayon d'influence du cercle dans lequel les sondes seront moyennées. Le choix de ces paramètres dépend de la densité des données acquises et donc, de la vitesse du bateau et de la cadence d'acquisition dans la direction longitudinale, et du type de sondeur multifaisceaux et de la profondeur dans la direction transversale. La densité moyenne d'échantillonnage des données est synthétisée dans le tableau 2-2.

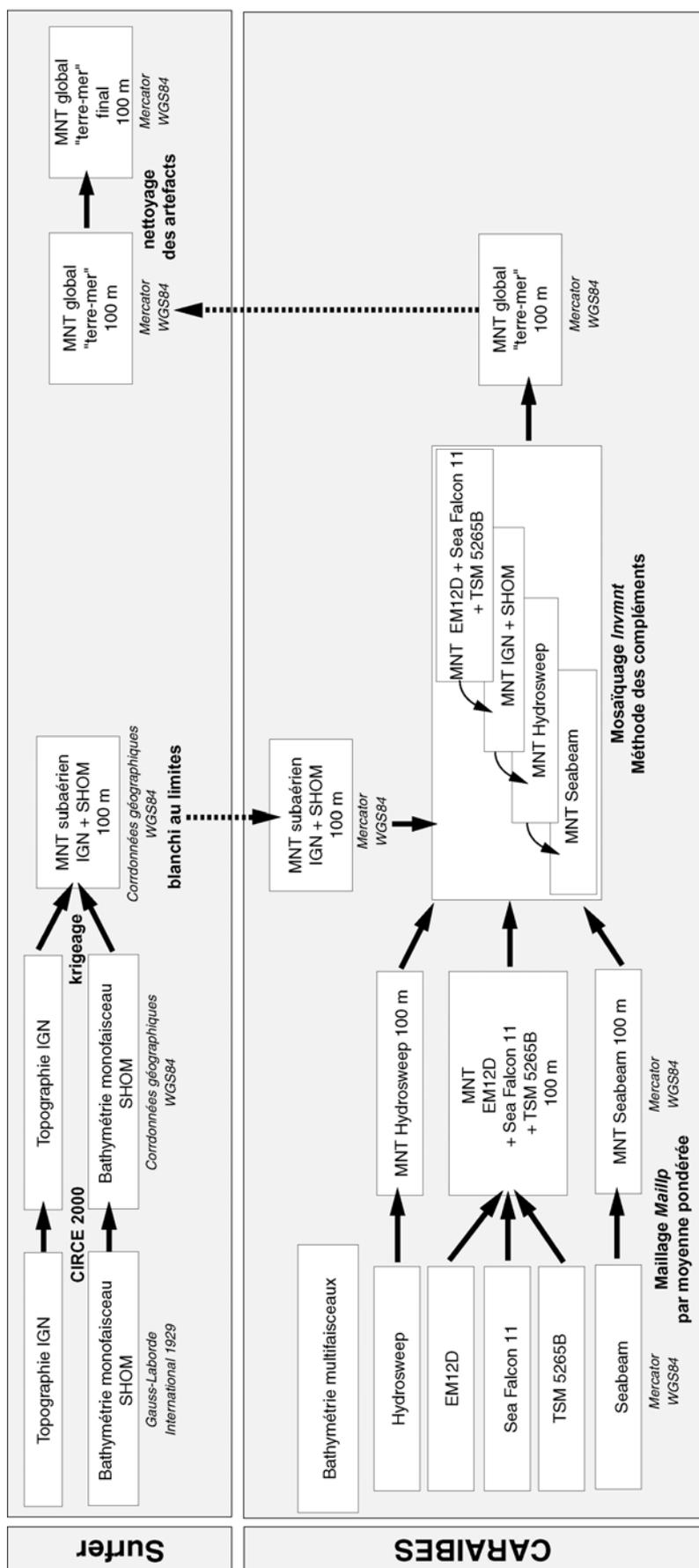


Figure 2-22: Procédure de construction du MNT global "terre-mer". Les flèches en pointillés correspondent à des opérations d'importation-exportation entre Surfer et CARAIBES (cf Annexe II pour le détail).

Sondeurs	à 2000 m		à 4000 m		Rayon d'influence	Maille choisie
	X	Y	X	Y	Maillep choisi	
<i>Simrad EM12D</i>	75-100 m	75-100 m	140-150 m	140-150 m	<b>200 m</b>	<b>100 m</b>
<i>Thales Sea Falcon 11</i> <i>Thomson TSM 5265B</i>	20 m	20 m	30-50 m	30-50 m	<b>200 m</b>	
<i>Atlas Hydrosweep</i>	75 m	150 m	150 m	200 m	<b>300 m</b>	
<i>GIC Seabeam</i>	120-150 m	20-50 m	200-250 m	30-50 m	<b>300 m</b>	

**Tableau 2-2: Densité moyenne des données multifaisceaux acquises en fonction des capteurs et de la profondeur.** Choix des paramètres de maillage, soit le rayon d'influence Maillep du cercle dans lequel les sondes sont moyennées et la taille de la maille des MNT. X est selon la direction perpendiculaire à la route du navire, Y selon la direction de la route.

En pratique, il est raisonnable de choisir une taille de maille de l'ordre de grandeur de l'échantillonnage des données. La taille de la maille choisie est donc de 100 m, quelque soit le type de sondeur, même si elle pourrait être a priori plus fine dans le cas des données Thales Sea Falcon 11 et Thomson TSM 5265B. Ces données sont cependant très bruitées et une maille de 100 m permet d'atténuer le bruit haute fréquence. Le choix du rayon d'influence est, au contraire, adapté en fonction de la différence de densité des données. Il est de 200 m dans le cas des données Simrad EM12D, Thales Sea Falcon 11 et Thomson TSM 5265B des campagnes de L'Atalante et du Marion Dufresne et de 300 m dans le cas des données Atlas Hydrosweep du Sonne et GIC Seabeam du Jean Charcot.

#### II.4.3.3 MNT sous-marins réalisés

Trois MNT, à 100 m de résolution, ont ainsi été calculés sous CARAIBES à l'aide du module *Maillep*:

- un MNT Atalante-Marion Dufresne, à 100 m de résolution, associant les données Simrad EM12D, Thales Sea Falcon 11 et Thomson TSM 5265B;
- un MNT Sonne à partir des données Atlas Hydrosweep;
- un MNT Charcot à partir des données GIC Seabeam.

Les interpolations ont été directement réalisées dans le cadre géographique choisi, soit entre les latitudes S19°30 et S22°30 et les longitudes E54° et E57°. La taille des grilles est de 3323 lignes et 3120 colonnes et la résolution de 100 m. Les MNT sont projetés en Mercator sur l'ellipsoïde WGS84.

#### II.4.4. Maillage des données IGN-SHOM sous Surfer

Les données topographiques IGN et bathymétriques côtières SHOM ont été interpolées, par krigeage, sous Surfer pour générer un MNT sub-aérien, à 100 m de résolution (Figure 2-23). Au préalable, un changement d'ellipsoïde et de système de projection a été réalisé, les données "brutes" étant projetées en Gauss-Laborde sur l'ellipsoïde International 1924. La transformation en données géoréférencées latitude/longitude sur l'ellipsoïde WGS84 a été réalisée à l'aide du logiciel CIRCE 2000 (IGN). Les données ont été ensuite fusionnées puis interpolées. Comme pour les MNT de la bathymétrie, l'interpolation a été directement réalisée dans le cadre géographique S19°30'-S22°30', E54°-E57° (taille de la grille: 3323 lignes et 3120 colonnes; résolution: 100 m). Le MNT obtenu est en coordonnées géographiques sur l'ellipsoïde WGS84, mais pas projeté. La projection Mercator est réalisée lors de l'importation sous CARAIBES (Module *ImpMnt*; cf Annexe II). Ce MNT a été finalement blanchi aux limites, mais aussi au nord de l'île, où la densité des données est insuffisante pour une interpolation fiable.

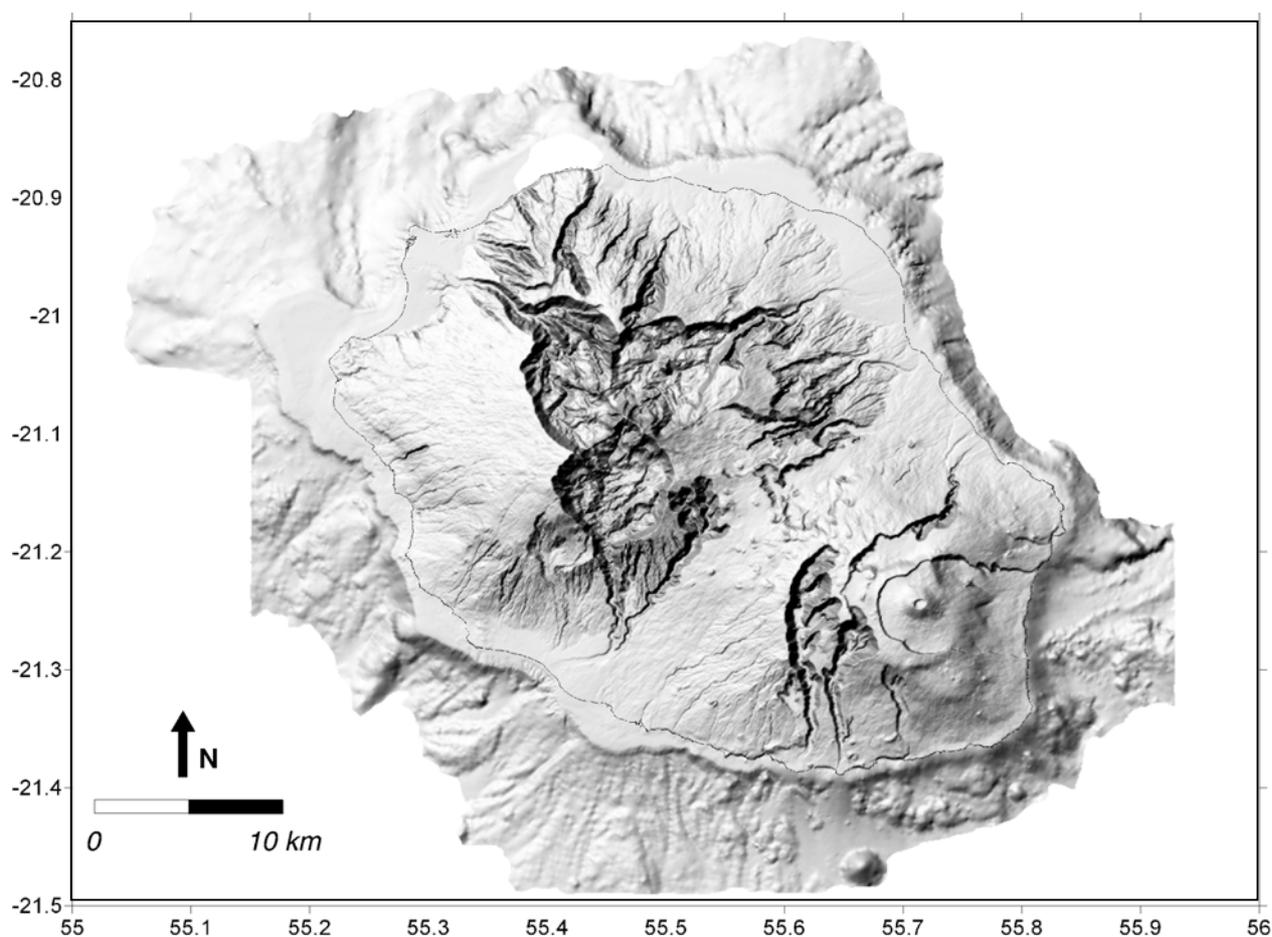


Figure 2-23: MNT sub-aérien IGN-SHOM, à 100 m de résolution, en coordonnées géographiques sur l'ellipsoïde WGS84. Image ombrée (Illumination depuis le nord-ouest).

#### II.4.5. Mosaïquage des MNT sous CARAIBES

Le mosaïquage des MNT sous-marins et sub-aérien s'effectue à l'aide du module *Difmnt* de CARAIBES. Les MNT ayant exactement la même taille de grille, il suffit de superposer chaque grille à l'aide de l'option complément. La superposition est réalisée en fonction de la précision des MNT. On privilégie ainsi le MNT Atalante-Marion Dufresne qui est placé en position supérieure, puis le MNT IGN-SHOM, le MNT Sonne et enfin le MNT Charcot. On obtient un MNT associant l'ensemble des données mais présentant des artefacts aux jonctions entre grilles. Ces artefacts ont été masqués sous Surfer. Le MNT global obtenu, à 100 m de résolution, présente, certes, des imperfections, mais est suffisant pour une étude détaillée de la morphologie des fonds sous-marins et des relations entre contextes immergé et émergé (Figure 2-24 et Annexe I).

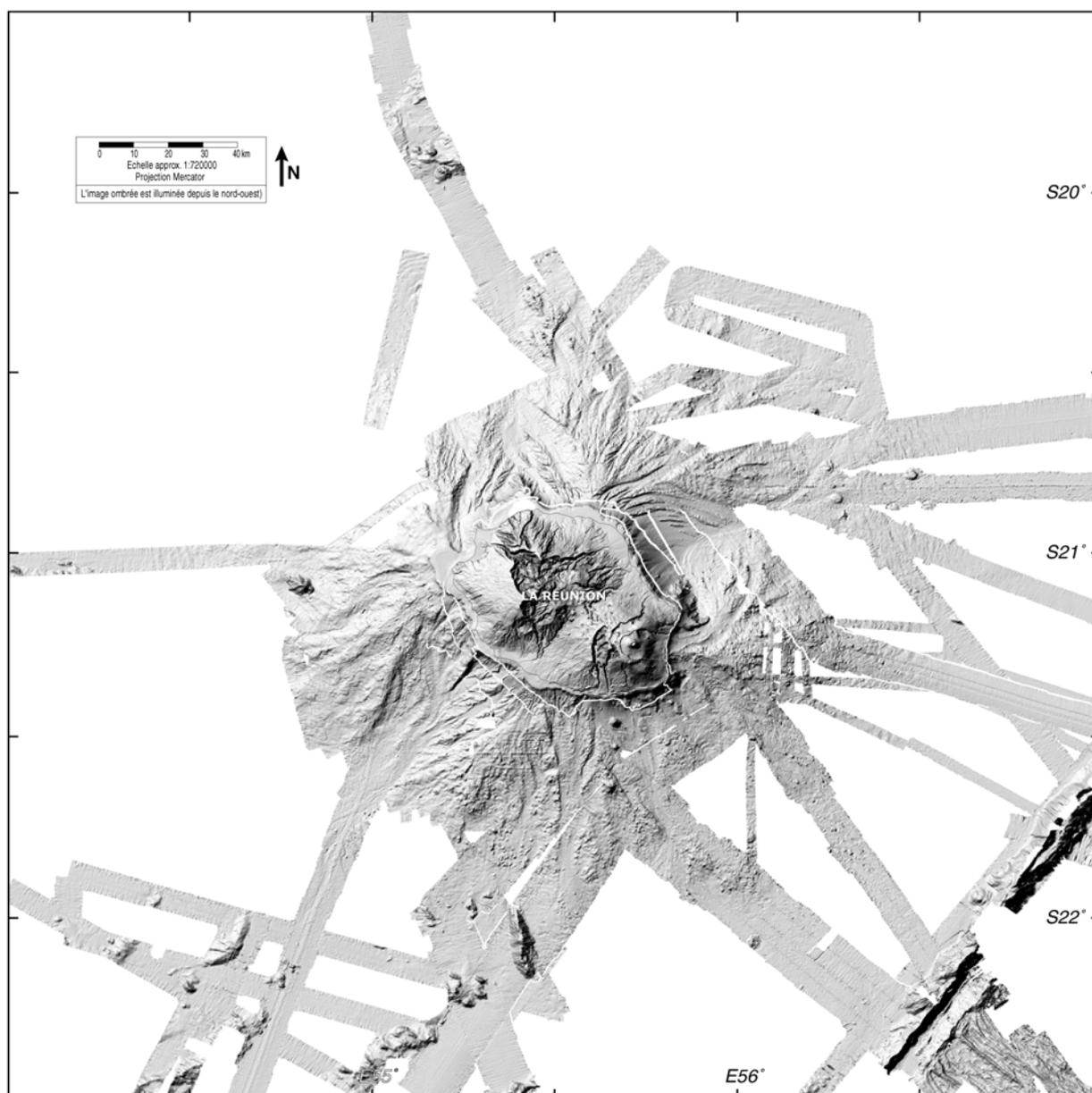


Figure 2-24: Modèle numérique de terrain "terre-mer" de l'édifice volcanique de La Réunion (100 m de résolution), en représentation ombrée (illumination depuis le nord-ouest).

## II.5. Traitement des données d'imagerie acoustique multifaisceaux

L'objectif du traitement de l'imagerie acoustique multifaisceaux sous CARAIBES est de générer des images de réflectivité des fonds marins. Nous disposons des données de réflectivité de deux sondeurs: le Simrad EM12D de L'Atalante et le Thomson TSM 5265B du Marion Dufresne (Tableau 2-1). Une image de réflectivité pour chacun des sondeurs et une mosaïque globale ont été réalisées. La mosaïque globale est utilisée dans la conception de l'image composite "terre-mer" de l'édifice réunionnais (§ II.6.). Nous proposons de décrire de façon détaillée, dans les paragraphes suivants, la procédure de création de l'image de réflectivité Simrad EM12D, celle menant à l'image Thomson TSM 5265B étant quasi similaire.

### II.5.1. Calcul d'une image de réflectivité Simrad EM12D

Pour une campagne donnée, l'image de réflectivité Simrad EM12D se réalise en quatre étapes principales, schématisées en figure 2-25.

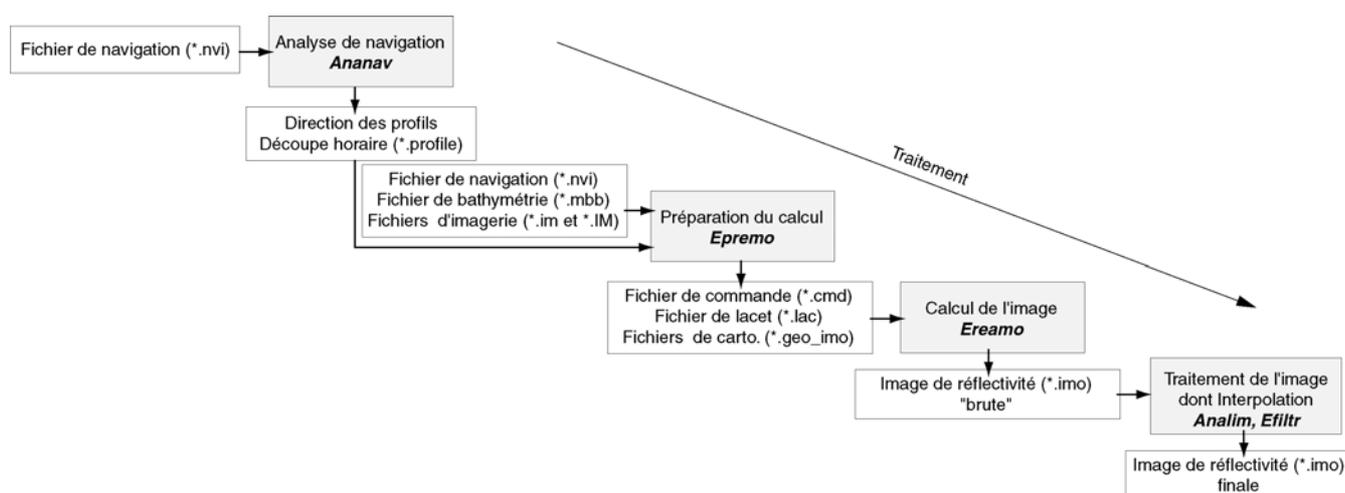


Figure 2-25: Procédure CARAIBES de création d'une image de réflectivité Simrad EM12D.

#### II.5.1.1 Sélection de profils de navigation

L'image de réflectivité est rarement calculée sur l'ensemble de la campagne, mais plutôt par profils, sélectionnés sur la navigation. L'intérêt est de scinder le traitement par profils de cap constant, mais également par zones où la densité des données sonar est homogène. La sélection des profils est réalisée à l'aide du module *Ananav*. Il s'agit de créer des fichiers de découpe horaire de la navigation (extension \*.profile), définissant un intervalle de temps sur lequel les données sont à traiter.

#### II.5.1.2 Préparation du calcul d'une image

La préparation du calcul d'une image est effectuée par le module *Epremo* qui utilise en entrée, (1) une découpe horaire spécifiant le profil sur lequel l'image va être calculée (l'utilisation d'une découpe n'est bien entendu pas obligatoire), (2) la navigation, (3) la bathymétrie, et (4) la réflectivité.

Les fichiers de réflectivité contiennent les valeurs de réflectivité du fond mesurées pour chaque cycle multifaisceaux. Nos fichiers Simrad EM12D se présentent directement au format CARAIBES (fichiers d'extension \*.im d'index et \*.IM de réflectivité). *Epremo* génère en sortie plusieurs fichiers qui seront réutilisés dans l'étape de calcul de l'image, dont (1) un de commande (extension \*.cmd) contenant la liste des fichiers traités en entrée, (2) un de lacet (\*.lac) à raison de un fichier par fichier de réflectivité et par découpe horaire et (3) un contenant les caractéristiques cartographiques de l'image (\*.geo\_imo). Le module gère, en effet, la définition de la géométrie de l'image, c'est-à-dire son système de projection cartographique et son orientation. Dans notre cas, la projection reste en Mercator (latitude conservée S 21°, méridien d'origine E 55°30) sur l'ellipsoïde WGS84. L'image calculée sera orientée dans cette projection selon la direction générale du profil précisée par l'utilisateur, ce qui explique l'intérêt de travailler avec des profils de cap constant.

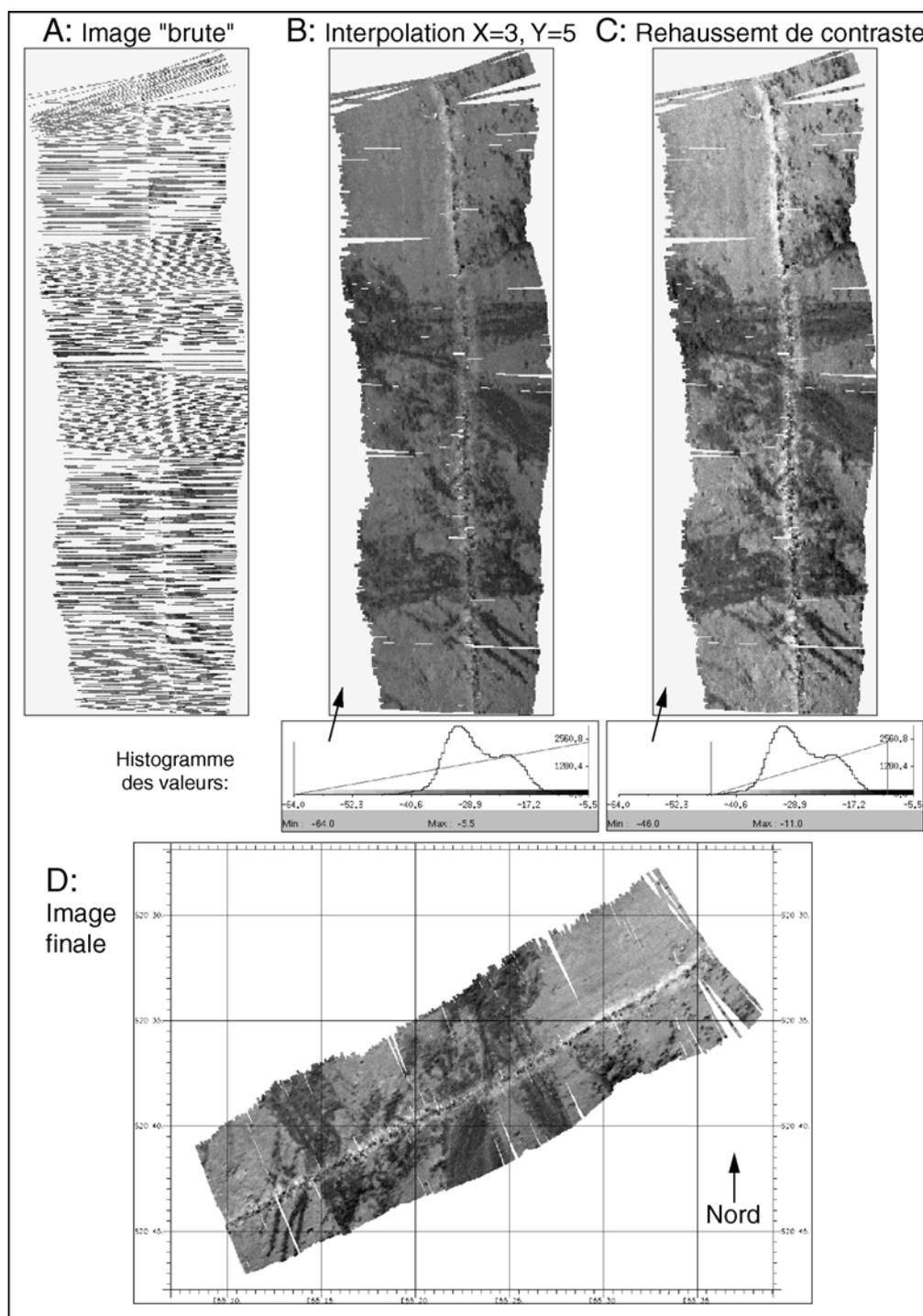
### II.5.1.3 Calcul d'une image

Le calcul d'une image de réflectivité consiste à ranger les échantillons sonar dans une grille régulière. Dans le cas des données Simrad EM12D, le positionnement des échantillons sonar est effectué, pour chaque cycle, par rapport à la position du centre de chaque faisceau, connue via les informations de navigation et de bathymétrie. Le positionnement tient également compte de la distance entre deux échantillons (fonction de l'incidence) et de la profondeur locale. Le calcul est réalisé à l'aide du module *Ereamo* qui, à partir des fichiers de sortie d'*Epremo*, génère l'image (fichier d'extension \*.imo) où les valeurs de réflectivité sont en décibels (dB). L'information importante à préciser pour le calcul est la taille du pixel de l'image. Il est conseillé de choisir une taille compatible avec la résolution du capteur et la densité des données. Dans notre cas, la taille du pixel choisie est de 50 m, ce qui constitue une bonne alternative à la fois pour les données Simrad EM12D et Thomson TSM 5265B, entre l'échantillonnage hétérogène, la résolution et le niveau de bruit des données.

### II.5.1.4 Traitement des images

Les images de réflectivité générées par *Ereamo* présentent de nombreux pixels vides (Figure 2-26A). Une opération d'interpolation est donc nécessaire pour obtenir une image exploitable (Figure 2-26B). L'interpolation consiste à remplacer la valeur d'un pixel par une valeur calculée en fonction des pixels alentours se trouvant dans une fenêtre centrée sur le pixel considéré. La taille de la fenêtre est définie par l'utilisateur. Le fait de travailler avec des profils de cap constant permet de réaliser l'interpolation préférentiellement dans la direction du profil. Pour ce faire, la fenêtre choisie doit être rectangulaire et plus haute que large (Y dans la direction du profil supérieur à X perpendiculaire au profil). Dans notre cas, les fenêtres choisies présentent des tailles de X=3 et Y=5 et 7. Les fenêtres les plus grandes sont utilisées par grands fonds où la densité des données (donc des pixels) est plus faible. L'interpolation peut être réalisée, soit interactivement avec l'éditeur graphique d'image *Analim*, soit directement par le module *Efiltr*. Les fonctionnalités d'*Analim* permettent également des opérations de

traitement d'images. Nous avons utilisé (1) l'option de rehaussement de contraste qui consiste à ajuster l'échelle de teintes sur les valeurs maximum et minimum de l'histogramme de l'image et d'avoir ainsi un meilleur rendu (Figures 2-26C et D) et (2) l'option de modification d'image qui permet le nettoyage des artefacts de l'image par points, segments ou régions.



**Figure 2-26: Traitement CARAIBES des images de réflectivité.** Exemple sur un profil extrait de la campagne Djire (sondeur Simrad EM12D). L'image est à 50 m de résolution. A/ Image "brute" résultante du calcul *Ereamo*. B/ Résultat de l'interpolation de l'image sur une fenêtre X=3, Y=5 sous *Analim*. C/ Résultat du rehaussement de contraste de l'image sous *Analim*. D/ Image de réflectivité finale, orientée et géoréférencée, visualisée sous *Cartim*.

### II.5.1.5 Mosaïquage des images

Pour chaque campagne, nous avons donc réalisé plusieurs images de réflectivité, fonction du nombre de profils sélectionnés. L'étape ultime consiste à regrouper ces images en une seule et même image de réflectivité pour la campagne concernée. La mosaïque est réalisée à l'aide du module *Ermomo*.

*Ermomo* demande en entrée un fichier de commande (extension \*.cmd) qui liste les images à mosaïquer et les paramètres du mosaïquage. Ces paramètres sont de deux ordres. L'utilisateur peut, d'une part, gérer la superposition des images et décider quelle image se place en dessous, au dessus ou s'il faut moyenner les valeurs des images. Il peut, d'autre part, ajuster la dynamique des niveaux de gris de chaque image pour limiter les différences de teintes au niveau des jonctions (les fonctionnalités de l'éditeur graphique *Analim* permettent d'estimer la dynamique pour laquelle deux images sont compatibles). Les informations cadre géographique de la mosaïque finale et taille du pixel sont également indispensables au fonctionnement de *Ermomo*. Le résultat est la réalisation, pour chaque campagne, d'une mosaïque de réflectivité.

Le processus de mosaïquage *Ermomo* doit être répété pour obtenir la mosaïque globale Simrad EM12D à partir des images de chaque campagne. Les valeurs de réflectivité de la mosaïque sont en décibels. Pour la suite, l'image est transformée en niveaux de gris à l'aide du module *DbtoGr*. Elle est ainsi uniquement constituée de valeur entre 0 et 255, 0 étant la valeur non définie.

### II.5.2. Calcul d'une image de réflectivité Thomson TSM 5265B

La procédure de calcul des images de réflectivité Thomson TSM 5265B est quasi similaire à celle détaillée pour les images Simrad EM12D. Elle est synthétisée sur la figure 2-27.

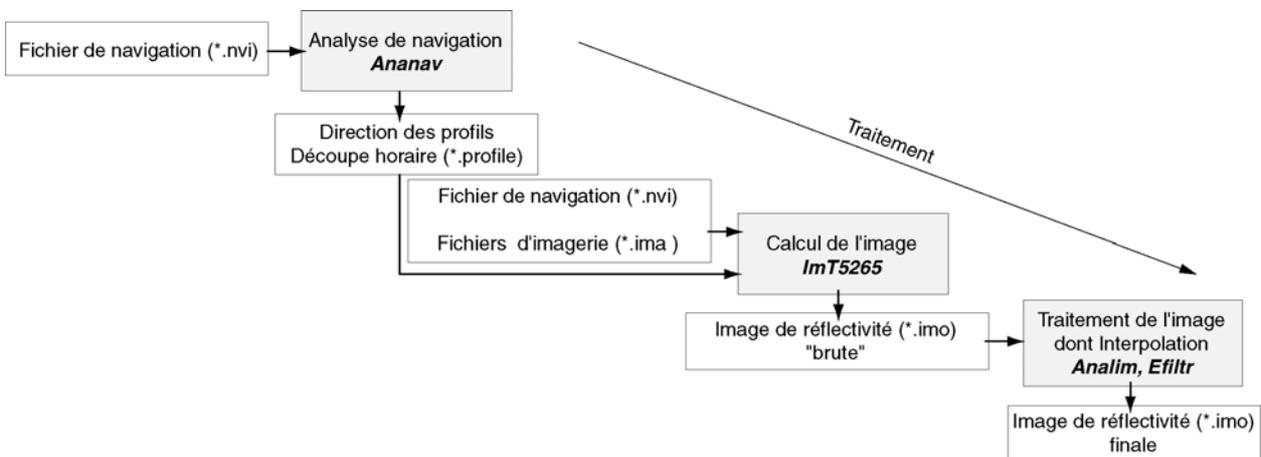


Figure 2-27: Procédure CARAIBES de création d'une image de réflectivité Thomson TSM 5265B.

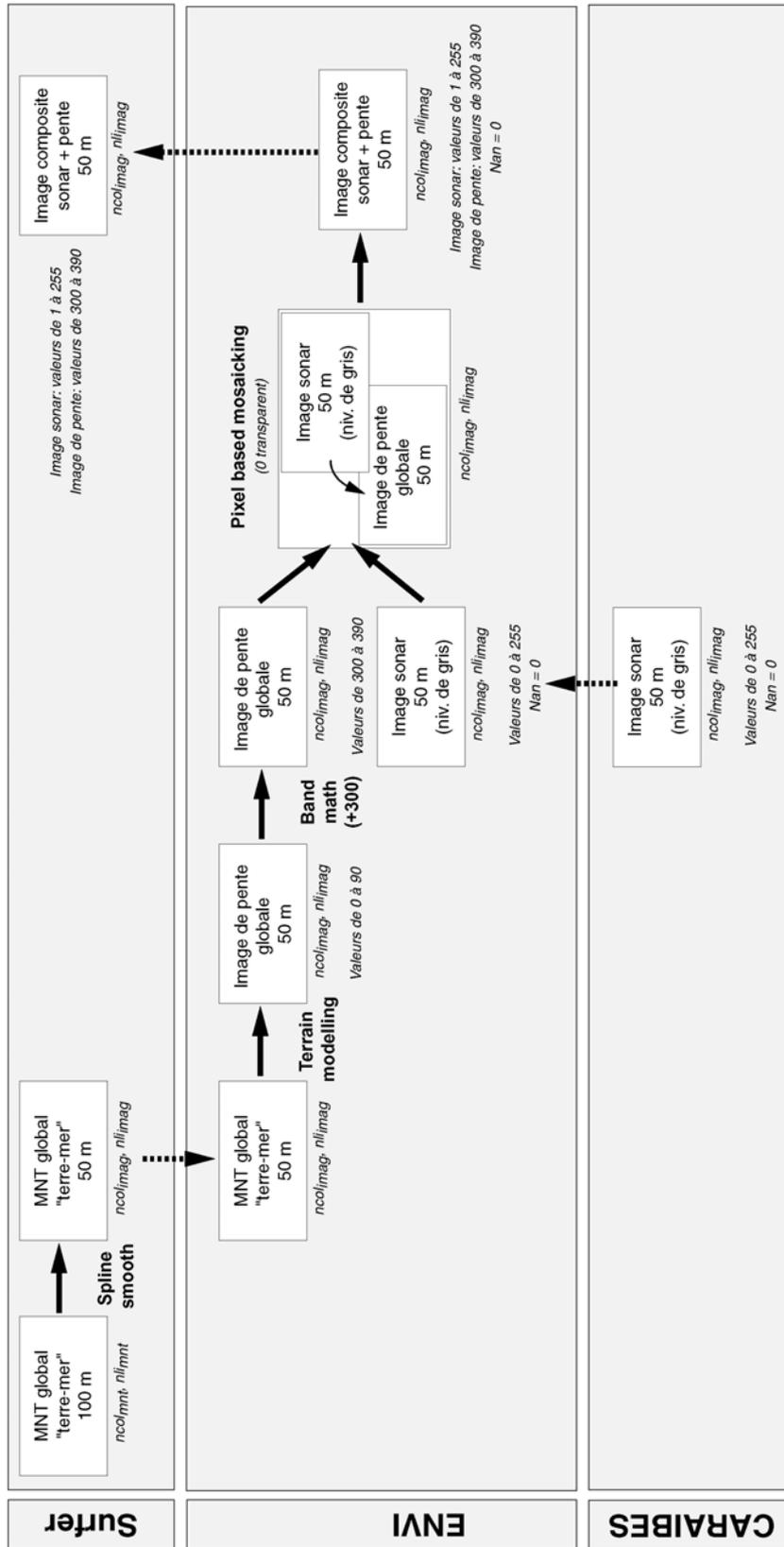


Figure 2-28: Procédure de construction de l'image composite globale "terre-mer". Les flèches en pointillés correspondent à des opérations d'importation-exportation entre les logiciels ENVI, Surfer et CARAIBES (cf Annexe II pour le détail).

Les différences résident dans le fait que:

- les fichiers de données d'extension \*.ima renseignent directement sur la position relative des échantillons sonar par rapport au navire. Le fichier de bathymétrie n'est donc pas nécessaire, seule la navigation est importante;

- le calcul est effectué directement par le module *ImT5265* qui ne nécessite pas l'utilisation préalable du module *Epremo*. Il faut préciser le type de sondeur (choix entre Sea Falcon 11 et TSM 5265B), le décalage entre l'antenne d'émission du sondeur et la référence de navigation (décalages longitudinal de 67 m et transversal de 0.5 m pour le sondeur TSM 5265B sur le Marion Dufresne), la taille du pixel de l'image, et la fréquence pour laquelle l'image de réflectivité est calculée. Dans notre cas, nous travaillons avec toutes les fréquences du sondeur, celui-ci fonctionnant avec 6 fréquences simultanément;

- l'image de réflectivité résultante est en niveaux de gris. Les valeurs de réflectivité sont normalisées entre 0 et 255.

### II.5.3. Mosaïquage des images Simrad EM12D et Thomson TSM 5265B

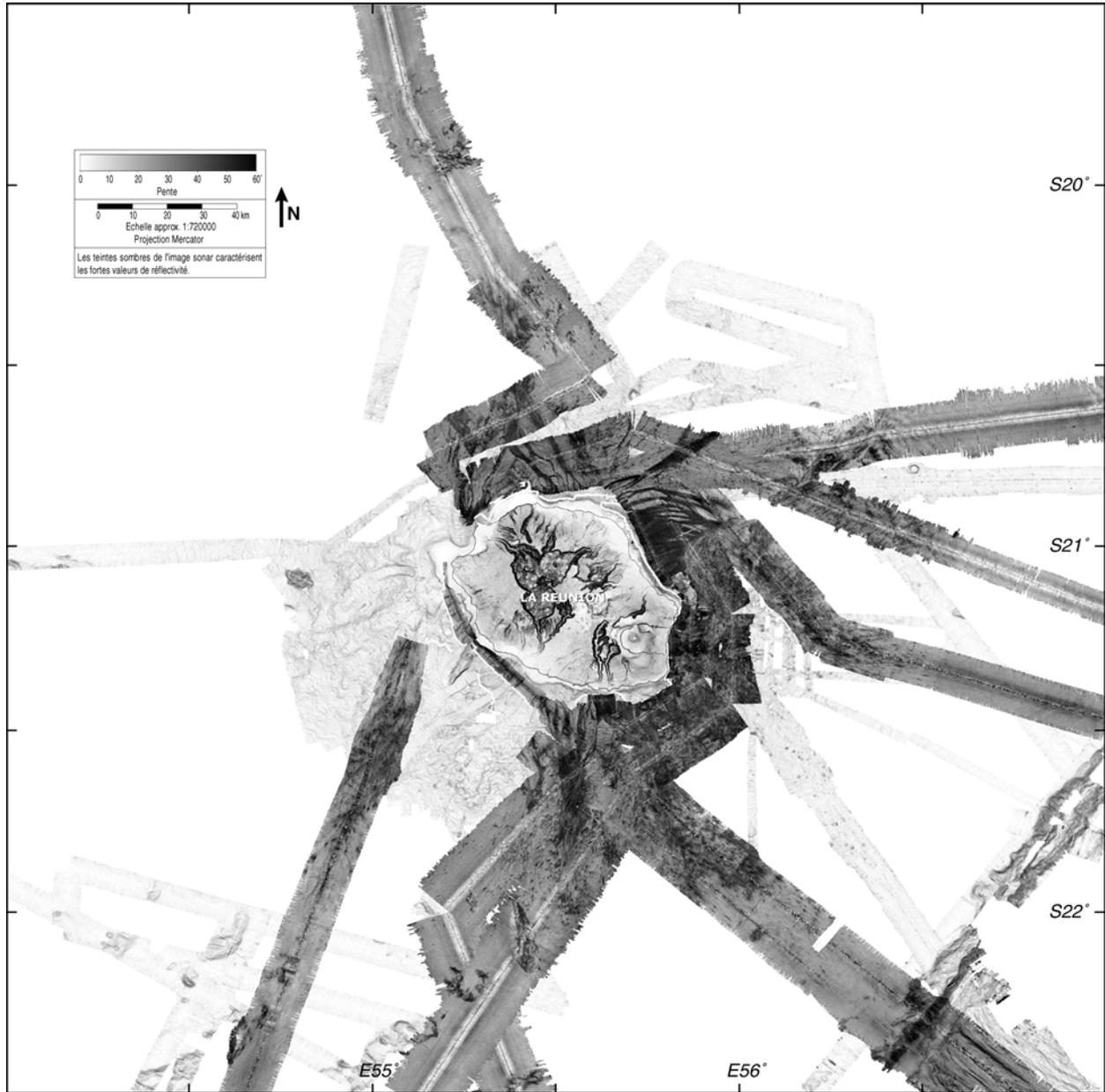
L'image de réflectivité globale associant les images Simrad EM12D et Thomson TSM 5265B est créée par mosaïquage sous le module *Ermomo* (§ II.5.1.5.). Nous avons décidé de privilégier les données Simrad EM12D, qui sont donc placées au-dessus des données Thomson TSM 5265B dans les zones de recouvrement. Le cadre géographique choisi pour la mosaïque finale est le même que celui du MNT global, soit S19°30'-S22°30' et E54°-E57°. La taille de la mosaïque est de 6644 lignes et 6238 colonnes pour une taille de pixel de 50 m.

## **II.6. Construction de l'image composite "terre-mer"**

Nous proposons de construire une image composite "terre-mer", à 50 m de résolution, associant la mosaïque de réflectivité globale des fonds sous-marins et l'image de pente du MNT global lorsque les données d'imagerie ne sont pas disponibles. La procédure suivie est présentée en figure 2-28.

### II.6.1. Calcul de l'image de pente

L'image de pente de l'édifice réunionnais est calculée à partir du MNT global, à 100 m de résolution, construit auparavant (§ II.4.). Le MNT est densifié par l'option *Grid-Spline Smooth* de Surfer à la taille de l'image sonar soit, 6644 lignes et 6238 colonnes, ce qui correspond à une taille de pixel de 50 m. Il est ensuite transféré sous l'environnement ENVI pour le calcul de pente (option *Topographic-Topographic Modeling*, § III.2.). Une image de pente contient des valeurs de 0 (surface plane) à 90 (surface verticale). Pour le mosaïquage, nous avons translaté ces valeurs, pour qu'elles



**Figure 2-29: Image composite "terre-mer" de l'édifice volcanique de La Réunion (50 m de résolution).** Elle associe la mosaïque de réflectivité et l'image de pente, calculée à partir du modèle numérique de terrain global, lorsque les données d'imagerie ne sont pas disponibles.

n'interfèrent pas avec celles de l'image de réflectivité, codées sur 1 octet et comprises entre 0 et 255 (0 est la valeur non définie). La translation est effectuée à l'aide de l'option *Basic Tool-Band Math* de ENVI qui autorise des opérations sur les valeurs d'une grille. Nous proposons de shifter les valeurs de 300. L'image de pente contient donc des valeurs de 300 à 390.

### II.6.2. Mosaïquage

Le mosaïquage est également réalisé sous ENVI à l'aide de l'option *Basic Tool-Mosaicking-Pixel based*. Les images de pente et de réflectivité ayant la même taille, il suffit de superposer les deux documents, en plaçant l'image de réflectivité au-dessus et en définissant la valeur 0 comme transparente. En pratique, on importe d'abord l'image de pente à l'aide de l'option *Import Files*, puis l'image de réflectivité par l'option *Import Files and Edit Properties* en renseignant le champ *Data Value to Ignore* à 0.

Le résultat est une image composite, à 50 m de résolution, associant l'image de pente et de réflectivité (Figure 2-29 et Annexe I). Cette image est convertie en une grille Surfer, dans laquelle l'information de pente est codée (sur 4 octets) entre 300 et 390 et celle de réflectivité entre 1 et 255. La gestion de palette de couleurs permet ainsi de jouer sur la dynamique de chacune des deux images initiales.

### III. METHODES D'ANALYSE DES MNT

L'objectif de ce paragraphe est de présenter un aperçu des méthodes d'analyse employées pour étudier les MNT et en faciliter l'interprétation. On cherchera donc à les décrire mais surtout à insister sur leur apport pour l'analyse de tels documents.

#### III.1. Image ombrée

L'image ombrée constitue un support visuel primordial pour l'analyse de l'information topographique. Cette image utilise des teintes de gris pour simuler un éclairage du MNT qui permet une saisissante impression de relief. En pratique, l'orientation de chaque cellule de la grille MNT ainsi que la quantité de lumière que cette cellule réfléchit en fonction de la localisation de la source lumineuse sont calculées. Les cellules orientées face à la source lumineuse apparaîtront ainsi en clair alors que les autres seront plus sombres. L'utilisation de plusieurs images avec des directions d'éclairage différentes permet de souligner et de repérer les structures quelque soient leurs dimensions. L'image ombrée est calculée, soit sous Surfer (option *Map-Shaded Relief map*), soit sous ENVI (option *Topographic-Topographic Modeling*)

#### III.2. Image de pente

L'image de pente est une représentation graphique de la magnitude du gradient, de 0 (horizontale) à 90° (verticale), calculée à partir d'une matrice carrée de 9 points pour chaque nœud d'une grille de données. La pente S au point P est ainsi définie par:

$$S_p \approx \sqrt{\left(\frac{Z_{est} - Z_{ouest}}{2\Delta x}\right)^2 + \left(\frac{Z_{nord} - Z_{sud}}{2\Delta y}\right)^2} \quad \text{où } \Delta x \text{ est le pas en x, } \Delta y \text{ le pas en y, et } Z_{est} \text{ correspond par exemple au point de la matrice situé à l'est du point P.}$$

L'image de pente met en évidence reliefs et vallées. Elle permet de distinguer les lithologies plus dures à fortes pentes des lithologies plus tendres à pentes faibles. Les pentes fortes peuvent aussi souvent souligner des zones de rupture, voire des failles. L'image de pente est calculée, soit sous Surfer (option *Grid Calculus-Terrain Modeling-Terrain Slope*), soit sous ENVI (option *Topographic-Topographic Modeling*).

#### III.3. Visualisation à 3 dimensions

La visualisation à 3 dimensions est une étape indispensable pour la compréhension d'un modèle numérique de terrain. Elle permet, en exagérant le rapport entre les unités verticale et horizontale de souligner certaines structures topographiques. La visualisation en 3D d'un MNT peut être réalisée sous CARAIBES (module *View3D*), Surfer (option *Surface*) ou ENVI (option

*Topographic-3D Surface View*). Ces logiciels permettent également de draper une image (de pente, de contours, de réflectivité...) sur la surface visualisée afin d'accentuer le réalisme de la représentation des données.

#### **III.4. Construction de profils**

L'option *Tool-Profiles-Arbitrary profile* de ENVI permet la construction de profils (rectilignes ou courbés), d'orientation quelconque, à partir d'une grille de données. Un ensemble de profils topographiques, parallèles ou perpendiculaires aux structures, a donc été réalisé à partir du MNT global. Ces profils permettent d'étudier finement les différentes structures, d'estimer leurs épaisseurs, leurs extensions et leurs pentes moyennes.



## **Chapitre 3**

### *Etude des fonds sous-marins de La Réunion*

#### *Généralisation des dépôts d'avalanches de débris sur les flancs immergés de l'île*

**OBJECTIFS:**

- Décrire les structures remarquables de l'environnement sous-marin de La Réunion;
- Proposer une étude détaillée des Reliefs Sous-Marins identifiés à l'est, au nord, à l'ouest et au sud de La Réunion et préciser leur origine et leur agencement;
- Souligner l'importance des phénomènes de déstabilisation des volcans réunionnais lors de leur édification, principalement sous la forme d'avalanches de débris récurrentes et multi-échelles dont les dépôts sont juxtaposés et superposés au sein des Reliefs Sous-Marins.

**MOTS-CLES:**

Plateau sous-marin côtier, chenaux, sédimentation détritique, rift zones, plancher océanique, sédimentation pélagique, seamounts, zone de fracture, Reliefs Sous-Marins, déstabilisations récurrentes et multi-échelles, avalanches de débris.

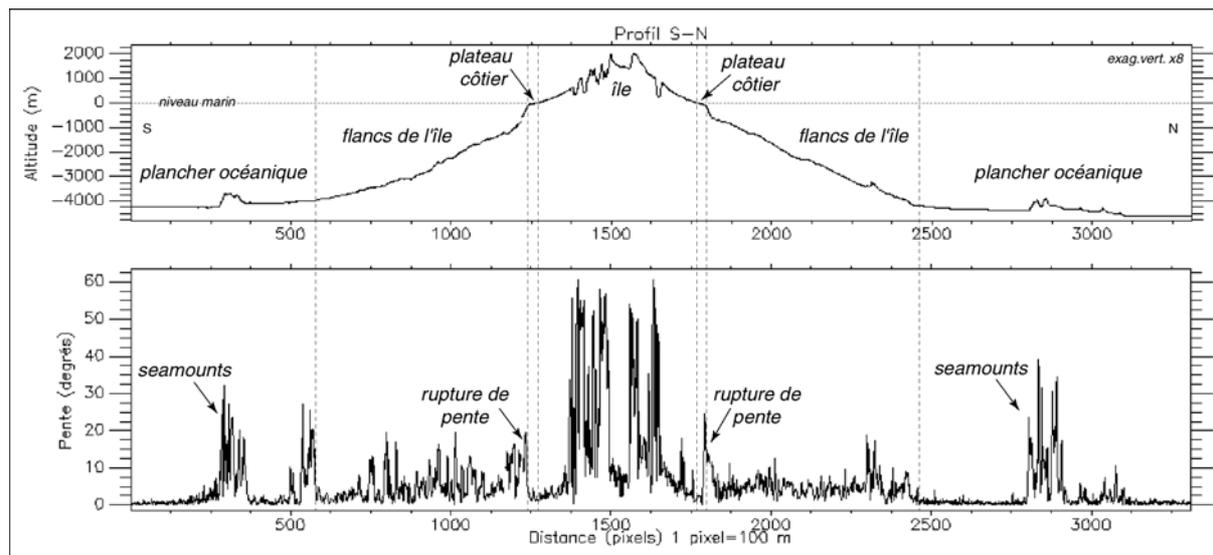


Figure 2-30: Profil topographique et profil de pente associé illustrant la morphologie d'ensemble de l'édifice volcanique de La Réunion. La coupe est globalement effectuée dans la direction sud-nord à partir du MNT global à 100 m de résolution.

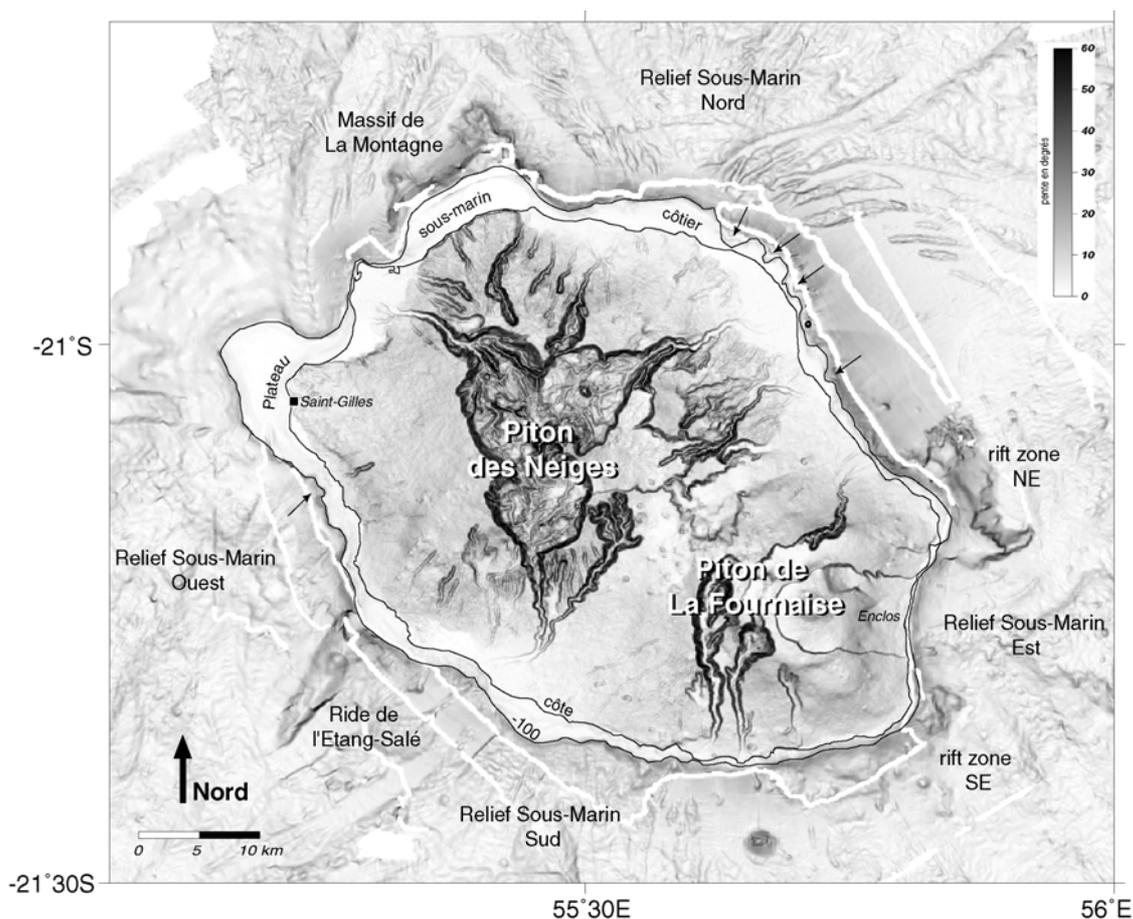


Figure 2-31: Extrait de l'image de pente, calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution et focalisée sur la zone proximale de l'île, clairement marquée par un plateau sous-marin côtier situé à environ 100 m de profondeur. Les flèches soulignent des échancrures dans le plateau qui correspondent à des zones érodées par les rivières lors de la dernière glaciation.

## **I. LES STRUCTURES REMARQUABLES DE L'ENVIRONNEMENT SOUS-MARIN DE LA REUNION**

---

Les fonds sous-marins de La Réunion peuvent être divisés en trois zones (Figure 2-30):

- la zone proximale, de pente très faible (1 à 2°), située du niveau de la mer à environ 100 m de profondeur. Elle est caractérisée par un plateau côtier qui constitue un prolongement naturel de la partie émergée de l'île;

- les flancs de l'île, aux pentes variables (de quelques degrés à 20° environ), situés entre 100 et 4000 m de profondeur environ. Ils sont caractérisés par (1) quatre grandes excroissances topographiques, les Reliefs Sous-Marins, qui correspondent à des zones d'accumulation de produits impliqués dans des déstabilisations (Labazuy, 1988; Lénat et Labazuy, 1990), (2) des chenaux, qui dissèquent et délimitent les reliefs précédents et (3) des structures proximales massives, interprétées comme le prolongement sous-marin des rift zones identifiées à terre;

- le plancher océanique, de profondeur moyenne 4000 m, dont la surface, a priori homogène et de pente quasi nulle, est perturbée par de nombreux reliefs remarquables aux pentes relativement fortes (jusqu'à 20 à 40°).

### **I.1. La plate-forme côtière**

La transition entre les milieux sub-aérien et sous-marin de l'édifice volcanique de La Réunion se traduit par une zone de plateau bien marquée sur la bathymétrie (Figure 2-31). Ce plateau constitue une avancée sous-marine de la côte brutalement interrompue par une rupture de pente située globalement à 100 m de profondeur. Dans la région du Piton des Neiges, la plate-forme côtière s'étend, en moyenne, sur 2 à 3 km avec un maximum de 7 km dans le secteur de Saint-Gilles (Figure 2-31). Elle est généralement plus limitée dans la région du Piton de la Fournaise, avec 0.5 à 1 km d'extension moyenne au nord et au sud du massif. En face de la structure de l'Enclos, la plate-forme côtière est même quasi absente. La région est cependant marquée par une rupture de pente nette située exactement au niveau de la côte actuelle.

Les îles volcaniques océaniques sont généralement marquées par une rupture de pente nette au niveau de la mer. Elle s'explique à la fois (1) par l'action de la houle qui conduit à une abrasion marine des côtes (Nunn, 1995), et (2) par un changement de comportement, et donc de mise en place, des coulées de lave lors de leur entrée en mer (Mark et Moore, 1987). Les laves sub-aériennes sont fluides et sont à l'origine de pentes douces. Lors de leur entrée en mer, elles sont rapidement refroidies et trempées, ce qui augmente leur viscosité et freine leur propagation. La conséquence est la formation de talus escarpés situés au niveau de la côte pour les volcans actifs (Piton de la Fournaise ou Kilauea;

Moore et Chadwick, 1995). Les édifices plus anciens sont eux, généralement marqués par une plate-forme côtière délimitée par cette rupture de pente caractéristique. C'est le cas des îles les plus occidentales de l'archipel d'Hawaii (Clague et Moore, 2002) ou les plus orientales des Canaries (Ablay et Hürlimann, 2000), où l'activité volcanique a cessé ou n'est plus que sporadique. La situation de ces plateaux sous le niveau marin peut s'expliquer par:

► la subsidence de l'édifice, ce qui est principalement le cas des îles d'Hawaii. La position de la rupture de pente sous le niveau marin et la croissance des récifs sur ces bas fonds servent alors de marqueur pour dater la fin du stade d'édification de l'île et estimer un taux de subsidence (Moore et Clague, 1992);

► la variation du niveau marin, ce qui semble être le cas pour les îles Canaries puisque celles-ci sont restées stables depuis au moins 15 Ma (Carracedo, 1999).

La plate-forme côtière identifiée autour du Piton des Neiges à La Réunion a été interprétée en terme de subsidence du massif ancien de l'île par Lénat et Labazuy (1990). En considérant les côtes vieilles d'au moins 100 ka, ils ont estimé le taux de subsidence à environ 1 mm/an. Ce taux est discutable, car il ne prend pas en compte l'eustatisme. Le plateau côtier est, en effet, situé à environ 100 m de profondeur, ce qui correspond exactement au niveau de la mer avant la dernière glaciation (Figure 2-32; Colonna, 1994). On peut donc penser que la rupture de pente délimitant le plateau côtier correspond à la trace d'une paléo-côte et que ce sont essentiellement les variations du niveau marin qui sont à l'origine de sa position sous le niveau zéro. Le plateau ne peut donc pas être utilisé en tant que marqueur de la subsidence de l'île.

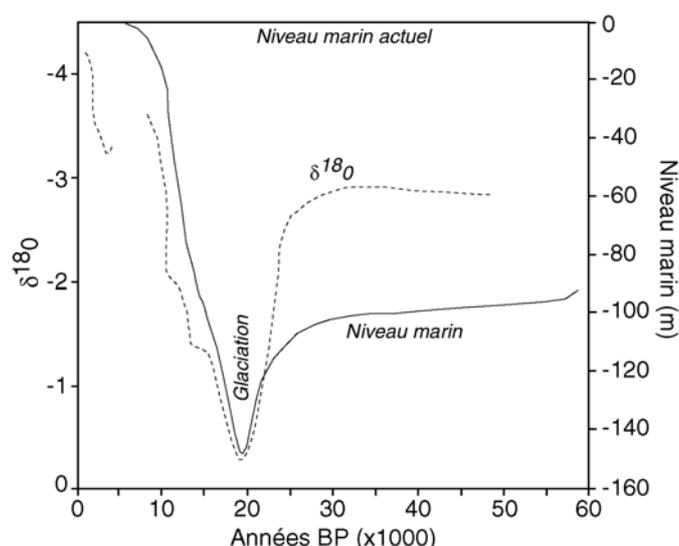


Figure 2-32: Corrélation entre les variations du niveau marin et les variations de teneur en  $\delta^{18}\text{O}$  dans les colonies coralliennes. Modifié d'après Colonna (1994). Le niveau marin (trait plein) est reconstitué à partir des variations du  $\delta^{18}\text{O}$  (trait pointillé).

La plate-forme côtière est marquée, notamment à l'est et à l'ouest de La Réunion par des échancrures qui peuvent s'avancer de 1 à 2 km vers l'intérieur des terres (indiquées par des flèches sur la figure 2-31). Elles sont interprétées comme des zones d'érosion de la paléo-côte par les rivières sub-aériennes situées dans leur prolongement direct, lors de la période de bas niveau marin de la dernière glaciation (~-150 m, il y a 20 ka; Figure 2-32). Le plateau côtier présente une extension plus importante en face des Reliefs Sous-Marins ceinturant le massif du Piton des Neiges (Figure 2-31). Ces excroissances topographiques ont ainsi facilité la mise en place des laves en contexte sous-marin et ont permis le développement de plate-formes côtières étendues.

## **I.2. Les flancs de l'île**

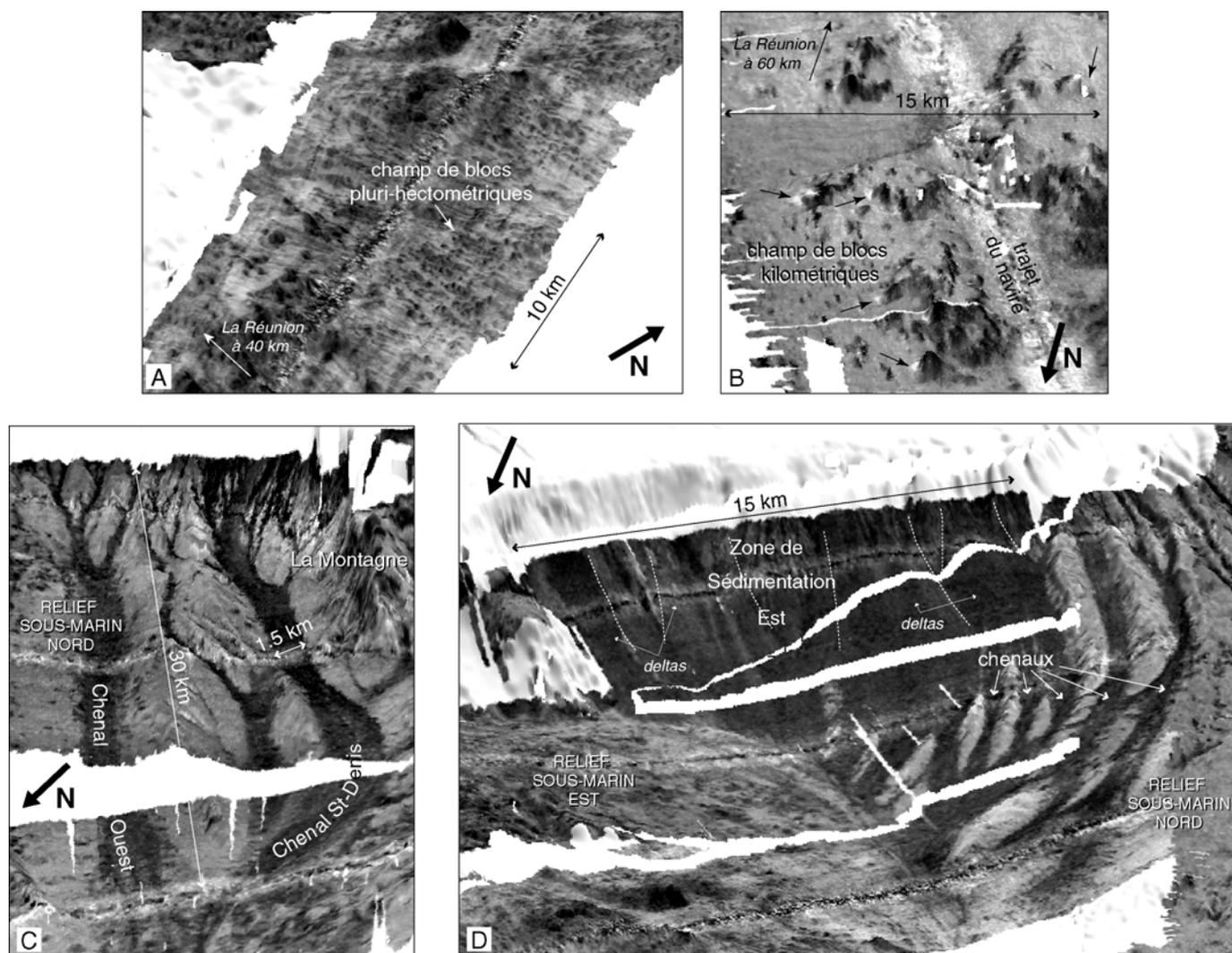
### *I.2.1. Les Reliefs Sous-Marins*

Les flancs de l'île peuvent être décrits, au premier ordre, comme la juxtaposition de quatre grandes excroissances topographiques, baptisées Reliefs Sous-Marins Est, Nord, Ouest et Sud, séparées par des dépressions (Labazuy, 1988; Lénat et Labazuy, 1990; cf Figures 2-24, 2-31 et Annexe I), qui seront étudiées de façon détaillée dans le sous-chapitre suivant (cf § II.).

Les Reliefs Sous-Marins forment des éperons triangulaires de très grande dimension atteignant 20 à 30 km de large au niveau de la côte et 100 à 150 km à leur extrémité, à 70-80 km du littoral. Les terrains nappant ces reliefs présentent des valeurs de réflectivité généralement faibles (cf Figure 2-29 et Annexe I), indiquant une réflexion proche du spéculaire des ondes acoustiques et révélant ainsi une surface plutôt lisse localement qui traduit vraisemblablement un recouvrement des formations par des sédiments fins. Dans le détail cependant, la signature acoustique des Reliefs Sous-Marins est marquée par des tâches parsemées, de forte réflectivité, à l'origine d'un faciès acoustique moucheté ("speckle pattern") caractéristique de la présence de blocs dépassant d'une surface plus lisse (Figures 2-33A et B, cf Part. 1, § II.2.4.). Les plus gros blocs, de taille pluri-hectométrique à kilométrique, sont clairement identifiables sur la bathymétrie et sont à l'origine de la morphologie perturbée et hétérogène des terrains. Les Reliefs Sous-Marins identifiés au large de La Réunion correspondent ainsi à des accumulations gigantesques de terrains chaotiques à hummocks (cf Part 1, § II.2.3.), comparables à celles décrites au large d'autres îles comme Hawaii (Lipman et al., 1988; Moore et al., 1989 et 1994a), Molokai (Clague et Moore, 2002), Tenerife (Watts et Masson, 1995; Ablay et Hürlimann, 2000), El Hierro (Urgeles et al., 1997; Gee et al., 2001) ou La Palma (Urgeles et al., 1999) et interprétées comme des zones de dépôts d'avalanches de débris.

### *I.2.2. Les chenaux et zones d'accumulation sédimentaire*

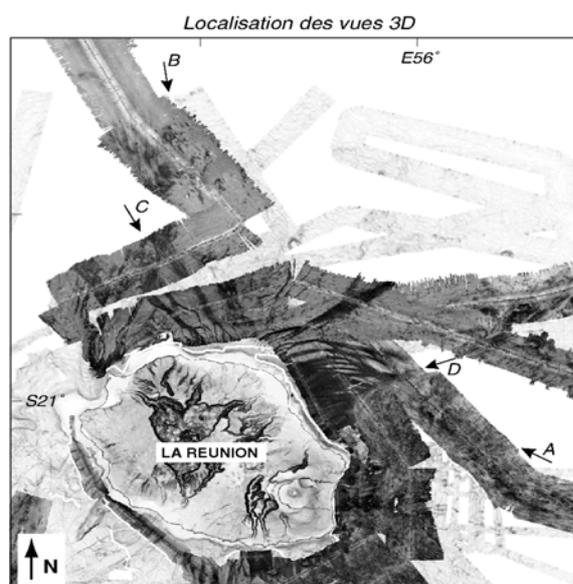
Les Reliefs Sous-Marins sont disséqués et délimités par des zones de surface beaucoup plus adoucie sur la bathymétrie, qui contrastent avec les terrains chaotiques et désorganisés décrits



**Figure 2-33: Caractéristiques morphologiques et acoustiques des flancs de l'île.** Extraits de l'image composite pente+sonar, à 50 m de résolution, représentés en 3 dimensions (exag. vert. X3). Les teintes sombres caractérisent les fortes valeurs de réflectivité.

**A,B/ Surface à hummocks des Reliefs Sous-Marins, définie par un faciès sonar moucheté ("speckle pattern").** (A) Champ de blocs situé à 40 km du littoral, en aval de la Vallée des Gorgones (cf § II.2.5.). (B) Champ de blocs situé au nord de l'île, à 60 km des côtes. Les blocs les plus importants présentent sur la face opposée à la source acoustique des valeurs de réflectivité nulles (indiquées par les flèches) qui correspondent à des zones non insonifiées.

**C,D/ Surface adoucie des chenaux et zones d'accumulation sédimentaire, définie par un faciès sonar sombre.** (C) Extrémité occidentale du Relief Sous-Marin Nord disséquée par les chenaux Ouest et de St-Denis (cf § II.3.5.). (D) Zone de Sédimentation Est et extrémité orientale du Relief Sous-Marin Nord.



précédemment. Ces zones sont caractérisées par de fortes valeurs de réflectivité indiquant une surface couverte de matériaux grossiers à l'échelle de la longueur d'onde des ondes acoustiques (environ 10 cm; Figures 2-33C et D). Elles correspondent à:

- des chenaux dont la profondeur peut atteindre 200 m et la longueur 40 km (cf Figures 2-24, 2-29 et Annexe I). Ces chenaux suivent généralement la direction de plus grande pente et sont, dans la plupart des cas, connectés à la côte. Ils sont interprétés comme des chenaux d'érosion, probablement drapés de matériaux sédimentaires grossiers issus du démantèlement de la partie sub-aérienne de l'édifice. Urgeles et al. (1999) décrivent des structures similaires sur les flancs immergés de La Palma (Canaries). Ils soulignent que les chenaux ont tendance à se former le long des lobes d'avalanches de débris et proposent de les utiliser pour délimiter des phases successives de déstabilisation. Ils notent également que les chenaux sont généralement associés à des dépôts d'avalanches de débris relativement anciens (>100 ka). Ces structures pourront donc être utilisées pour estimer une chronologie relative entre les différents épisodes de déstabilisation;

- des zones d'accumulation sédimentaire, généralement situées en zone proximale dans le prolongement des rivières sub-aériennes (cf Figures 2-24, 2-29 et Annexe I). La zone la plus marquée est la Zone de Sédimentation Est qui s'étend sur environ 15 km, le long de la côte orientale de l'île et vers le large, pour une surface totale de près de 300 km<sup>2</sup> (Figure 2-33D). Plusieurs deltas d'alluvions y sont distingués et se situent dans le prolongement direct des rivières pérennes de l'est de l'île: les Rivières de l'Est, du Mât, et des Roches (Figure 2-4).

### I.2.3. Les prolongements sous-marins des rift zones

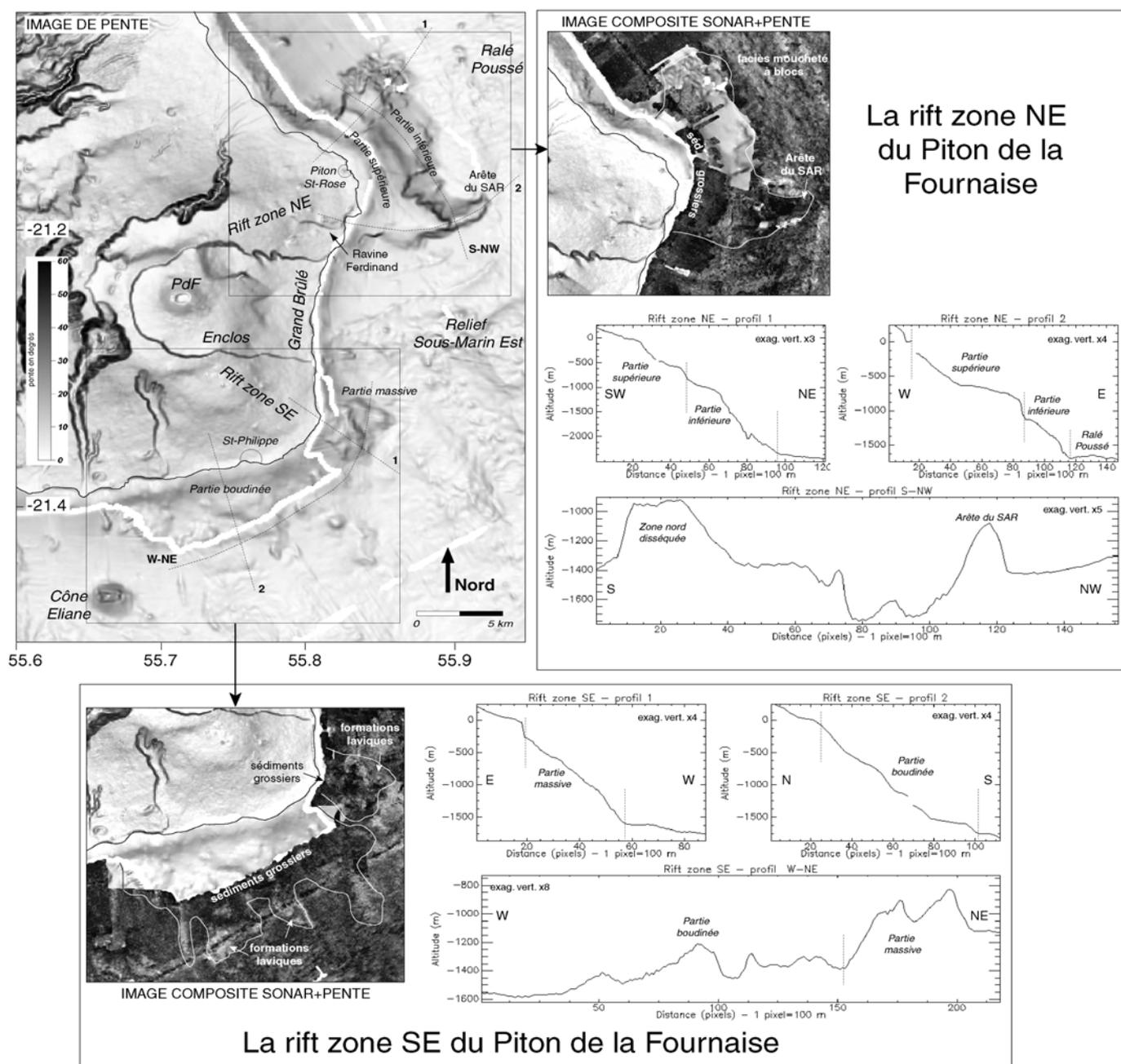
#### I.2.3.1 Les rift zones du Piton de la Fournaise

Les rift zones du Piton de la Fournaise constituent des reliefs topographiques marqués en domaine sub-aérien (Figure 2-34). D'abord étroites (2 à 3 km de large) au niveau de l'Enclos, elles divergent vers le nord-est et le sud-est et s'élargissent de façon importante vers l'aval où elles peuvent atteindre une extension latérale 3 à 5 fois plus grande (Labazuy, 1991). La fréquence des éruptions au sein de ces rift zones (hors Enclos) est en moyenne de quelques éruptions par siècle.

#### A- La rift zone nord-est

La rift zone nord-est constitue, dans sa partie émergée, une ride topographique d'orientation moyenne N70°. Elle s'étend, au niveau de la côte, de l'extrémité nord de la dépression du Grand Brûlé à Piton Sainte-Rose (Figure 2-34). Son prolongement sous-marin présente une structure très développée latéralement d'une quinzaine de km de large et de 5 à 6 km de long, à l'exception de sa partie sud qui se termine par un éperon de 3 à 4 km de long, l'Arête du SAR (toponymie "Fournaise

2''; Labazuy, 1991). Il forme ainsi un arc de cercle de 30° d'ouverture, délimité au sud par une paroi abrupte qui ne peut s'expliquer uniquement par la mise en place de coulées. La géométrie de cette paroi apparaît sans ambiguïté être d'origine tectonique. Elle se prolonge, en contexte aérien, par le rempart de la Ravine Ferdinand (Figure 2-34), qui interrompt la topographie régulière de la rift zone. Cette paroi est interprétée comme une cicatrice résultant d'un phénomène de déstabilisation du Piton de La Fournaise (Labazuy, 1991).

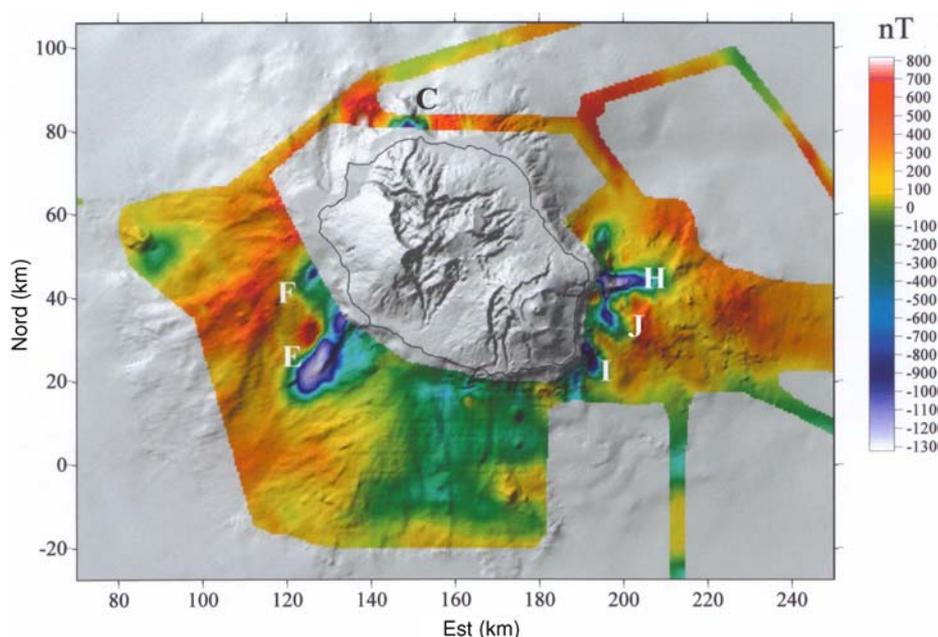


**Figure 2-34: Caractéristiques morphologiques et acoustiques du prolongement sous-marin des rift zones nord-est et sud-est du Piton de la Fournaise.** L'image de pente est calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. Les traits pointillés correspondent à la trace des profils topographiques. Les teintes sombres de l'image sonar caractérisent les fortes valeurs de réflectivité. La structure nord-est, large et massive, est délimitée au sud par une paroi abrupte d'origine tectonique. La structure sud-est est plus hétérogène, marquée à l'est par un relief massif et à l'ouest par une zone diffuse boudinée.

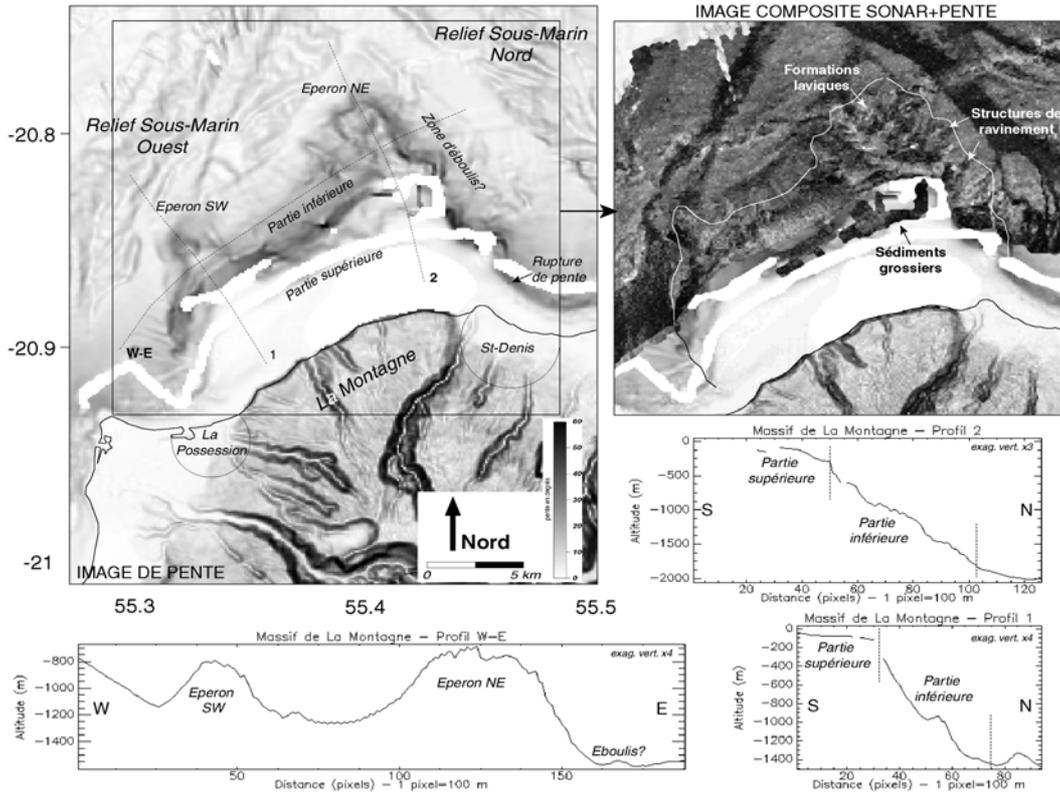
Le prolongement sous-marin de la rift zone nord-est peut être divisé en deux ensembles distincts (Figure 2-34):

- ◆ une partie supérieure sub-actuelle, de la côte jusqu'à environ 800 m de profondeur, qui comprend la zone littorale et un ensemble de formations de surface lisse. Malgré la faible couverture sonar, on distingue des signatures acoustiques à fortes valeurs de réflectivité, caractéristiques des faciès sédimentaires grossiers. Ils proviennent du démantèlement des formations littorales, qui sont fragmentées sous l'action de la houle. L'arrivée des coulées à la mer induit, de même, un phénomène de fragmentation: celles-ci sont immédiatement trempées et décomposées en matériel vitrifié qui sédimente (Moore et al, 1973, Tribble, 1991);

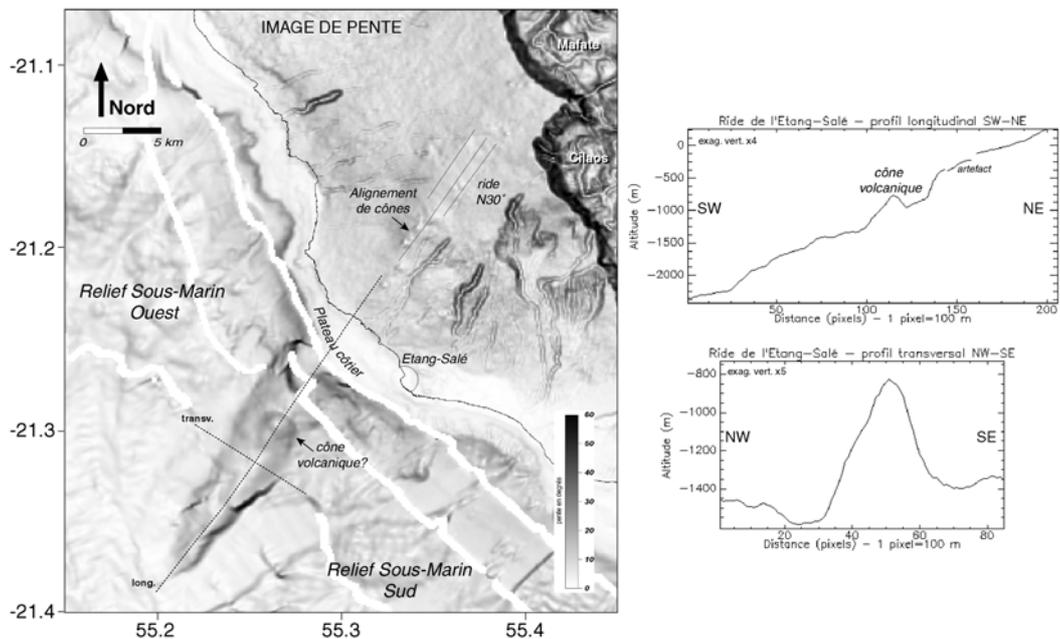
- ◆ une partie inférieure, depuis environ -800 m jusqu'à 1700-2200 m de profondeur, de morphologie contrastée. La zone nord est disséquée et marquée par de nombreuses rides et petits canyons qui soulignent l'ancienneté des formations. Celles-ci apparaissent plus homogènes au centre et au sud. Seule l'Arête du SAR est correctement couverte par l'imagerie acoustique. Elle se caractérise globalement par des faciès acoustiques sombres soulignant une forte réflectivité des formations. Cette signature peut s'expliquer par les fortes pentes de cette structure, perpendiculaires aux ondes acoustiques incidentes. Les formations inférieures sont interprétées comme le soubassement ancien de la rift zone actuelle (Labazuy, 1991), conformément aux données magnétiques qui soulignent l'existence d'une structure d'anomalie inverse d'âge supérieur à 0,78 Ma (anomalie H, Figure 2-35; Lénat et al., 2001). Elles peuvent ainsi être interprétée comme (1) une structure développée dans un stade antérieur d'édification du Piton de la Fournaise ou comme (2) des formations directement liées à l'édifice ancien des Alizés (Chap. 1, § III.).



**Figure 2-35: Carte des anomalies magnétiques réduites au pôle, calculée au niveau de la mer à partir des données acquises lors des campagnes des navires Jean Charcot (1984) et Sonne (1993) autour de La Réunion (cf Chap. 2, Tableau 2-1). Modifié d'après Lénat et al. (2001). L'information magnétique est superposée sur la bathymétrie d'après Labazuy (1996). Les coordonnées sont en Gauss-Laborde.**



**Figure 2-36: Caractéristiques morphologiques et acoustiques du prolongement sous-marin du massif de La Montagne.** La structure, large et massive, est comparable au prolongement de la rift zone de Piton de La Fournaise (cf Figure 2-34). L'image de pente a été calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. Les traits pointillés correspondent à la trace des profils topographiques. Les teintes sombres de l'image sonar caractérisent les fortes valeurs de réflectivité.



**Figure 2-37: Caractéristiques morphologiques du prolongement sous-marin de la rift zone de l'Etang-Salé.** La structure, étroite et allongée, est comparable aux rift zones hawaïennes. L'image de pente a été calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. Les traits pointillés correspondent à la trace des profils topographiques. Les teintes sombres de l'image sonar caractérisent les fortes valeurs de réflectivité.

### B- La rift zone sud-est

La ride topographique de la rift zone sud-est, de direction moyenne N135°, s'étend au niveau de la côte, de l'extrémité sud du Grand Brûlé à Saint-Philippe (Figure 2-34). Son prolongement sous-marin est une structure moins marquée que celle décrite pour son homologue nord-est. On distingue deux ensembles:

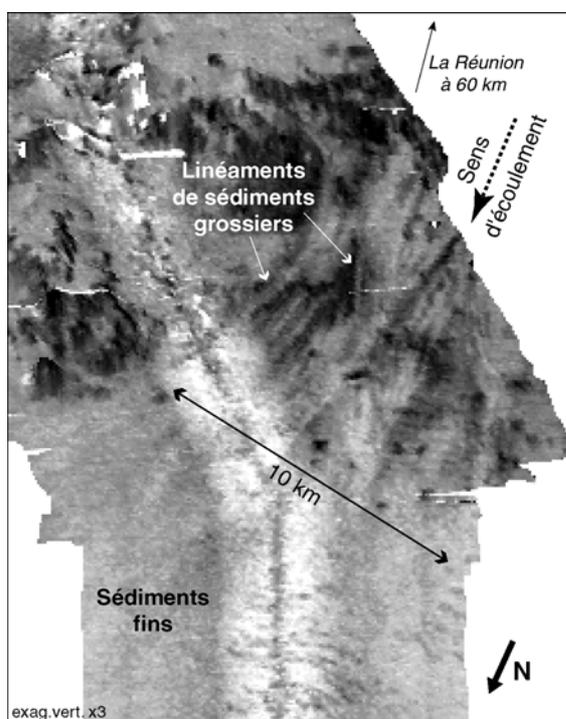
- ◆ une partie massive à l'est, de 6 km de large pour une longueur de 3 km. Elle s'identifie facilement sur la bathymétrie, jusqu'à environ 1600 m de profondeur, par ses pentes relativement fortes (25-30°). Elle est marquée, dans sa partie supérieure, par un faciès acoustique sombre soulignant la présence de sédiments grossiers nappant les formations et, dans sa partie inférieure, par des teintes sonar plus claires caractérisant des formations relativement lisses à l'échelle des ondes acoustiques qui pourraient correspondre à des formations laviques. Ces formations se caractérisent par une anomalie magnétique inverse soulignant leur ancienneté (anomalie I sur la figure 2-35). Cette structure pourrait donc être le prolongement sud du soubassement ancien identifié au niveau de la rift zone nord-est;

- ◆ une partie plus diffuse qui s'étend depuis la structure massive précédente vers l'ouest sur au moins 15 km, et vers le large sur 7 à 8 km jusqu'à des profondeurs proches de 2000 m. Cette zone présente une morphologie particulière, boudinée, qui rappelle celle des rides sous-marines des îles d'Hawaii (Smith et al., 2002) ou d'El Hierro (Canaries; Gee et al., 2001). Elle est marquée par de nombreux reliefs à faibles valeurs de réflectivité, de formes arrondie ou conique, et par des petites rides allongées dans la direction du large, interprétés comme des cônes volcaniques et des coulées associées. Ces structures sont ennoyées par des matériaux sédimentaires grossiers aux réponses acoustiques fortes.

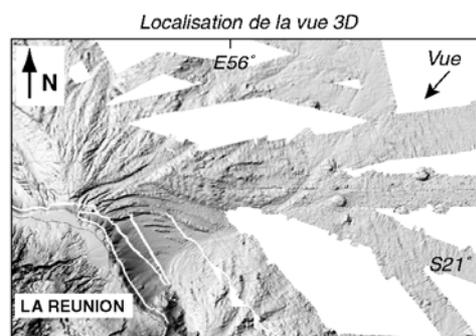
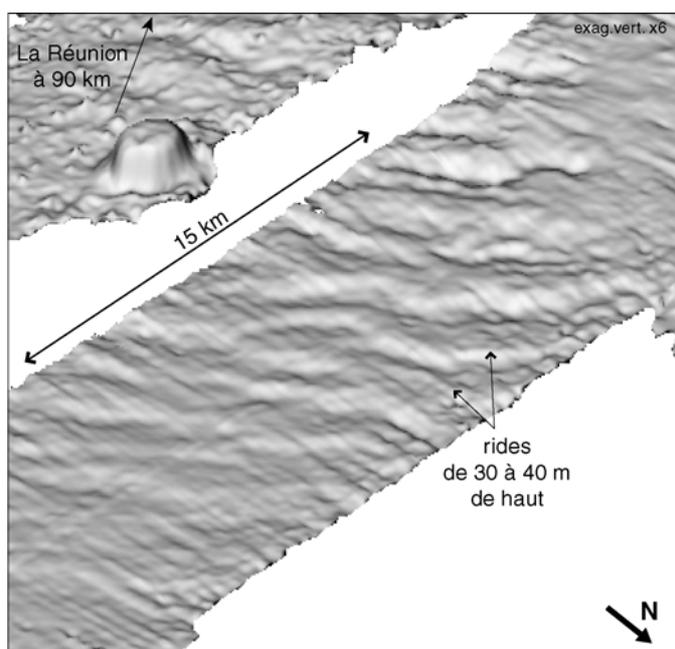
#### I.2.3.2 Les rift zones du Piton des Neiges

##### A- Le massif de La Montagne

La zone proximale nord de l'île est caractérisée par la présence d'une structure massive de direction N160°, très développée latéralement sur environ 15 km de Saint-Denis à La Possession (Figure 2-36). Cette structure, également baptisée structure du Cap Bernard par Lénat et Labazuy (1990), forme un arc de cercle de 30° d'ouverture. Elle présente une morphologie similaire à la rift zone NE du Piton de la Fournaise. Sa partie supérieure correspond à la plate-forme côtière décrite précédemment (§ I.1.) qui s'étend sur environ 4 km vers le large et s'achève, à 100 m de profondeur environ, par une brusque rupture de pente. Sa partie inférieure présente deux éperons à ses extrémités nord-est et sud-ouest, de 2 km de long jusqu'à 1400 m de profondeur et de 6 km de long jusqu'à 1900 m de profondeur, respectivement. La structure se caractérise par des faibles valeurs de réflectivité indiquant probablement la présence de formations laviques. L'existence de structures de ravinement



**Figure 2-38: Différence de signature acoustique entre les sédiments fins drapant le plancher océanique (teintes claires) et les sédiments grossiers issus du démantèlement de l'île (linéaments de teintes sombres).** La figure correspond à une région où les sédiments grossiers s'accumulent sur le plancher océanique, à l'embouchure d'un chenal. Le sens d'écoulement des sédiments est représenté par la flèche. Extraits de l'image composite sonar+pente à 50 m de résolution représentée à 3 dimensions. Les teintes sombres caractérisent les fortes valeurs de réflectivité.



**Figure 2-39: Rides sédimentaires de 30 à 40 m de haut localisées au front des Reliefs Sous-Marins.** Les rides se forment lors de la mise en place des dépôts d'avalanches de débris. Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution et représentée en 3 dimensions.

atteste de l'ancienneté des formations. La présence d'éboulis, en bas de pente, notamment à l'est du massif, témoigne également de son démantèlement avancé et de son ancienneté.

Cette structure sous-marine côtière constitue le prolongement direct du massif de La Montagne qui est le plus large affleurement sub-aérien de roches plus vieilles que 0.78 Ma (anomalie C, Figures 2-8 et 2-35; Lénat et al., 2001). Ces roches ont été datées à environ 2 Ma (McDougall, 1971), conformément à la polarité négative de l'anomalie magnétique observée. Le massif de La Montagne est une zone intrusive majeure caractérisée par un empilement conséquent de coulées de 1000 m de puissance recoupé par une forte densité de dykes basaltiques (McDougall, 1971). Il a été interprété comme étant une rift zone ancienne du Piton des Neiges, d'orientation N160° (Chevallier et Vatin-Pérignon, 1982; Lénat et Labazuy, 1990).

### B- La ride de l'Etang-Salé

La zone proximale ouest de l'île est caractérisée par la présence d'une ride topographique remarquable de direction N30°: la ride de l'Etang-Salé (Figure 2-37; Lénat et Labazuy, 1990). Cette structure, de 3 à 4 km de large et de 600 à 700 m de haut dans sa partie centrale, s'étend vers le large sur près de 15 km, jusqu'à des profondeurs de 2200 m. La partie supérieure de la ride est marquée par la zone de plateau côtier (§ I.1.), mais également par un relief qui s'apparente à un cône volcanique sous-marin. La partie inférieure présente un profil plus régulier. La signature magnétique négative de la ride indique qu'au moins son soubassement est constitué de formations d'âges supérieurs à 0.78 Ma (anomalie E sur la figure 2-35; Lénat et al., 2001). La ride de l'Etang-Salé se place dans le prolongement direct d'une avancée topographique qui se manifeste, depuis le cirque de Cilaos jusqu'au littoral, par de nombreux petits cônes stromboliens soulignant une direction privilégiée d'intrusions. Elle est ainsi interprétée comme le prolongement sous-marin d'une rift zone ancienne du Piton des Neiges (Lénat et Labazuy, 1990). Sa géométrie étroite et allongée peut être comparée à celle des rift zones hawaïennes, comme la ride de Puna (Smith et al., 2002).

### **I.3. Le plancher océanique**

Le plancher océanique forme le soubassement de La Réunion, à une profondeur moyenne de 4000 m. Il présente une signature bathymétrique et acoustique globalement homogène, caractérisée par une surface lisse et de faibles valeurs de réflectivité, indiquant une couverture par des matériaux fins, probablement des sédiments pélagiques ou turbiditiques (cf Figure 2-29 et Annexe I). Cette couverture sédimentaire fine contraste fortement avec celle des chenaux ou des zones d'accumulation sédimentaire proximales, au sein desquels des produits grossiers sont identifiés (Figure 2-38).

L'homogénéité du plancher océanique est localement perturbée par (1) des rides sédimentaires, localisées au front des Reliefs Sous-Marins et vraisemblablement liées à la mise en

place des avalanches de débris, (2) des seamounts remarquables, identifiés tout autour de l'île et interprétés comme des structures associées au volcanisme de La Réunion ou à la formation et à l'évolution de la croûte et (3) la zone de fracture ou faille transformante de Maurice, au sud-est de La Réunion.

### *1.3.1. Les rides sédimentaires*

Des rides sédimentaires ondulées, de 30 à 40 m de haut sur la bathymétrie, sont identifiées principalement au front des Reliefs Sous-Marins dans la zone proximale du plancher océanique (Figure 2-39). Elles sont généralement organisées et forment des champs de rides, où les structures, de longueur d'onde moyenne 2 km, sont parallèles entre elles et au front des Reliefs Sous-Marins. Ces champs peuvent couvrir des surfaces étendues, comme à l'est de l'île où les rides sont observées sur au moins 400 km<sup>2</sup> (cf Annexe I, Figures 2-46 et 2-55).

Les rides sédimentaires identifiées à La Réunion présentent de fortes analogies avec celles décrites sur les îles les plus occidentales de l'archipel d'Hawaii (Moore et al., 1994a), d'El Hierro (Masson et al., 1998) ou de La Palma (Urgeles et al., 1999). Moore et al. (1994a) décrivent ainsi, au large des îles situées à l'ouest de Kauai, des ondulations boueuses ("mud waves") qui forment des auréoles au front des dépôts d'avalanches de débris mais également dans le prolongement de dépressions marquées. Ils proposent que ces rides sont liées (1) à des courants de turbidités qui mobilisent la fraction fine des produits impliqués dans l'avalanche de débris et la sédimentent au front des dépôts ou (2) résultent simplement de processus de sédimentation en aval des dépressions. Urgeles et al. (1999) utilisent le terme "ondulation sédimentaire" ("sediment waves") pour décrire les rides observées à l'ouest de La Palma et proposent qu'elles constituent de petits escarpements interprétés comme la zone source d'épisodes de déstabilisations de la pile sédimentaire. Selon Masson et al. (1998), ces déstabilisations sédimentaires peuvent être déclenchées lors de la mise en place d'une avalanche de débris. Les auteurs proposent que la charge imposée par les dépôts de l'avalanche de débris d'El Golfo (flanc nord de l'île d'El Hierro; cf Figure 1-7) sur les sédiments distaux a induit la Coulée de Débris des Canaries ("Canary Debris Flow") et que les rides observées en aval des dépôts d'El Golfo constituent la zone source de la déstabilisation.

Nous proposons une interprétation différente de ces structures clairement liées aux avalanches de débris. Les rides sédimentaires pourraient correspondre à des structures de plissement-rebroussement de la couverture sédimentaire pélagique, formées lors de la mise en place des dépôts d'avalanche de débris, les contraintes étant principalement compressives entre les produits allochtones déplacés et les sédiments pélagiques de rhéologie ductile. Les rides sédimentaires se forment perpendiculairement à la direction d'écoulement des avalanches de débris, ce qui pourra être utilisée pour délimiter l'extension des épisodes de déstabilisations et estimer leur direction de propagation.

### I.3.2. Les seamounts

Les seamounts identifiés au large de La Réunion sont regroupés en deux catégories, selon leur taille. Les structures de taille limitée (<10 km), sont principalement localisées sur les flancs de l'île. Au moins 15 seamounts de ce type ont été reconnus mais nous nous focaliserons uniquement sur les cônes remarquables. Les structures de taille plus conséquente (>10 km) forment, sur le plancher océanique, des chaînes ou des rides, au sud-ouest de l'île, et un haut plateau, au nord.

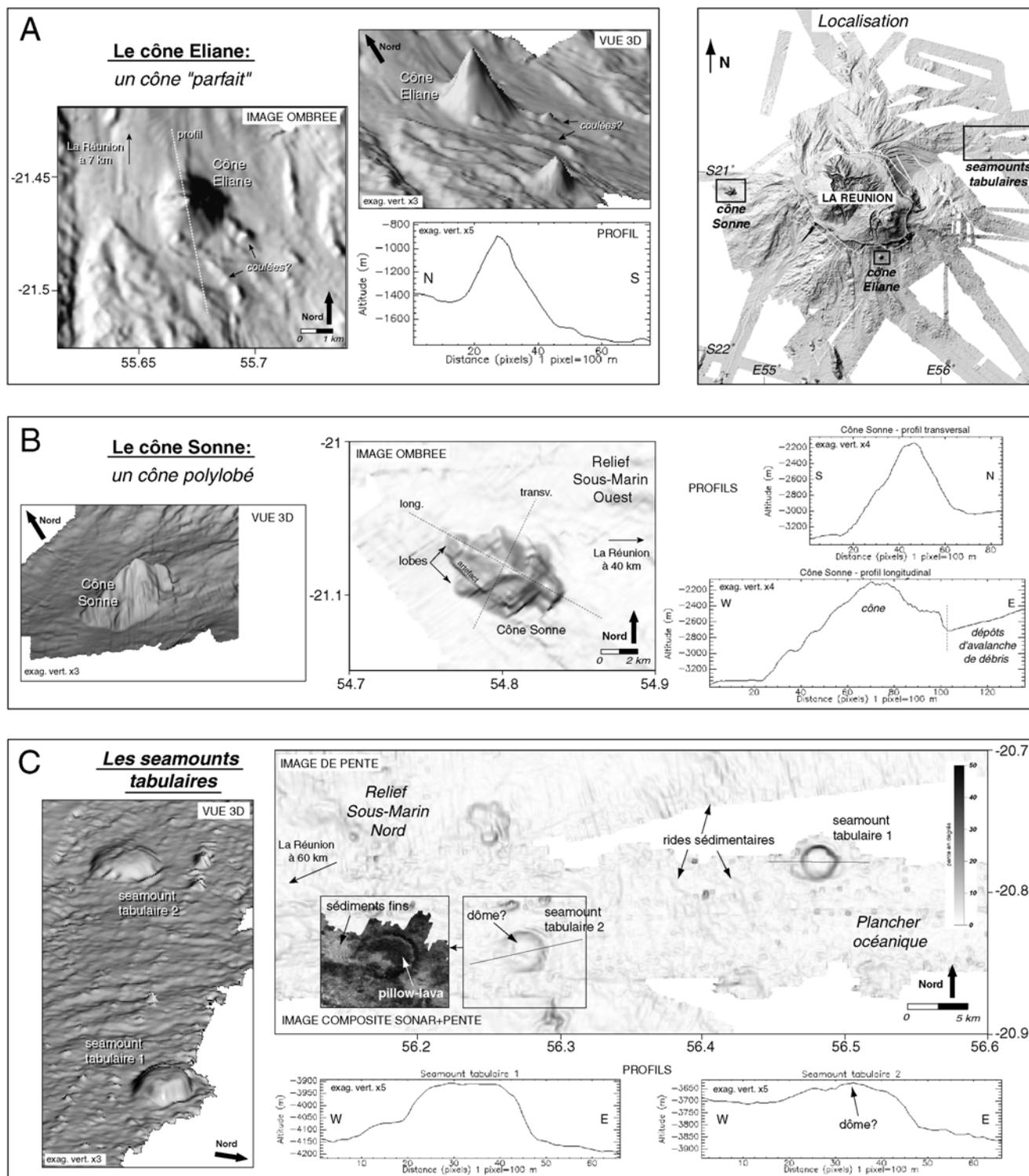
#### I.3.2.1 Les seamounts de taille limitée

##### A- Le cône Eliane

Le cône Eliane (Lénat et al., 1989) est un cône parfait d'au moins 600 m de haut et 3 km de large, situé à 7 km au sud de La Réunion (Figure 2-40A). Sa géométrie remarquable est un argument pour le considérer comme une structure autochtone construite par accumulation de pillow-lavas dont des fragments ont été échantillonnés sur son flanc nord-ouest (Fretzdorff et al., 1998). La bathymétrie caractérise, au sud-est du cône, des rides de 100 m de haut qui pourraient correspondre à des coulées (Figure 2-40A). Le cône Eliane constitue le relief proximal d'une série de trois cônes identifiés au sud de l'île jusqu'à environ 3000 m de profondeur (cf Annexe I, Figures 2-70 et 2-71). Ces cônes sont globalement alignés selon un axe nord-sud et pourraient constituer la trace d'une zone de faiblesse de l'édifice selon cette direction (Lénat et al., 1989; Fretzdorff et al., 1998). Le cône Eliane domine une zone à fortes valeurs de réflectivité (cf Figure 2-29 et Annexe I) qui correspond à la zone d'accumulation détritique des rivières pérennes du sud de l'île: les Rivières des Remparts et Langevin (Figure 2-4). Il est ainsi ennoyé dans sa partie septentrionale par des sédiments grossiers, ce qui témoigne de son ancienneté. Cette observation est appuyée par les descriptions de Fretzdorff et al. (1998) qui soulignent qu'une dizaine de mètres d'épaisseur de sédiments recouvrent les trois cônes au sud de l'île. Ils en concluent qu'ils ne sont plus actifs et qu'ils se sont formés au cours d'une phase d'activité ancienne du Piton de la Fournaise.

##### B- Le cône Sonne

Le seamount, baptisé cône Sonne, est une structure remarquable de 1200 m de haut, située à 40 km du littoral ouest de La Réunion (Figure 2-40B). Ce relief proéminent de 8 km de long et 5 km de large est allongé selon la direction N120°. Il présente une géométrie irrégulière polylobée qui suggère une édification progressive par l'empilement de coulées de multiples épisodes éruptifs. Les échantillonnages effectués sur ses flancs nord-ouest et nord montrent que le cône est principalement recouvert de sédiments lités et formé de basaltes vésiculés fortement altérés (Fretzdorff et al., 1998). Les auteurs en concluent que ce seamount n'est plus actif. Ils soulignent qu'il se situe dans le prolongement de plusieurs structures volcaniques formées à terre entre 350 et 29 ka et suggèrent de l'associer aux dernières phases éruptives du Piton des Neiges. Cette interprétation est discutable. Le



**Figure 2-40: Caractéristiques morphologiques et acoustiques des seamounts de taille limitée identifiées sur les flancs immergés de l'édifice volcanique de La Réunion.** A/ Le cône Eliane forme un cône parfait situé dans la zone littorale sud de l'île. B/ Le cône Sonne, localisé à l'ouest de l'île, est allongé, polylobé et résulte certainement de multiples épisodes éruptifs. C/ Les seamounts tabulaires sont similaires à ceux identifiés au niveau du prolongement sous-marin des rift zones hawaïennes. Ils sont interprétés comme résultant du refroidissement progressif d'un lac de lave (Clague et al., 2000).

Les images ombrées et de pente sont calculées à partir du MNT global à 100 m de résolution. Les traits pointillés sur les images correspondent à la trace des profils topographiques. Les teintes sombres de l'image sonar présentée pour le seamount tabulaire 2 caractérisent les fortes valeurs de réflectivité.

cône Sonne est en effet une structure isolée sur les fonds sous-marins occidentaux de La Réunion et aucune structure majeure n'est apparente dans son prolongement, ni à terre, ni en mer.

### C- Les seamounts tabulaires

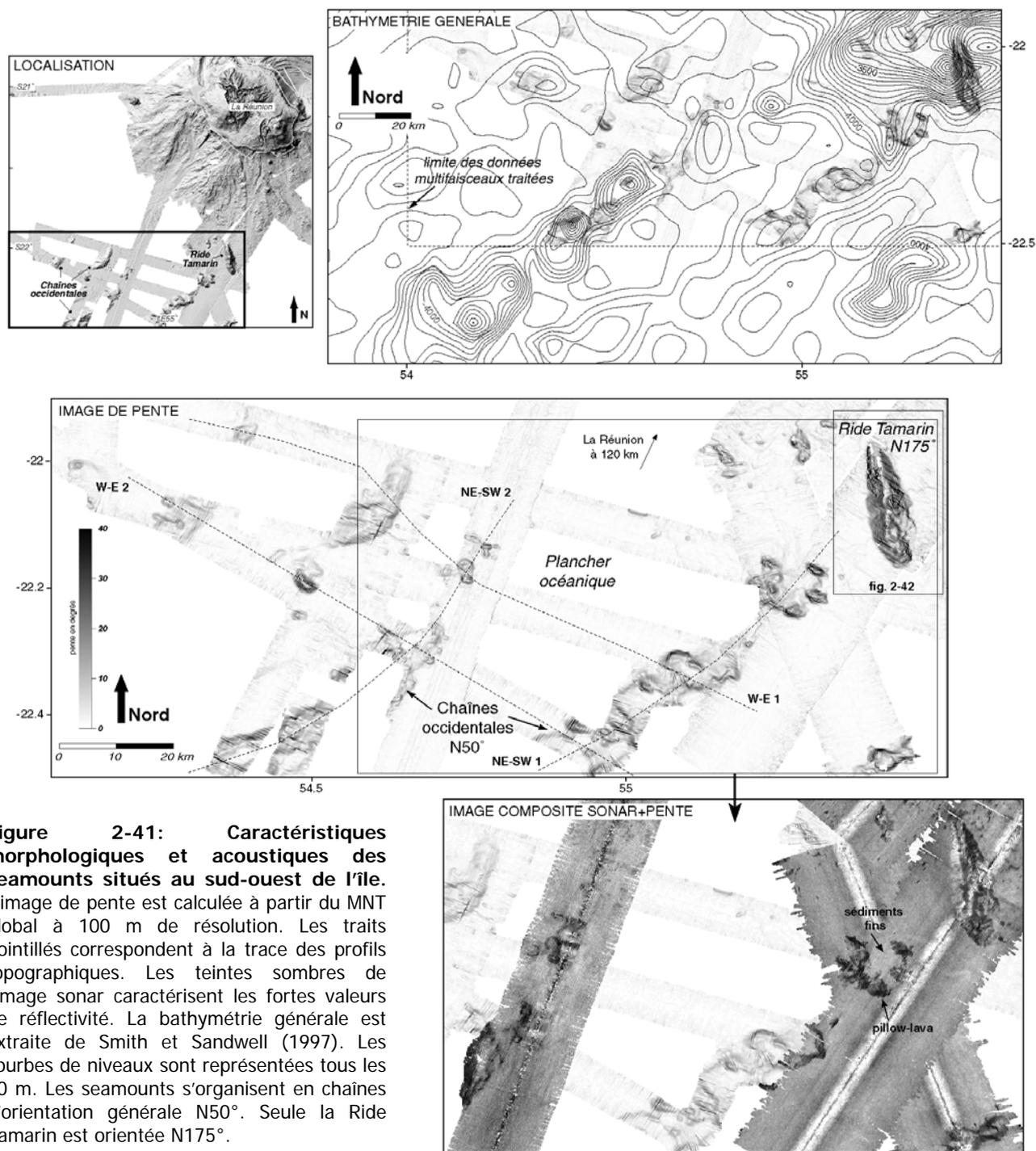
La zone immergée nord/nord-est de La Réunion est marquée par des seamounts circulaires tabulaires de taille relativement limitée. La figure 2-40C illustre deux cônes de ce type, situés à 60-70 km du littoral et à des profondeurs comprises entre 3800 et 4100 m environ. Ces structures présentent un diamètre basal de 3 à 3.5 km et une élévation de 200 à 250 m, pour des volumes compris entre 1.4 et 2 km<sup>3</sup>. Leur zone sommitale, globalement plane, est limitée par des pentes relativement abruptes de 10 à 20°. Ces structures tabulaires présentent de fortes valeurs de réflectivité indiquant qu'elles sont formées de matériaux rugueux à l'échelle de la longueur d'onde des ondes acoustiques (rugosité de l'ordre de la dizaine de cm). Cette signature pourrait caractériser des formations de type pillow-lava. De tels seamounts tabulaires sont communs sur les fonds de l'archipel d'Hawaii, notamment au niveau des prolongements sous-marins des rift zones. Clague et al. (2000) en décrivent au moins 112 autour des îles Hawaii, Maui et Niihau et comparent leur morphologie à une pièce de monnaie. Ils proposent un modèle de formation de ces structures à partir du refroidissement progressif d'un lac de lave, sous certaines conditions. L'éruption doit être sous-marine et effusive, caractérisée par des taux d'émission faibles à modérés, soutenue, sans interruption majeure, localisée sur des pentes faibles, et de longue durée.

#### I.3.2.2 Les chaînes et rides sud-ouest

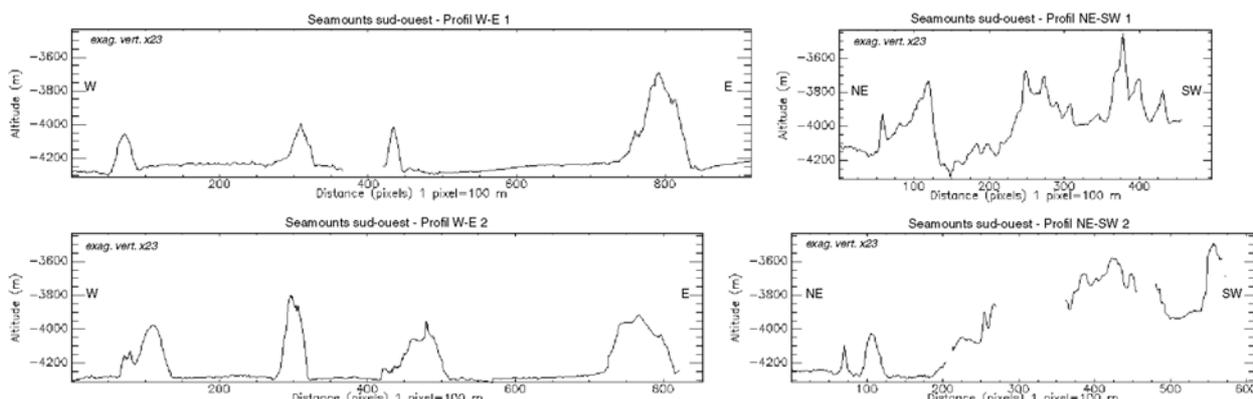
Au sud-ouest de l'île, le plancher océanique présente une densité relativement importante de seamounts. On distingue deux grandes zones:

◆ à l'ouest, les seamounts s'organisent selon des chaînes de direction générale N50° (Figure 2-41). La bathymétrie générale de Smith et Sandwell (1997) montre que les données multifaisceaux ne couvrent que partiellement ces structures dont l'extension peut atteindre 90 km de long, jusqu'à 20 km de large et plus de 1000 m de haut. Ces reliefs, généralement boudinés, sont marqués par de nombreux hauts topographiques et des vallées. Ces dernières sont comblées par des sédiments fins pélagiques ou turbiditiques comme le souligne la signature acoustique claire, similaire à celle du plancher océanique environnant. Ce comblement atteste de l'ancienneté des formations. Les reliefs sont, eux, caractérisés par de fortes valeurs de réflectivité. Les échantillonnages effectués sur le flanc ouest de la chaîne la plus orientale (Fretzdorff et al., 1998) suggèrent que ce faciès acoustique pourrait être attribué à des pillow-lavas.

◆ à l'est, le seamount baptisé Ride Tamarin, contraste fortement avec les chaînes occidentales (Figure 2-42). Il s'agit d'une ride allongée de direction N175° qui s'étend sur 23 km de long, 7 km de

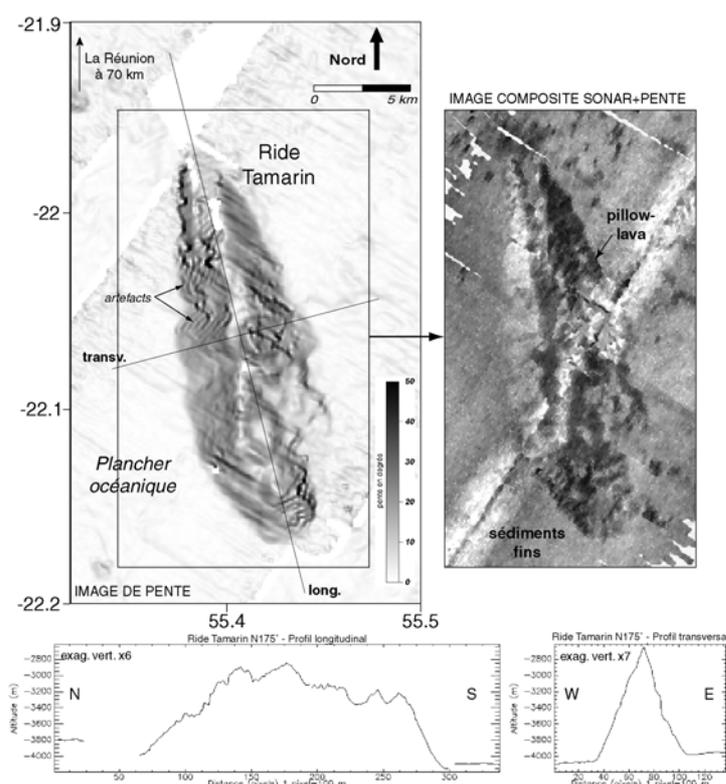


**Figure 2-41: Caractéristiques morphologiques et acoustiques des seamounts situés au sud-ouest de l'île.** L'image de pente est calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. Les traits pointillés correspondent à la trace des profils topographiques. Les teintes sombres de l'image sonar caractérisent les fortes valeurs de réflectivité. La bathymétrie générale est extraite de Smith et Sandwell (1997). Les courbes de niveaux sont représentées tous les 50 m. Les seamounts s'organisent en chaînes d'orientation générale N50°. Seule la Ride Tamarin est orientée N175°.



large et s'élève jusqu'à 1400 m au-dessus du plancher océanique. La structure est beaucoup plus marquée sur la bathymétrie avec des pentes plus significatives que celles des chaînes précédentes (jusqu'à 20° contre 6-10°). La ride, globalement caractérisée par de fortes valeurs de réflectivité, est probablement formée de pillow-lavas.

L'origine de ces reliefs situés au sud-ouest de l'île n'est pas vraiment définie. Ce sont clairement des structures anciennes; les structures sont recouvertes de sédiments et les produits échantillonnés présentent une altération importante (Fretzdorff et al., 1998). Les auteurs proposent que ces reliefs sous-marins sont des structures crustales, directement liées à la formation de la croûte océanique ou résultantes de processus tectoniques l'ayant affectée. Nos données n'apportent pas d'arguments supplémentaires pour l'interprétation de ces structures. La différence de morphologie et de direction entre les chaînes occidentales et la Ride Tamarin nous laisse penser que ces structures résultent de processus différents.

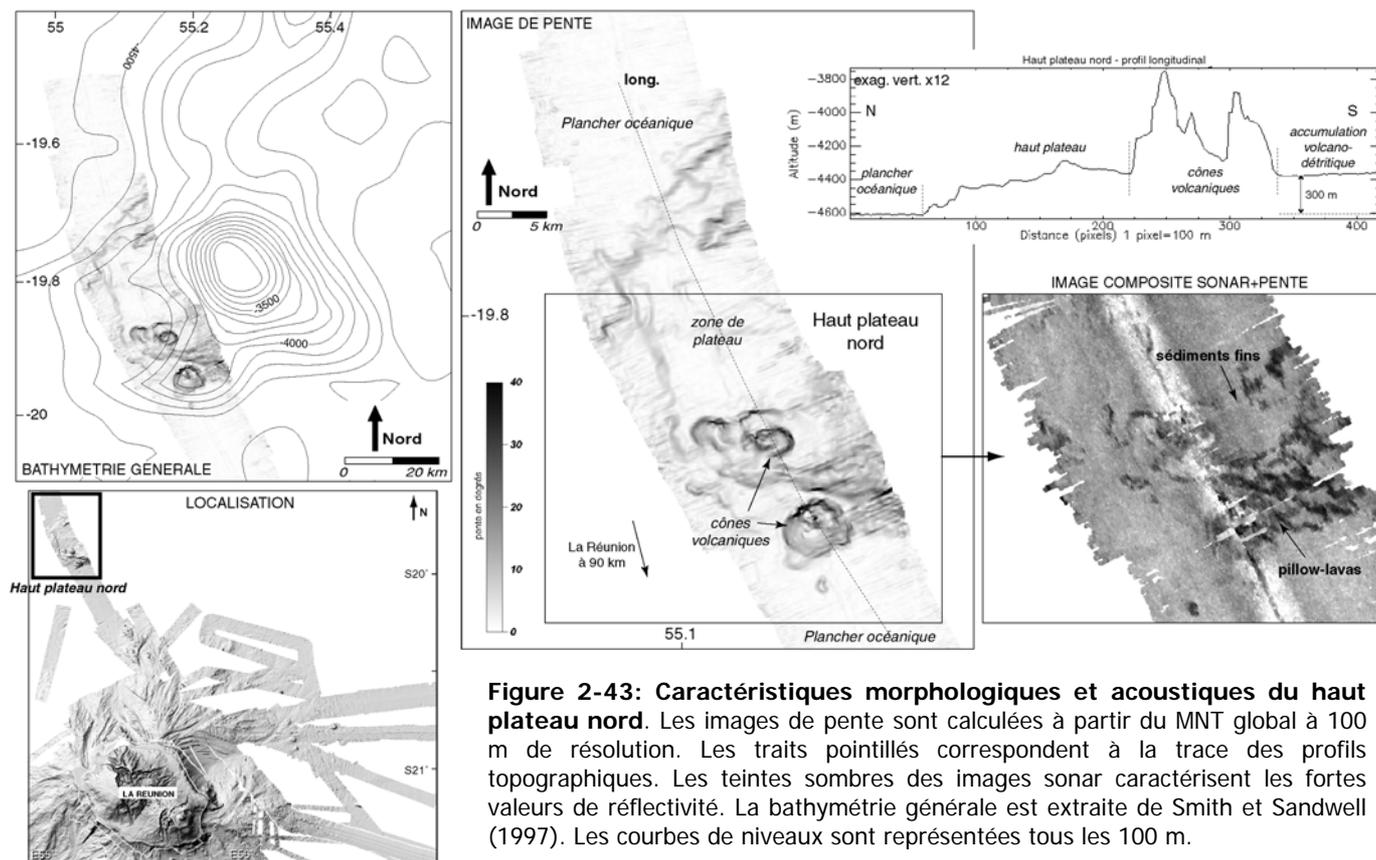


**Figure 2-42: Caractéristiques morphologiques et acoustiques de la Ride Tamarin.** L'image de pente est calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. Les traits pointillés correspondent à la trace des profils topographiques. La localisation de la Ride est présentée sur la figure 2-41. Les teintes sombres de l'image sonar caractérisent les fortes valeurs de réflectivité. Son orientation N175° n'est pas conforme aux directions structurales majeures du bassin des Mascareignes.

### I.3.2.3 Le haut plateau nord

A plus de 90 km au nord de l'île, le plancher océanique est marqué par un haut plateau partiellement couvert par les données multifaisceaux (Figure 2-43). L'extension de ce seamount, de près de 80 km de long et 60 km de large, est révélée par la bathymétrie générale de Smith et Sandwell (1997). Dans la zone imagée, la structure identifiée présente, au nord, une surface plutôt lisse sur la bathymétrie qui correspond à des zones de faibles valeurs de réflectivité sur l'imagerie acoustique soulignant sa couverture par des sédiments fins. Au sud, elle est marquée par de petits cônes, dont la

taille peut atteindre 2 à 5 km de large et près de 500 m de haut. Ces cônes présentent des fortes valeurs de réflectivité et sont probablement constitués de pillow-lavas. Les échantillons collectés sur leurs flancs consistent en des laves fortement altérées (Fretzdorff et al., 1998). La différence altimétrique du plancher océanique de part et d'autre du plateau, suggère une accumulation, au sud du plateau, d'au moins 300 m d'épaisseur de produits volcano-détritiques provenant de l'édifice réunionnais (Figure 2-43).



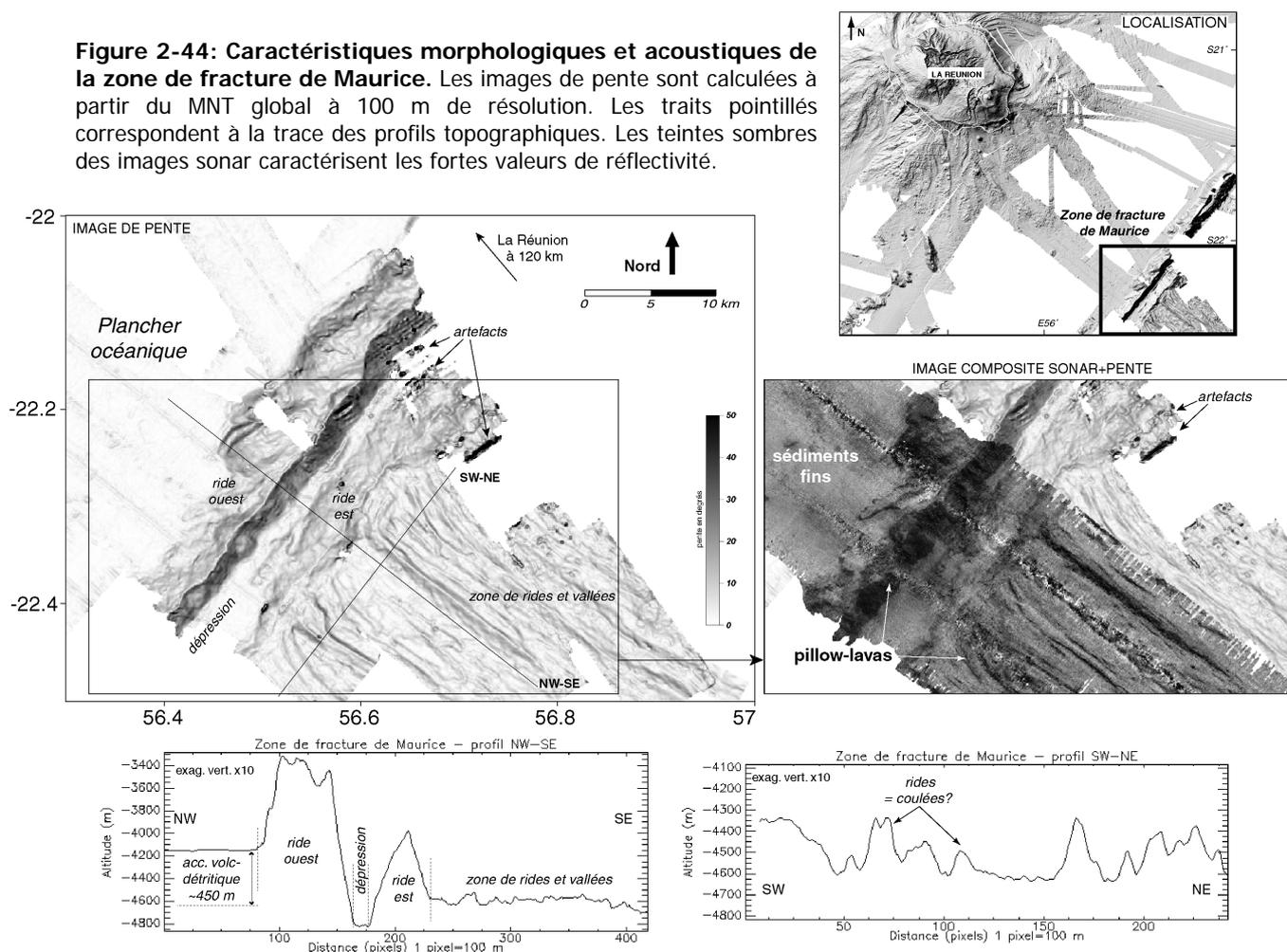
**Figure 2-43: Caractéristiques morphologiques et acoustiques du haut plateau nord.** Les images de pente sont calculées à partir du MNT global à 100 m de résolution. Les traits pointillés correspondent à la trace des profils topographiques. Les teintes sombres des images sonar caractérisent les fortes valeurs de réflectivité. La bathymétrie générale est extraite de Smith et Sandwell (1997). Les courbes de niveaux sont représentées tous les 100 m.

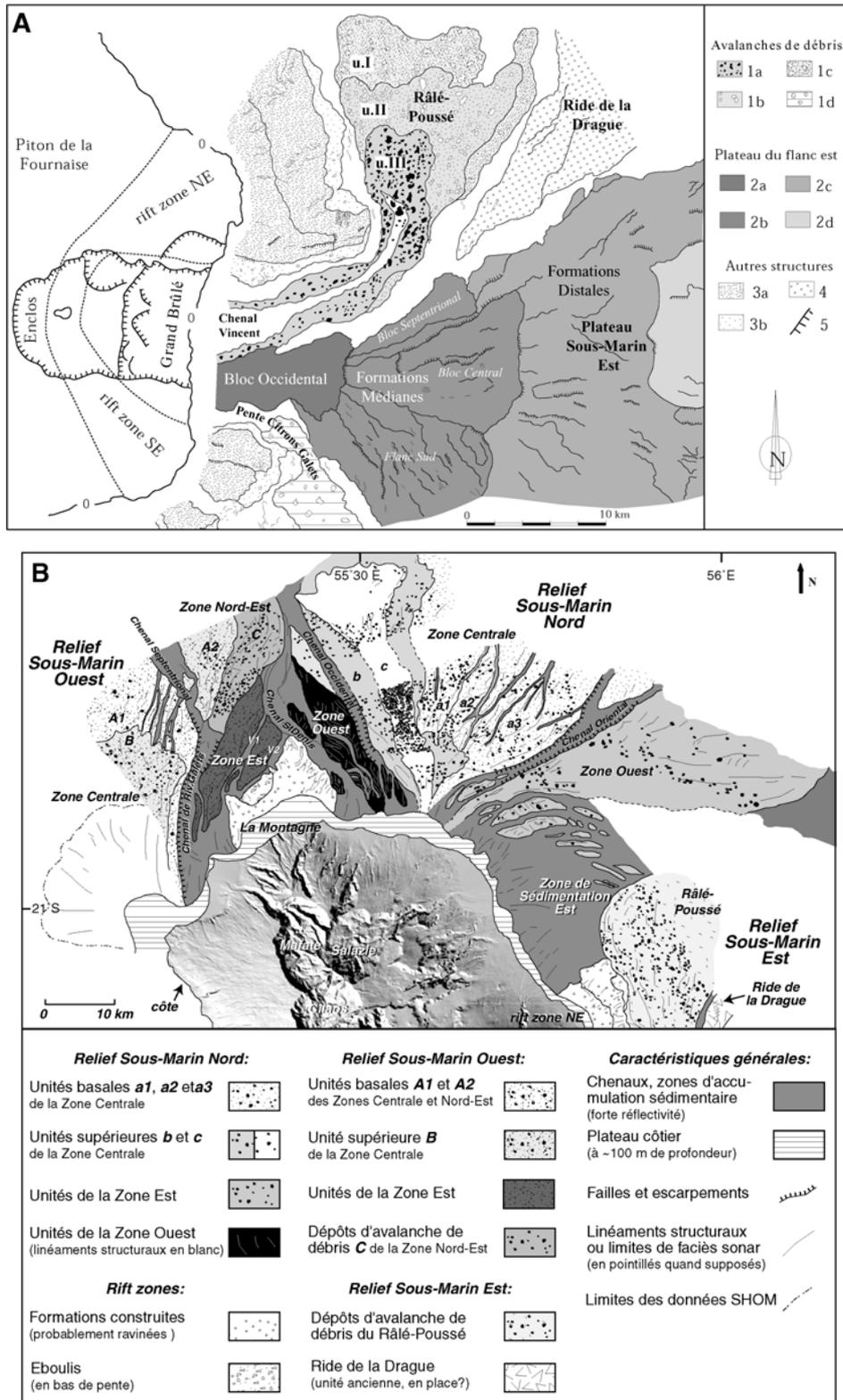
### 1.3.3. La zone de fracture de Maurice

La zone de fracture ou faille transformante de Maurice est une structure majeure de l'environnement sous-marin de La Réunion, située à 120 km au sud-est des côtes de l'île (Figure 2-44). Il s'agit d'un relief strictement linéaire de direction N30° en accord avec les directions structurales principales du Bassin des Mascareignes (Schlich et al., 1990; Dymont, 1991; cf Figure 2-2). La limite ouest de ce relief correspond à une ride de près de 1500 m de haut, large de 5 à 8 km, aux flancs très pentus (jusqu'à 30°) qui constitue une barrière naturelle contre laquelle viennent s'accumuler les produits volcano-détritiques provenant de La Réunion. Elle est ainsi ennoyée à l'ouest par au moins 450 m d'épaisseur de matériaux (Figure 2-44). La zone médiane de la zone de fracture se caractérise par une dépression marquée, large de 1.5 à 3 km. Cette dépression serait comblée par au moins 700 m de sédiments (Fretzdorff et al., 1998). La partie orientale de la structure se caractérise par (1) une ride moins importante que la ride occidentale, jusqu'à 800 m de haut et 5 km de large et (2)

une zone à morphologie particulière, montrant une succession de petites rides de 100 à 200 m de haut et de vallées perpendiculaires à la direction de la structure. La zone de fracture de Maurice présente ainsi une signature topographique comparable à celle d'autres transformantes avec une dépression centrale bordée par des rides élevées et pentues (Menard et Atwater, 1969; Bonneville et McNutt, 1992). Elle présente une asymétrie qui peut s'expliquer selon Menard et Atwater (1969) par une différence d'âge de part et d'autre de la transformante, environ 10 Ma dans le cas de la transformante de Maurice (Dyment, 1991). La zone de fracture est caractérisée par des fortes valeurs de réflectivité indiquant qu'elle est probablement constituée de formations laviques massives. Elle est cependant globalement recouverte de sédiments fins à signature acoustique plus claire.

**Figure 2-44: Caractéristiques morphologiques et acoustiques de la zone de fracture de Maurice.** Les images de pente sont calculées à partir du MNT global à 100 m de résolution. Les traits pointillés correspondent à la trace des profils topographiques. Les teintes sombres des images sonar caractérisent les fortes valeurs de réflectivité.





**Figure 2-45: Synthèse des études antérieures réalisées sur les Reliefs Sous-Marins de La Réunion.**  
**A/ Carte interprétative de la zone orientale de l'île réalisée sur la base des données acoustiques SAR.** Modifiée d'après Labazuy (1996). [1] Coulées d'avalanches de débris: 1a, 1b, 1c: Superposition de trois événements successifs (unités UIII, UII et UI) au sein du Chenal Vincent. 1d: Coulée d'avalanche de débris au sein de la pente Citrons Galets. [2] Ensemble de blocs glissés du Plateau sous-marin est: 2a: Bloc Occidental, 2b: Formations Médianes, 2c: Formations Distales, 2d: Bourrelet terminal. 3a: Rift-zones volcaniques, 3b: Eboulis au pied des rift-zones. 4: Ride de la Drague. 5: Failles et escarpements affectant les diverses structures.  
**B/ Carte interprétative des principales structures sous-marines de la zone septentrionale de l'île.** Modifiée d'après Oehler et al. (2004a).

## II. ETUDE DETAILLEE DES RELIEFS SOUS-MARINS DE L'ILE DE LA REUNION

---

### II.1. Introduction

#### II.1.1. Présentation de l'étude

Les flancs immergés de La Réunion sont marqués par quatre excroissances topographiques sous-marines identifiées tout autour de l'île (Labazuy, 1988; Lénat et Labazuy, 1990): les Reliefs Sous-Marins Est, Nord, Ouest et Sud (cf § I.2.1.). Ces éperons triangulaires de grande dimension (ou du moins leur surface) présentent sans ambiguïté un caractère allochtone et résultent vraisemblablement de l'accumulation des produits de déstabilisations qui ont affecté les flancs des volcans de La Réunion. Le Relief Sous-Marin Est, largement étudié à la suite des campagnes "Fournaise" constitue certainement la structure la mieux connue des fonds immergés de La Réunion (cf Chap. 1, § II.3.2). La carte de Labazuy (1991), réalisée à partir de l'interprétation des données issues des campagnes "Fournaise" et notamment des données de sonar latéral SAR, illustre les principales structures sous-marines du Piton de la Fournaise (Figure 2-45A). Les Reliefs Sous-Marins Nord, Ouest et Sud sont moins bien connus. La première étude de détail de ces éperons a été réalisée au cours de mon DEA (Oehler, 2001) et s'est poursuivie durant ma première année de thèse (Figure 2-45B). Elle se basait uniquement sur l'interprétation des données multifaisceaux EM12D, acquises durant les campagnes Gallieni, Djire et Larjaka de L'Atalante (cf Chap. 2, Tableau 2-1) et compilées, par l'IFREMER, dans des documents numériques (MNT et images de réflectivité) centrés sur La Réunion dans un cadre 55°E-56°30E, 20°30S-22°S. Les résultats de cette étude ont fait l'objet d'un article publié dans *Bulletin of Volcanology* (Oehler et al., 2004a) et présenté dans la synthèse de cette seconde partie de mémoire. Il présente un modèle d'évolution de La Réunion au sein duquel les Reliefs Sous-Marins sont interprétés comme des accumulations de dépôts de déstabilisations gravitaires multiples, récurrentes et multi-échelles (Figure 2-45B).

Nous proposons, dans ce paragraphe, de préciser l'hypothèse de Oehler et al. (2004a) à travers une étude morphologique et structurale des Reliefs-Sous-Marins. L'objectif de cette étude est de décrire de façon détaillée l'agencement de ces structures remarquables et d'établir clairement leur origine et la chronologie de leur formation. Dans ce contexte, l'apport des documents "terre-mer" réalisés (cf Chap. 2) est indéniable car ils proposent une couverture haute résolution des fonds beaucoup plus étendue (bien qu'incomplète et hétérogène) que celle des documents déjà exploités et permettent ainsi une analyse globale de détail des formations immergées. La résolution de nos données ne nous permet cependant pas une analyse aussi fine que celle proposée par Labazuy (1991 et 1996) pour l'étude du flanc est. La résolution des images SAR est sub-métrique alors que nos documents numériques présentent des pixels de 50 m pour l'imagerie acoustique et de 100 m pour la bathymétrie.

## II.1.2. Aspects pratiques

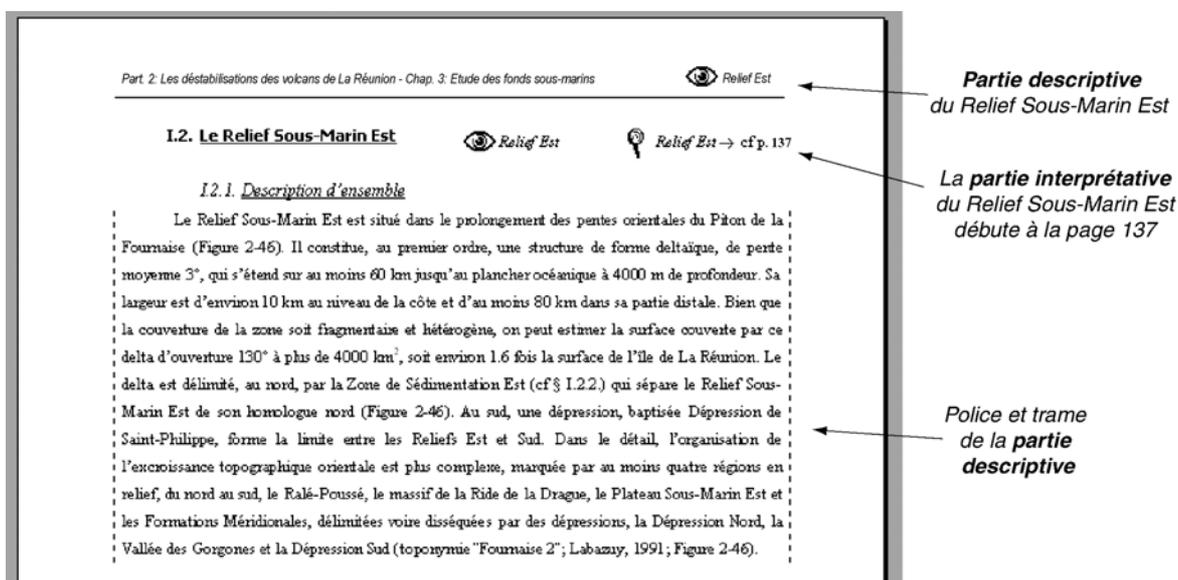
### A- Organisation de l'étude

L'étude de chaque Relief Sous-Marin s'organise en deux parties:

#### 1- **PARTIE DESCRIPTIVE**

Une description détaillée des structures et formations reconnues sera présentée dans un premier temps. Cette partie descriptive, souvent longue et délicate à intégrer, est signalée dans l'entête par le symbole d'un œil suivi du nom du Relief Sous-Marin étudié. Les marges droite et gauche sont soulignées par des traits pointillés.

Exemple:



Part 2. Les déstabilisations des volcans de La Réunion - Chap. 3. Etude des fonds sous-marins  Relief Est

**I.2. Le Relief Sous-Marin Est**  Relief Est  Relief Est → cf p. 137

I.2.1. Description d'ensemble

Le Relief Sous-Marin Est est situé dans le prolongement des pentes orientales du Piton de la Fournaise (Figure 2-46). Il constitue, au premier ordre, une structure de forme deltaïque, de pente moyenne 3°, qui s'étend sur au moins 60 km jusqu'au plancher océanique à 4000 m de profondeur. Sa largeur est d'environ 10 km au niveau de la côte et d'au moins 80 km dans sa partie distale. Bien que la couverture de la zone soit fragmentaire et hétérogène, on peut estimer la surface couverte par ce delta d'ouverture 130° à plus de 4000 km<sup>2</sup>, soit environ 1.6 fois la surface de l'île de La Réunion. Le delta est délimité, au nord, par la Zone de Sédimentation Est (cf § I.2.2.) qui sépare le Relief Sous-Marin Est de son homologue nord (Figure 2-46). Au sud, une dépression, baptisée Dépression de Saint-Philippe, forme la limite entre les Reliefs Est et Sud. Dans le détail, l'organisation de l'excroissance topographique orientale est plus complexe, marquée par au moins quatre régions en relief, du nord au sud, le Ralé-Poussé, le massif de la Ride de la Draque, le Plateau Sous-Marin Est et les Formations Méridionales, délimitées voire disséquées par des dépressions, la Dépression Nord, la Vallée des Gorgones et la Dépression Sud (toponyme "Fournaise 2"; Labazuy, 1991; Figure 2-46).

**Partie descriptive du Relief Sous-Marin Est**

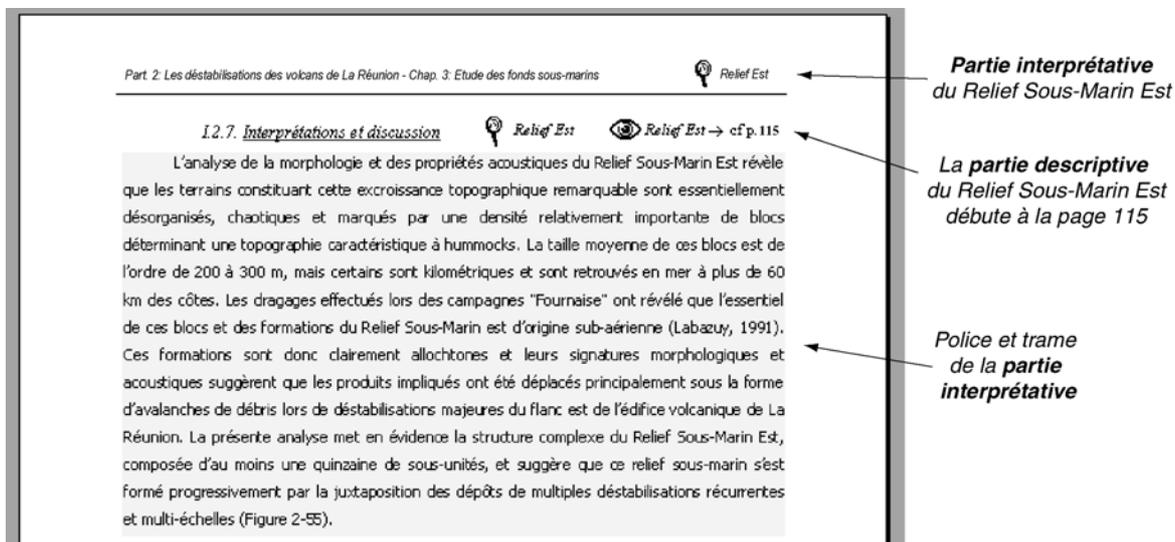
**La partie interprétative du Relief Sous-Marin Est débute à la page 137**

**Police et trame de la partie descriptive**

#### 2- **PARTIE INTERPRETATIVE**

Dans un second temps, l'ensemble des observations sera synthétisé dans une partie interprétative symbolisée par une loupe et dont la trame de fond est grisée.

Exemple:



Part 2. Les déstabilisations des volcans de La Réunion - Chap. 3. Etude des fonds sous-marins  Relief Est

I.2.7. Interprétations et discussion  Relief Est  Relief Est → cf p. 115

L'analyse de la morphologie et des propriétés acoustiques du Relief Sous-Marin Est révèle que les terrains constituant cette excroissance topographique remarquable sont essentiellement désorganisés, chaotiques et marqués par une densité relativement importante de blocs déterminant une topographie caractéristique à hummocks. La taille moyenne de ces blocs est de l'ordre de 200 à 300 m, mais certains sont kilométriques et sont retrouvés en mer à plus de 60 km des côtes. Les dragages effectués lors des campagnes "Fournaise" ont révélé que l'essentiel de ces blocs et des formations du Relief Sous-Marin est d'origine sub-aérienne (Labazuy, 1991). Ces formations sont donc clairement allochtones et leurs signatures morphologiques et acoustiques suggèrent que les produits impliqués ont été déplacés principalement sous la forme d'avalanches de débris lors de déstabilisations majeures du flanc est de l'édifice volcanique de La Réunion. La présente analyse met en évidence la structure complexe du Relief Sous-Marin Est, composée d'au moins une quinzaine de sous-unités, et suggère que ce relief sous-marin s'est formé progressivement par la juxtaposition des dépôts de multiples déstabilisations récurrentes et multi-échelles (Figure 2-55).

**Partie interprétative du Relief Sous-Marin Est**

**La partie descriptive du Relief Sous-Marin Est débute à la page 115**

**Police et trame de la partie interprétative**

L'adoption de cette symbolique permet au lecteur de se repérer facilement dans le corps du texte. Selon son intérêt, il pourra ainsi approfondir sa lecture des parties purement descriptives ou se diriger directement vers l'interprétation proposée pour chaque zone d'étude.

## B- Nomenclatures

Nous utiliserons de plus deux nomenclatures.

### 1- **NOMENCLATURE DESCRIPTIVE:**

Adaptée aux parties descriptives, elle permet de dénommer et de situer les différents ensembles ou complexes identifiés au sein de chaque Relief Sous-Marin. Elle utilise généralement des termes géographiques (ex: Formations Orientales, Médiannes et Occidentales du Relief Sous-Marin Nord) mais également (1) la toponymie "Fournaise 2" (Labazuy, 1991) pour le Relief Sous-Marin Est (ex: Vallée des Gorgones, Râlé-Poussé, Pente Citrons Galets), (2) un lettrage simple déjà utilisé par Oehler et al. (2004a) pour les Relief Nord et Ouest (ex: unités a, b ou c du Relief Nord ou A, B, C du Relief Ouest) ou (3) un lettrage plus intuitif pour les Reliefs Ouest et Sud (ex: l'unité Lp1 correspond aux dépôts d'avalanches de débris les plus anciens du Lobe Principal du Relief Sous-Marin Sud);

### 2- **NOMENCLATURE "EVENEMENTIELLE":**

Surtout utilisée dans les parties interprétatives, le chapitre 4 et la synthèse de cette seconde partie, elle répond à un besoin de synthèse des informations dans un modèle global des déstabilisations de l'édifice volcanique de La Réunion. Chaque événement est défini par deux lettres qui caractérisent le flanc (n: nord, o: ouest, s: sud et e: est) et le volcan affecté (N: Piton des Neiges, F: Piton de La Fournaise et A: volcan des Alizés) suivi d'un chiffre qui donne une information sur la chronologie relative des événements. Par exemple, l'épisode "**nN3**" correspond à la 3<sup>ème</sup> déstabilisation du flanc nord du Piton des Neiges. Des indices a, b, ou c sont parfois également utilisés lorsqu'un doute subsiste pour l'interprétation d'événements indépendants ou non. Par exemple, les ensembles oN4a et oN4b correspondent aux dépôts de deux déstabilisations distinctes ou d'un unique événement qui a affecté le flanc ouest du Piton des Neiges.



## II.2. Le Relief Sous-Marin Est



Relief Est → cf p. 137

### II.2.1. Description d'ensemble

Le Relief Sous-Marin Est est situé dans le prolongement des pentes orientales du Piton de la Fournaise (Figure 2-46). Il constitue, au premier ordre, une structure de forme triangulaire, de pente moyenne 3°, qui s'étend sur au moins 60 km jusqu'au plancher océanique à 4000 m de profondeur. Sa largeur est d'environ 10 km au niveau de la côte et d'au moins 80 km dans sa partie distale. Bien que la couverture de la zone soit fragmentaire et hétérogène, on peut estimer la surface couverte par cet éperon d'ouverture 130° à plus de 4000 km<sup>2</sup>, soit environ 1.6 fois la surface de l'île de La Réunion. La structure est délimitée, au nord, par la Zone de Sédimentation Est (cf § I.2.2.) qui sépare le Relief Sous-Marin Est de son homologue nord (Figure 2-46). Au sud, une dépression, baptisée Dépression de Saint-Philippe (cf § II.5.7.), forme la limite entre les Reliefs Est et Sud. Dans le détail, l'organisation de l'excroissance topographique orientale est plus complexe, marquée par au moins quatre régions en relief, du nord au sud, le Ralé-Poussé, le massif de la Ride de la Drague, le Plateau Sous-Marin Est et les Formations Méridionales, délimitées voire disséquées par des dépressions, la Dépression Nord, la Vallée des Gorgones et la Dépression Sud (toponymie "Fournaise 2"; Labazuy, 1991; Figure 2-46).

### II.2.2. Le Plateau Sous-Marin Est

#### II.2.2.1 Description générale

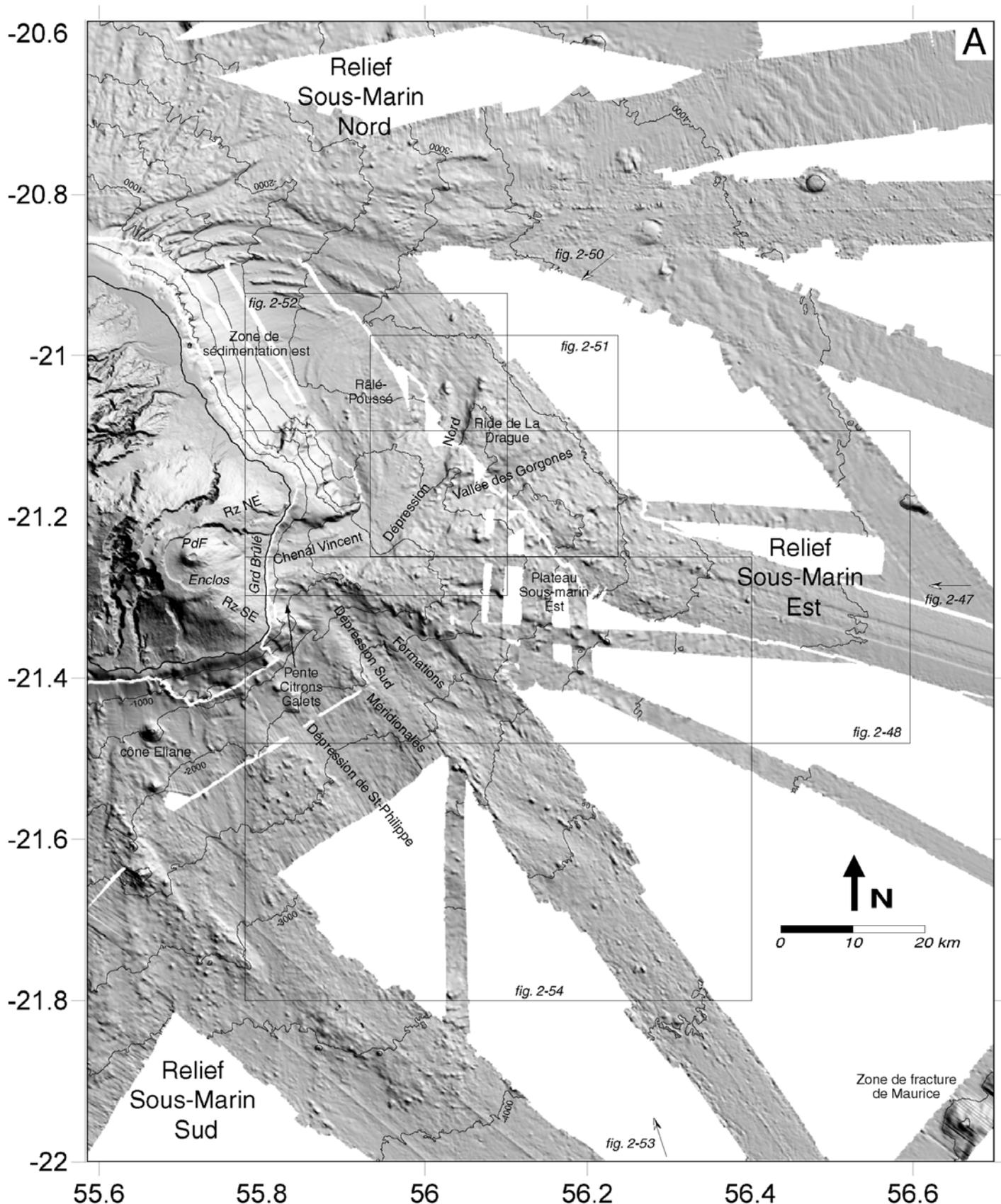
Le Plateau Sous-Marin Est, également baptisé Plateau du Chef (toponymie "Fournaise 2"; Labazuy, 1991), constitue la structure centrale du Relief Est, située dans le prolongement sud de la dépression du Grand Brûlé (Figures 2-47 et 2-48). Il présente une forme triangulaire remarquable, dont la largeur croît de quelques km à proximité de la côte à près de 60 km à 4000 m de profondeur. L'analyse des données bathymétriques et acoustiques permet de distinguer au moins 4 unités principales au sein du Plateau: d'ouest en est, l'unité occidentale, l'unité médiane, l'unité distale et le soubassement distal (Figures 2-47 et 2-48A).

#### II.2.2.2 Description des unités

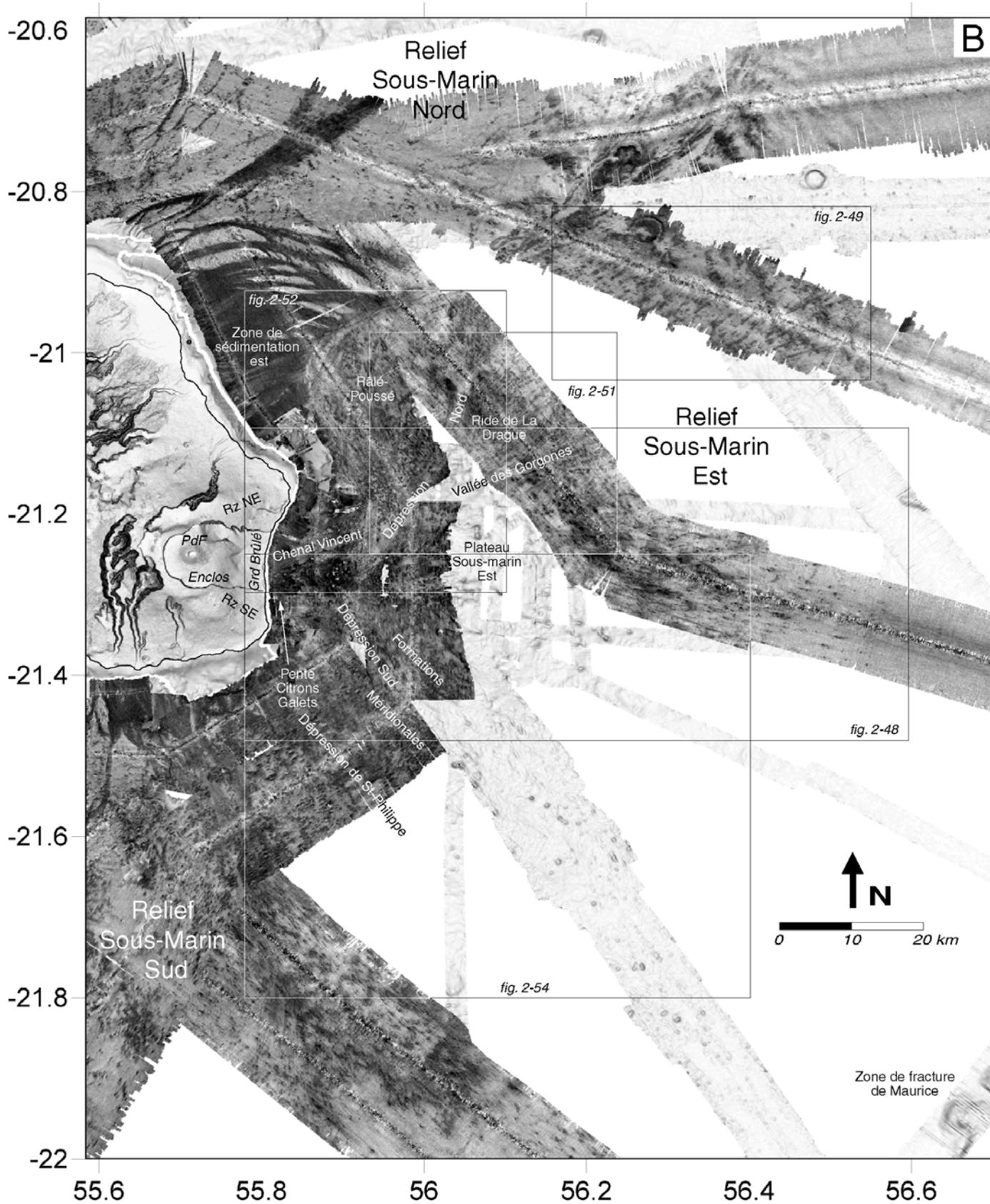
##### A- L'unité occidentale

L'unité la plus proximale, l'unité occidentale, correspond approximativement à la zone identifiée par Labazuy (1991) comme le Bloc Occidental du Plateau (Figure 2-45A).

L'unité occidentale s'étend sur quelques km de large et 10 km de long, de la côte à environ 1000 m de profondeur (Figures 2-47 et 2-48A). Elle est bordée au nord par le Chenal Vincent



**Figure 2-46: Vue d'ensemble de la région sous-marine est de l'édifice volcanique réunionnais. A/** Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-est). Les courbes de niveaux sont représentées tous les 500 m. **B/** Image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. Les images indiquent la localisation des figures utilisées pour l'analyse détaillée des structures majeures de la région.



(cf § II.2.4) et, au sud, par la pente Citrons Galets et la Dépression Sud (cf § II.2.6.2.; Figures 2-47, 2-48A et C). La limite avec ces dépressions est plus au moins bien marquée. L'unité occidentale présente, au nord, une limite d'abord franche côté est, soulignée par une pente abrupte de  $15^\circ$  puis plus diffuse côté ouest, où une ride de direction globale  $N70^\circ$  apparaît progressivement le long de la structure (Figures 2-47, 2-48A, 2-50, 2-52A et C). La bordure sud de l'unité occidentale est marquée par une zone à blocs. Ces blocs apparaissent déstabilisés latéralement, sur une pente générale de  $5$  à  $6^\circ$ . La limite avec les formations de l'unité médiane du Plateau est franche. Elle est marquée par une échancrure côté nord et une ride côté sud (Figure 2-48A). La surface de l'unité occidentale est désorganisée, marquée par la présence de quelques blocs de taille relativement importante (jusqu'à  $500$  m de large) identifiés sur la bathymétrie (Figures 2-47 et 2-48A). Cette signature morphologique à blocs est compatible avec celle des dépôts d'avalanches de débris. L'unité occidentale présente un faciès acoustique très sombre sur l'imagerie (Figure 2-48B) indiquant à la fois une forte densité de blocs et la présence d'une couverture sédimentaire grossière sur ces formations proximales, confirmée par les photographies sous-marines (Labazuy, 1991).

#### B- L'unité médiane

L'unité médiane correspond géographiquement aux Formations Médianes du Plateau décrites par Labazuy (1991) avec cependant une extension plus limitée (Figure 2-45A).

L'unité médiane s'étend sur une douzaine de km au moins et présente une structure triangulaire dont la largeur croît de  $4$  km au niveau de l'unité occidentale à environ  $15$  km à  $2000$  m de profondeur (Figures 2-47 et 2-48A). La géométrie du contact entre les unités occidentale et médiane est remarquable. Le contact prend globalement la forme d'une accolade dont la pointe allongée forme une petite ride qui relie les deux unités. L'unité médiane présente une structure cohérente du nord au sud. Sur la base de nos observations et compte tenu de la résolution des données multifaisceaux, il n'est pas possible de distinguer, latéralement, plusieurs zones au sein de l'unité comme proposé par Labazuy (1991; Figure 2-45A). Sa bordure nord est marquée par une paroi abrupte de  $15^\circ$  de pente, globalement orientée  $N50^\circ$  qui s'incurve vers le nord. Comme dans le cas de l'unité occidentale, la bordure sud est marquée par une série de blocs déstabilisés latéralement, dont la taille atteint  $1$  km de large. La limite orientale de l'unité est soulignée par une pente de  $15$  à  $20^\circ$ , côté sud, qui disparaît progressivement côté nord. Cette pente marquée délimite, au sud, deux rides allongées vers le large, dont la plus septentrionale, de  $2$  km de large et  $5$  km de long, forme la paroi sud du couloir Dolto (toponymie "Fournaise 2"; Labazuy, 1991; Figures 2-47, 2-48A et C). La signature acoustique des formations de l'unité médiane est sensiblement différente de celle de l'unité précédente. Elle est définie par un faciès sonar moucheté, typique des dépôts d'avalanches de débris, mais présente une forte densité de tâches sombres (forte réflectivité) et quelques plages de teintes plus claires (faible réflectivité). Cette signature indique que de nombreux blocs (taille moyenne estimée à  $300$ - $400$  m)

sont parsemés à la surface de l'unité médiane et que sa couverture sédimentaire fine est limitée. Cette couverture apparaît hétérogène. La partie centrale de l'unité est en effet marquée par une accumulation sédimentaire fine plus importante que sur les autres secteurs. Elle se traduit par des terrains adoucis sur la bathymétrie (Figure 2-48A) et globalement de teinte claire sur l'imagerie (Figure 2-48B).

### C- L'unité distale

L'unité distale correspond à la partie nord des Formations Distales de Labazuy (1991; Figure 2-45A) et s'étend plus précisément depuis le couloir Dolto au sud, jusqu'à la Vallée des Gorgones (cf § II.2.5.) au nord (Figures 2-47, 2-48A et C). Nous proposons que la partie sud des Formations Distales de Labazuy (1991) constitue une unité distincte formant le soubassement distal du Plateau.

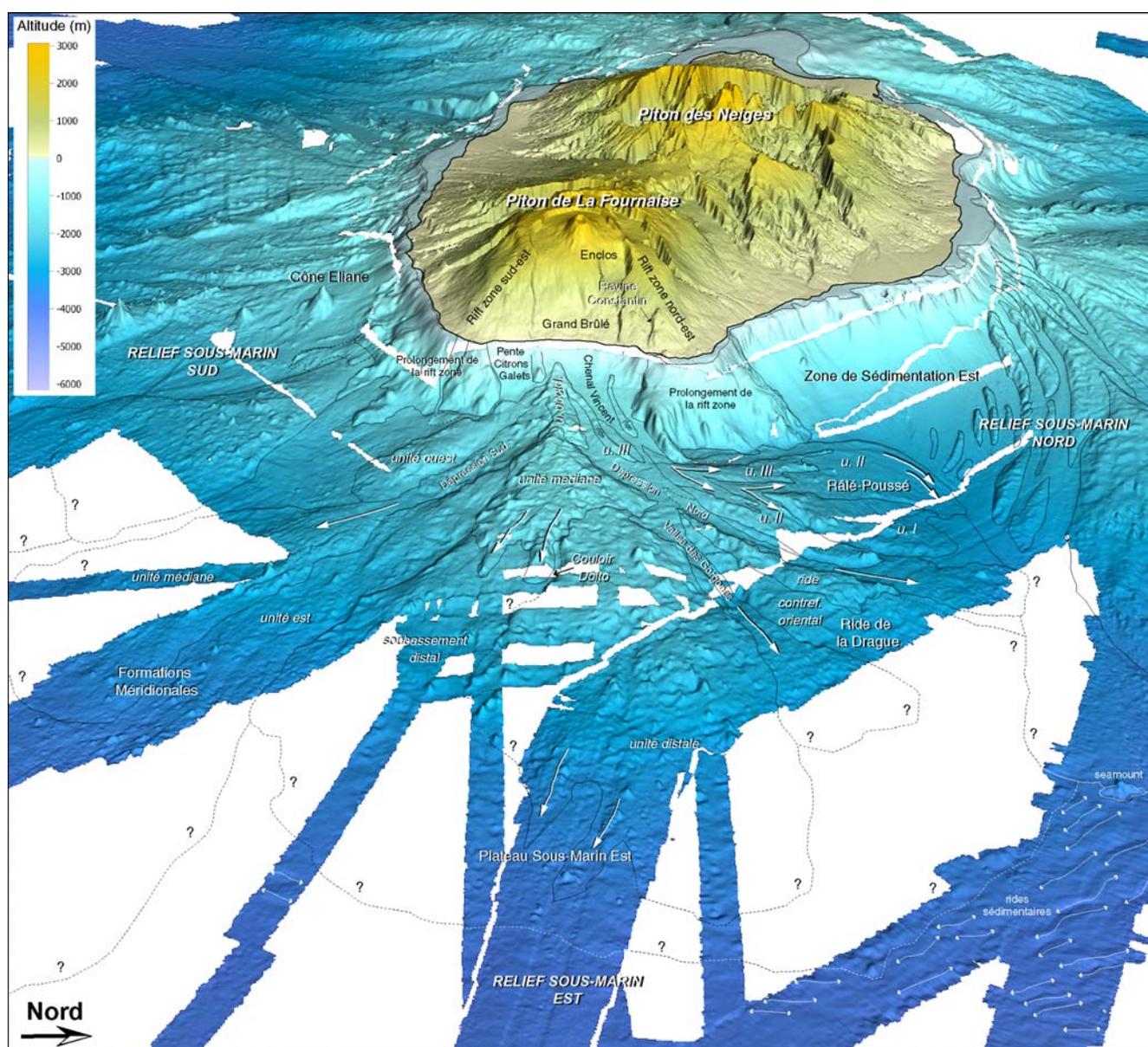
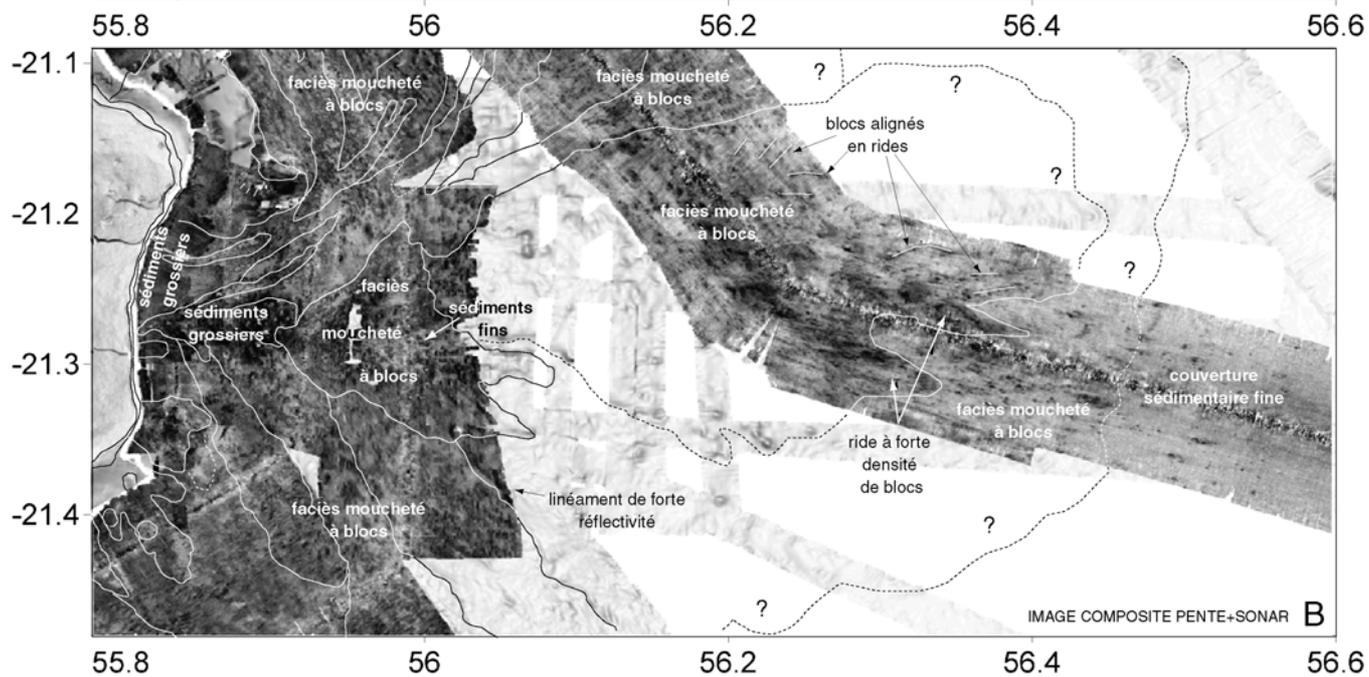
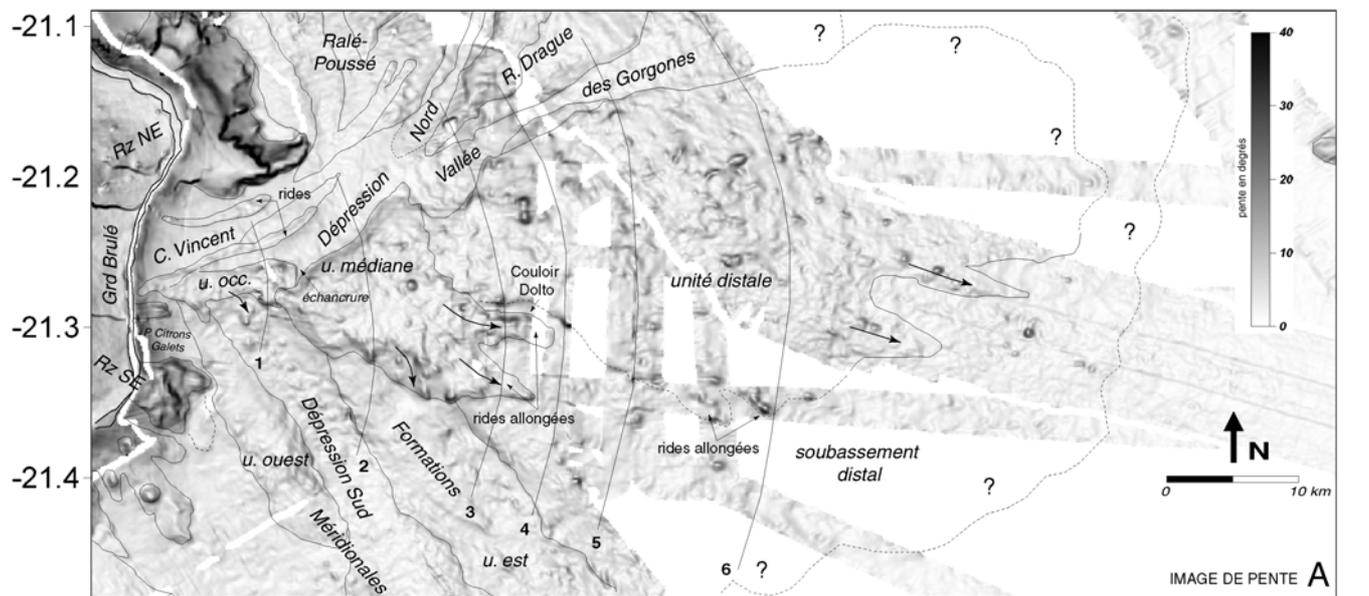
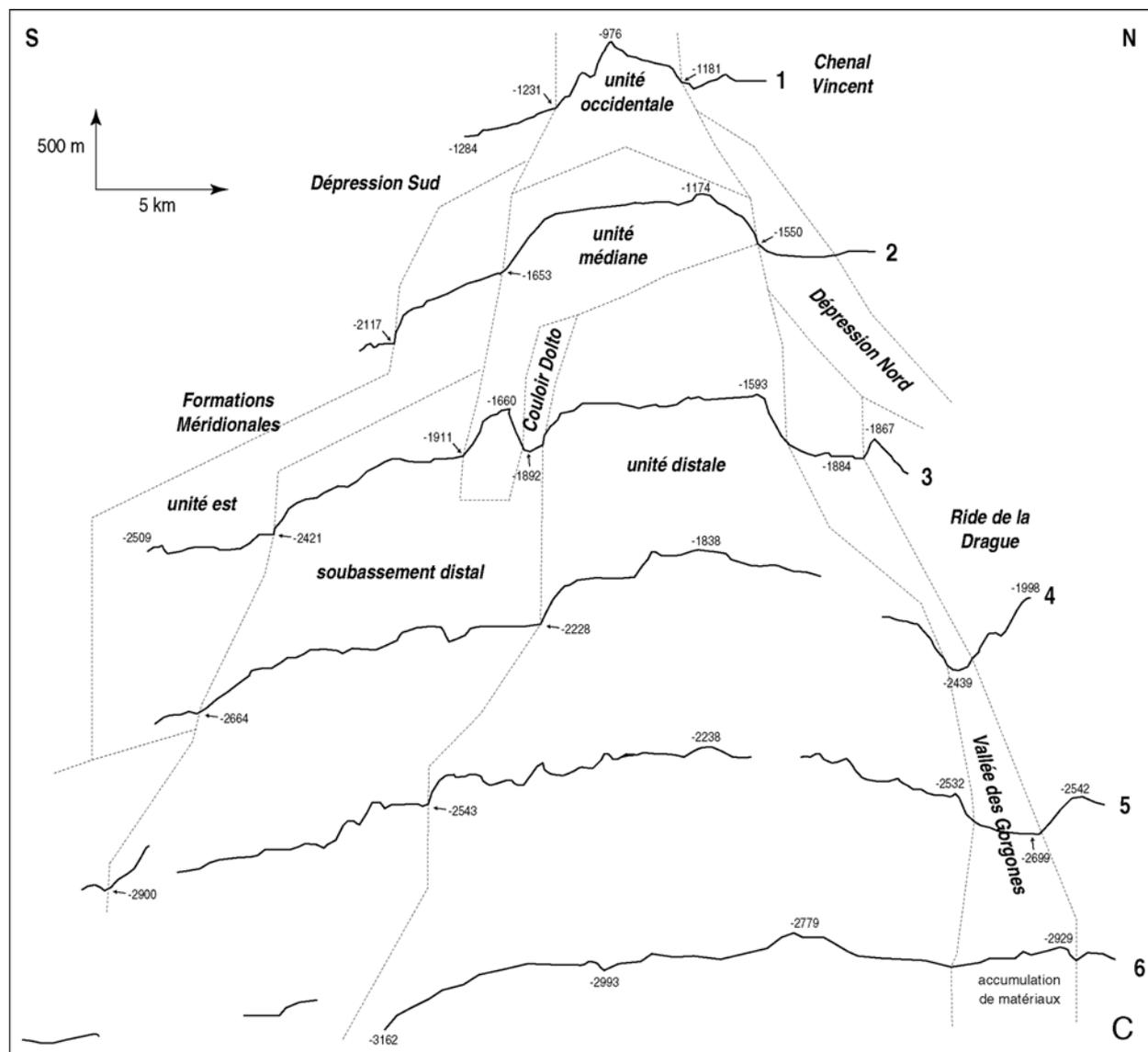


Figure 2-47: Vue à trois dimensions centrée sur le Plateau Sous-Marin Est. Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis l'est) et drapée sur ce même MNT représenté en trois dimensions (exag. vert. X3)





**Figure 2-48: Caractéristiques morphologiques et acoustiques du Plateau Sous-marin Est.** A/ Image de pente de la zone calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. B/ Extrait de l'image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. C/ Profils topographiques réalisés perpendiculairement aux structures et localisés sur l'image de pente (exag. vert. x6). Les valeurs négatives sont des indications de profondeurs.

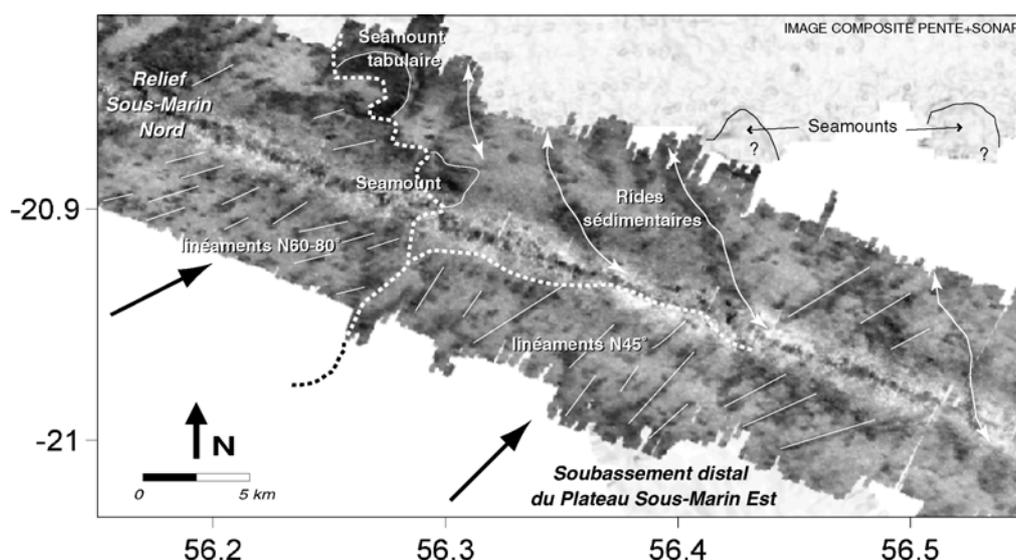
L'extension et la géométrie de l'unité distale reste encore hypothétique en raison de la couverture incomplète du Plateau (Figures 2-47 et 2-48A). Elle s'étendrait vraisemblablement sur près de 45 km jusqu'à 3600 m de profondeur environ. Sa largeur, de 7 km au niveau du contact avec l'unité médiane, atteindrait au maximum 25 km à 3100 m de profondeur. L'unité distale est délimitée au nord par la vallée des Gorgones, selon une paroi relativement bien marquée (pentes de 8 à 9°). Le couloir Dolto constitue la bordure sud. Il s'agit d'une dépression d'extension assez limitée de 1.7 km de large et 4.5 km de long, aux flancs pentus de 17 à 25°. La dépression se prolonge plus à l'est par une unique paroi abrupte septentrionale (décelable sur les quelques bandes Seabeam de la bathymétrie; Figures 2-47 et 2-48A) qui sépare les formations de l'unité distale, en position stratigraphique supérieure, des formations du soubassement distal du Plateau (Figures 2-49A et C). L'unité distale est globalement définie par un faciès acoustique plus clair que celui des unités précédentes (Figure 2-48B). Les larges plages à faibles valeurs de réflectivité indiquent que les terrains sont recouverts de sédiments fins. Sa surface est néanmoins caractérisée par un faciès moucheté, typique des dépôts d'avalanches de débris. Les blocs de teintes sombres sur l'imagerie sont relativement plus parsemés que pour les unités proximales; certains étant probablement ennoyés sous la couverture sédimentaire. Les plus importants, de 200 m de large en moyenne, s'organisent selon des rides remarquables identifiées à la fois sur la bathymétrie et l'imagerie (Figures 2-48A et B). Le front de l'unité distale est ainsi marqué par deux rides terminales à forte densité de blocs et au faciès sonar sombre, dont la signature morphologique et acoustique contraste avec celle des formations du soubassement distal du Plateau, globalement plus claires sur l'imagerie et plus lisses sur la bathymétrie (Figures 2-47, 2-48A et B).

#### D- Le soubassement distal

Le soubassement distal n'est pas décrit en tant que tel par Labazuy (1991). Cette unité est uniquement identifiable dans les parties sud et est du Plateau à partir de 2000 m de profondeur environ et jusqu'au plancher océanique à -4000 m (Figures 2-47 et 2-48A). L'extension et la géométrie de cette unité sont peu contraintes en raison de la faible couverture des données dans cette zone.

La zone sud du Plateau, qui correspond à la partie sud des Formations Distales de Labazuy (1991, Figure 2-45A) est marquée par des terrains placés en position stratigraphique inférieure par rapport aux formations des unités médianes et distales (Figures 2-47, 2-48A et C). Cette zone déprimée, délimitée au nord par le couloir Dolto et son prolongement oriental, présente des terrains adoucis sur la bathymétrie, qui pourraient indiquer une couverture sédimentaire importante des formations. Elle est délimitée au sud par un escarpement marqué de direction N140°, identifiable sur l'imagerie par un linéament de teinte sombre (Figure 2-48B). Ces terrains de texture lisse semblent se prolonger et s'étendre tout autour de la zone distale du Plateau. Ils apparaissent ainsi au sud-est de l'unité médiane (sur les quelques bandes disponibles), mais également à l'est de l'unité distale où ils sont définis par un faciès sonar moucheté, typique des dépôts d'avalanches de débris (taille moyenne

des blocs: 100 m), agrémenté de très larges plages de signature claire suggérant une couverture sédimentaire fine importante des formations. Ils sont finalement retrouvés 20 à 30 km plus au nord, au sud des cônes tabulaires identifiés sur le flanc nord-est de l'île (cf § I.3.2.1.). L'imagerie montre, dans cette région, un faciès acoustique à blocs similaire à celui décrit pour le soubassement distal à l'est du Plateau (Figure 2-49). Les blocs imagés, de taille hectométrique, s'organisent en rides allongées de direction générale N45°, direction conforme à l'étalement des produits d'une avalanche de débris dont la source se situerait dans l'axe du Plateau et dont la mise en place serait à l'origine du champ de rides sédimentaires (cf § I.3.1.) globalement perpendiculaires à la direction des linéaments.



**Figure 2-49: Extrait de l'image composite pente+sonar, à 50 m de résolution, couvrant la partie distale du Plateau Sous-Marin Est.** La localisation est précisée sur la figure 2-46B. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. Cette région présente globalement une signature mouchetée à blocs. Les blocs s'organisent en rides de direction générale N45° côté est, et N60-80° coté ouest. Ces deux directions permettent de distinguer les dépôts de deux avalanches de débris dont le sens d'écoulement est souligné par les flèches. Les dépôts ouest correspondent à un événement associé au Relief Sous-Marin Nord. Les dépôts est représentent l'extension nord du soubassement distal du Plateau.

### II.2.3. Le massif de la Ride de la Drague

Le massif de la Ride de la Drague est une structure triangulaire, d'ouverture 50°, localisée au nord de l'unité distale du Plateau (Figures 2-50 et 2-51A). Le sommet du triangle est situé à environ 1900 m de profondeur et sa base à au moins 3100 m (sa partie terminale n'est pas couverte par les données). Son extension est d'une vingtaine de km de long, d'au moins 1 km de large en amont à plus de 10 km en aval. Le massif de la Ride de la Drague est bordé par deux dépressions qui la mettent en relief, la Dépression Nord à l'est, et la Vallée des Gorgones au sud (cf § II.2.5.). Il peut être décomposé en deux unités principales juxtaposées, une structure massive allongée à l'ouest, la ride sensu stricto et une zone plus perturbée à l'est, le contrefort oriental (Figures 2-50 et 2-51A et C).

La partie occidentale du massif de la Ride de la Drague est marquée par une structure allongée massive, qui forme une ride de 14 km de long et 3 km de large (Figures 2-50 et 2-51A). Cette ride

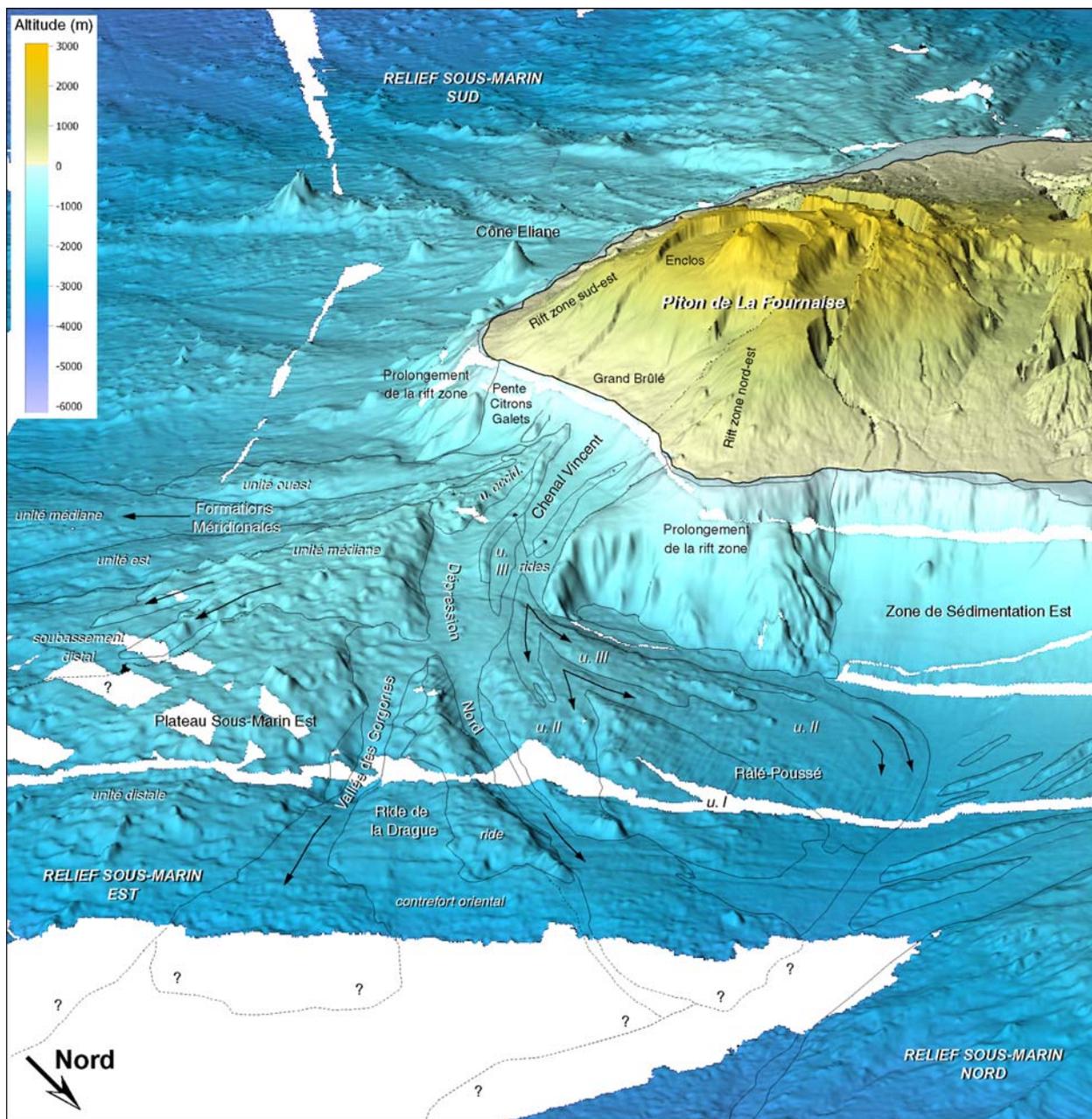
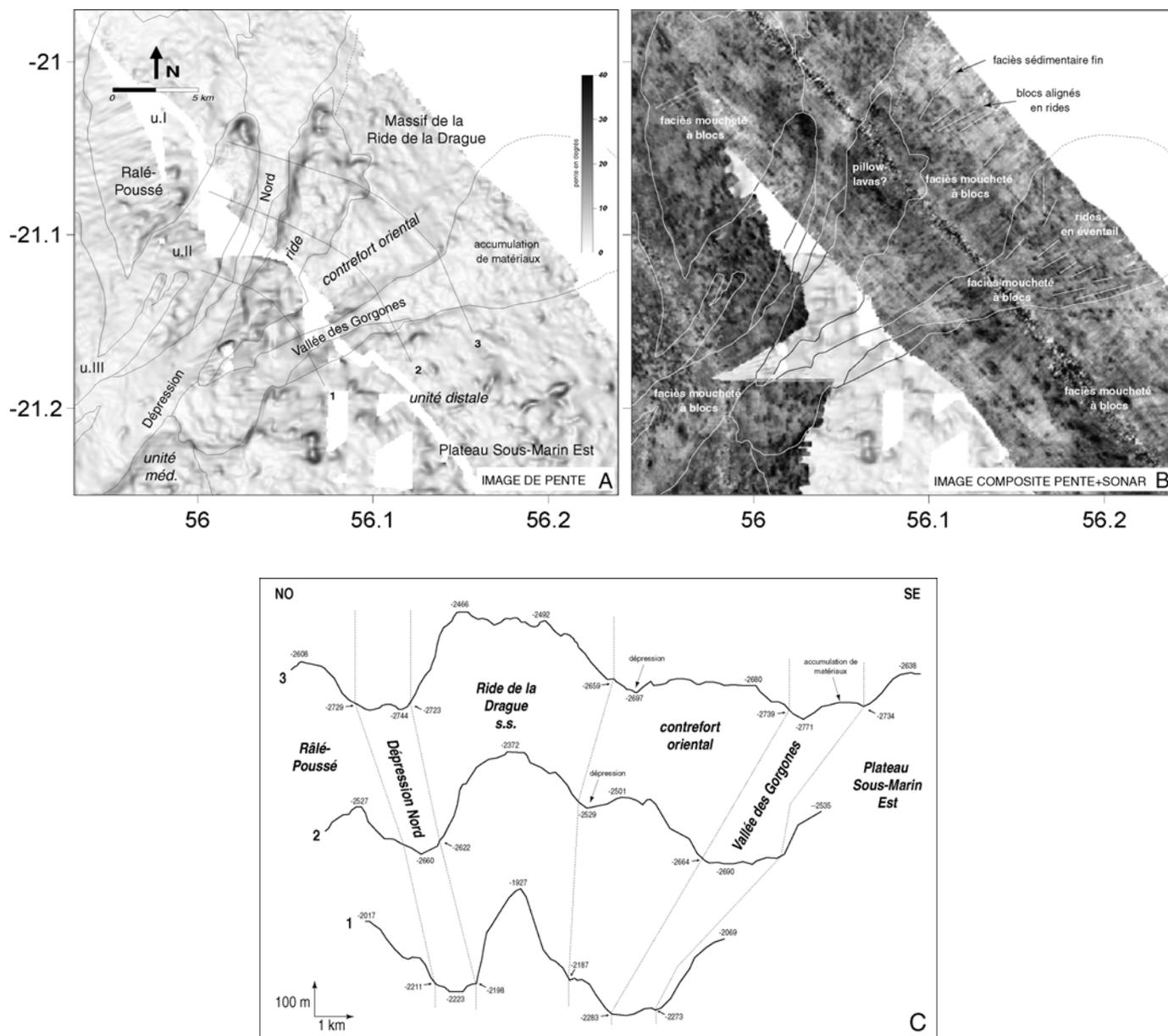


Figure 2-50: Vue à trois dimensions centrée sur le Massif de la Ride de la Drague et le Râlé-Poussé. Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis l'est) et drapée sur ce même MNT représenté en trois dimensions (exag. vert. X3)



**Figure 2-51: Caractéristiques morphologiques et acoustiques du massif de la Ride de la Drague et de la Vallée des Gorgones.** A/ Image de pente de la zone calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. B/ Extrait de l'image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. C/ Profils topographiques réalisés perpendiculairement aux structures et localisés sur l'image de pente (exag. vert. x10). Les valeurs négatives sont des indications de profondeurs.

constitue un relief proéminent de 250 à 300 m de haut, délimité par des parois abruptes notamment au nord-ouest où les pentes atteignent 20° en bordure de la Dépression Nord (Figure 2-51C). Elle est globalement définie par des teintes sonar sombres (Figure 2-51B) indiquant une forte réflectivité des terrains. La ride serait ainsi essentiellement constituée de formations de type pillow-lava comme suggéré par les dragages et photographies effectués lors des campagnes "Fournaise" (Labazuy, 1991).

Le contrefort oriental est plaqué à l'est de la ride et définit une zone où les formations sont nettement moins massives (Figures 2-50, 2-51A et C). Dans la partie distale, la limite entre les deux unités est soulignée par une légère dépression de 50 m de profondeur (Figure 2-51C). Le contrefort oriental est délimité au sud par la Vallée des Gorgones. La limite avec cette dépression est soulignée par un escarpement d'abord franc à l'ouest avec des pentes jusqu'à 20°, puis de plus en plus diffus vers l'est avec une diminution des valeurs de pente jusqu'à 8-10°. Les formations constituant le contrefort oriental apparaissent plus lisses sur la bathymétrie que celles de la ride. Elles sont néanmoins marquées par une signature acoustique mouchetée typique des dépôts d'avalanches de débris. La taille des blocs atteint 300 à 400 m (Figure 2-51B). Cette signature est moins marquée au nord-est où des teintes claires dominent, soulignant une couverture sédimentaire fine par dessus les formations à blocs.

#### II.2.4. Le Chenal Vincent et le Ralé-Poussé

##### II.2.4.1 Description générale

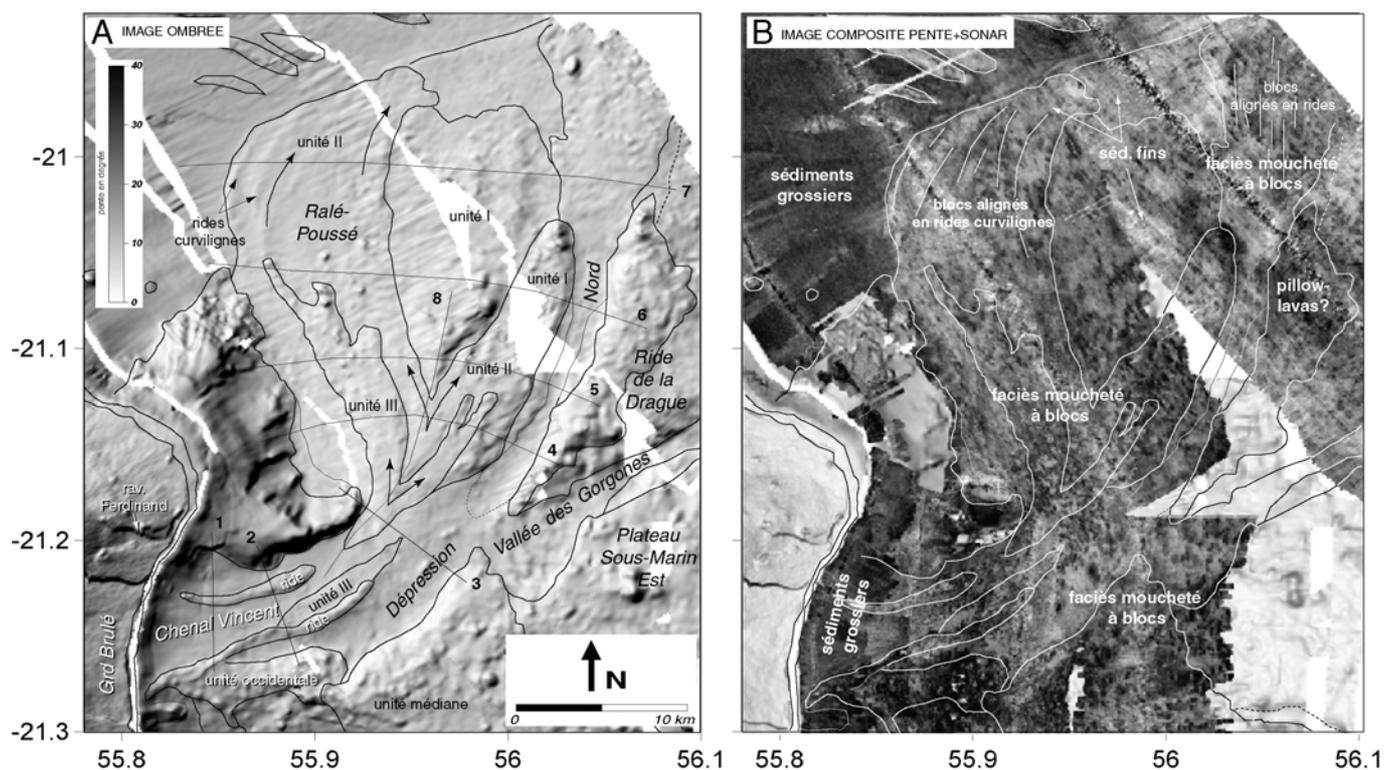
♦ La dépression du Chenal Vincent est un couloir de 6 km de large et de 13 km de long (depuis la côte jusqu'à environ 1500 m de profondeur, soit une pente moyenne de 6°), d'orientation ouest-est avant de s'incurver vers le nord-est en aval, où elle laisse place aux formations du Ralé-Poussé (Figures 2-50 et 2-52A). Le Chenal Vincent est délimité au nord par le prolongement sous-marin de la rift zone nord-est (cf § I.2.3.1.) et au sud par les unités occidentale et médiane du Plateau Sous-Marin Est (cf § II.2.2.2.). Ces deux limites ne coïncident pas avec les remparts sub-aériens de la dépression du Grand Brûlé: au nord, la paroi sous-marine de la rift zone se connecte avec la ravine Ferdinand, au sud, la limite du Chenal Vincent n'est pas dans le prolongement du rempart du Tremblet, extrémité du Grand Brûlé située 3 km plus au sud (Figures 2-47 et 2-52A). Le Chenal Vincent est défini par des teintes sonar sombres typiques des faciès sédimentaires grossiers provenant du démantèlement des coulées littorales (Figure 2-52B). Ces plages sédimentaires sont encadrées par deux rides topographiques à teintes sonar plus claires. Ces rides forment des structures linéaires étroites, conformes à la ligne de plus grande pente, de 1 km de large et de plus de 100 m de haut par endroits (Figures 2-50, 2-52A et C). Elles sont parallèles entre elles et situées à environ 3 km l'une de l'autre. La ride sud se prolonge, à proximité de la côte, le long de l'unité occidentale du Plateau Est.

◆ Le Râlé-Poussé est une structure d'accumulation de matériaux située dans le prolongement du Chenal Vincent (Figures 2-50 et 2-52A). Ce lobe, allongé dans la direction nord-sud, s'étend sur 25 km de long, de 1600 m à plus de 3000 m de profondeur (pente moyenne de 3°). Sa largeur est de 6 km en zone proximale et de plus de 15 km en zone distale. Le Râlé-Poussé est délimité, à l'est, par la Dépression Nord (cf § II.2.5.), à l'ouest, par le prolongement sous-marin de la rift zone NE du Piton de la Fournaise (cf § I.2.3.1.) et, au nord, par la Zone de Sédimentation Est (§ I.2.2.). La structure est très bien marquée à la fois sur l'imagerie et la bathymétrie (Figures 2-50, 2-52A et B). Elle présente un faciès acoustique moucheté, typique des dépôts d'avalanches de débris et des formations désorganisées et chaotiques à blocs. Ces formations présentent cependant une texture globalement plus lisse que les formations du Plateau Sous-Marin Est. La bathymétrie souligne également l'hétérogénéité de la structure du Râlé-Poussé, où trois unités (unités I à III sur les figures 2-50, 2-52A et C) ont été distinguées. Ces unités présentent la particularité d'être imbriquées les unes dans les autres. Elles ont déjà été reconnues par Labazuy (1991; Figure 2-45A) mais la couverture incomplète des données SAR empêchait de décrire avec précision leur extension et leur agencement.

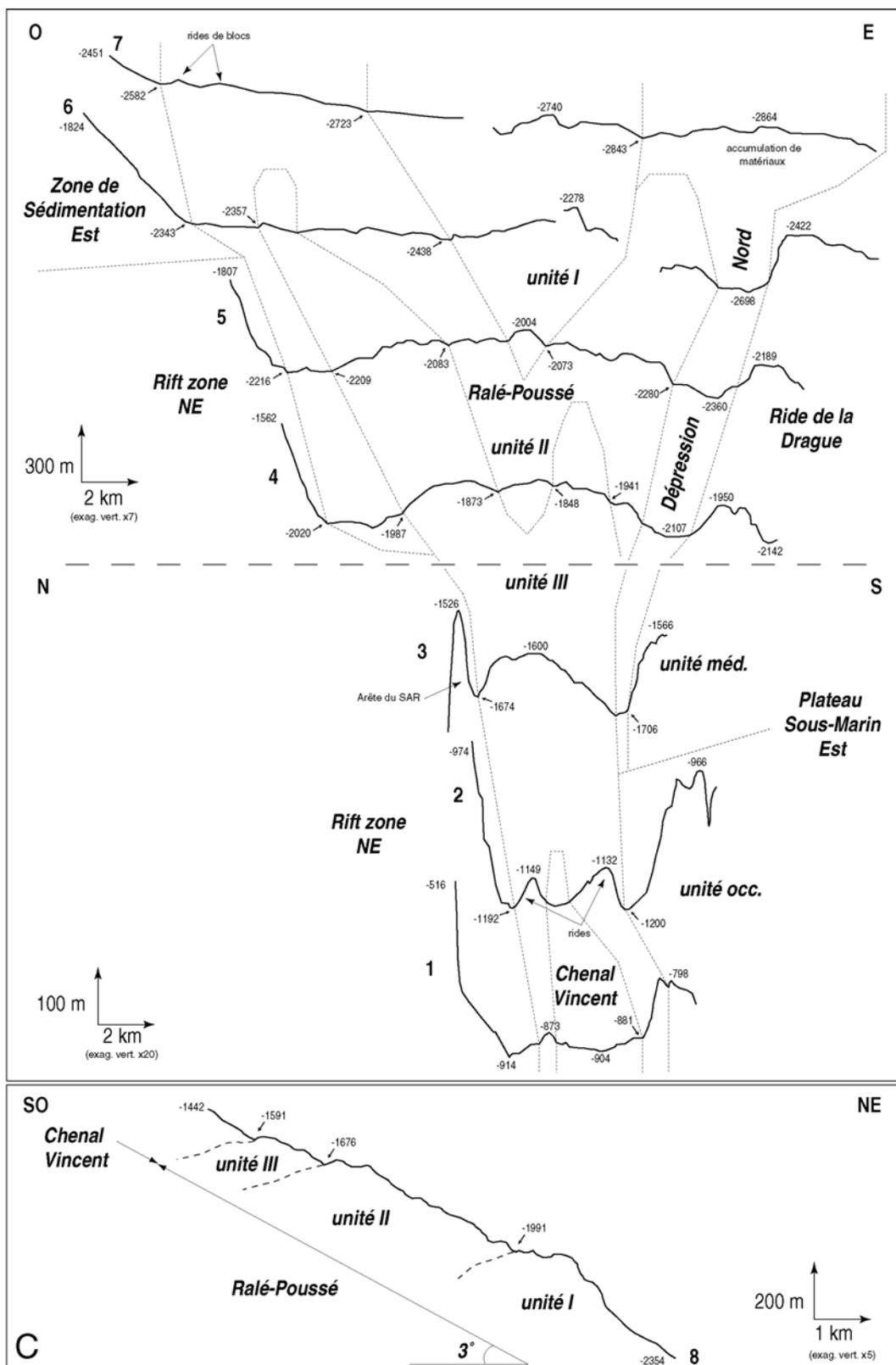
#### II.2.4.2 Description des unités du Râlé-Poussé

◆ L'unité I, identifiée dans la partie distale du Râlé-Poussé, définit une structure proéminente globalement de forme triangulaire, qui s'étend sur au moins 15 km de long, d'environ 2000 m à 3000 m de profondeur où elle présente une largeur de 10 km (Figures 2-50, 2-52A et C). La signature morphologique et acoustique de l'unité I suggère une diminution de la taille des blocs, de la partie amont, où les blocs sont kilométriques et permettent de distinguer nettement l'unité I des autres unités du Râlé-Poussé, à la partie aval, où ils sont de taille moins importante, en moyenne de 300 m de large. La partie aval de l'unité est également caractérisée par des faciès sonar plus clairs soulignant une couverture sédimentaire fine des formations (Figure 2-52B).

◆ En terme de surface couverte, l'unité II est l'unité la plus importante du Râlé-Poussé. Elle s'étend, de -1600 m à plus de 3000 m de profondeur, sur près de 25 km (Figures 2-50 et 2-52A) et présente une géométrie particulière caractérisée par deux lobes allongés qui divergent de part et d'autre de l'unité I. Le lobe ouest, d'au moins 20 km de long et 8 km de large est plus étendu que son homologue est, de 14 km de long et 3 à 5 km de large. Cette géométrie montre clairement le mode de mise en place des produits de l'unité II, par contournement du lobe formé par l'unité I. Les structures identifiées dans la partie distale de l'unité II confirment cette hypothèse de contournement. Elles correspondent à un ensemble de blocs organisés en rides curvilignes qui divergent dans la direction du large, selon la ligne de plus grande pente, et qui englobent ainsi les formations de l'unité I (Figures 2-50 et 2-52A). L'unité II se distingue de l'unité I par des blocs de taille relativement moins importante (taille moyenne de 200-300 m) mais de densité plus forte notamment dans sa partie amont (Figure 2-52B). Comme pour l'unité I, la couverture sédimentaire fine est plus significative dans la partie aval.



**Figure 2-52: Caractéristiques morphologiques et acoustiques du Chenal Vincent, du Râlé-Poussé et de la Dépression Nord.** A/ Image ombrée (illumination depuis le nord-est) de la zone, calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. B/ Extrait de l'image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. C/ Profils topographiques réalisés perpendiculairement aux structures et localisés sur l'image ombrée. Les valeurs négatives sont des indications de profondeurs.



◆ L'unité III, identifiée dans la partie proximale du Râlé-Poussé, forme une excroissance topographique d'au moins 100 m de haut à l'exutoire du Chenal Vincent dès 1700 m de profondeur (Figures 2-50 et 2-52C). Sa géométrie est similaire à celle de l'unité II avec toutefois une extension plus faible. L'unité III se divise ainsi en deux lobes allongés, superposés à l'unité II, qui témoigne du contournement par les produits de l'unité III de la structure proéminente formée par les deux unités précédentes. Le lobe occidental est le plus développé. Il s'étend depuis la zone amont sur près de 14 km de long, jusqu'à 2300-2400 m de profondeur, et 3 km de large. Le lobe oriental est plus limité et constitue une ride de 7 km de long et 1 km de large. La signature acoustique de l'unité III indique une forte densité de blocs de dimension moyenne 200-300 m et une couverture sédimentaire fine plus limitée que pour les autres secteurs du Râlé-Poussé (Figures 2-50, 2-52A et B).

### II.2.5. La Vallée des Gorgones et la Dépression Nord

◆ La Vallée des Gorgones est située au sud du massif de la Ride de la Drague (cf § II.2.3.) et au nord de l'unité distale du Plateau Sous-Marin Est (cf § II.2.2.2.; Figures 2-50 et 2-51A). La dépression, globalement orientée N60°, présente une longueur de 18 km environ, d'approximativement 1700 m à 2700 m de profondeur (pente moyenne de 3°). Sa largeur, variable, est de 4 km en amont, 2 km dans sa partie centrale et 3 km en aval. La Vallée des Gorgones est limitée au nord et au sud par des parois relativement abruptes, de 10° en moyenne à 20° par endroits. La paroi sud présente, dans la partie amont de la dépression, une géométrie échancrée, caractérisée par un rentrant au sein de la structure du Plateau, qui rappelle celle d'un demi-amphithéâtre (Figures 2-50 et 2-51A). La surface de la vallée est globalement définie par un faciès acoustique moucheté, typique des dépôts d'avalanches de débris (Figure 2-51B). Cette signature acoustique est remarquable puisque les chenaux et les dépressions des flancs de l'île sont généralement caractérisés par de fortes valeurs de réflectivité indiquant leur couverture par des formations sédimentaires grossières (cf § I.2.2. et Figure 2-33C). Ce faciès d'avalanche de débris est particulièrement marqué en aval de la dépression, où les blocs identifiés, de taille moyenne 200 à 300 m, s'évalent en éventail, selon des rides longitudinales. Cette zone correspond sur la bathymétrie à une excroissance topographique d'au moins 40 m de haut (Figures 2-50 et 2-51C), qui suggère une accumulation de produits d'avalanche de débris à l'exutoire de la Vallée des Gorgones.

◆ La Dépression Nord est une dépression majeure de la zone septentrionale du Relief Sous-Marin Est qui s'étend sur près de 30 km, de 1300 m à 2800 m de profondeur environ (pente moyenne de 3°; Figures 2-50, 2-52A et C). Elle présente une géométrie incurvée, avec des directions principales N20° en zone proximale qui évoluent progressivement vers l'aval vers des directions sud-nord. La zone amont de la dépression est marquée par une structure globalement de la forme d'un amphithéâtre dont les parois correspondent, côté ouest, à la bordure de l'unité occidentale du Plateau (cf § II.2.2.2.), côté nord, aux rides du Chenal Vincent (cf § II.2.4.) et, côté sud, aux flancs de l'unité médiane du

Plateau. En aval, la dépression forme un couloir étroit, de moins de 2 km de large sur une quinzaine de 15 km de long, de 1900 à 2800 m de profondeur, qui s'insère entre le massif de la Ride de la Drague (cf § II.2.3.) et la structure du Râlé-Poussé (cf § II.2.4.; Figures 2-50 et 2-52A). Ce couloir est bordé par des parois abruptes de direction N20° dont les pentes peuvent atteindre 20°. La surface de la Dépression Nord est plutôt lisse sur la bathymétrie, mais marquée par un faciès acoustique moucheté caractéristique des dépôts d'avalanches de débris. Ce faciès caractérise des formations à blocs notamment en aval, où des blocs de taille moyenne 200-300 m sont alignés en rides de directions sud-nord concordantes avec celle de l'embouchure de la dépression (Figure 2-52B). Cette zone distale est marquée par une excroissance topographique, de près de 50 m de haut, qui suggère une accumulation de produits d'avalanche de débris à l'exutoire de la Dépression Nord (Figures 2-50 et 2-52C).

## II.2.6. Les Formations Méridionales et la Dépression Sud

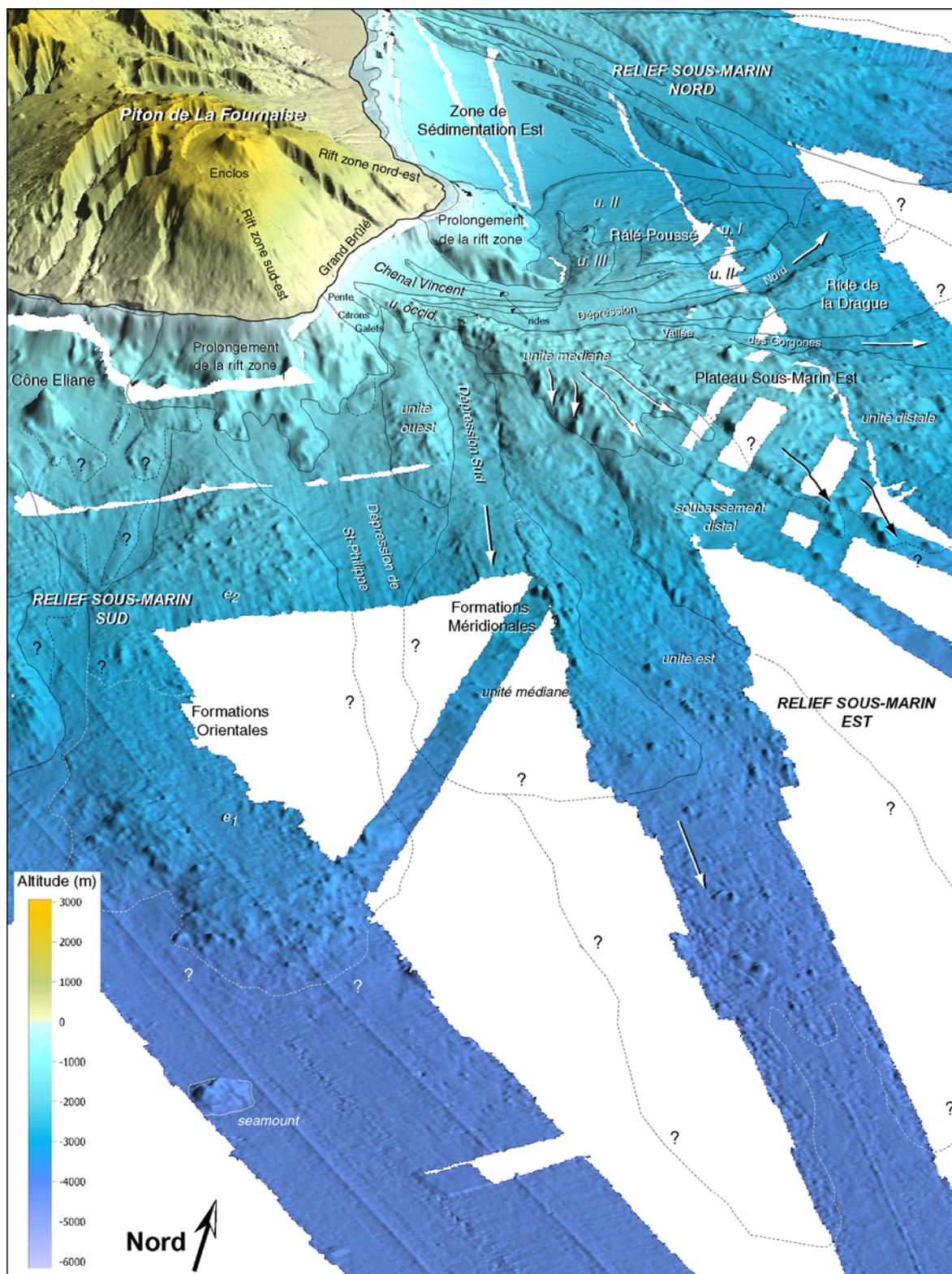
### II.2.6.1 Description générale

Les Formations Méridionales constituent un relief marqué, délimité côté nord par le Plateau Sous-Marin Est (cf § II.2.2.), et côté ouest par la Dépression de Saint-Philippe (cf § II.5.7.; Figures 2-53 et 2-54A). Ces formations, globalement allongées selon une direction N130-N140°, présentent une longueur estimée à plus de 90 km jusqu'au plancher océanique à 4000 m de profondeur, et une largeur de moins de 5 km à proximité de la côte, à près de 35 km à 3500 m de profondeur. L'analyse des données disponibles permet de distinguer au moins 3 unités principales au sein des Formations Méridionales, l'unité est, l'unité médiane et l'unité ouest, disséquées par une dépression majeure, la Dépression Sud. Les Formations Méridionales n'ont pas vraiment été identifiées en tant que telles par Labazuy (1991). Il décrit clairement l'unité est, mais l'associe aux formations du Plateau (le Flanc Sud de ses Formations Médianes; Figure 2-45A).

### II.2.6.2 Description des unités

#### A- L'unité est

L'unité est des Formations Méridionales est une unité globalement allongée de direction générale N140° qui s'étend, en amont, le long de la bordure sud-est du Plateau, sur au moins 55 km (Figures 2-53, 2-54A et C), et, en aval, jusqu'au plancher océanique à 90 km du littoral (Figures 2-46 et 2-53). La partie amont de l'unité, en position stratigraphique inférieure par rapport aux unités du Plateau, est délimitée par une structure en demi-amphithéâtre. La paroi de cette structure correspond à un escarpement net et pentu (de 15 à 20°; Figure 2-54C), orientée N100° au sud de l'unité médiane du Plateau (cf § II.2.2.2.) qui se courbe ensuite et présente une direction N140° au niveau du soubassement distal (Figures 2-53 et 2-54A). Cette structure est drapée par un ensemble de blocs déstabilisés vers le sud provenant des formations de l'unité médiane du Plateau. L'unité est apparaît



**Figure 2-53: Vue à trois dimensions centrée sur les Formations Méridionales.** Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis l'est) et drapée sur ce même MNT représenté en trois dimensions (exag. vert. X3)

disséquée en amont par la Dépression Sud et forme un haut plateau d'au moins 200 m de haut par rapport au fond de la dépression (Figure 2-54C). Plus en aval, au contraire, les formations de l'unité est apparaissent déprimées et situées à 150-200 m plus bas que l'unité médiane des Formations Méridionales. Cette dernière semble donc se superposer à l'unité est. La signature acoustique mouchetée de l'unité est est typique des dépôts d'avalanches de débris (Figure 2-54B). Les blocs les plus imposants identifiés sur la bathymétrie sont de taille kilométrique. Ils sont très largement parsemés jusqu'à 4000 m de profondeur et viennent napper les sédiments pélagiques du plancher océanique (Figures 2-46 et 2-53). La limite de l'unité au niveau du plancher n'est pas définie, par manque de couverture.

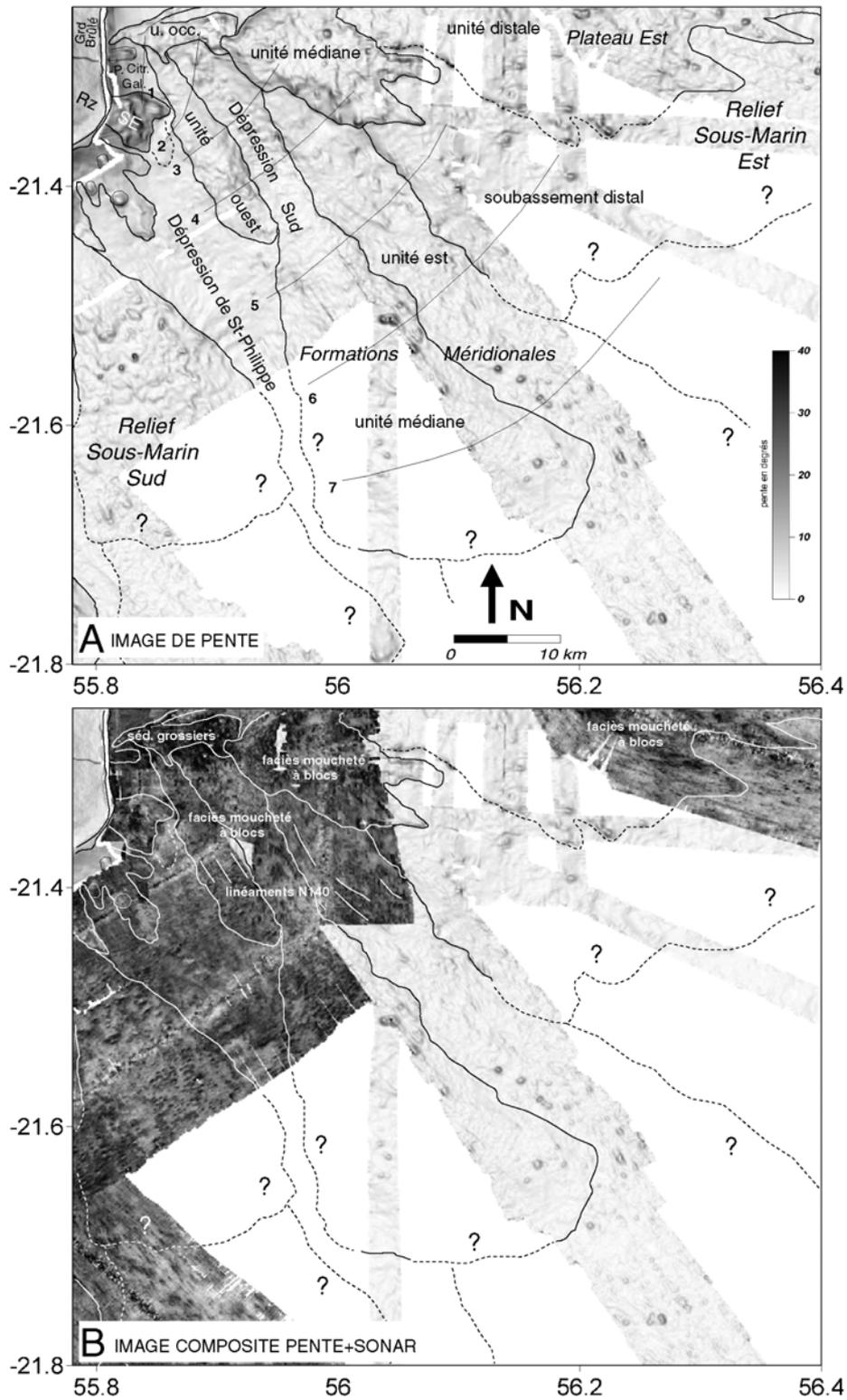
#### B- La Dépression Sud et l'unité médiane

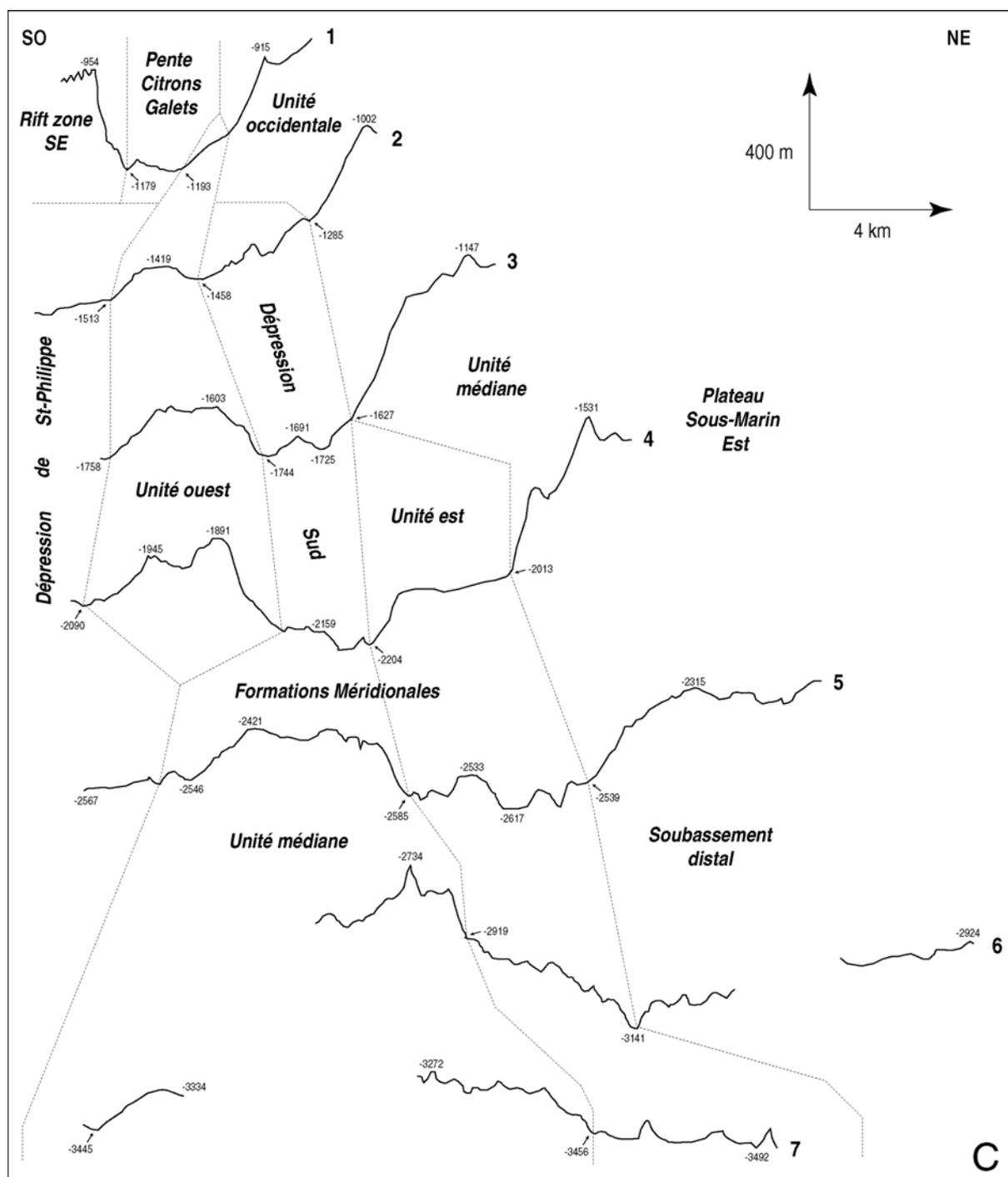
◆ La Dépression Sud dissèque les Formations Méridionales sur près de 20 km, de 1400 m de profondeur jusqu'à environ -2200 m (pente moyenne de 2°; Figures 2-53, 2-54A et C). Sa largeur est d'au moins 4 km et sa profondeur atteint par endroits 200 m. En amont, la Dépression Sud est bordée côté ouest par l'unité ouest des Formations Méridionales et, côté est, par l'unité médiane du Plateau. Elle est limitée au nord par l'unité occidentale du Plateau. Ces formations forment dans la partie proximale de la dépression, une structure en amphithéâtre marquée, au sein de laquelle une série de blocs de taille kilométrique sont identifiés sur la bathymétrie et correspondent probablement à des blocs déstabilisés provenant de l'unité occidentale du Plateau (cf § II.2.2.2.). La surface de la Dépression Sud se caractérise par un faciès acoustique moucheté, typique des dépôts d'avalanches de débris (Figure 2-54B). Certains blocs identifiés au sein de la dépression présentent des tailles jusqu'à 500 m.

◆ A approximativement 20 km du littoral, la Dépression Sud laisse place à l'unité médiane des Formations Méridionales qui définit à un relief proéminent de 150-200 m de haut situé à son exutoire (Figures 2-53 et 2-54). L'unité médiane n'est pas couverte dans son ensemble par les données disponibles, mais son extension peut être grossièrement estimée à environ 35 km de long et 7 km de large à 2500 m de profondeur et plus de 20 km à 3500 m de profondeur. Le lobe de l'unité médiane est délimité par des escarpements assez nets et pentus (15-20°) sur la bathymétrie (Figures 2-53, 2-54A et C). Les données disponibles tendent à montrer que cette unité est essentiellement constituée de formations à blocs, les plus gros blocs pouvant être de taille kilométrique. L'unité médiane présente ainsi toutes les caractéristiques d'une accumulation de produits d'avalanche de débris à l'exutoire de la Dépression Sud.

#### C- La Pente Citrons Galets et l'unité ouest

◆ La Pente Citrons Galets (toponymie "Fournaise 2"; Labazuy, 1991) correspond à une étendue déprimée en zone proximale, large de 2 à 3 km, située entre la limite nord du prolongement





**Figure 2-54: Caractéristiques morphologiques et acoustiques des Formations Méridionales.** A/ Image de pente de la zone calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. B/ Extrait de l'image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. C/ Profils topographiques réalisés perpendiculairement aux structures et localisés sur l'image de pente (exag. vert. x10). Les valeurs négatives sont des indications de profondeurs

sous-marin de la rift zone sud-est (cf § I.2.3.1.) et l'unité occidentale du Plateau (cf II.2.2.2.; Figures 2-53, 2-54A et C). Cette dépression, symétrique du Chenal Vincent par rapport à l'unité occidentale du Plateau, ne semble pas être reliée à la dépression du Grand Brûlé. En effet, sa terminaison amont vient mourir sur les formations sub-aériennes au sud du rempart du Tremblet, bordure sud du Grand Brûlé (Figures 2-53 et 2-54A). Tout comme le Chenal Vincent, la Pente Citrons Galets se caractérise par une signature acoustique sombre des faciès sédimentaires grossiers provenant du démantèlement des coulées littorales (Figure 2-54B).

◆ A approximativement 5 km de la côte, la Pente Citrons Galets laisse place à l'unité ouest des Formations Méridionales (Figures 2-53 et 2-54). L'unité ouest est un relief distinct de 20 km de long, 4.5 km de large et de plus de 150 m de haut dans sa partie aval, bien marqué sur la bathymétrie par des pentes relativement fortes, jusqu'à 15°. Elle est définie par une signature acoustique mouchetée typique des dépôts d'avalanches de débris. Les blocs les plus importants de près de 500 m de large sont identifiés à la fois sur l'imagerie et la bathymétrie (Figures 2-53, 2-54A et B). Ils s'organisent en rides allongées de direction générale N130°-N140°.

### II.2.7. Interprétations et discussion



Relief Est → cf p. 115

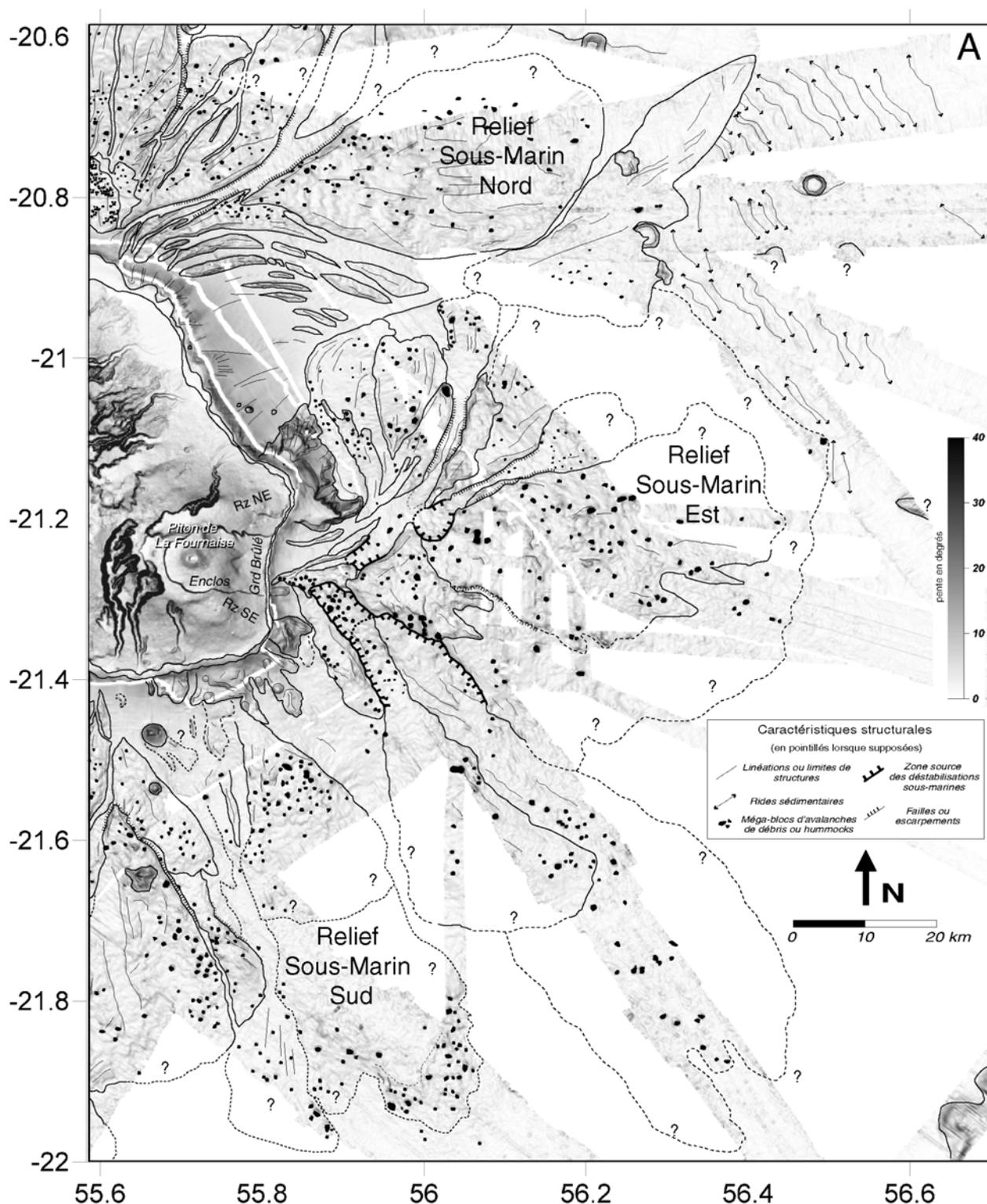
L'analyse de la morphologie et des propriétés acoustiques du Relief Sous-Marin Est révèle que les terrains constituant cette excroissance topographique remarquable sont essentiellement désorganisés, chaotiques et marqués par une densité relativement importante de blocs déterminant une topographie caractéristique à hummocks. La taille moyenne de ces blocs est de l'ordre de 200 à 300 m, mais certains sont kilométriques et sont retrouvés en mer à plus de 60 km des côtes. Les dragages effectués lors des campagnes "Fournaise" ont révélé que l'essentiel de ces blocs et des formations du Relief Sous-Marin est d'origine sub-aérienne (Labazuy, 1991). Ces formations sont donc clairement allochtones et leurs signatures morphologiques et acoustiques suggèrent que les produits impliqués ont été déplacés principalement sous la forme d'avalanches de débris lors de déstabilisations majeures du flanc est de l'édifice volcanique de La Réunion. La présente analyse met en évidence la structure complexe du Relief Sous-Marin Est, composée d'au moins une quinzaine de sous-unités, et suggère que ce relief sous-marin s'est formé progressivement par la juxtaposition des dépôts de multiples déstabilisations récurrentes et multi-échelles (Figure 2-55).

#### II.2.7.1 Le Plateau Sous-Marin Est

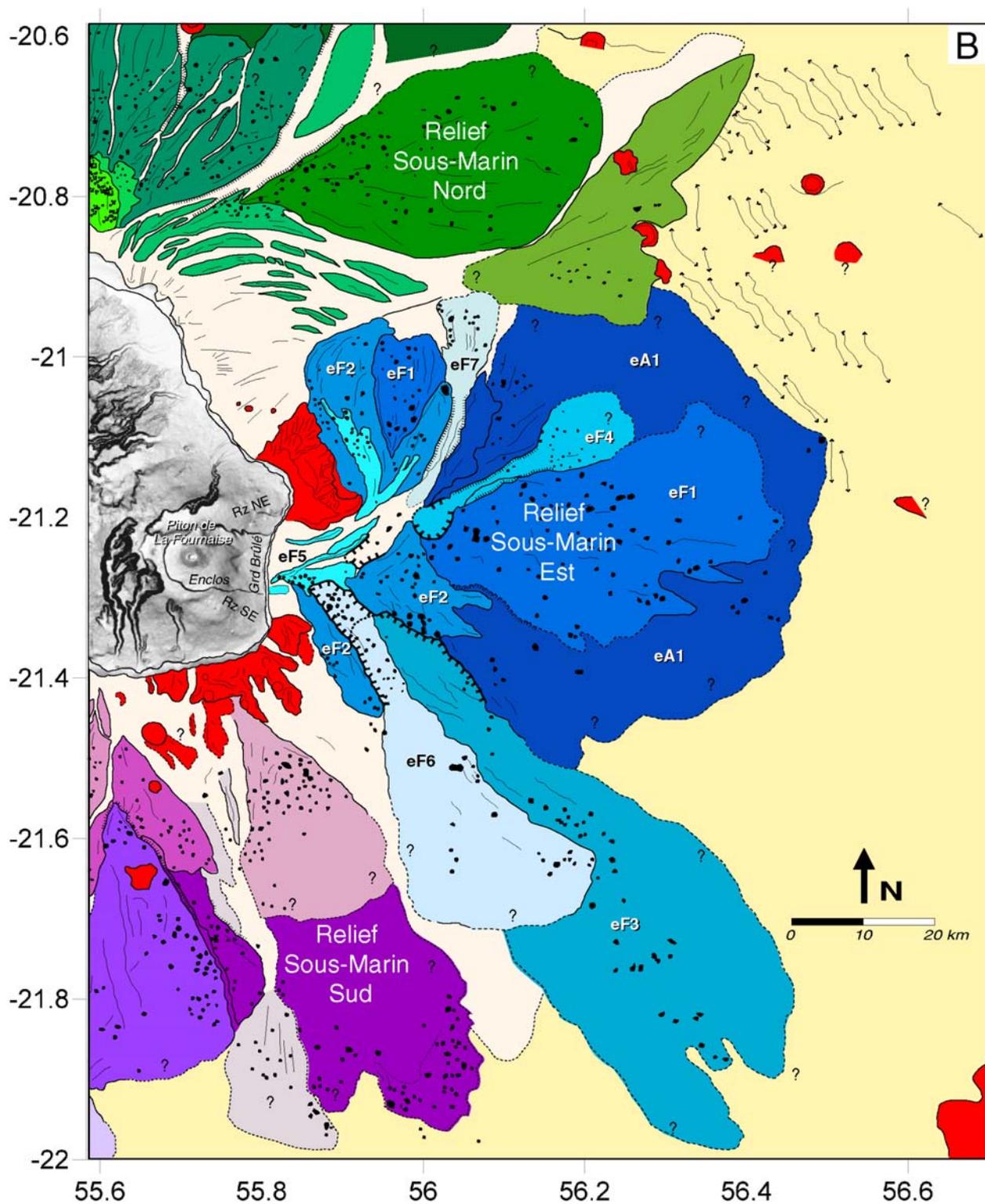
##### A- Le résultat de l'accumulation des dépôts de 4 déstabilisations récurrentes

Nous proposons que les quatre unités identifiées au sein du Plateau constituent les dépôts d'autant de déstabilisations ayant affecté le flanc est de La Réunion (Figures 2-47, 2-48 et 2-55). L'hypothèse d'une récurrence des événements a été également proposée par Labazuy (1991 et 1996), notamment sur la base des datations effectuées sur des échantillons prélevés au sein du Plateau Sous-Marin Est. Labazuy (1991 et 1996) souligne les âges relativement jeunes des formations du Plateau, compris entre 12 ka au niveau du Bloc Occidental (unité occidentale dans cette étude) et plus de 100 ka au sein des Formations Distales (approximativement l'unité distale de notre étude). Ces datations montrent une augmentation de l'âge des formations en fonction de la distance à la côte en accord avec l'idée d'un polyphasage des événements. Nous proposons, sur la base de nos données, plusieurs arguments supplémentaires. Notre analyse souligne ainsi:

► la nature anormale des contacts entre les différentes unités; par exemple, (1) le contact exigu entre les formations de l'unité occidentale et de l'unité médiane, marqué par une échancrure au nord et une ride au sud qui constitue la pointe allongée d'une structure de la forme d'une accolade, et (2) la rupture de pente nette correspondant à la limite est de l'unité médiane et sud de l'unité distale, toutes deux en surplomb par rapport au soubassement distal,



**Figure 2-55: Interprétation structurale de la région sous-marine est de l'édifice volcanique de La Réunion.** A/ Caractéristiques structurales majeures superposées à l'image de pente calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. B/ Schéma structural. Les différents épisodes de déstabilisation ayant affecté le flanc est sont distingués par ordre chronologique. Lire "eF3" comme la 3<sup>ème</sup> déstabilisation du flanc est du Piton de La Fournaise (A: volcan des Alizés).



DESTABILISATIONS DU PITON DE LA FOURNAISE		STRUCTURES VOLCANIQUES ET CRUSTALES	
eF7	Déstabilisation sous-marine secondaire de la Dépression Nord	[Red]	Prolongements sous-marins des rift zones, seamounts et constructions de la plaque
eF6	Déstabilisation sous-marine secondaire de la Dépression Sud		
eF5	Unité III du Râlé-Poussé + unité occidentale du Plateau Sous-Marin Est (<5 ka)	[Yellow]	Matériaux fins pélagiques ou turbiditiques
eF4	Déstabilisation sous-marine secondaire de la Vallée des Gorgones		
eF3	Déstabilisation sous-marine secondaire de l'unité est des Formations Méridionales		
eF2	Unité II du Râlé-Poussé + unité médiane du Plateau Sous-Marin Est (~40-60 ka) (+ unité ouest des Formations Méridionales)		
eF1	Unité I du Râlé-Poussé + unité distale du Plateau Sous-Marin Est (~150 ka)		
eF1	Unité I du Râlé-Poussé + unité distale du Plateau Sous-Marin Est (~150 ka)		
eF1	Unité I du Râlé-Poussé + unité distale du Plateau Sous-Marin Est (~150 ka)		
DESTABILISATION DU VOLCAN DES ALIZES		[Light Yellow]	Matériaux grossiers détritiques
eA1	Soubassement distal du Plateau + massif de la Ride de la Drague (<1.8 Ma)		

ce qui suggère un étagement structural des unités. Les unités médiane et distale sont ainsi clairement superposées au soubassement distal, soulignant l'ancienneté de cette dernière structure par rapport aux deux unités supérieures;

► l'existence de structures suggérant la présence de reliefs pré-existants et leur contournement par les matériaux déplacés lors des déstabilisations postérieures, telles les rides allongées de la partie sud de l'unité médiane. Ces rides traduisent la difficulté de propagation des produits d'avalanches de débris vers l'est et le contournement du lobe de dépôts de l'unité distale pré-existante;

► la couverture sédimentaire fine de plus en plus importante vers le large qui suggère l'ancienneté croissante des formations du Plateau avec l'éloignement à la côte.

#### B- Les déstabilisations à l'origine du Plateau: glissements en blocs ou avalanches de débris?

Labazuy (1991 et 1996) décrit le Plateau Sous-Marin Est comme un ensemble de blocs accrétés, déplacés dans des événements gravitaires lents de type glissement en blocs (cf Chap. 1, § II.3.2.1.). Il observe ainsi des panneaux allongés limités par des ressauts plus ou moins escarpés et des systèmes de failles qui découpent la structure en blocs et sous-blocs d'extension pluri-kilométrique. Il précise néanmoins que les blocs, généralement cohérents vers l'ouest, sont de plus en plus désorganisés vers l'est, le Plateau pouvant être divisé en deux sous-ensembles: (1) le Bloc Occidental (l'unité occidentale de notre étude), bloc cohérent qui présente une aimantation inverse (anomalie J sur la figure 2-35), et (2) un ensemble plus désorganisé à l'est, sans signature magnétique évidente.

Les nouvelles données ne présentent pas la finesse des données d'imagerie SAR utilisées par Labazuy (1991 et 1996) mais autorisent une vision plus claire et globale de la structure et de la morphologie du Plateau jusqu'au plancher océanique. Leur analyse remet en question l'hypothèse de Labazuy selon laquelle le Plateau s'est formé par l'accrétion de panneaux cohérents déplacés dans des glissements lents en blocs. En effet, les unités du Plateau présentent clairement des signatures morphologiques et acoustiques typiques des avalanches de débris, événements rapides et instantanés (Figures 2-47 et 2-48). De plus, les unités médianes et distales sont marquées dans leur partie terminale par des rides allongées qui suggèrent un écoulement des produits et qui ne sont pas compatibles avec des glissements en blocs. L'origine du Plateau est donc controversée. Si l'occurrence de quatre épisodes récurrents de déstabilisation semble être indéniable, la nature et la cinétique de ces événements ne sont pas clairement définies. Sur la base de nos observations, nous suggérons une hypothèse de formation du Plateau Sous-Marin Est par accumulation des dépôts de 4 événements de type avalanche de

débris dont la mise en place est contrôlée par les reliefs pré-existants formés par les lobes de dépôts des déstabilisations antérieures (Figure 2-55):

➤ L'événement le plus ancien ayant affecté le flanc est de l'île serait une avalanche de débris majeure classique, mettant en place les dépôts du soubassement distal du Plateau. Les produits impliqués dans cette déstabilisation ont vraisemblablement pu se propager et se fragmenter librement sur le flanc est, en l'absence d'obstacles. Le soubassement distal constitue ainsi un dépôt d'avalanche de débris caractéristique des faciès distaux, les blocs étant de taille relativement petite (~100 m) et clairsemés;

➤ Les produits du second événement viennent se superposer au soubassement distal. L'occurrence de cette avalanche de débris à l'origine des dépôts de l'unité distale du Plateau est située aux alentours de 150 ka (Bachèlery et Mairine, 1990; Labazuy, 1991);

➤ La mise en place des dépôts du troisième événement, vers 40-60 ka (Labazuy, 1991; Gillot et Nativel, 1989; Bachèlery et Mairine, 1990), est perturbée par la présence du relief formé par les dépôts des deux épisodes précédents. La progression vers l'aval de l'avalanche de débris est freinée voire stoppée par ce relief pré-existant. Les formations de l'unité médiane résultante sont donc de moins en moins désorganisées et la taille des blocs est de 200-300 m en moyenne, ceux-ci pouvant former des panneaux cohérents de taille pluri-kilométrique selon les observations de Labazuy (1991). Les produits déplacés viennent s'accréter sur l'unité distale au nord et la contournent au sud formant un faisceau de rides allongés et par la même occasion le Couloir Dolto;

➤ Finalement, il y a moins de 5 ka (Labazuy, 1991; Bachèlery et Mairine, 1990; Mohamed-Abchir, 1996), les formations de l'unité occidentale se mettent en place. Cette unité est la moins désorganisée car sa progression a été stoppée, en zone littorale, par la présence de l'unité médiane ce qui n'a pas permis une fragmentation importante des produits déplacés. Ce dernier événement peut ainsi être vu comme une avalanche de débris avortée ou comme une déstabilisation de type glissement en blocs, au sens du modèle proposé par Labazuy (1991), qui a préservé la cohérence des formations impliquées.

#### II.2.7.2 La Ride de la Drague: un méga-bloc d'avalanche de débris?

Le massif de la Ride de la Drague présente une morphologie et un faciès acoustique contrasté entre sa partie ouest, la ride sensu stricto, et sa partie est, le contrefort oriental (Figures 2-50 et 2-51). Si le contrefort oriental présente clairement une signature de dépôt d'avalanche de débris et peut être interprété en tant que tel, la ride constitue un relief distinct et

marginal au sein du Relief Sous-Marin Est. Labazuy (1991) souligne l'originalité de cette ride et suggère qu'il s'agit soit d'un paléo-relief, soit d'un gigantesque bloc glissé appartenant à une phase d'instabilité beaucoup plus ancienne que les déstabilisations du Plateau. En effet, les échantillons prélevés sur ce site fournissent des âges relativement anciens, compris entre 1.75 et 1.87 Ma (Labazuy, 1991). Ces âges sont totalement incompatibles avec l'histoire récente du Piton de la Fournaise puisque les coulées les plus anciennes retrouvées en contexte aérien ont été datées à 0.53 Ma (Gillot et Nativel, 1989) et seraient plutôt à rattacher à l'évolution du volcan ancien des Alizés (cf Chap. 1, § III.). L'hypothèse d'un bloc glissé est également soutenue par Pou Palomé (1997) qui souligne, à partir de données de sismique réflexion, que la base de la ride est marquée par un plan de décollement.

La ride de la Drague sensu stricto semble donc constituer un méga-bloc déplacé dans un événement majeur d'avalanche de débris ayant affecté le volcan des Alizés. Le contrefort oriental du massif, juxtaposé à la ride, est constitué de dépôts d'avalanche de débris relativement anciens au vu de la couverture sédimentaire importante soulignée par l'imagerie (Figure 2-51B). Ces dépôts d'avalanches de débris pourraient donc être associés à la mise en place de la Ride de la Drague. Selon ce schéma et au vu de l'ancienneté et de la position de ces formations à proximité du Plateau Sous-Marin Est, nous suggérons que les dépôts de cette avalanche de débris majeure pourraient également constituer le soubassement distal du Plateau Sous-Marin Est (Figure 2-55). Une hypothèse alternative est de considérer que l'unité orientale du massif de la Ride de la Drague est une portion rémanente nord de l'unité distale du Plateau, disséquée par la Vallée des Gorgones.

### II.2.7.3 Le Râlé-Poussé

#### A- Le résultat de l'accumulation des dépôts de 3 avalanches de débris successives

L'étude de la structure du Râlé-Poussé suggère que ce lobe topographique proéminent résulte de l'accumulation des produits d'au moins 3 événements de déstabilisations du flanc est de l'île (Figures 2-50, 2-52 et 2-55). Nos observations rejoignent ainsi celles de Labazuy (1991 et 1996, Figure 2-45A) mais, dans le détail, nous proposons une description différente de l'agencement des produits accumulés. Notre analyse met ainsi en évidence au moins trois ensembles imbriqués les uns dans les autres, dont la position relative suggère la récurrence de trois événements. L'unité I, la plus distale et la plus ancienne, apparaît ainsi proéminente avec des blocs de taille kilométrique. Cette unité est contournée par les produits de l'unité II. Le contournement est souligné par la géométrie particulière de l'unité II séparée en deux lobes qui s'étendent de part et d'autre de l'unité I mais également par les rides curvilignes du lobe ouest dont la divergence vers le large, en zone distale, suggère un contrôle topographique (pente de la

Zone de Sédimentation Est; cf § 1.2.2.). L'unité III, la plus récente, présente une géométrie similaire marquée par deux lobes qui indique le contournement du relief pré-existant formé par les deux unités antérieures.

Les formations du Râlé-Poussé présentent clairement les signatures morphologiques et acoustiques d'événements de type avalanche de débris. Les produits identifiés sont cependant de texture plus lisse sur la bathymétrie que ceux décrits au sein du Plateau Sous-marin Est. Cette différence de texture peut s'expliquer à la fois par un degré plus important de fragmentation des matériaux du Râlé-Poussé et par une couverture turbiditique significative de la structure, soulignée par les données de sismique 3.5 kHz acquises lors de la campagne "Fournaise 2" (Labazuy, 1991).

#### B- Rôle de la Ride de la Drague dans la mise en place des dépôts d'avalanches de débris du Râlé-Poussé et implications

Le Râlé-Poussé est situé dans le prolongement du Chenal Vincent qui constitue la dépression au sein de laquelle les produits déstabilisés se sont déplacés et se sont propagés vers le large (cf § 11.2.4.; Figures 2-50 et 2-52A). L'orientation de ce système majeur du flanc est variable en fonction de la profondeur; le Chenal Vincent d'abord orienté ouest-est, s'incurve ensuite vers le nord-est pour laisser place au lobe du Râlé-Poussé qui présente un allongement selon la direction sud-nord. Cette morphologie particulière du système Chenal Vincent-Râlé-Poussé suggère un contrôle de l'écoulement des avalanches de débris par des structures pré-existantes. Labazuy (1991) propose que la structure rémanente ancienne de la Ride de la Drague a pu jouer un rôle de guidage des produits impliqués dans les déstabilisations. L'hypothèse de Labazuy (1991) implique que le massif de la Ride de la Drague forme une structure beaucoup plus étendue vers le littoral que ce que suggèrent les informations de bathymétrie et d'imagerie. En effet, ce massif est visiblement placé en aval de la zone où le système Chenal Vincent-Râlé-Poussé s'incurve (Figures 2-50, 2-52 et 2-55). Nous proposons donc que le massif de la Ride de la Drague doit être inclus dans la structure du Plateau. Cette hypothèse concorde avec celle qui tend à associer le massif de la Ride de la Drague au soubassement distal du Plateau. Les deux unités constitueraient ainsi les dépôts de l'avalanche de débris majeure la plus ancienne de la région est de l'île (Figure 2-55).

#### C- Relations Râlé-Poussé-Plateau Sous-Marin Est

Le Chenal Vincent est marqué par deux rides topographiques linéaires et parallèles entre elles (Figure 2-50 et 2-52A). Ces rides présentent une certaine analogie avec celles identifiées, par exemple, à l'ouest de l'île d'Hawaii au sein de la phase 2 du glissement d'Alīka (Lipman et al., 1988; Normark et al., 1993; Mc Murtry et al., 1999) et interprétées en terme de levées

marginales d'écoulements gravitaires de type avalanche de débris. Les rides du Chenal Vincent ont été interprétées de la même manière par Labazuy (1991) et attribuées à l'avalanche de débris la plus récente ayant emprunté le Chenal Vincent et dont les dépôts correspondent à l'unité III du Râlé-Poussé (Figures 2-50, 2-52A, 2-55).

La levée marginale sud apparaît progressivement le long de l'unité occidentale du Plateau à l'ouest, puis diverge, à l'est, selon la direction de plus grande pente (Figures 2-50 et 2-52A). Labazuy (1991) souligne ainsi, à partir des données de sismique 3.5 kHz, que le matériel fortement désorganisé de la levée est plaqué contre la paroi nord de l'unité occidentale, les deux structures apparaissant morphologiquement et physiquement en relation. Cet argument est alors utilisé pour interpréter l'unité III du Râlé-Poussé et l'unité occidentale du Plateau comme les dépôts d'un même et unique événement ayant évolué en avalanche de débris au sein du Chenal Vincent et en un glissement en blocs dans l'axe du Plateau (Figure 2-55). Cette différence de comportement s'explique par une différence de contraintes exercées sur les matériaux déplacés, le déplacement et la fragmentation des blocs au sein de l'unité occidentale étant limités par les reliefs pré-existants du Plateau. Au contraire, au sein du Chenal Vincent, les produits ont pu se déplacer et se fragmenter librement selon la dynamique d'écoulement d'une avalanche de débris classique. Cette hypothèse séduisante est appliquée par Labazuy (1991) à l'ensemble des unités du Râlé-Poussé et du Plateau. En suivant son argumentation, nous interprétons, comme les dépôts d'un épisode unique, les formations (1) de l'unité I du Râlé-Poussé et de l'unité distale du Plateau et (2) de l'unité II du Râlé-Poussé et de l'unité médiane du Plateau (Figure 2-55). Cette interprétation est compatible avec notre hypothèse d'une avalanche de débris ancienne formant le soubassement distal du Plateau et incluant le massif de la Ride de la Drague. Le lobe de dépôt de cet événement ancien aurait ainsi influencé la mise en place des dépôts de l'avalanche de débris postérieure, à l'origine des unités I du Râlé-Poussé et distale du Plateau, de part et d'autre du méga-bloc de la Ride de la Drague.

#### II.2.7.4 Des déstabilisations sous-marines secondaires

##### A- Les avalanches de débris des Dépressions Nord et Sud, et de la Vallée des Gorgones

Les dépressions décrites au sein du Relief Sous-Marin Est (la Dépression Nord, la Vallée des Gorgones et la Dépression Sud) ne présentent pas les caractéristiques morphologiques et acoustiques typiques des chenaux identifiés autour de l'île (cf § 1.2.2. et Figure 2-33). Bien qu'elles suivent grossièrement la direction de plus grande pente, elles ne sont ni connectés à la côte, ni drapées de matériaux sédimentaires grossiers issus du démantèlement de l'île. Elles sont, au contraire, recouvertes par des produits de signature typique des dépôts d'avalanches de débris (Figures 2-50 à 2-54). La bordure amont de ces dépressions est soulignée par un

escarpement net et abrupt qui présente généralement une géométrie arquée rappelant celle typique des amphithéâtres sources des avalanches de débris (Figure 2-55). Leur exutoire est, dans chaque cas, comblé par un relief marqué indiquant une accumulation de matériaux, dont la signature acoustique est également caractéristique des dépôts d'avalanche de débris.

Ces observations constituent autant d'arguments pour considérer l'existence de 3 épisodes sous-marins de déstabilisations de type avalanche de débris qui ont affecté latéralement le Plateau Sous-Marin Est (Figure 2-55). Ces événements secondaires remobilisent des produits déjà déplacés dans des événements primaires, ce qui a pour effet une fragmentation encore plus poussée des matériaux impliqués, expliquant pourquoi les formations à hummocks observées à l'embouchure des dépressions sont d'apparence plus lisse sur la bathymétrie et les blocs de taille plus limitée que ceux observés à la surface du Plateau. Cette remobilisation de dépôts primaires d'avalanche de débris, donc de formations bréchiques, a pour effet la formation de brèches secondaires au sein desquelles sont englobées des blocs de brèches des dépôts primaires. On parle ainsi de brèches de brèches, déjà décrites en contexte sub-aérien, dans la région de Saint-Gilles (Bachèlery et al., 1996 et 2003; Courteaud et al., 1997; cf Chap. 4, § I.1.1.).

#### B- Mise en évidence d'une avalanche de débris sous-marine majeure au sud du Plateau Sous-Marin Est et conséquences sur son organisation

Nous proposons que le flanc sud du Plateau a été affecté par un épisode sous-marin d'instabilité majeur de taille beaucoup plus importante que les événements sous-marins précédents (Figure 2-55). La zone proximale de l'unité est des Formations Méridionales est caractérisée par un escarpement net, de la forme d'un demi-amphithéâtre, qui semble intersecter les formations du Plateau (Figures 2-53, 2-54 et 2-55). Cet escarpement se poursuit le long de l'unité ouest des Formations Méridionales et forme ainsi une structure en fer à cheval qui pourrait constituer la zone source d'un événement de déstabilisation sous-marin majeur, dont les dépôts regroupés au sein de l'unité est sont retrouvés à près de 90 km des côtes. La taille de la zone source serait ainsi comparable à celle de l'Enclos Fouqué à terre (Figure 2-55), la surface couverte par les dépôts d'avalanche de débris atteindrait au minimum 800 km<sup>2</sup> et le volume de produits déplacés serait de l'ordre d'une centaine de km<sup>3</sup> (pour une épaisseur des dépôts de l'ordre de 100 m). Les observations de Labazuy (1991) sont compatibles avec notre interprétation. Il décrit, en effet, au sein de l'unité est, une série de linéations structurales, orientée N120°-N140°, et suggère une origine tectonique pour ces structures qu'il interprète comme le résultat d'un glissement latéral au sein du Plateau.

Notre analyse implique que cette avalanche de débris majeure a démantelé la partie sud du Plateau et préservé l'unité ouest des Formations Méridionales qui apparaît disséqué par son

amphithéâtre source. Celle-ci pourrait donc constituer, au vu de sa position et de son extension, une portion rémanente sud de l'unité médiane du Plateau (Figure 2-55), qui s'étendait donc beaucoup plus au sud, avant les épisodes de démantèlement secondaires sur le flanc sud du Plateau.

### C- Chronologie relative des déstabilisations sous-marines

Notre analyse met en évidence au moins 4 déstabilisations sous-marines, secondaires du point de vue chronologique mais majeures en terme de taille, qui ont affecté latéralement le Plateau Sous-Marin Est (Figure 2-55). Une chronologie relative de ces événements peut être proposée en identifiant les formations qu'elles intersectent:

- ◆ L'avalanche de débris associée à l'unité est des Formations Méridionales a affecté à la fois les formations de l'unité médiane du Plateau et celles de l'unité ouest des Formations Méridionales (Figures 2-53, 2-54A et 2-55). Elle serait donc plus récente que ces unités;

- ◆ Selon un raisonnement similaire, l'avalanche de débris associée à la Dépression Sud dont les dépôts sont regroupés au sein de l'unité médiane des Formations Méridionales, serait plus jeune que l'unité occidentale du Plateau et l'unité ouest des Formations Méridionales, mais également que l'événement précédent, puisque les dépôts de l'unité médiane des Formations Méridionales sont superposés aux dépôts de l'unité est (Figures 2-53, 2-54A, C et 2-55);

- ◆ La structure en amphithéâtre, source de l'épisode d'instabilité associé à la Dépression Nord, correspond en partie à la paroi sud de l'unité occidentale du Plateau qu'il intersecte (Figures 2-50, 2-52A et 2-55), ce qui suggère un événement postérieur à la mise en place de cette unité ou peut-être même induit par la déstabilisation la plus récente du Plateau;

- ◆ De façon similaire, l'épisode associé à la Vallée des Gorgones pourrait être lié à la mise en place de l'unité médiane du Plateau (Figures 2-50, 2-51A et 2-55).

### D- Les dépressions du flanc est: chenaux d'érosion ou conséquence des déstabilisations sous-marines?

Les observations suggèrent une possible relation entre la formation des dépressions et les déstabilisations sous-marines. Cette relation peut se traduire de deux façons différentes:

- ◆ La dépression est directement formée à la suite de la déstabilisation. Ce cas de figure est communément observé au large des îles volcaniques (par exemple, à Stromboli, Kokelaar et Romagnoli, 1995; Tibaldi, 2001; Hawaii, Moore et Chadwick, 1995; McMurtry et al., 1999; ou El Hierro, Gee et al., 2001) et pourrait s'appliquer à la Dépression Sud. La Dépression Sud dissèque,

en effet, les formations du Plateau, notamment l'unité médiane qui s'étendait selon notre hypothèse jusqu'à l'unité ouest des Formations Méridionales avant son démantèlement (Figure 2-55);

◆ La déstabilisation s'initie en amont d'un chenal pré-existant. Les produits de l'avalanche de débris générée se propagent au sein du chenal et contribuent à son creusement. Cette hypothèse pourrait s'appliquer à la Dépression Nord et à la Vallée des Gorgones. Les deux dépressions séparent des unités distinctes de dépôts d'avalanches de débris (Figure 2-55). Des chenaux d'érosion ont donc pu se développer entre ces unités selon le modèle de Urgeles et al. (1999).

#### II.2.7.5 Reconstitution de l'histoire du Relief Sous-Marin Est

Sur la base de l'ensemble des descriptions précédentes et des interprétations relatives aux modes de mise en place des différents dépôts identifiés, nous proposons une reconstitution de la formation du Relief Sous-Marin Est. Cette reconstitution est spéculative mais constitue une synthèse de notre interprétation du flanc est (Figure 2-55):

► La déstabilisation la plus ancienne ayant affecté le flanc est de l'édifice volcanique de La Réunion est plus jeune que 1.8 Ma, âge estimé pour la Ride de la Drague (à partir de 2 échantillons; Labazuy, 1991). Les dépôts de l'avalanche de débris engendrée occupent une surface conséquente sur le flanc est (**événement eA1** sur la figure 2-55B). Ils incluent le soubassement distal du Plateau Sous-Marin Est au sud et à l'est et le massif de la Ride de la Drague au nord. La limite d'extension des dépôts est soulignée par des rides sédimentaires sur le plancher océanique, qui se sont probablement formées, par plissement-rebroussement de la couverture sédimentaire pélagique, lors de la mise en place de cette avalanche de débris (cf § I.3.1.). La Ride de la Drague est interprétée comme un méga-bloc déplacé lors de cet événement, qui correspondrait à un démantèlement du massif ancien des Alizés. Cet épisode majeur a certainement considérablement perturbé la morphologie du volcan et l'a peut être même complètement détruit. Le volcan des Alizés est en effet interprété comme un centre éruptif majeur ancien du système Réunion, mais seuls le complexe intrusif du Grand Brûlé (cf Chap. 1, § II.2.1.) et le soubassement des rift zones du Piton de la Fournaise (cf § I.2.3.1.) subsistent de ce massif;

► Les avalanches de débris postérieures ont lieu beaucoup plus tardivement, il y a moins de 150 et 40-60 ka. Elles affectent le volcan du Piton de la Fournaise et sont à l'origine, d'une part, des formations de l'unité I du Râlé-Poussé et de l'unité distale du Plateau (**événement eF1** sur la figure 2-55B), et, d'autre part, des formations de l'unité II du Râlé-Poussé et de l'unité

médiane du Plateau qui s'étend alors jusqu'à l'actuelle unité ouest des Formations Méridionales (**événement eF2**). La mise en place des produits déplacés dans ces déstabilisations majeures est contrôlée par les reliefs pré-existants formés par les dépôts du ou des événements anciens qui ont affecté et détruit le volcan des Alizés. Ainsi, la Ride de la Drague constitue un obstacle, contourné par les événements gravitaires ultérieurs pour former d'une part les formations du Plateau, et d'autre part, celles du Râlé-Poussé. C'est à partir de cette période que se seraient produites les premières déstabilisations sous-marines secondaires, à la fois sur les flancs nord et sud du Plateau. L'événement sud dissèque l'unité médiane du Plateau et remobilise un volume majeur ( $\sim 100 \text{ km}^3$ ) de matériaux, à nouveau déplacés jusqu'à près de 90 km des côtes au sein de l'unité est des Formations Méridionales (**événement eF3**). Au nord, une déstabilisation sous-marine contribue à la formation de la Vallée des Gorgones (**événement eF4**) et pourrait être liée à la mise en place de l'unité médiane du Plateau;

► La déstabilisation suivante a lieu il y a moins de 5 ka. Elle met en place l'unité III du Râlé-Poussé sous la forme d'une avalanche de débris et l'unité occidentale du Plateau sous la forme d'un glissement en blocs, les blocs déplacés dans cet événement venant s'accréter à l'ouest du relief pré-existant (**événement eF5**). Les derniers événements sont sous-marins et pourraient être contemporains à la mise en place de l'unité occidentale du Plateau. Ils forment d'une part la Dépression Sud et l'unité médiane des Formations Méridionales (**événement eF6**) en disséquant une nouvelle fois le flanc sud du Plateau, déjà fragilisé, et, d'autre part, déstabilisent le flanc nord générant l'avalanche de débris de la Dépression Nord (**événement eF7**).

L'analyse détaillée du Relief Sous-Marin Est révèle ainsi la complexité de la structure où sont superposés et juxtaposés les dépôts d'au moins 8 épisodes de déstabilisations, essentiellement des avalanches de débris qui ont affecté le flanc est de l'édifice volcanique de La Réunion (Figure 2-55B). Ces déstabilisations sont récurrentes, multi-échelles, d'origine sub-aérienne ou sous-marine et ont démantelé aussi bien le volcan ancien des Alizés que le volcan du Piton de la Fournaise. L'étude souligne l'existence de déstabilisations sous-marines secondaires du point de vue chronologique, mais majeures en terme de taille. Ces remobilisations sont fondamentales pour l'étude des risques à La Réunion. Les derniers événements de ce type sont, en effet, soit contemporains à la mise en place de l'événement sub-aérien le plus récent (<5 ka) soit même, plus jeunes encore, si celles-ci sont simplement liées à des contraintes gravitaires. De tels événements catastrophiques pourraient donc se produire dans un futur proche à La Réunion, indépendamment de l'évolution en contexte aérien, par la seule déstabilisation gravitaire des dépôts d'avalanches de débris accumulés en mer.

## II.3. Le Relief Sous-Marin Nord

 Relief Nord → cf p. 165

### II.3.1. Description d'ensemble

Le Relief Sous-Marin Nord, situé dans le prolongement des pentes septentrionales du Piton des Neiges, occupe le quart nord/nord-est des flancs sous-marins de La Réunion (Figure 2-56). Il forme, au premier ordre, un éperon triangulaire qui s'étend sur au moins 70 km jusqu'au plancher océanique à -4000 m (pente moyenne de 3°). Sa largeur est d'environ 20 km au niveau de la côte et d'au moins 80 km dans sa partie distale. La surface couverte par cette structure de 130° d'ouverture est ainsi comparable à celle estimée pour le Relief Sous-Marin Est, soit environ 4000 km<sup>2</sup>. L'éperon septentrional est bordé au sud par la Zone de Sédimentation Est (cf § I.2.2). A l'ouest, il est limité en amont par le prolongement sous-marin du massif de La Montagne (cf § I.2.3.2.) et est directement au contact de son homologue ouest, en aval. La structure du Relief Nord est disséquée par trois chenaux majeurs, les chenaux de Saint-Denis, Est et Ouest, qui délimitent trois zones principales au sein du Relief Sous-Marin Nord, les Formations Occidentales, Médiannes et Orientales (Figure 2-56).

### II.3.2. Les Formations Médiannes

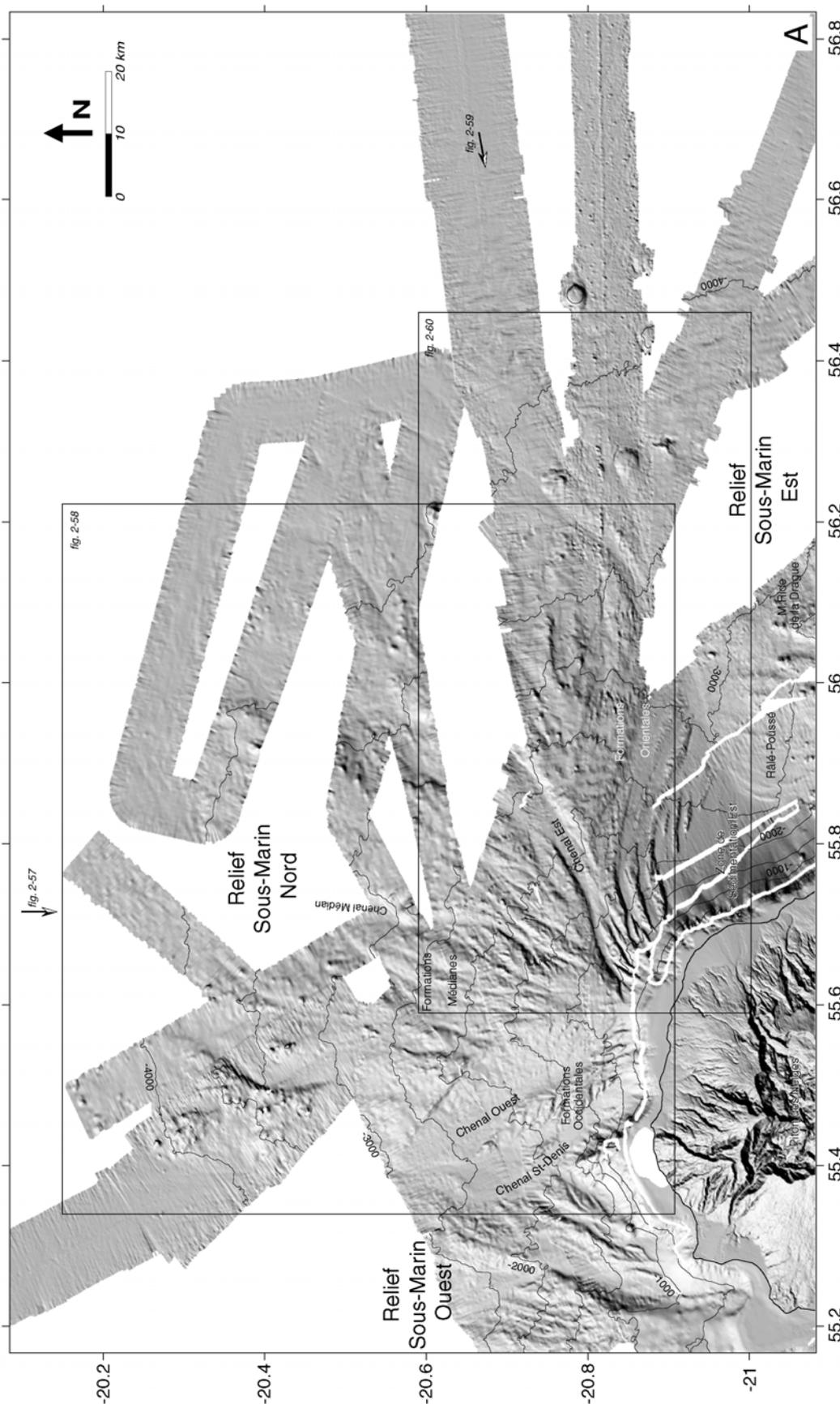
#### II.3.2.1 Description générale

Les Formations Médiannes constituent la structure principale du Relief Sous-Marin Nord. Elles s'étendent sur 5 km de large en amont et 80 km en aval au niveau du plancher océanique à 4000 m de profondeur (Figures 2-57 et 2-58). Elles sont délimitées par les chenaux majeurs Est et Ouest (cf § II.3.5.). Les Formations Médiannes présentent une structure hétérogène et complexe qui résulte de la juxtaposition et superposition d'au moins 5 unités ou groupes d'unités, baptisés a, b, c,  $\alpha$  et  $\delta$  (Figures 2-57 et 2-58). Les unités a, b1 et c correspondent approximativement à celles déjà décrites dans notre première analyse de la zone nord (Figure 2-45B; Oehler et al., 2004a), avec cependant quelques modifications et hypothèses supplémentaires inhérentes aux données récupérées et traitées ultérieurement.

#### II.3.2.2 Description des unités

##### A- Les unités proximales a, b1 et c

◆ L'unité c occupe la partie sommitale du Relief Sous-Marin Nord depuis la zone littorale jusqu'à environ 2000 m de profondeur (Figures 2-57, 2-58A et C). Elle se distingue nettement des autres unités des Formations Médiannes par sa signature acoustique mouchetée sombre, caractéristique de dépôts d'avalanches de débris à forte densité de blocs (Figure 2-58B). La taille des blocs est de 200 à 300 m en moyenne; les plus imposants atteignent 500 m de large. L'unité c, globalement de forme



**Figure 2-56: Vue d'ensemble de la région sous-marine nord de l'édifice volcanique réunionnais.** A/ Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-ouest). Les courbes de niveaux sont représentées tous les 500 m. B/ Image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. Les images indiquent la localisation des figures utilisées pour l'analyse détaillée des structures majeures de la région.

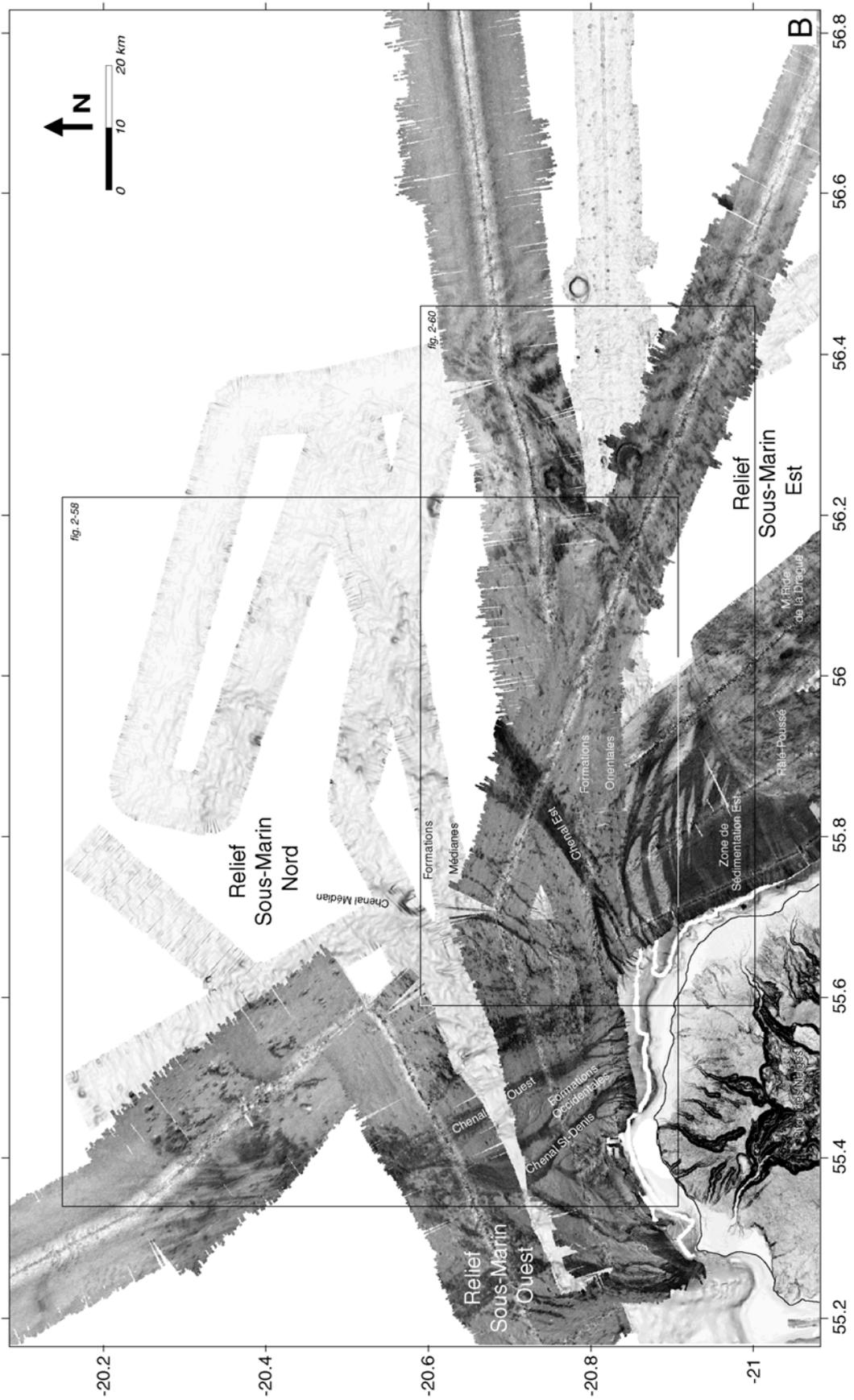


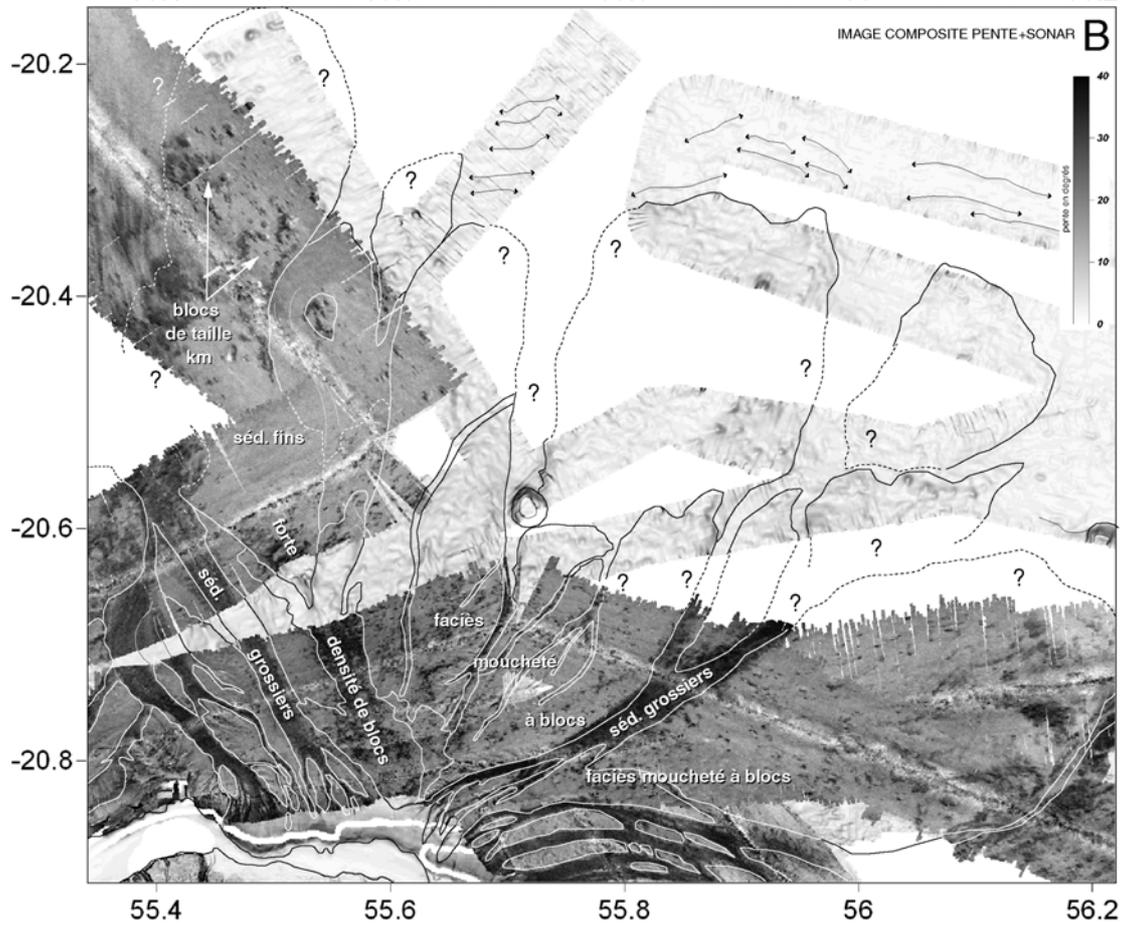
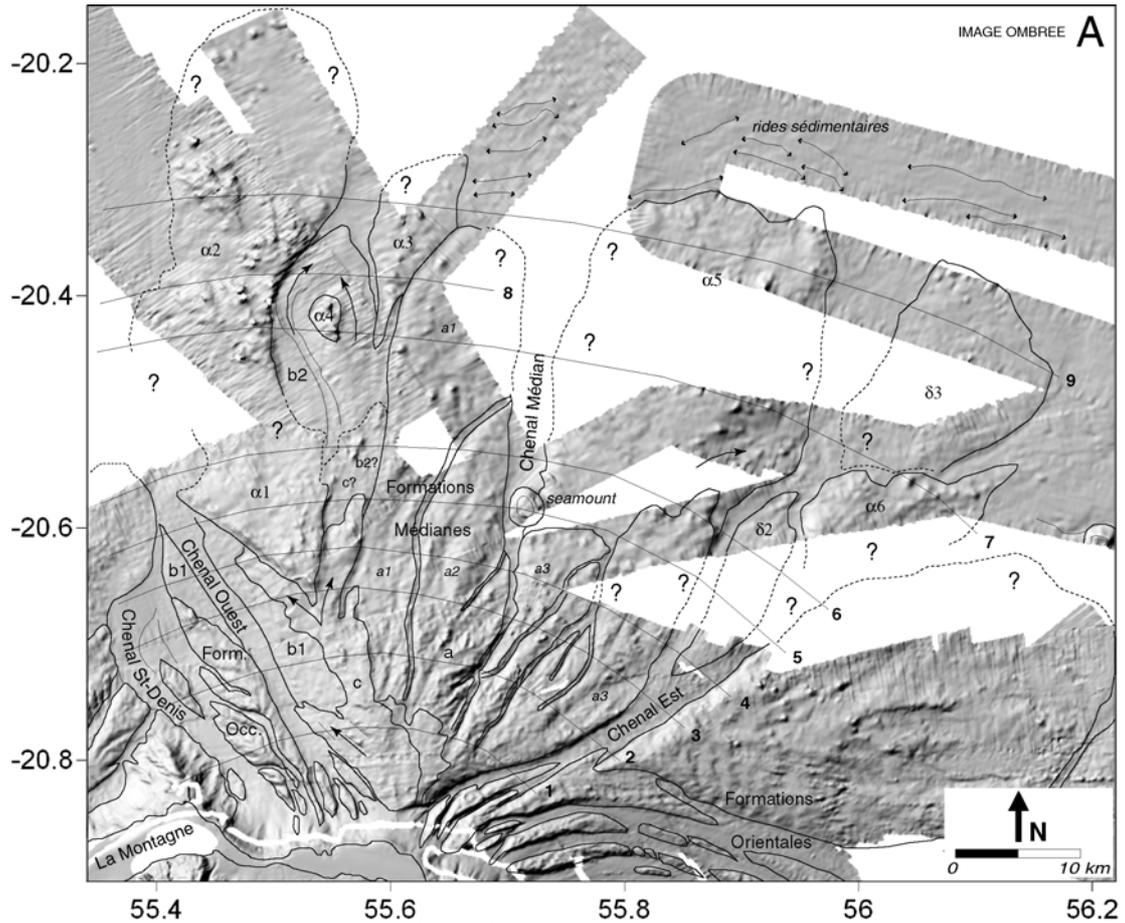


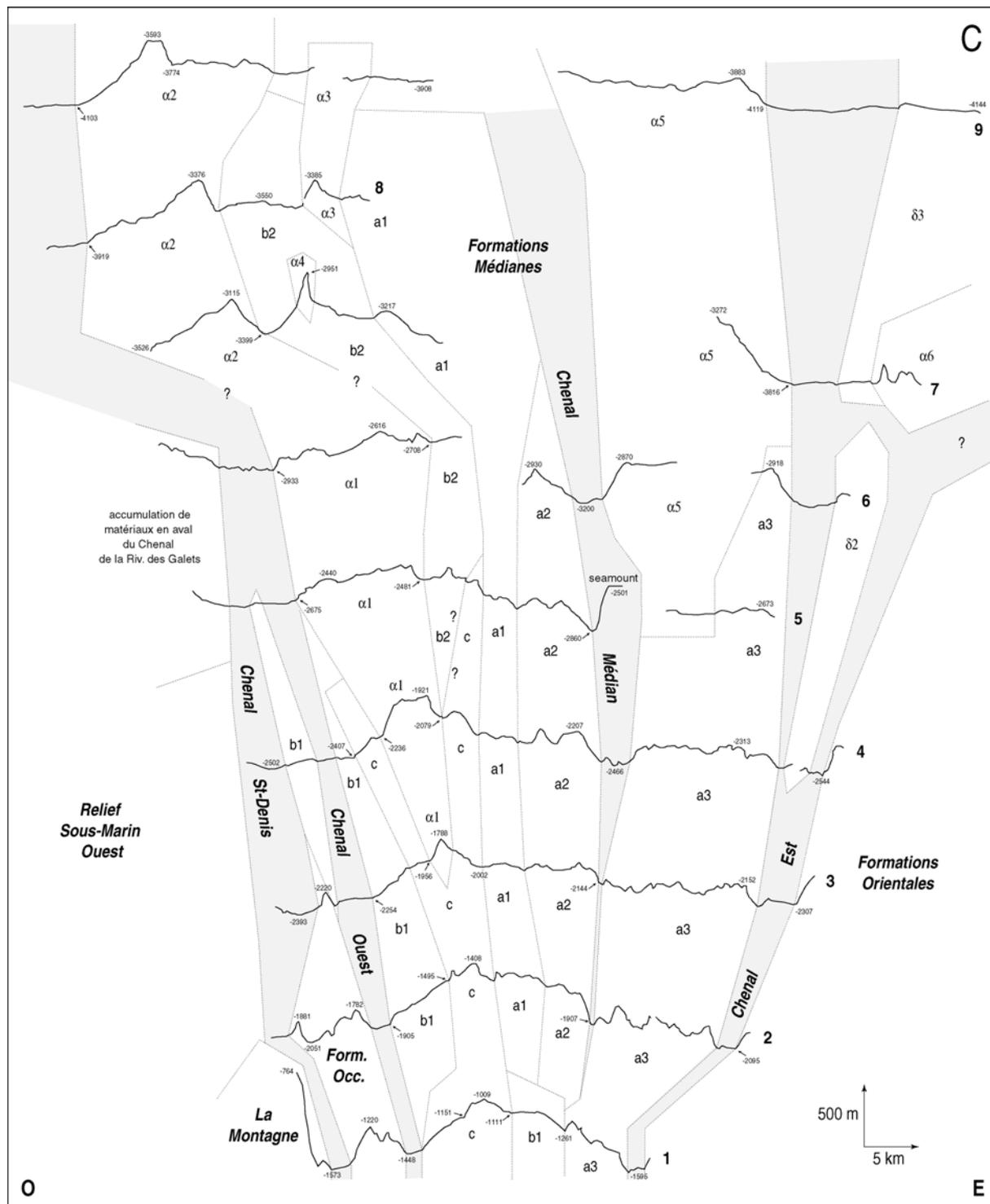
Figure 2-57: Vue à trois dimensions centrée sur les Formations Médiannes et Occidentales. Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-ouest) et drapée sur ce même MNT représenté en trois dimensions (exag. vert. X3).

allongée de direction N160°, s'étend sur au moins 20 km de long et 3 km de large. Sa géométrie suggère (1) l'existence de déstabilisations latérales en amont, où les blocs s'organisent en rides divergentes vers la dépression du Chenal Ouest, et (2) le contournement d'un relief pré-existant en aval, où les produits de l'unité c forment deux lobes divergents de part et d'autre de l'unité  $\alpha 1$  (Figures 2-57 et 2-58A).

◆ L'unité c est bordée à l'est en amont, et à l'ouest en aval, par l'unité b1, placée en position stratigraphique inférieure (Figures 2-57, 2-58A et C). L'unité b1 correspond approximativement à l'unité b de Oehler et al. (2004a; Figure 2-45B). Elle présente une surface relativement lisse comparée aux autres unités du Relief Nord, définie par un faciès sonar clair ponctué de quelques tâches sombres parsemées (Figure 2-58B). Ce faciès indique que l'unité c est constituée ou recouverte de matériaux fins d'où émergent quelques blocs de taille moyenne de 100 à 200 m. Le faciès caractéristique de l'unité b1 est également retrouvé en aval des Formations Occidentales de l'autre côté du Chenal Ouest (cf § II.3.3.; Figures 2-57 et 2-58). L'unité b1 s'étendrait ainsi sur plus de 25 km de long et 6 km de large à l'ouest des Formations Médianes.

◆ L'ensemble a, situé à l'est des deux unités précédentes, est également placée en position stratigraphique inférieure par rapport à l'unité c et à la portion proximale de l'unité b1 (Figures 2-57 et 2-58A). Elle présente, dans l'ensemble, une surface sensiblement plus rugueuse que celle des unités b1 et c, marquée par un ensemble de rides et de vallées et disséquée par des chenaux d'importance variable. Ces chenaux sont généralement comblés par des matériaux grossiers de forte réflectivité et, contrairement aux autres chenaux du Relief Nord, ne sont pas connectés à la côte (Figures 2-57, 2-58A et B). La signature acoustique de l'unité a, globalement mouchetée, est typique des dépôts d'avalanches de débris et met en évidence des blocs de taille moyenne de 200 à 300 m. Dans le détail, la signature morphologique et acoustique de l'unité a est cependant contrastée et suggère de distinguer au moins 3 sous-ensembles, baptisés a1, a2 et a3, au sein de l'unité principale, séparés par des chenaux (Figures 2-57, 2-58A et C). Un chenal mineur, large de 500 m et profond d'une centaine de mètres sépare ainsi a1 et a2. Le Chenal Médian majeur marque, de même, la frontière entre a2 et a3. Le Chenal Médian est étroit en amont (500 m de large), puis s'évase, en aval du seamount tabulaire identifié au sein des Formations Médianes, sur une largeur de près de 3 km pour des profondeurs atteignant 250 à 300 m. L'unité a3 est placée en position stratigraphique inférieure par rapport à a1 et a2 avec un ressaut qui peut atteindre 100 à 300 m en fonction de la profondeur (Figure 2-58C). Son extension vers le large est plus limitée que celle de ses homologues a1 et a2. Une rupture de pente située à environ 2600 m de profondeur pourrait constituer la frontière entre l'unité a3 et l'unité  $\alpha 5$  sur laquelle a3 vient se superposer. a3 s'étendrait, dans ce contexte, sur près de 30 km alors que l'ensemble a1-a2 est identifié jusqu'à 3500 m de profondeur sur plus de 45 km. La densité des blocs





**Figure 2-58: Caractéristiques morphologiques et acoustiques des Formations Médianes et Occidentales.** A/ Image ombrée (illumination depuis le nord-ouest) de la zone, calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. B/ Extrait de l'image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. C/ Profils topographiques réalisés perpendiculairement aux structures et localisés sur l'image ombrée. Les valeurs négatives sont des indications de profondeurs (exag. vert. X11).

au sein des unités a1 et a2 est plus forte comparée à celle de a3. L'unité a3 présente par conséquent un faciès acoustique plus clair suggérant une couverture sédimentaire fine relativement plus importante (Figure 2-58B). L'ensemble de ces arguments suggère que l'unité a est, soit (1) un dépôt unique d'avalanche de débris présentant des variations latérales de faciès, soit (2) un complexe où sont juxtaposés les dépôts de 3 déstabilisations.

### B- Les unités distales $\alpha$ , b2 et $\delta$ 2

◆ La distinction de l'unité  $\alpha$ 1 constitue une différence majeure entre cette étude et celle réalisée précédemment où l'unité  $\alpha$ 1 était considérée comme le faciès distal de l'unité c (Figure 2-45B; Oehler et al., 2004a). Cette interprétation différente s'explique par l'ajout des données bathymétriques Hydrosweep de la campagne SO87 (cf Chap. 2, Tableau 2-1) dans la zone amont de l'unité  $\alpha$ 1. Les données permettent de caractériser une structure triangulaire originale, en éperon, certes situé dans le prolongement de l'unité c mais placée de 100 à 300 m plus haut que cette dernière et que les formations alentours (Figures 2-57, 2-58A et C). Cet éperon proéminent présente une superficie d'au moins 70 km<sup>2</sup> (extension et largeur maximale de 12 km environ) et s'étend depuis -1800 m jusqu'à -2800 m. Il est délimité par deux rides escarpées (pentes de 15 à 25°), orientées N5° et N130°, qui définissent de façon nette la partie proximale de la structure. La limite distale est au contraire mal contrainte à partir des données disponibles. La signature acoustique de l'unité  $\alpha$ 1 est contrastée. Elle se caractérise en amont, par un faciès moucheté, typique des dépôts d'avalanches de débris où la taille des blocs atteint 500 m de large (Figure 2-58B). Cette signature à blocs disparaît progressivement vers l'aval pour laisser place à une surface plus claire, homogène, vraisemblablement liée à une couverture importante de sédiments fins. Cette zone correspond sur la bathymétrie à une région relativement plus lisse que la partie amont de l'éperon.

◆ L'unité  $\alpha$ 2 caractérise un relief remarquable de la zone distale des Formations Médianes, qui s'étend en aval de l'unité  $\alpha$ 1 sur plus de 30 km, d'environ 3000 m à plus de 4000 m de profondeur (Figures 2-57 et 2-58A). Les profils topographiques (Figure 2-58C) mettent en évidence un massif dissymétrique délimité à l'est par un escarpement marqué de près de 300 m de haut (Figure 2-56c). Cet escarpement, pentu de 25° par endroits, forme une structure arquée anormale dont l'origine reste à définir. L'unité  $\alpha$ 2, de morphologie chaotique, correspond sans ambiguïté à des dépôts d'avalanches de débris. Sa signature acoustique est globalement mouchetée et met en évidence des blocs kilométriques dont la taille significative est à l'origine de zones d'ombres (valeurs de réflectivité nulles) sur les faces opposées à la source acoustique et donc non insonifiées des blocs (Figures 2-33B et 2-58B). Les larges plages claires sur l'imagerie acoustique suggèrent que les blocs sont ennoyés dans une matrice sédimentaire fine. Les caractéristiques morphologiques et acoustiques de l'unité  $\alpha$ 2 sont retrouvées au niveau des unités  $\alpha$ 3 et  $\alpha$ 4, situées à l'est de  $\alpha$ 2, qui définissent à des reliefs

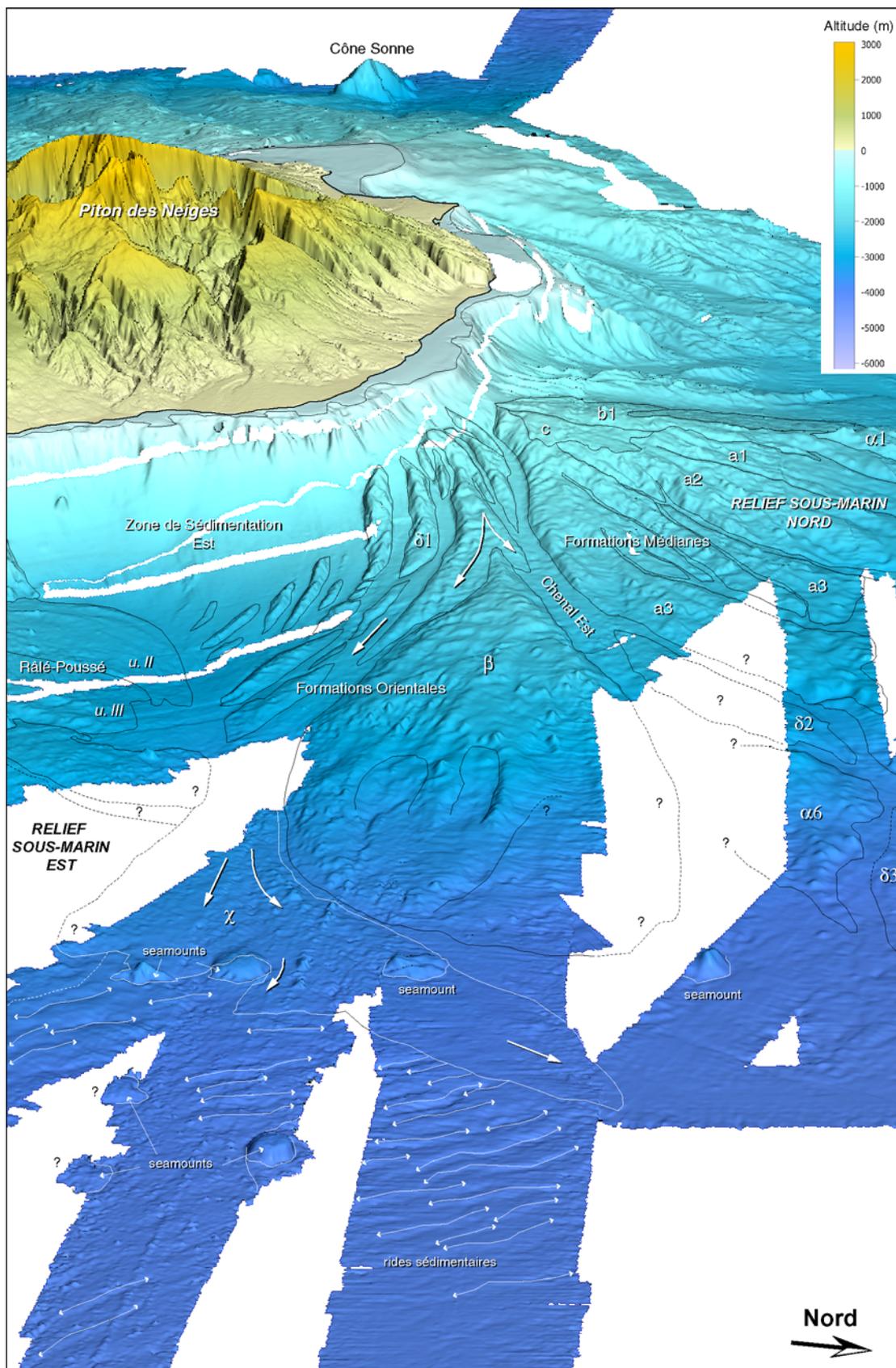
chaotiques à blocs de taille kilométrique (Figures 2-57 et 2-58A). Les unités  $\alpha_3$  et  $\alpha_4$  sont séparées de  $\alpha_2$  par des formations à la surface adoucie, déprimées par rapport aux unités chaotiques  $\alpha$  avec lesquelles elles contrastent fortement. Ces formations lisses sont regroupées au sein d'une unité b2 de signature acoustique claire et homogène indiquant qu'elle est constituée ou recouverte par des matériaux fins (Figure 2-58B). L'unité b2 forme un lobe de produits, d'au moins 15 km de long et 8 de large, qui s'insère entre les unités  $\alpha_2$  et  $\alpha_3$  et englobe par contournement l'unité  $\alpha_4$ . Il s'étend d'environ 2700 à 3800 m de profondeur mais son extension en amont pourrait être plus importante, la limite entre b2 et c n'étant pas clairement définie à la résolution de nos données.

◆ La distinction de l'unité  $\alpha_5$  reste très hypothétique au vu de la faible couverture de la structure par les données disponibles. La bathymétrie tend néanmoins à caractériser un plateau de près de 30 km de long et 20 km de large, situé dans la zone distale des Formations Médianes sur lequel sont superposés les produits de l'unité  $\alpha_3$  (Figures 2-57 et 2-58A). Le plateau est bordé à l'ouest par le Chenal Médian et à l'est par le prolongement occidental du Chenal Est (cf § II.3.5.). Il est ainsi délimité par des zones escarpées, pentues de  $10^\circ$  environ, propices à des phénomènes de déstabilisations latérales comme identifiés en amont, à l'est de l'unité. L'unité  $\alpha_5$  se distingue clairement de l'unité  $\alpha_3$  sur les quelques bandes disponibles. Elle présente une surface relativement lisse très différente de celle de l'unité  $\alpha_3$  largement disséquée par des petits chenaux. La surface de l'unité  $\alpha_5$  est toutefois ponctuée par quelques blocs de taille kilométrique qui apparaissent ennoyés dans une matrice plus fine et qui rappelle celle de l'unité  $\alpha_2$ .

◆ La distinction des unités  $\delta_2$ ,  $\delta_3$  et  $\alpha_6$  est également hypothétique. Les quelques bandes de bathymétrie disponibles permettent néanmoins d'identifier un ensemble de reliefs plus ou moins conséquents (de 50 à 150 m de haut) situés dans la partie aval du Chenal Est (Figures 2-57 et 2-58A). Sur la base de critères purement morphologiques, nous proposons de distinguer l'unité  $\alpha_6$  des deux autres. Celle-ci présente en effet une surface chaotique marquée par la présence de quelques blocs de taille kilométrique, qui contraste avec celle des unités  $\delta$ , relativement lisse.

### *II.3.3. Les Formations Occidentales*

Les Formations Occidentales définissent un ensemble de structures situées en zone proximale à l'ouest du Relief Sous-Marin Nord, délimitées à l'est, par le Chenal Ouest et, à l'ouest, par le Chenal Saint-Denis (Figures 2-57 et 2-58A; cf § II.3.5.). La structure principale correspond à un relief massif de plus de 20 km de long et 4 km de large, globalement orientée  $N145^\circ$ , qui s'étend d'environ -600 m à -2500 m. Ce relief, de plus de 200 m de haut, est fortement disséqué et présente un ensemble de rides et de vallées généralement allongées dans la direction de plus grande pente. Certaines de ces vallées sont comblées par des sédiments grossiers comme indiqué par les teintes sombres de l'imagerie



**Figure 2-59: Vue à trois dimensions centrée sur les Formations Orientales.** Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-est) et drapée sur ce même MNT représenté en trois dimensions (exag. vert. X3).

acoustique (Figure 2-58B). Le relief est défini par de faibles valeurs de réflectivité avec quelques rares tâches de fortes réflectivité et peut être interprété comme des formations à blocs ennoyées sous une couverture sédimentaire fine importante.

### II.3.4. Les Formations Orientales

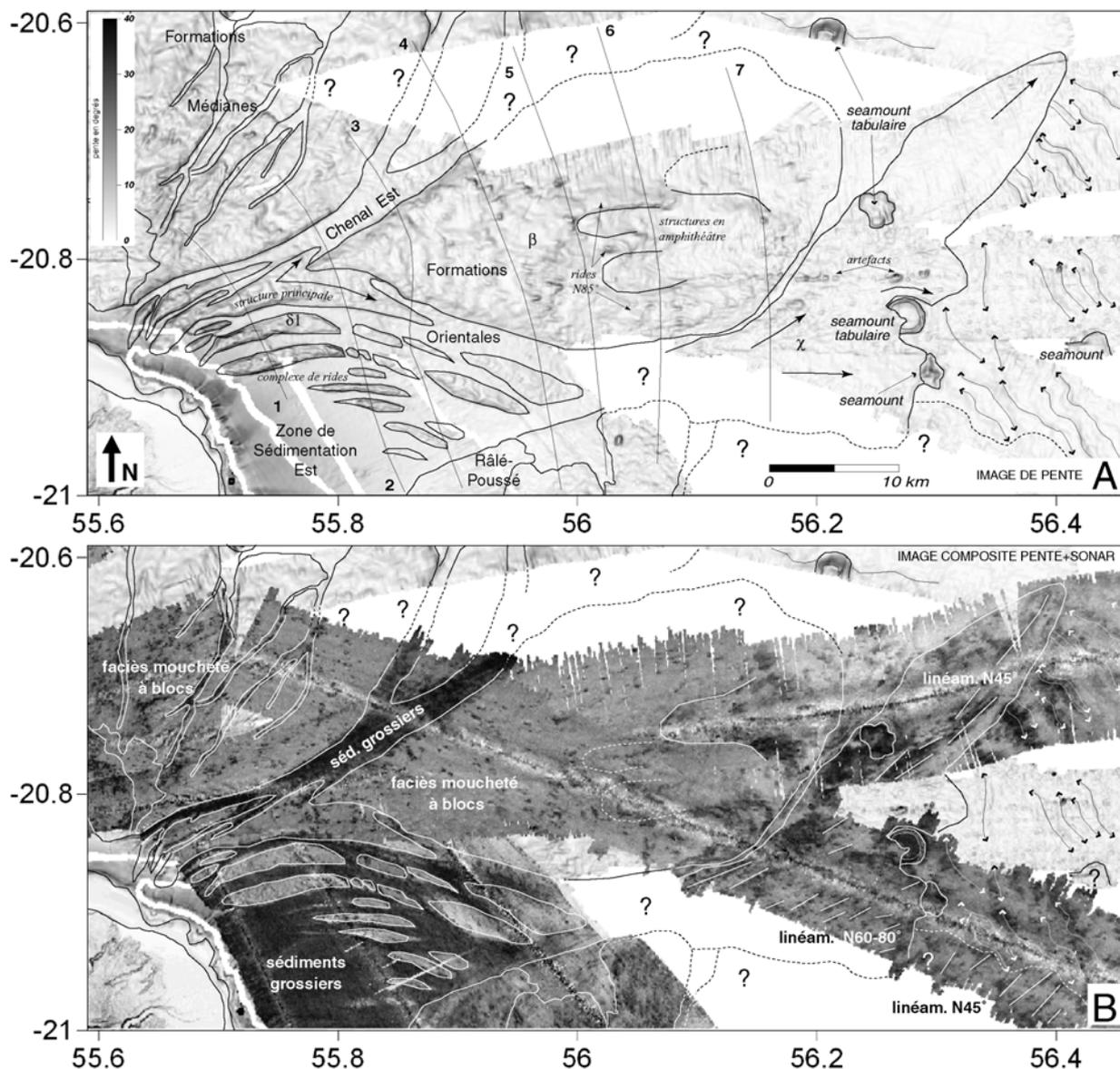
#### II.3.4.1 Description générale

Les Formations Orientales, situées au sud-est du Relief Sous-Marin Nord, sont séparées des Formations Médianes par le Chenal Est (cf § II.3.5.). Elles sont délimitées au sud par la Zone de Sédimentation Est (cf § I.2.2.) et l'ensemble des unités du Relief Est (cf § II.2.; Figure 2-56). Les Formations Orientales présentent la géométrie d'un éperon étiré, orienté N85°, d'environ 90 km de long pour une largeur de 10 km en zone littorale à près de 35 km au niveau du plancher océanique à 4000 m de profondeur (Figures 2-59 et 2-60A). Elles ont été interprétées par Oehler et al. (2004a; Figure 2-45B) comme les dépôts résultants d'un unique épisode de déstabilisation. Les données intégrées depuis couvrent de façon plus conséquente la zone concernée et permettent de mieux contraindre l'organisation des terrains. Nous proposons ainsi de distinguer au moins 3 ensembles au sein des Formations Orientales, baptisés  $\beta$ ,  $\chi$  et  $\delta 1$  (Figures 2-59, 2-60A et C).

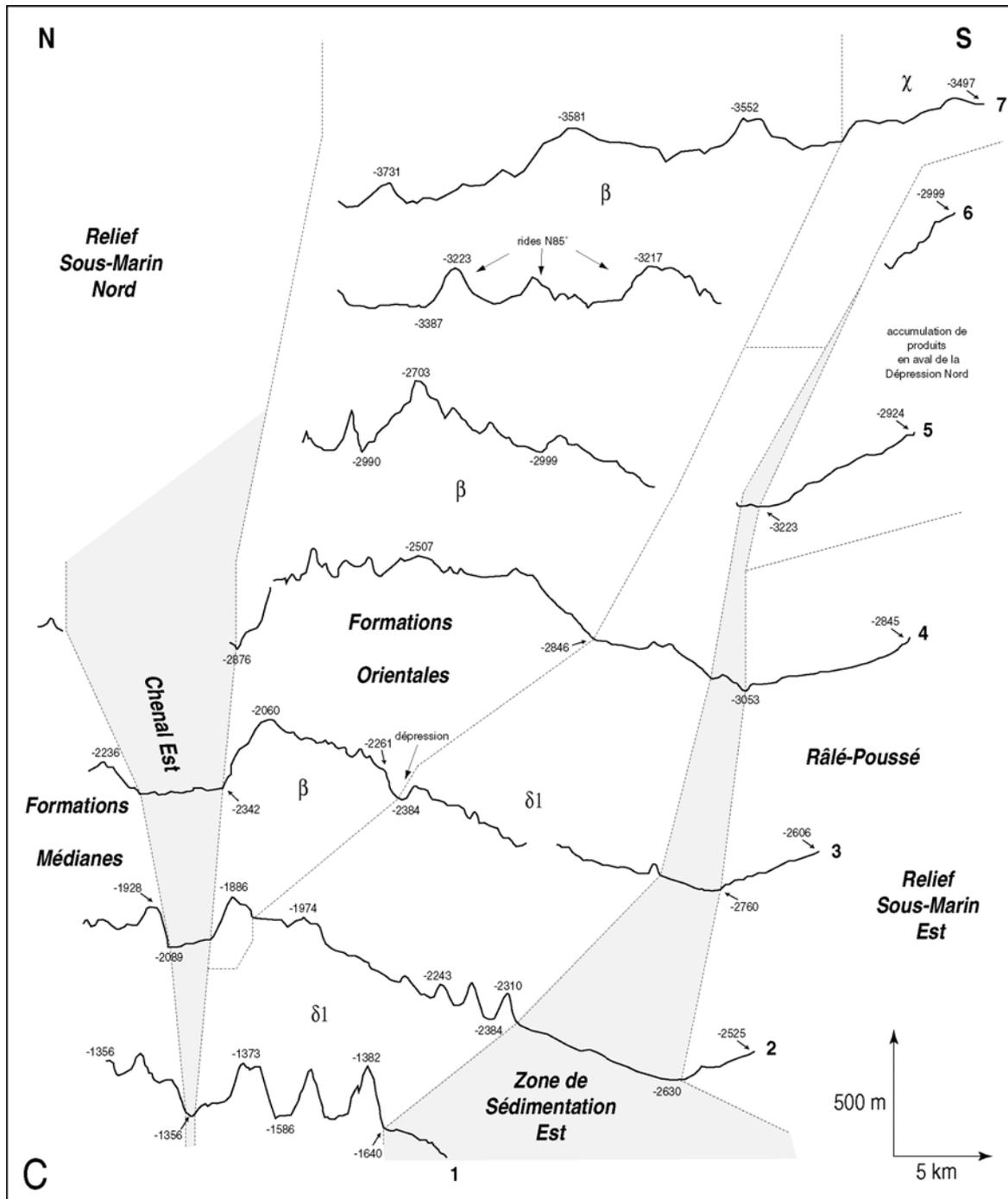
#### II.3.4.2 Description des unités

##### A- L'unité $\beta$

La structure principale des Formations Orientales, baptisée unité  $\beta$ , forme un lobe d'environ 60 km de long et de 3 km de large dans sa partie amont à plus de 25 km en aval, qui s'étend d'environ 1900 m à 3800 m de profondeur (Figures 2-59 et 2-60A). Ce lobe constitue un massif proéminent du flanc sud-est du Relief Nord, placé 150 m à 400 m plus haut que les formations alentours. Il est bordé au nord et au sud par des parois escarpées, pentues de 20 à 30° (Figure 2-60C). La surface de l'unité  $\beta$ , relativement lisse sur la bathymétrie (Figure 2-60A), présente un faciès sonar moucheté clair, où quelques pigments sombres à fortes valeurs de réflectivité sont parsemés au sein de larges plages plus claires (Figure 2-60B). Cette signature morphologique et acoustique indique que l'unité  $\beta$  est probablement un dépôt d'avalanche de débris, au sein duquel des blocs de taille pluri-hectométrique à kilométrique sont ennoyés sous une couverture sédimentaire fine significative. Cette signature globalement homogène n'est pas retrouvée dans la partie aval de l'unité  $\beta$ , où la bathymétrie et l'imagerie mettent en évidence au moins 3 structures arquées en amphithéâtre, bordées au nord et au sud par des rides orientées N85° (Figures 2-59 et 2-60). La structure la plus distale est comblée par des produits de signature acoustique mouchetée, typique des dépôts d'avalanches de débris, mais dont la signature contraste nettement avec celle de l'unité  $\beta$  en raison d'une couverture sédimentaire fine plus



**Figure 2-60: Caractéristiques morphologiques et acoustiques des Formations Orientales.** A/ Image de pente de la zone, calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. B/ Extrait de l'image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. C/ Profils topographiques réalisés perpendiculairement aux structures et localisés sur l'image de pente. Les valeurs négatives sont des indications de profondeurs (exag. vert. X12).



faible (Figure 2-60B). La partie distale de l'unité  $\beta$  présente ainsi des caractéristiques morphologiques et acoustiques soulignant la possible occurrence de déstabilisations secondaires qui auraient remobilisé les produits déposés au sein de l'unité  $\beta$ .

#### B- L'unité $\chi$

L'unité  $\chi$  correspond à un ensemble de terrains situés dans la partie distale des Formations Orientales (Figures 2-59 et 2-60). Ces terrains, essentiellement identifiés à l'est de l'unité  $\beta$ , de 3500 m à plus de 4000 m de profondeur, viennent directement au contact du plancher océanique et drapent le champ de rides sédimentaires identifié à l'est de l'île (Figures 2-59 et 2-60A). L'unité  $\chi$  est très clairement individualisée sur l'imagerie (Figure 2-60B). Elle correspond à un lobe allongé de direction générale N45°, de 25 km de long, 7 km de large en moyenne et d'une cinquantaine de mètres plus haut que les formations alentours. Sa signature acoustique est globalement mouchetée, typique des dépôts d'avalanches de débris. Les blocs identifiés à la fois sur la bathymétrie et l'imagerie présentent une taille moyenne de 200-300 m. Ils s'organisent en rides, marquées sur l'imagerie par des linéaments sombres, orientés (1) N60°-N80° en amont, ce qui permet de distinguer l'unité  $\chi$  des formations du soubassement distal du Plateau Sous-Marin Est (cf § II.2.2.2., Figures 2-49 et 2-60B), et (2) N45° vers l'aval. Ce changement de direction des linéaments souligne le contournement de l'unité  $\beta$  par les produits de l'unité  $\chi$  et suggère un contrôle structural du relief du soubassement distal du Plateau Est sur l'écoulement et la mise en place de ces produits. Le seamount tabulaire le plus méridional identifié au sein de l'unité  $\alpha$  a également été contourné et même ennoyé sur son flanc est (Figures 2-59 et 2-60A).

#### C- L'unité $\delta 1$

L'unité  $\delta 1$  définit un complexe de rides localisé dans la partie proximale des Formations Orientales sur au moins 170 km<sup>2</sup>, depuis -700 m au sud des Formations Médiannes jusqu'à -3000 m au sein de la Zone de Sédimentation Est (cf § I.2.2.; Figures 2-59 et 2-60). Au moins une vingtaine de rides allongées, dont les dimensions atteignent 250 m de haut, 12 km de long et 3 km de large, sont identifiées sur les données de bathymétrie et d'imagerie et se placent de part et d'autre d'une structure principale située en amont de l'unité  $\beta$ . La signature acoustique de ce complexe est très proche de celle de l'unité  $\beta$ , mouchetée mais globalement claire, caractérisant des dépôts d'avalanches de débris recouverts de façon significative par des sédiments fins (Figure 2-60B). Chaque ride du complexe est séparée de sa voisine par un chenal drapée de sédiments grossiers comme indiqué par les teintes sombres de l'imagerie acoustique. La particularité du complexe de rides  $\delta 1$  réside dans sa géométrie en éventail remarquable, globalement arquée, de direction N40° à N70° en zone proximale, à N110° en zone distale (Figures 2-59 et 2-60). Cette géométrie suggère un contrôle structural lors de la mise en place des produits de l'unité  $\delta 1$  et un rôle majeur de la topographie locale (pente de la Zone de Sédimentation Est). Cette hypothèse est confortée par:

- la géométrie particulière de la structure principale du complexe, marquée par deux lobes qui divergent de part et d'autre du relief proéminent de l'unité  $\beta$  (Figures 2-59 et 2-60A). Le lobe divergeant vers la Zone de Sédimentation Est, de 7.5 km de long, est sensiblement plus développé que celui d'1 km de long formé au sein du Chenal Est. En aval, il est séparé de l'unité  $\beta$  par une dépression nette (cf profil 3 sur la figure 2-60C). Ces lobes indiquent que les produits de l'unité  $\delta 1$  ont contourné le massif proéminent  $\beta$  et se sont propagés majoritairement selon la plus grande pente au sein de la Zone de Sédimentation Est;

- la géométrie anormale de la paroi sud des Formations Médiannes, d'abord concave au niveau de l'unité  $\delta 1$  puis convexe plus en aval (Figures 2-59 et 2-60A). Le complexe de rides épouse parfaitement la forme de cette structure, ce qui suggère que les produits de l'unité  $\delta 1$  ont disséqué la partie amont des Formations Médiannes.

### *II.3.5. Le Chenal Est, le Chenal Ouest et le Chenal Saint-Denis*

Le Chenal Est, le Chenal Ouest et le Chenal Saint-Denis constituent des dépressions majeures de la zone immergée septentrionale de l'île. La signature morphologique et acoustique de ces chenaux, de texture lisse sur la bathymétrie (Figures 2-57, 2-58A, 2-59 et 2-60A) et définie par un faciès sonar sombre à fortes valeurs de réflectivité (Figures 2-58A et 2-60A), indique que leur surface est couverte de matériaux détritiques grossiers, issus du démantèlement de l'île (cf § I.2.2.).

◆ Le Chenal Est, d'au moins 35 km de long, 3 km de large et 150 à 200 m de profondeur, s'insère entre les Formations Médiannes (cf § II.3.2.) et les Formations Orientales (cf II.3.4.; Figures 2-57 et 2-58). Il présente d'amont en aval une géométrie globalement courbe d'abord orientée  $N65^\circ$  jusqu'à environ 2500 m de profondeur, puis  $N30^\circ$  dans sa partie distale. Le chenal n'est pas clairement relié à la côte car il est obstrué en amont par les terrains  $\delta 1$  des Formations Orientales qu'il dissèque (Figures 2-59 et 2-60). Sa partie aval apparaît comblée par les formations des unités  $\delta 2$  et  $\delta 3$  (Figures 2-57 et 2-58).

◆ Le Chenal Ouest, globalement orienté  $N150^\circ$ , sépare les Formations Médiannes (cf § II.3.2.) des Formations Occidentales (cf II.3.3.). La bathymétrie met en évidence une zone déprimée d'au moins 30 km de long, 2 km de large en moyenne et de profondeur variable d'amont en aval. La partie proximale de la dépression est marquée et atteint 150 à 200 m de profondeur. Sa partie distale est moins nette sur la bathymétrie et apparaît avoir été comblée par les produits de l'unité  $b1$  des Formations Médiannes (Figures 2-57 et 2-58). Le Chenal Ouest n'est pas directement relié à la côte mais obstrué en amont par des rides associées aux Formations Occidentales.

◆ Le Chenal Saint-Denis, clairement relié à la côte, constitue la limite entre les formations des Reliefs Sous-Marins Nord et Ouest (Figures 2-57 et 2-58). Il s'étend sur 25 km de long, initialement, entre le massif de La Montagne (cf § I.2.3.2.) et les Formations Occidentales (cf § II.3.3.), sur 1 à 2 km de large et jusqu'à 350 m de profondeur, puis sur plus de 5 km de large et jusqu'à 150 m de profondeur entre les formations du Relief Sous-Marin Ouest et les Formations Occidentales (Figures 2-57 et 2-58). La géométrie courbe de la partie distale du Chenal Saint-Denis suggère son comblement par les produits de l'unité C des Formations Nord-Est du Relief Ouest (cf § II.4.2.2. et Figure 2-64).

### II.3.6. Interprétations et discussion



Relief Nord



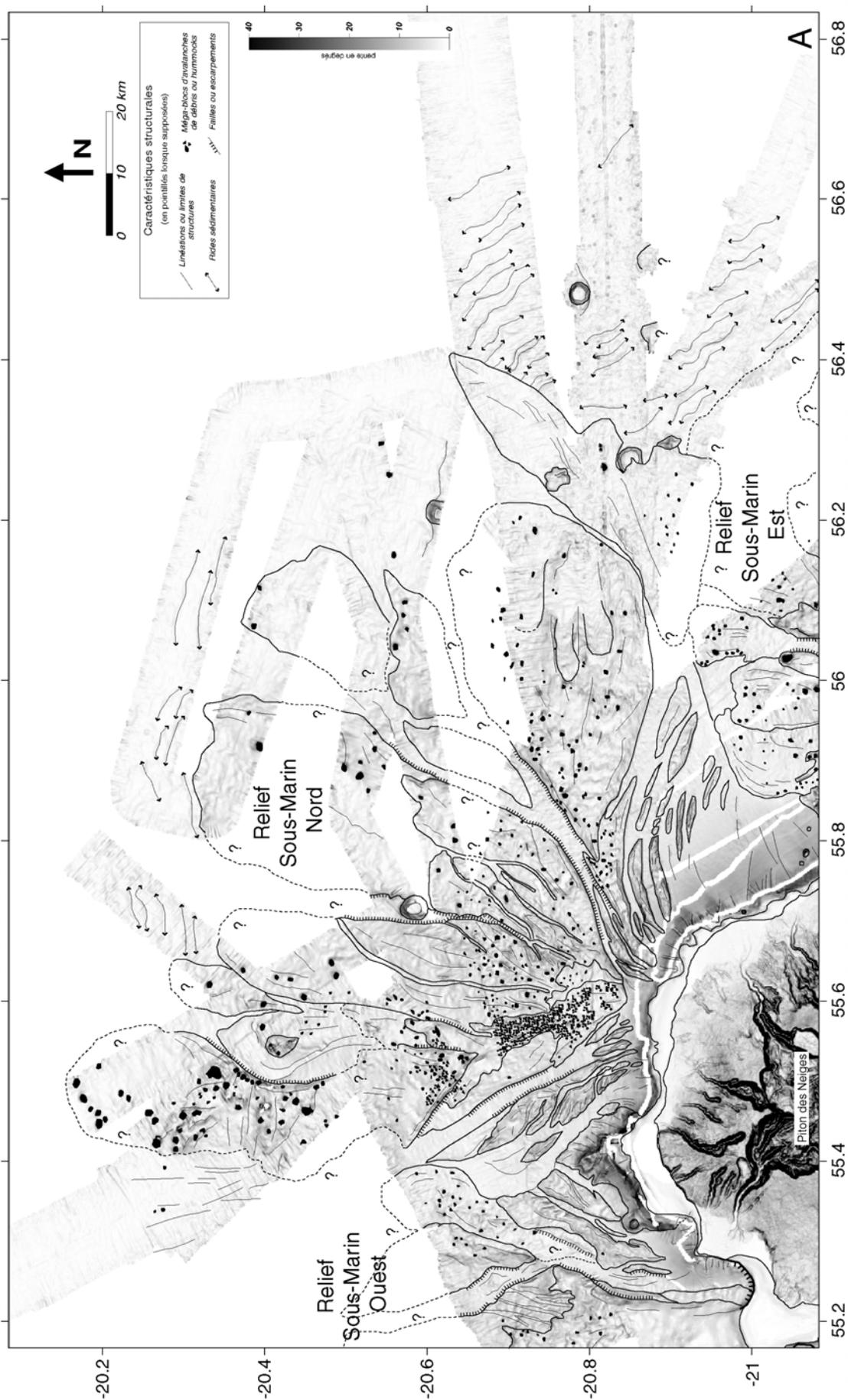
Relief Nord → cf p. 149

Le Relief Sous-Marin Nord présente, au premier ordre, une morphologie et des propriétés acoustiques comparables à celles du Relief Sous-Marin Est (cf § II.2.). Les terrains qui le composent sont désorganisés, chaotiques et marqués par une morphologie à hummocks, soulignée sur l'imagerie acoustique par un faciès sonar moucheté, typique des dépôts d'avalanches de débris. Les blocs identifiés en mer sont gigantesques, de taille kilométrique, et sont retrouvés jusqu'à plus de 60 km du littoral. Le Relief Sous-Marin Nord est, par conséquent, interprété comme une accumulation de produits allochtones déplacés principalement sous la forme d'avalanches de débris lors de déstabilisations majeures du flanc nord du massif du Piton des Neiges. Notre analyse de détail révèle la structure complexe du Relief Sous-Marin Nord où sont juxtaposées et superposées au moins une quinzaine de sous-unités. Ces unités témoignent de la formation progressive du Relief Sous-Marin Nord et soulignent que, comme le Relief Est, l'excroissance topographique nord s'est formée par l'accumulation en mer des dépôts de déstabilisations récurrentes et multi-échelles (Figure 2-61).

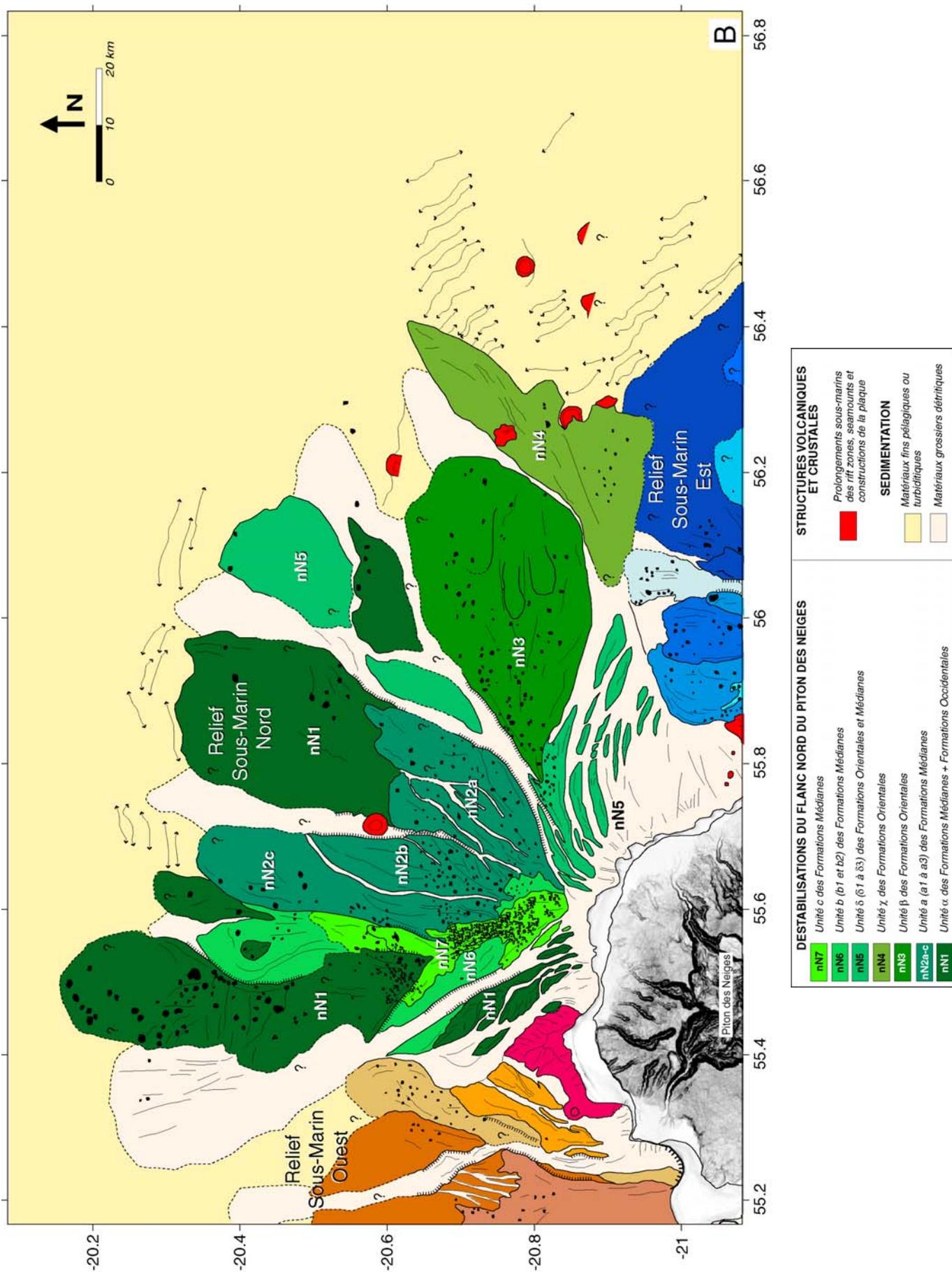
#### II.3.6.1 Les Formations Médiannes

L'analyse détaillée des données bathymétriques et d'imagerie acoustique suggère de considérer qu'au moins 4 déstabilisations majeures de type avalanche de débris sont à l'origine des Formations Médiannes. Les dépôts de ces événements successifs correspondent aux unités baptisées  $\alpha$ , a, b et c (Figures 2-57, 2-58 et 2-61):

► Les unités b1 et c constituent sans ambiguïté les dépôts des événements les plus récents puisqu'elles sont placées en position stratigraphique supérieure dans la zone proximale des Formations Médiannes (Figures 2-57, 2-58 et 2-61). L'unité c se superpose à l'unité b1 et apparaît donc plus jeune que cette dernière. La signature morphologique et acoustique de l'unité c est typique de dépôts chaotiques d'avalanches de débris à forte densité de blocs dont la taille moyenne est estimée à 200-300 m. Cette signature contraste fortement avec celle de l'unité b1, relativement lisse sur la bathymétrie et dont le faciès acoustique indique une surface essentiellement recouverte de matériaux fins d'où émergent quelques blocs hectométriques. Cette signature caractéristique est retrouvée au sein de l'unité b2, placée en aval, dans la partie distale du Relief Nord (Figures 2-57 et 2-58A). Nous proposons donc que les unités b1 et b2 constituent les dépôts, baptisés b, d'un unique événement d'avalanche de débris (Figure 2-61). La signature particulière de ces formations suggère (1) une fragmentation importante des produits impliqués au cours du déplacement ou (2) une remobilisation des dépôts d'une avalanche de débris antérieure comme observée en mer au sein du Relief Est (cf § II.2.7.4.; Figure 2-55) ou à terre, dans la région de Saint-Gilles (cf Chap. 4, § I.1.1.; Bachèlery et al., 1996 et 2003; Courteaud et al., 1997);



**Figure 2-61: Interprétation structurale de la région sous-marine nord de l'édifice volcanique de La Réunion.** A/ Caractéristiques structurales majeures superposées à l'image de pente calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. B/ Schéma structural. Les différents épisodes de déstabilisation ayant affecté le flanc est sont distingués par ordre chronologique. Lire "nN3" comme la 3<sup>ème</sup> déstabilisation du flanc nord du Piton des Neiges. Les événements **a**, **b** et **c** sont indépendants ou correspondent à une même déstabilisation.



► L'unité a, placée en position stratigraphique inférieure par rapport aux unités c et b1, apparaît également plus érodée que ces dernières (Figures 2-57, 2-58 et 2-61). La surface de l'unité a est en effet beaucoup plus rugueuse que celle des unités précédentes, disséquée par un ensemble de chenaux dont la particularité est de ne pas être connectés à la côte. Les formations de l'unité a se seraient donc mises en place avant celles des unités c et b, qui viennent les recouvrir en zone proximale et ainsi obstruer la partie amont des chenaux (Figure 2-61). L'unité a présente, de toute évidence, une signature morphologique et acoustique contrastée d'est en ouest, qui justifie la distinction de 3 sous-unités a1, a2 et a3 au sein de l'unité principale (Figures 2-57 et 2-58). Ces sous-unités peuvent être considérées comme les dépôts d'avalanches de débris distinctes. Dans ce cas, l'unité a3 correspondrait aux dépôts de l'événement le plus ancien, puisque les formations a3 sont placées en position stratigraphique inférieure par rapport aux formations a1-a2 (Figure 2-58C) et que la couverture sédimentaire fine semble plus significative sur cette sous-unité (Figure 2-58B). Une hypothèse alternative est de considérer l'unité a comme les dépôts d'un événement unique marqués par des variations latérales de faciès;

► Nous proposons finalement de regrouper les unités  $\alpha$ 1 à  $\alpha$ 6 au sein d'une seule et même unité  $\alpha$ , qui constituerait les dépôts d'une avalanche de débris ancienne et majeure ayant affecté le flanc nord du massif du Piton des Neiges (Figures 2-57, 2-58 et 2-61). Cette hypothèse, encore spéculative au vu des données disponibles, s'appuie sur un ensemble d'arguments topographiques, morphologiques et acoustiques. Les dépôts  $\alpha$  sont placés dans la zone distale des Formations Médianes. Ils forment généralement des massifs proéminents et remarquables, caractérisés par une couverture sédimentaire fine significative soulignant leur ancienneté, d'où émergent des blocs de taille kilométrique, même à plus de 60 km des côtes (Figures 2-57 et 2-58A et B). L'unité  $\alpha$ 1, considérée par Oehler et al. (2004a) comme l'éperon distal de l'unité c (Figure 2-45B), constitue un relief de forme triangulaire notable, contourné par les formations de l'unité c et probablement de l'unité b et donc plus ancien que ces dépôts (Figures 2-57, 2-58 et 2-61). Selon un raisonnement similaire, les unités  $\alpha$ 2,  $\alpha$ 3 et  $\alpha$ 4 apparaissent plus anciennes que les formations constitutives de l'unité b puisque celles-ci viennent s'insérer entre  $\alpha$ 2 et  $\alpha$ 3, et contournent et englobent  $\alpha$ 4. Les unités  $\alpha$ 3 et  $\alpha$ 5 sont sans ambiguïté plus anciennes que les formations de l'unité a, puisque ces dernières dissèquent l'unité  $\alpha$ 3 et se superposent au plateau formé par les produits de l'unité  $\alpha$ 5. Dans l'hypothèse où l'ensemble des unités  $\alpha$  constitue les dépôts d'un unique événement d'avalanche de débris, celui-ci doit donc être considéré comme l'événement le plus ancien de la zone nord (Figure 2-61). L'âge significatif de cette déstabilisation serait compatible avec un démantèlement avancé des dépôts dont seuls des ensembles découplés isolés sont identifiés au sein des Formations Médianes. Il peut également expliquer la géométrie anormale et remarquable des reliefs proéminents formés par les produits des unités

$\alpha_1$  et  $\alpha_2$  (Figures 2-57 et 2-58A), qui doit être essentiellement due à l'abrasion sous-marine des structures soit (1) par l'écoulement de sédiments détritiques au sein de paléo-chenaux, soit (2) par la mise en place d'avalanches de débris postérieures (l'unité b, par exemple).

### II.3.6.2 Les Formations Occidentales

L'origine des Formations Occidentales est difficile à établir sur la base des données disponibles. L'analyse détaillée de la bathymétrie et de l'imagerie acoustique suggère que ces formations sont relativement anciennes. Le massif est en effet très largement érodé, marqué par un complexe de rides et de vallées (Figures 2-57 et 2-58A). Il est défini par de faibles valeurs de réflectivité avec quelques rares tâches de fortes réflectivité (Figure 2-58B) et peut être interprété comme des formations à blocs ennoyées sous une couverture sédimentaire fine importante. Cette signature à blocs est un argument pour considérer les Formations Occidentales comme un dépôt d'avalanches de débris. La morphologie de ces dépôts est cependant très différente de celle des autres unités identifiées au sein des Formations Médiannes ce qui ne permet pas vraiment d'associer ces dépôts avec ceux d'un autre événement mis en évidence auparavant. Le démantèlement important et la relative ancienneté des Formations Occidentales suggèrent néanmoins que ces formations pourraient constituer un ensemble découplé isolé des dépôts d'avalanches de débris les plus anciens identifiés au sein des Formations Médiannes, regroupés sous l'entité  $\alpha$  (Figure 2-61). Cette hypothèse est cependant spéculative, les Formations Occidentales pouvant être interprétées comme un bloc glissé largement fracturé dont l'origine reste à définir (Oehler et al., 2004a).

### II.3.6.3 Les Formations Orientales

L'étude de détail des Formations Orientales suggère que les dépôts de trois avalanches de débris majeures successives, regroupés au sein des unités  $\beta$ ,  $\chi$  et  $\delta$  (Figures 2-57 à 2-61), sont accumulés au sud-est du Relief Sous-Marin Nord:

► L'unité  $\beta$  constitue sans ambiguïté les dépôts de l'événement le plus ancien (Figure 2-61), sous la forme d'un relief proéminent, contourné par l'ensemble des formations  $\chi$  et  $\delta$  (unités  $\delta_1$  à  $\delta_3$ ; Figures 2-57 à 2-61) qui sont donc plus jeunes. Ce relief est séparé des Formations Médiannes par le Chenal Est, dont la formation est clairement associée à des processus érosionnels. Cette dépression majeure est reliée à la côte et drapée de sédiments grossiers détritiques issus du démantèlement de l'île (teintes sonar sombres sur l'imagerie; Figures 2-58B et 2-60B). Selon le modèle d'Urgeles et al. (1999), ce type de dépression se développe le long des lobes d'avalanches de débris et permet de distinguer les dépôts de différents épisodes de déstabilisation. L'unité  $\beta$  constituerait ainsi les dépôts d'un événement distinct de ceux identifiés au sein des Formations Médiannes. Cette hypothèse est confirmée par la morphologie de l'unité  $\beta$

relativement moins perturbée et de texture plus lisse que celle de l'unité  $\alpha$  (Formations Médiannes) très largement disséquée par des chenaux (Figures 2-57 et 2-58A). Ce contraste de morphologie indique probablement une érosion plus avancée de l'unité  $\alpha$  et implique une mise en place plus tardive de l'unité  $\beta$  (Figure 2-61);

► La géométrie allongée de direction N45° de l'unité  $\chi$  et, en particulier, la divergence progressive de ses linéaments vers le nord (Figures 2-59 à 2-61) soulignent le contournement de l'unité  $\beta$  par les formations  $\chi$ , par conséquent plus récentes. Elles suggèrent de plus la présence d'un relief pré-existant au sud ayant contrôlé la mise en place des produits d'avalanche de débris, probablement le soubassement distal du Plateau Sous-Marin Est qui serait également plus ancien que les dépôts  $\chi$  (Figures 2-55 et 2-61). Cette hypothèse est confortée par le fait que les formations  $\chi$  drapent le champ de rides sédimentaires identifié à l'est de l'île, interprété comme la conséquence de la mise en place des produits du soubassement distal du Plateau Sous-Marin Est (cf § II.2.7.5.). Les dépôts  $\chi$  sont vraisemblablement plus anciens que l'ensemble des formations du Râlé-Poussé et des dépôts de l'avalanche de débris de la Dépression Nord du Relief Est (Figure 2-55). Ces formations se placent en effet dans le prolongement des rides de l'unité  $\delta 1$  et viennent obstruer la Zone de Sédimentation Est. Ces observations ne sont pas compatibles avec une occurrence postérieure de l'événement à l'origine des dépôts  $\chi$ ;

► L'ensemble des unités  $\delta$  ( $\delta 1$  à  $\delta 3$ ) identifiées à l'est du Relief Sous-Marin Nord (Figures 2-57 à 2-61) pourrait former une seule unité qui constituerait les dépôts d'une unique avalanche de débris plus récente que les événements associés aux dépôts  $\beta$  (Figure 2-61). Cette hypothèse est suggérée par l'organisation et la géométrie d'ensemble des formations  $\delta$  qui mettent en évidence un contournement de l'unité proéminente  $\beta$ . Ce contournement est souligné par (1) les deux lobes de la structure principale de l'unité  $\delta 1$ , divergents de part et d'autre de l'unité  $\beta$  et (2) l'orientation des structures de l'unité  $\delta 1$ , d'abord N40° à N70° dans sa partie proximale, puis N110° au sein de la Zone de Sédimentation Est (Figures 2-59 et 2-60). Les unités  $\delta 2$  et  $\delta 3$  identifiées en aval du Chenal Est pourraient constituer une portion nord des dépôts de l'avalanche de débris  $\delta$  qui aurait empruntée la dépression du Chenal Est pour se propager plus au nord (Figure 2-61). Le contournement de l'unité  $\beta$  a été largement influencé par la présence de reliefs pré-existants et la topographie locale. Ainsi, la géométrie des rides de l'unité  $\delta 1$  suggère que l'écoulement des produits d'avalanche de débris a été contrôlé, en amont, par un haut topographique majeur au sein des Formations Médiannes et, en aval, par la pente de la Zone de Sédimentation Est. La bordure sud des Formations Médiannes est disséquée par les produits de l'unité  $\delta 1$ . L'avalanche de débris  $\delta$  est donc plus récente que les dépôts de l'unité  $\alpha$  des Formations Médiannes (Figure 2-61). Nous proposons finalement que la mise en place de l'unité  $\chi$

est antérieure à celle des formations  $\delta$  (Figures 2-57 à 2-61) et que les deux ensembles constituent les dépôts de deux événements indépendants successifs. Une hypothèse alternative serait de les considérer comme les produits d'un même épisode de déstabilisation. Les produits d'avalanche de débris auraient ainsi contournés l'unité  $\beta$  antérieure jusqu'au plancher océanique, sous contrôle structural du soubassement distal du Plateau Sous-Marin Est (Figure 2-61). Les données marines disponibles sont cependant, à l'heure actuelle, insuffisantes (absence de données à la jonction entre l'unité  $\chi$  et l'unité  $\delta_1$ ; Figure 2-61) pour valider l'une ou l'autre hypothèse.

#### II.3.6.4 Reconstitution de l'histoire du Relief Sous-Marin Nord

Sur la base de l'ensemble des descriptions précédentes, nous proposons une reconstitution de la formation du Relief Sous-Marin Nord, qui synthétise notre interprétation du flanc septentrional de l'île (Figure 2-61):

► L'ensemble des unités  $\alpha$  et les Formations Occidentales constituent les dépôts de la déstabilisation la plus ancienne ayant affecté le flanc nord du massif du Piton des Neiges (**événement *nN1*** sur la figure 2-61). Cette avalanche de débris correspond à un événement majeur au cours de l'édification du centre éruptif nord-ouest de l'île, puisque (1) les dépôts supposés de cette déstabilisation sont retrouvés sur la quasi totalité de la zone couverte par le Relief Sous-Marin Nord (superficie de plus de 4000 km<sup>2</sup>) et (2) des blocs de taille kilométrique ont été déplacés à plus de 60 km des côtes. L'extension des dépôts au nord est soulignée par des rides sédimentaires sur le plancher océanique qui se sont probablement formées, par plissement-rebroussement de la couverture sédimentaire pélagique, lors de la mise en place de cette avalanche de débris majeure ancienne (cf § 1.3.1.). L'âge de cette déstabilisation est indéterminé, mais pourrait être relativement important au vu du démantèlement avancé des dépôts, souligné par la géométrie anormale des unités  $\alpha_1$  et  $\alpha_2$  et la structure disséquée des Formations Occidentales (Figures 2-57 et 2-58A);

► Les avalanches de débris postérieures correspondent à des événements de taille plus modeste, mais constituent néanmoins des déstabilisations majeures de la partie septentrionale de l'île dont la chronologie relative est présentée sur la figure 2-61. Ces avalanches de débris déposent successivement:

- l'unité ancienne, baptisée *a*, des Formations Médiannes. Cette unité constitue soit (1) un complexe où sont réunis les dépôts de 3 avalanches de débris distinctes (**événements *nN2a*, *nN2b*, *nN2c***), soit (2) les dépôts d'un unique épisode de déstabilisation présentant des variations latérales de faciès (**événement *nN2a-c***);

- l'unité  $\beta$  des Formations Orientales (**événement nN3**). La partie aval des dépôts de cette avalanche de débris présente des évidences de déstabilisations sous-marines secondaires;

- l'unité  $\chi$  des Formations Orientales (**événement nN4**). Les produits impliqués dans cet déstabilisation ont vraisemblablement été canalisés dans l'entonnoir formé par la Zone de Sédimentation Est, bordé au nord par l'accumulation des dépôts d'avalanches de débris précédents (unités  $\alpha$  des Formations Médianes et  $\beta$  des Formations Orientales) et au sud par le relief du soubassement distal du Plateau Sous-Marin Est. Ils se sont accumulés à son exutoire, tout en contournant l'unité  $\beta$  et en prenant une direction divergente par rapport au Plateau Sous-Marin Est. Ce dernier a vraisemblablement joué un rôle dans la mise en place des dépôts les plus distaux. L'événement nN4 est plus jeune que 1.8 Ma (âge supposé du soubassement distal du Plateau Sous-Marin Est) et plus ancien que l'ensemble des Formations du Râlé-Poussé, soit d'âge supérieur à 150 ka (Figure 2-55);

- l'ensemble  $\delta$  des Formations Orientales et Médianes (**événement nN5**). L'écoulement et le dépôt des produits de cette avalanche de débris ont été largement influencés par les reliefs pré-existants formés, en zone littorale, par les unités  $\alpha$  et  $\beta$  mais également par la topographie locale (pente de la Zone de Sédimentation Est). L'avalanche de débris a ainsi contournée l'unité  $\beta$  précédente, s'est propagée au sein du Chenal Est, au nord, et est à l'origine du champ de rides remarquable au sein de la Zone de Sédimentation Est, au sud;

- les unités b et c des Formations Médianes (**événements nN6 et nN7**). Ces unités constituent les dépôts des événements les plus jeunes ayant affecté le flanc nord du massif du Piton des Neiges. Leur âge est indéterminé. Les produits de ces deux avalanches de débris ont contourné le massif proéminent pré-existant formé par l'unité  $\alpha_1$ . L'avalanche de débris, à l'origine de l'unité b, pourrait constituer un événement de remobilisation de dépôts d'avalanche de débris antérieurs.

L'analyse détaillée du Relief Sous-Marin Nord met ainsi en évidence au moins 7 épisodes de déstabilisations de type avalanche de débris qui ont affecté successivement le flanc nord du massif du Piton des Neiges. L'extension des dépôts de la plupart de ces déstabilisations jusqu'au pied du plateau sous-marin côtier de la zone septentrionale de l'île suggère qu'une grande partie de ces événements multi-échelles est d'origine sub-aérienne. L'âge de ces déstabilisations n'est pas déterminé de façon absolue.

## II.4. Le Relief Sous-Marin Ouest



Relief Ouest → cf p. 191

### II.4.1. Description d'ensemble

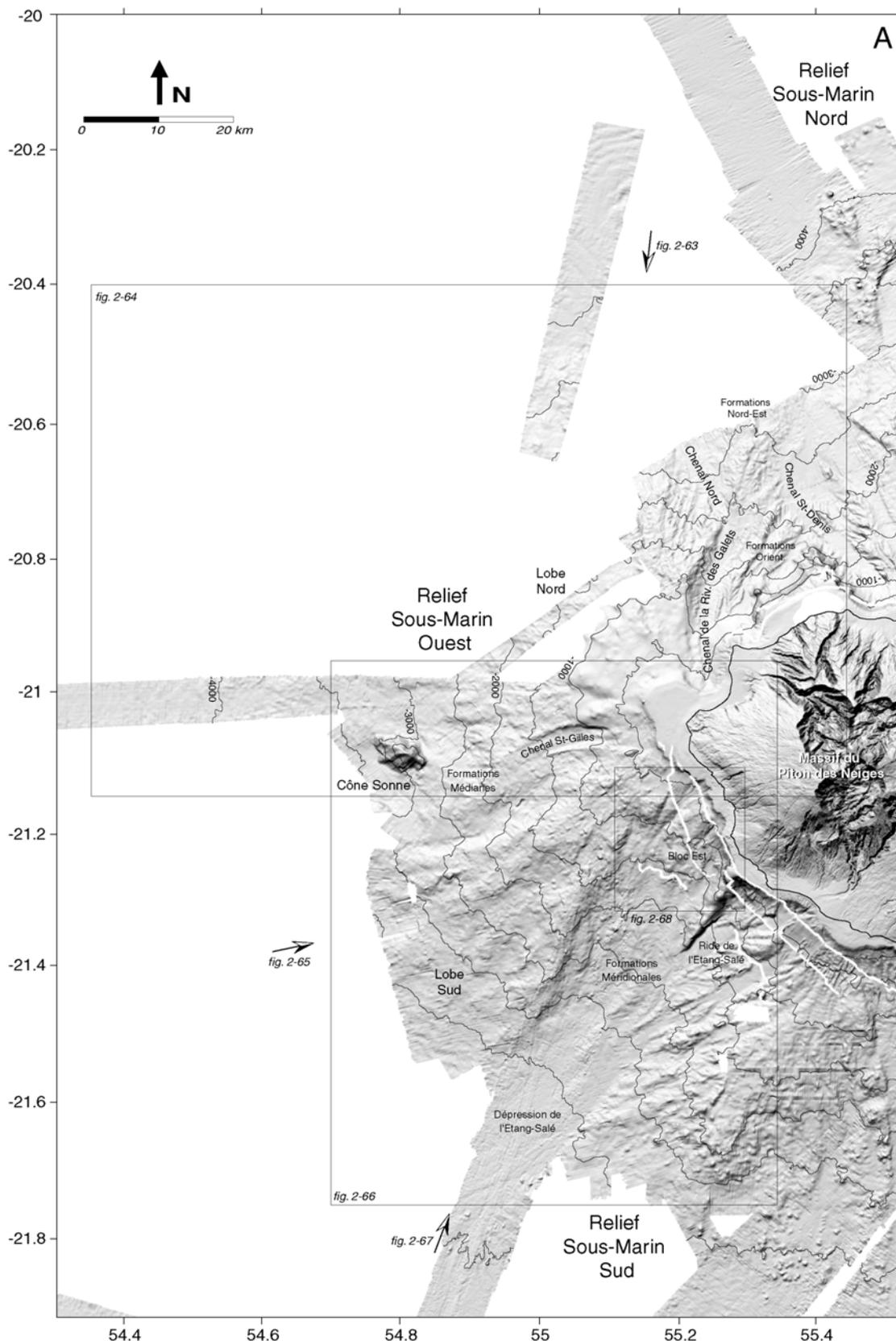
Le Relief Sous-Marin Ouest est situé dans le prolongement des pentes occidentales du Piton des Neiges (Figure 2-62). Il constitue, au premier ordre, un éperon triangulaire de 180° d'ouverture, qui s'étend sur 50 à 60 km jusqu'au plancher océanique à -4000 m (pente moyenne 3°). Sa largeur est d'environ 25 km au niveau de la côte et de près de 150 km dans sa partie distale. Le Relief Sous-Marin Ouest couvre ainsi une surface estimée à environ 5000 km<sup>2</sup>, soit deux fois la superficie de la partie émergée de l'île de La Réunion. Il est délimité, côté sud, par la Ride de l'Etang-Salé (cf § I.2.3.2.), la Dépression de l'Etang-Salé et le Relief Sous-Marin Sud (cf § II.5.), et, côté nord, par le massif de La Montagne (cf § I.2.3.2.), le Chenal Saint-Denis (cf § II.3.5.) et le Relief Sous-Marin Nord (cf § II.3.; Figure 2-62). Dans le détail, le Relief Ouest présente une organisation complexe, marquée par deux excroissances topographiques majeures, le Lobe Nord et le Lobe Sud, séparées par le Chenal Saint-Gilles et les Formations Médiannes (Figure 2-62). Au pied de ces lobes principaux sont juxtaposées des formations latérales secondaires. A l'est du Lobe Nord, les Formations Nord-Est et Orientales sont séparées du lobe principal par le Chenal Nord et le Chenal de la Rivière des Galets (Figure 2-62). Au sud/sud-est du Lobe Sud, les Formations Méridionales comblent la Dépression de l'Etang-Salé et le Bloc Est correspond à une structure massive littorale.

Le Relief Sous-Marin Ouest est très mal couvert par les données multifaisceaux haute résolution. L'essentiel de la structure est soit, non couvert, soit résolu par les données monofaisceaux SHOM ou les données de bathymétrie Hydrosweep du Sonne, qui ne présentent, ni la précision, ni la résolution, des sondeurs du Marion Dufresne ou de l'Atalante (cf Chap. 2, Tableau 2-1). Seules la partie nord et une bande au sud de la structure sont couvertes par des données de bathymétrie et d'imagerie acoustique Simrad et Thales. Notre étude ne présentera donc pas le détail de celle proposée pour les Reliefs Sous-Marins Est et Nord. La partie septentrionale du Relief Sous-Marin Ouest a été étudiée en détail par Oehler et al. (2004a; Figure 2-45B) et leurs principaux résultats seront très largement repris.

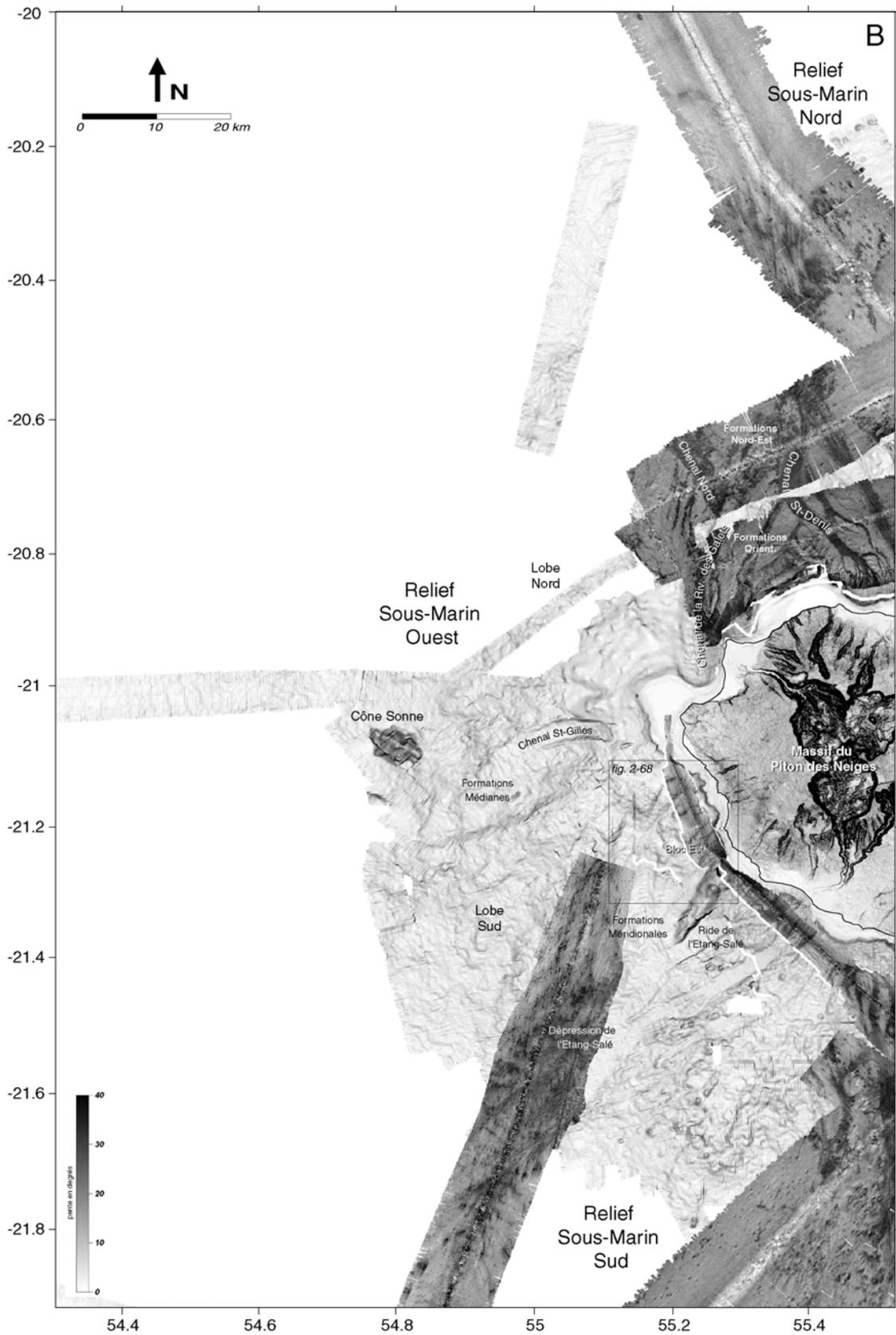
### II.4.2. Le Lobe Nord et les formations latérales est

#### II.4.2.1 Le Lobe Nord

Le Lobe Nord correspond à un éperon proéminent de 300 à 400 m de haut par rapport aux formations environnantes, dont les dimensions sont estimées à plus de 50 km de long, 6 km de large au niveau de la zone littorale et 70 km à la limite du plancher océanique à -4000m (Figures 2-63 et 2-64). Il constitue une excroissance topographique majeure de la zone septentrionale, globalement orientée N130-140°, délimitée, côté sud, par le Chenal Saint-Gilles et les Formations Médiannes (cf § II.4.4.) et,



**Figure 2-62: Vue d'ensemble de la région sous-marine ouest de l'édifice volcanique de La Réunion.**  
 A/ Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-est). Les courbes de niveaux sont représentées tous les 500 m. B/ Image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. Les images indiquent la localisation des figures utilisées pour l'analyse détaillée des structures majeures de la région.



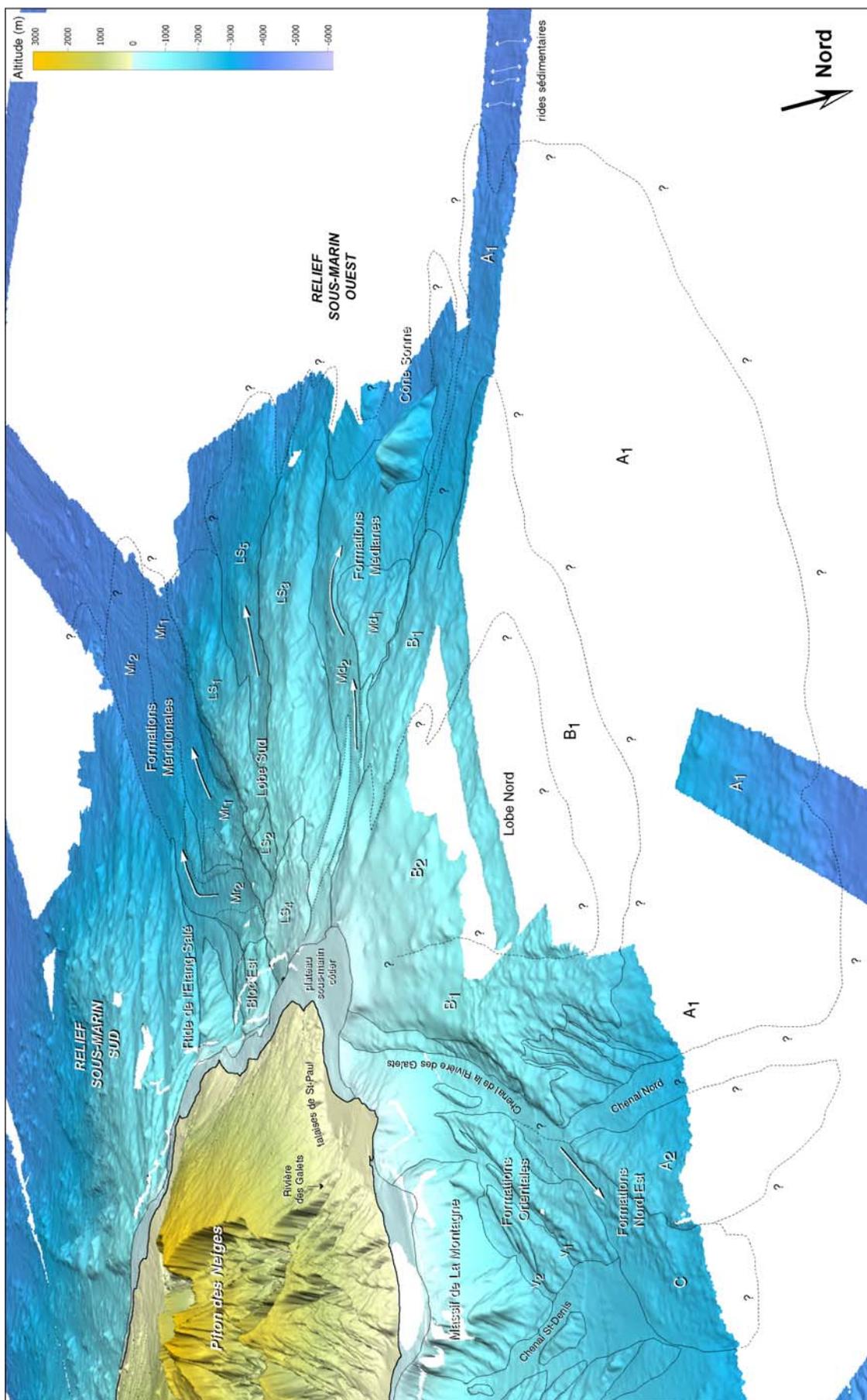


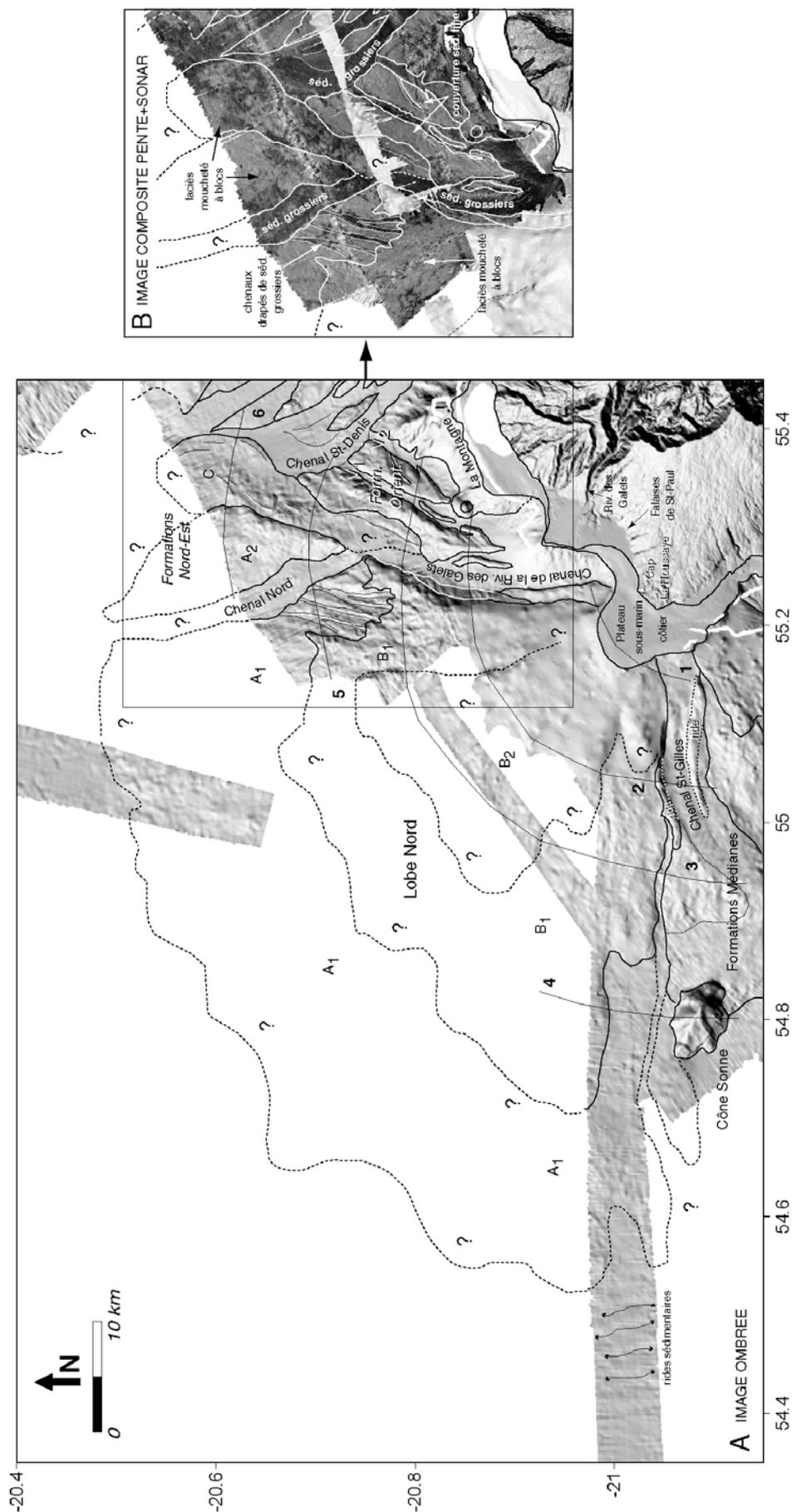
Figure 2-63: Vue à trois dimensions centrée sur le Lobe Nord. Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-ouest) et drapée sur ce même MNT représenté en trois dimensions (exag. vert. X3).

côté est, par le Chenal Nord et le Chenal de la Rivière des Galets (cf § II.4.2.4.). La partie proximale du lobe est caractérisée par le plateau sous-marin côtier (cf § I.1.), qui présente une extension remarquable vers le large d'au moins 7 km et sur lequel s'est développé le lagon de Saint-Gilles. La partie distale est mal contrainte mais l'extension du lobe est limitée par des rides sédimentaires à l'ouest (cf § I.3.1) et une rupture de pente nette au nord (Figures 2-63 et 2-64). Des rides sédimentaires sont également identifiées à l'extrême nord de la bande de bathymétrie Hydrosweep isolée, disponible dans la zone (Figure 2-62). Elles pourraient indiquer une extension plus importante du Lobe Nord vers le nord-est.

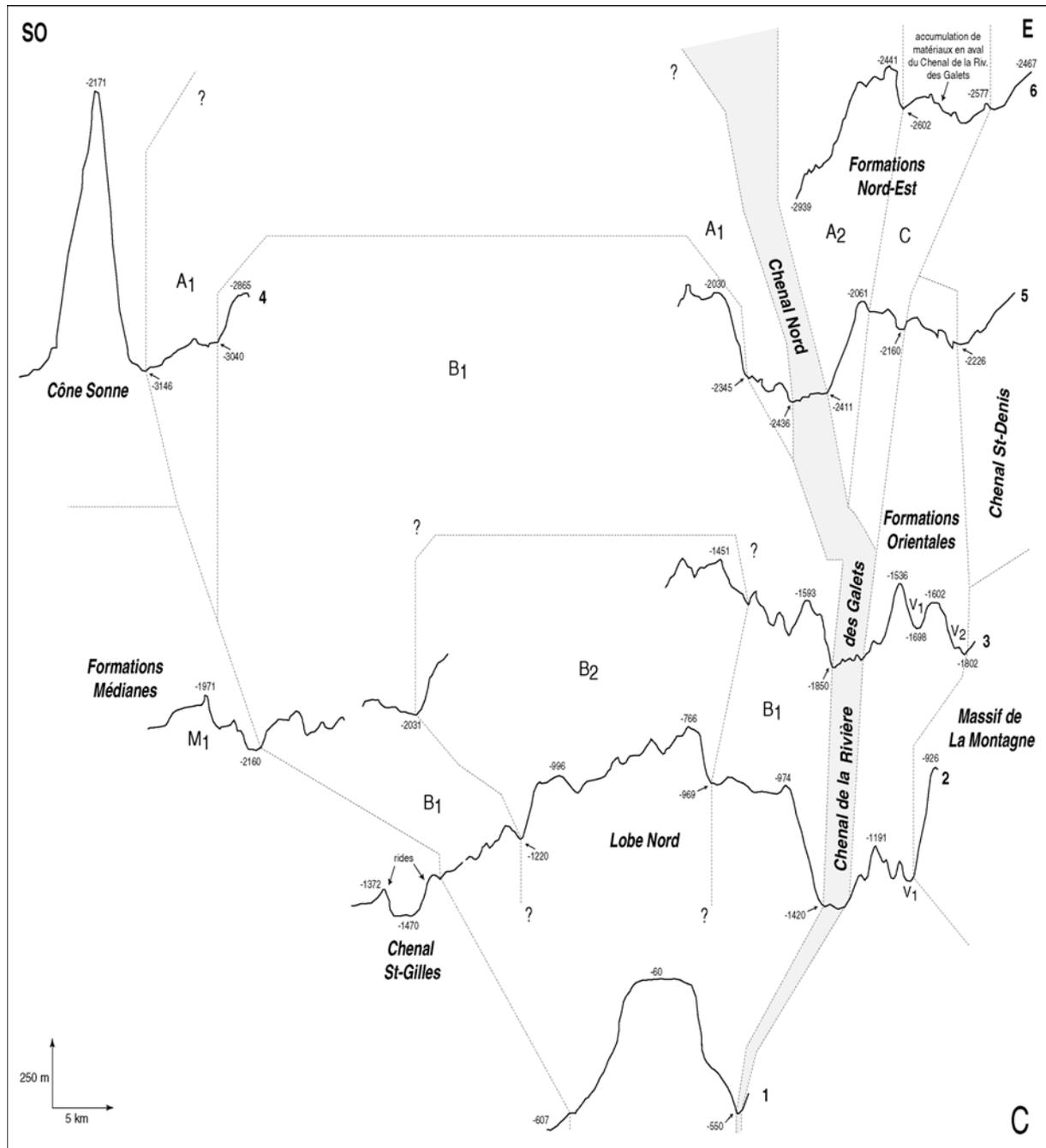
Le Lobe Nord présente une morphologie chaotique et une signature acoustique globalement claire mais mouchetée (au moins dans la partie orientale du lobe) caractéristiques de dépôts d'avalanches de débris recouverts de façon significative par des sédiments fins (Figures 2-63 et 2-64). Les blocs les plus importants sont de taille pluri-hectométrique à kilométrique. Le Lobe Nord apparaît, au vu des données disponibles, comme une structure hétérogène. L'analyse des données de bathymétrie et d'imagerie permet de caractériser au moins 2 et peut-être 3 unités, baptisées A1, B1 et B2, superposées au sein de la structure (Figures 2-63 et 2-64). L'unité A1 présente une extension similaire à celle identifiée par Oehler et al. (2004a; Figure 2-45B). L'unité B a été séparée en deux sous-unités B1 et B2. Dans la partie orientale du lobe, l'unité basale A1 présente une morphologie perturbée, disséquée par des petits chenaux, de 300 m de large et 6-7 km de long en moyenne, drapés de matériaux grossiers à fortes valeurs de réflectivité (Figures 2-63 et 2-64). Ces chenaux ne sont pas connectés à la côte et sont interrompus par l'unité B1, de surface plus lisse que l'unité précédente, placée en position stratigraphique supérieure (Figures 2-63 et 2-64). La partie sud du lobe présente une organisation similaire. Un escarpement net (pentes de 10°) marque la limite entre une unité basale, qui s'étend jusqu'au plancher océanique et une unité supérieure, placée 200 m plus haut que la première (Figure 2-64C). Ces unités pourraient correspondre aux prolongements sud des unités A1 et B1, qui constitueraient ainsi l'essentiel de la structure du Lobe Nord. Une unité B2 pourrait être superposée à l'ensemble A1-B1 comme illustré par les profils topographiques réalisés dans la zone proximale du lobe (cf profils 2 et 3 sur la figure 2-64C), qui mettent en évidence une structure placée en position stratigraphique supérieure par rapport aux deux précédentes.

#### II.4.2.2 Les Formations Nord-Est

Les Formations Nord-Est correspondent à des terrains juxtaposés au nord-est du Lobe Nord, bordés, côté est, par le Chenal Saint-Denis (cf § II.3.5.) et côté ouest, par le Chenal Nord (cf § II.4.2.4.; Oehler et al., 2004a; Figures 2-45B, 2-63 et 2-64). La signature morphologique et acoustique contrastée de ces terrains suggère de distinguer au moins deux unités constitutives des Formations Nord-Est. A l'ouest, l'unité baptisée A2, est définie par un faciès sonar globalement clair mais moucheté, proche de celui observé pour le Lobe Nord, qui caractérise une surface où des blocs de



**Figure 2-64: Caractéristiques morphologiques et acoustiques du Lobe Nord et des formations latérales est.** A/ Image ombrée de la zone, calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-est). B/ Extrait de l'image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. C/ Profils topographiques réalisés perpendiculairement aux structures et localisés sur l'image ombrée (exag. vert. X20). Les valeurs négatives sont des indications de profondeurs.



taille pluri-hectométrique sont ennoyés sous une matrice sédimentaire fine (Figures 2-63, 2-64A et C). A2 correspond à une structure proéminente de forme triangulaire, d'environ 1 km de large en amont à -2000 m et 7 km en aval à -2500 m. Elle est bordée à l'ouest, par une paroi abrupte (pentes de 10-12°) qui constitue le mur oriental du Chenal Nord et, à l'est, par une ride allongée, orientée N20°, de 10 km de long et 1 km de large (Figure 2-64C). A l'est de cette ride, l'unité C, de signature acoustique mouchetée typique des dépôts d'avalanches de débris (Figure 2-64B), est constituée de terrains de surface relativement plus chaotique que l'unité A2 précédente (Figures 2-63 et 2-64A). Les plus gros blocs de taille pluri-hectométrique, s'organisent en rides allongées ou forment des lobes latéraux. L'unité C s'insère entre l'unité A2 et les Formations Orientales (cf § II.4.2.3.), comble l'exutoire du Chenal de La Rivière des Galets (cf § II.4.2.4.), celui du Chenal Saint-Denis, expliquant la géométrie courbe remarquable de cette dépression (cf § II.3.5.), et dissèque les terrains de l'unité b1 du Relief Sous-Marin Nord (Figures 2-57, 2-58, 2-63 et 2-64).

#### II.4.2.3 Les Formations Orientales

Les Formations Orientales définissent un complexe de rides, placé au sud-est du Lobe Nord et délimité, côté est par le Chenal Saint-Denis (cf § II.3.5.), côté nord par l'unité C des Formations Nord-Est (cf § II.4.2.2.), côté ouest par le Chenal de la Rivière des Galets (cf § II.4.2.4.) et côté sud par le massif de La Montagne (cf § I.2.3.2.; Oehler et al., 2004a; Figures 2-45B, 2-63 et 2-64). Le complexe, globalement orienté N20-30°, est composé de deux rides principales de dimensions conséquentes, une ride nord-ouest de 20 km de long et 3 km de large et une ride sud-est de 10 km de long et 3 km de large, les deux atteignant 100 à 150 m de haut (Figure 2-64C). Ces rides sont délimités au nord-est par un escarpement net qui souligne leur dissection au niveau du Chenal Saint-Denis (Figures 2-63 et 2-64A). Elles sont séparées entre elles et du massif de La Montagne par deux chenaux, baptisés V1 et V2, drapés de matériaux grossiers à fortes valeurs de réflectivité (Figure 2-64B). Ces chenaux, de 15 km et 10 km de long respectivement et de 300 à 500 m de large, soulignent un démantèlement avancé des Formations Orientales, également mis en évidence par les petites structures allongées juxtaposées aux rides principales en amont, qui résultent vraisemblablement de l'érosion de ces dernières (Figure 2-64A). La signature acoustique des Formations Orientales est globalement claire et caractérise des terrains recouverts de façon significative par des sédiments fins (Figure 2-64B).

#### II.4.2.4 Le Chenal de la Rivière des Galets et le Chenal Nord

Le Chenal de la Rivière des Galets et le Chenal Nord forment des dépressions majeures de la zone septentrionale du Relief Sous-Marin Ouest. La signature morphologique et acoustique de ces chenaux, de surface lisse sur la bathymétrie (Figures 2-63 et 2-64A) et définie par un faciès sonar sombre à fortes valeurs de réflectivité (Figure 2-64B), indique qu'ils sont drapés de matériaux détritiques grossiers issus du démantèlement de l'île (cf § I.2.2.).

◆ Le Chenal de la Rivière des Galets s'insère entre la structure du Lobe Nord (cf § II.4.2.1) et les Formations Orientales (cf § II.4.2.3.; Figures 2-63 et 2-64). Il est relié à la côte et correspond au prolongement sous-marin de la Rivière des Galets, rivière pérenne de la partie nord-ouest de l'île de La Réunion. Les dimensions de la dépression sous-marine atteignent au moins 20 km de long et 2 à 3 km de large. Elle présente une géométrie courbe avec une orientation sud-nord dans sa zone proximale et N25° plus en aval. Cette géométrie suggère un contrôle structural du Lobe Nord lors du creusement du Chenal de la Rivière des Galets. La partie amont du chenal se caractérise par une structure en amphithéâtre remarquable qui forme une échancrure au sein du plateau sous-marin côtier (cf § I.1.; Figures 2-63 et 2-64). Le Chenal de la Rivière des Galets est bordé à l'est et à l'ouest par des parois abruptes (pentes supérieures à 15° par endroits) de 200 à 500 m de haut (Figure 2-64C). Il est comblé vers 2000 m de profondeur par les produits de l'unité C des Formations Nord-Est (cf § II.4.2.2.).

◆ Le Chenal Nord sépare le Lobe Nord (cf § II.4.2.1) des Formations Nord-Est (cf § II.4.2.2.; Figures 2-63 et 2-64). Ses dimensions sont d'au moins 11 km de long et 3 km de large (sa partie aval n'est pas couverte par les données). Contrairement au Chenal de la Rivière des Galets, le Chenal Nord n'est pas relié à la côte et s'est formé conformément à la direction de plus grande pente, selon une direction N150°. La partie supérieure du chenal est directement connectée au Chenal de la Rivière des Galets, en amont de l'unité C des Formations Nord-Est.

### *II.4.3. Le Lobe Sud et les formations latérales sud/sud-est*

#### II.4.3.1 Le Lobe Sud

Le Lobe Sud constitue un éperon proéminent de 400 à 600 m de haut par rapport aux formations alentours, de plus de 50 km de long, et de 7 km de large dans la zone littorale à près de 40 km à environ 3600 m de profondeur (Figures 2-65 et 2-66). Le Lobe Sud, globalement orienté N50°, est délimité, côté nord, par le Chenal Saint-Gilles et les Formations Médiannes (cf § II.4.4.) et, côté sud, par la Dépression de l'Etang-Salé (cf § II.4.3.2.) et les formations latérales sud/sud-est, soit les Formations Méridionales (cf § II.4.3.2.) et le Bloc Est (cf § II.4.3.3.). Sa limite d'extension vers le large est soulignée par des rides sédimentaires au sud (Figures 2-65 et 2-66).

Le Lobe Sud constitue sans ambiguïté une structure chaotique et hétérogène. Sa morphologie de surface est marquée par de nombreux blocs pluri-hectométriques, les plus importants atteignant 500 à 600 m de large (Figures 2-65 et 2-66A). La signature acoustique relativement claire mais mouchetée de la partie sud du lobe souligne cette morphologie perturbée, typique des dépôts d'avalanches de débris et met en évidence une couverture sédimentaire fine importante des formations (Figure 2-66B). L'analyse détaillée des données disponibles suggère de distinguer au moins 5 ensembles au sein du Lobe Sud, baptisés de LS1 à LS5 (Figures 2-65 et 2-66):

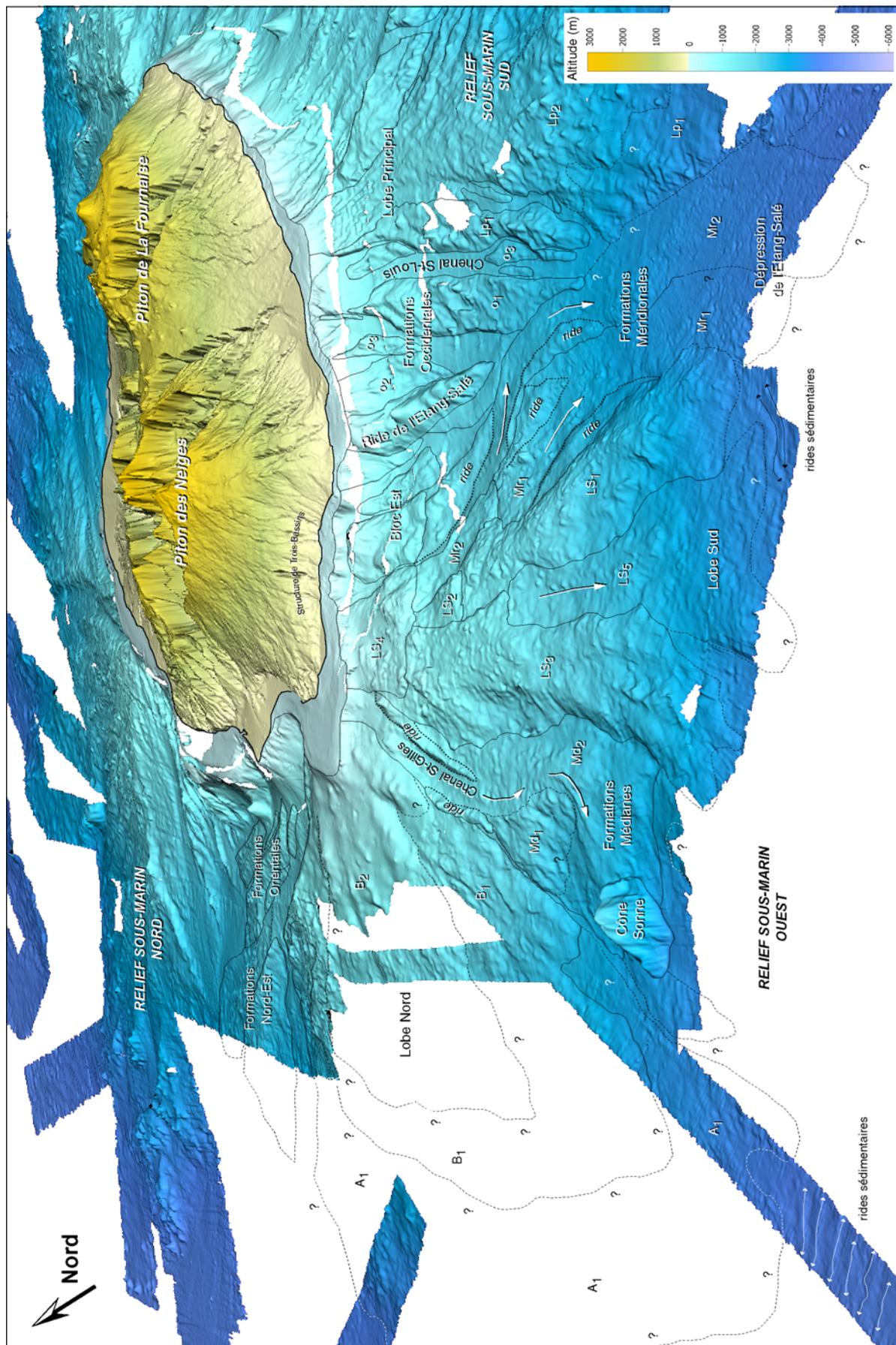


Figure 2-65: Vue à trois dimensions centrée sur le Lobe Sud. Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le sud-ouest) et drapée sur ce même MNT représenté en trois dimensions (exag. vert. X3).

◆ Le Lobe Sud s'organise selon deux structures principales allongées, les unités LS1 et LS3, dont les dimensions atteignent 5 à 10 km de large et plus de 35 km de long, d'environ 1000 m à 3700 m de profondeur (Figures 2-65 et 2-66A). Ces structures proéminentes, délimitées par des parois abruptes (pentes de 10-15°), sont placées 200 à 600 m plus haut que les formations alentours. Dans la partie amont du lobe, les unités LS1 et LS3 sont superposées, LS3 étant placée en position stratigraphique supérieure (cf profil 3 sur la figure 2-64C). Elles divergent ensuite vers l'aval selon les directions N25° et N55° respectivement. Nous proposons de distinguer un ensemble LS2 en amont de la structure LS1 (Figures 2-65 et 2-66). Les terrains LS2 sont en effet séparés de ceux des unités LS1 et LS3 par des escarpements nets à l'ouest et au sud, qui placent LS2 en position stratigraphique supérieure par rapport à LS1 et inférieure par rapport à LS3 (Figures 2-65, 2-66A et C);

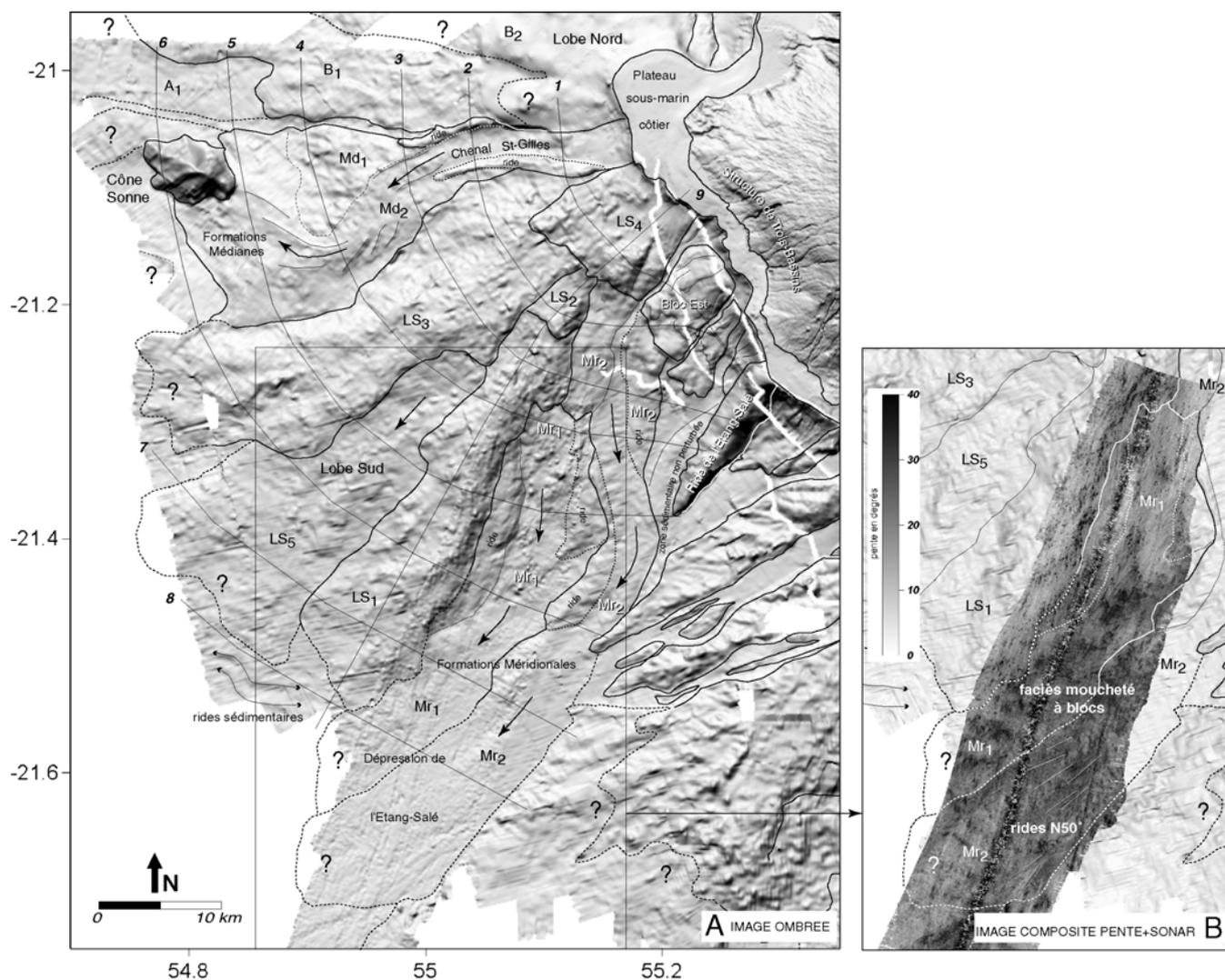
◆ L'unité LS4 forme la partie proximale du Lobe Sud (Figures 2-65 et 2-66). Elle définit un massif de 10 km de long, de 7 km de large en zone littorale et de 12 km à 700-1000 m de profondeur. Ce massif, clairement placé en position stratigraphique supérieure par rapport à l'ensemble des unités du Lobe Sud (profil 9 sur la figure 2-66C), est limité au sud-ouest par un escarpement net (pentes de 15 à 17°). Sa morphologie chaotique est typique des formations à blocs. La bathymétrie met cependant en évidence, principalement dans la zone proximale de l'unité, de larges plages à surface lisse qui doivent correspondre à un ennoïement des formations par des sédiments détritiques (Figures 2-65 et 2-66A);

◆ L'unité LS5 correspond à une excroissance topographique, de 200 à 300 m d'épaisseur, de près de 20 km de long et de 15 km de large au maximum, placée dans la zone distale du Lobe Sud en aval d'une zone déprimée, d'au moins 10 km de long et de 5 km de large, qui s'insère entre les structures LS1 et LS3 précédentes (Figures 2-65 et 2-66). Cette dépression est limitée en amont, vers 1500 m de profondeur, par un escarpement en forme de fer à cheval, qui intersecte à la fois LS1 et LS3. Elle est bordée par des parois abruptes (pentes de 15°) de 200 à 300 m de haut et comblée en aval, vers 2400 m de profondeur, par les produits de l'unité LS5.

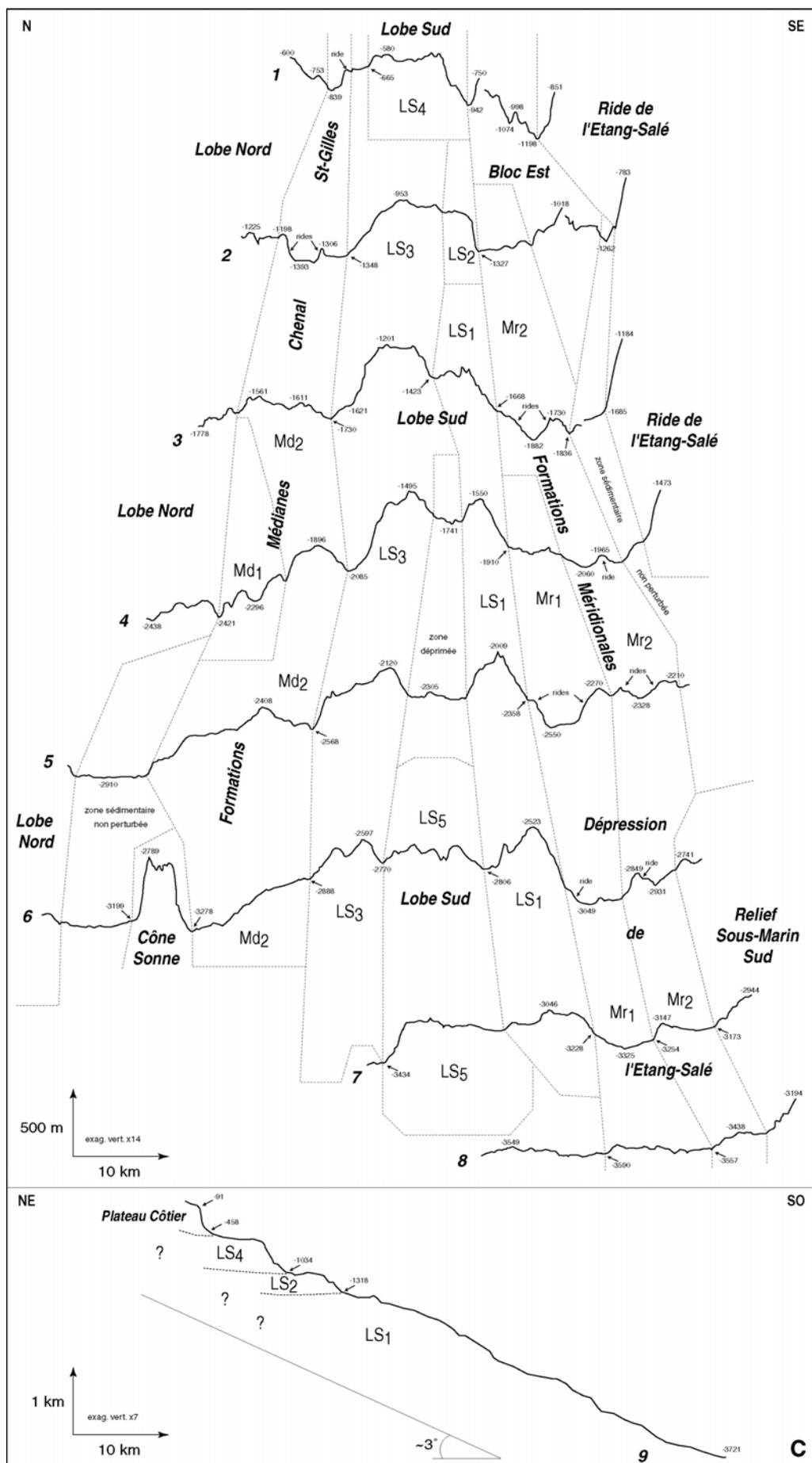
#### II.4.3.2 La Dépression de l'Etang-Salé et les Formations Méridionales

La Dépression de l'Etang-Salé constitue une zone déprimée remarquable de la zone immergée occidentale de l'île de La Réunion, d'au moins 50 km de long, 10 km de large en moyenne et de 200 à 500 m de profondeur (Figures 2-66 et 2-67). Cette dépression, globalement orientée N30°, sépare les Reliefs Sous-Marins Ouest et Sud. Elle est délimitée en amont par le Bloc Est (cf § II.4.3.3.) et la Ride de l'Etang-Salé (cf § I.2.3.2). Sa terminaison aval n'est pas couverte par les données disponibles.

La Dépression de l'Etang-Salé constitue une zone naturelle d'accumulation des produits volcano-sédimentaires résultant du démantèlement du contexte sub-aérien. Sa morphologie de surface



**Figure 2-66: Caractéristiques morphologiques et acoustiques du Lobe Sud, des Formations Médiannes, du Chenal Saint-Gilles et des formations latérales sud/sud-ouest.** A/ Image ombrée de la zone, calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-est). B/ Extrait de l'image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. C/ Profils topographiques réalisés perpendiculairement aux structures et localisés sur l'image ombrée. Les valeurs négatives sont des indications de profondeurs.



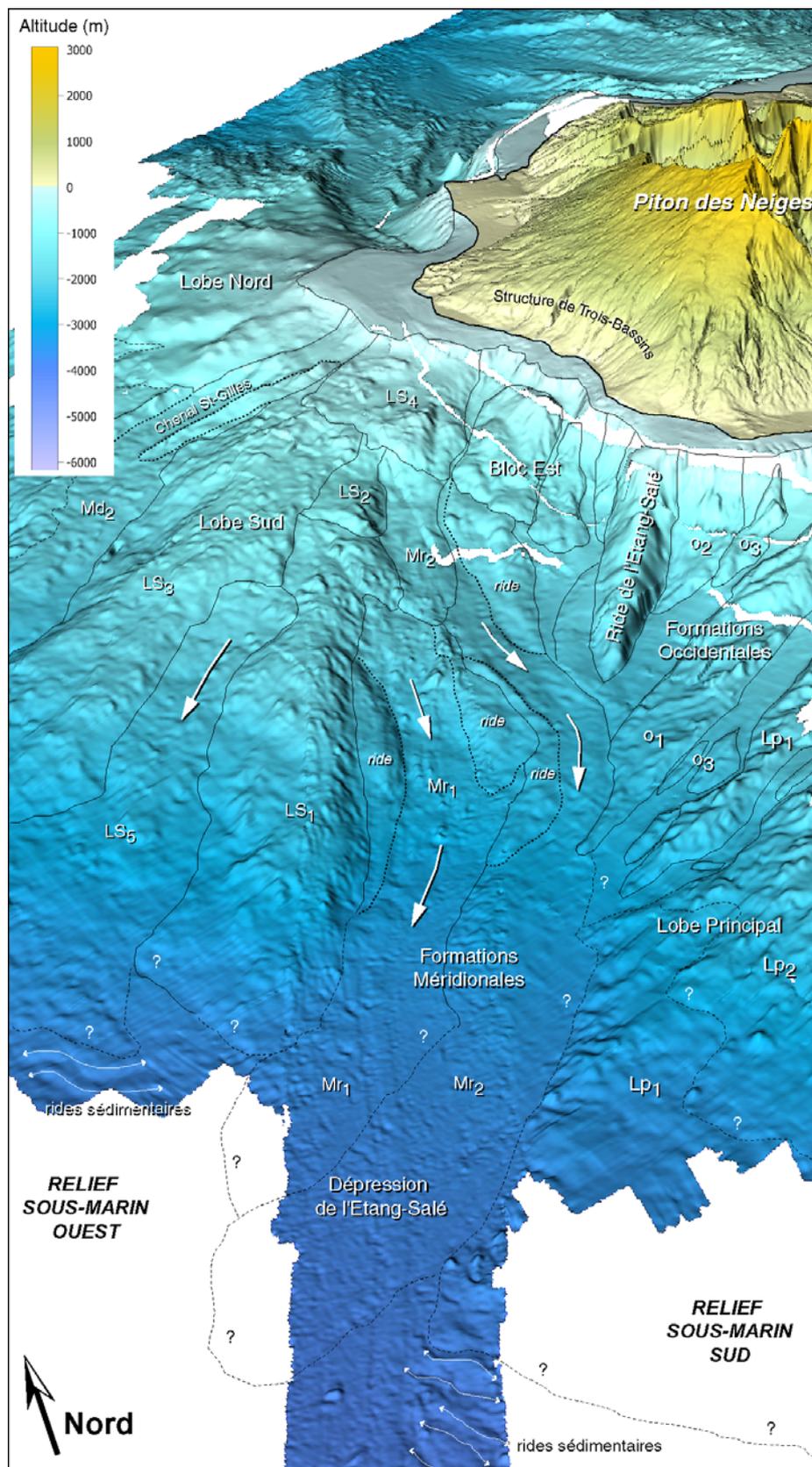
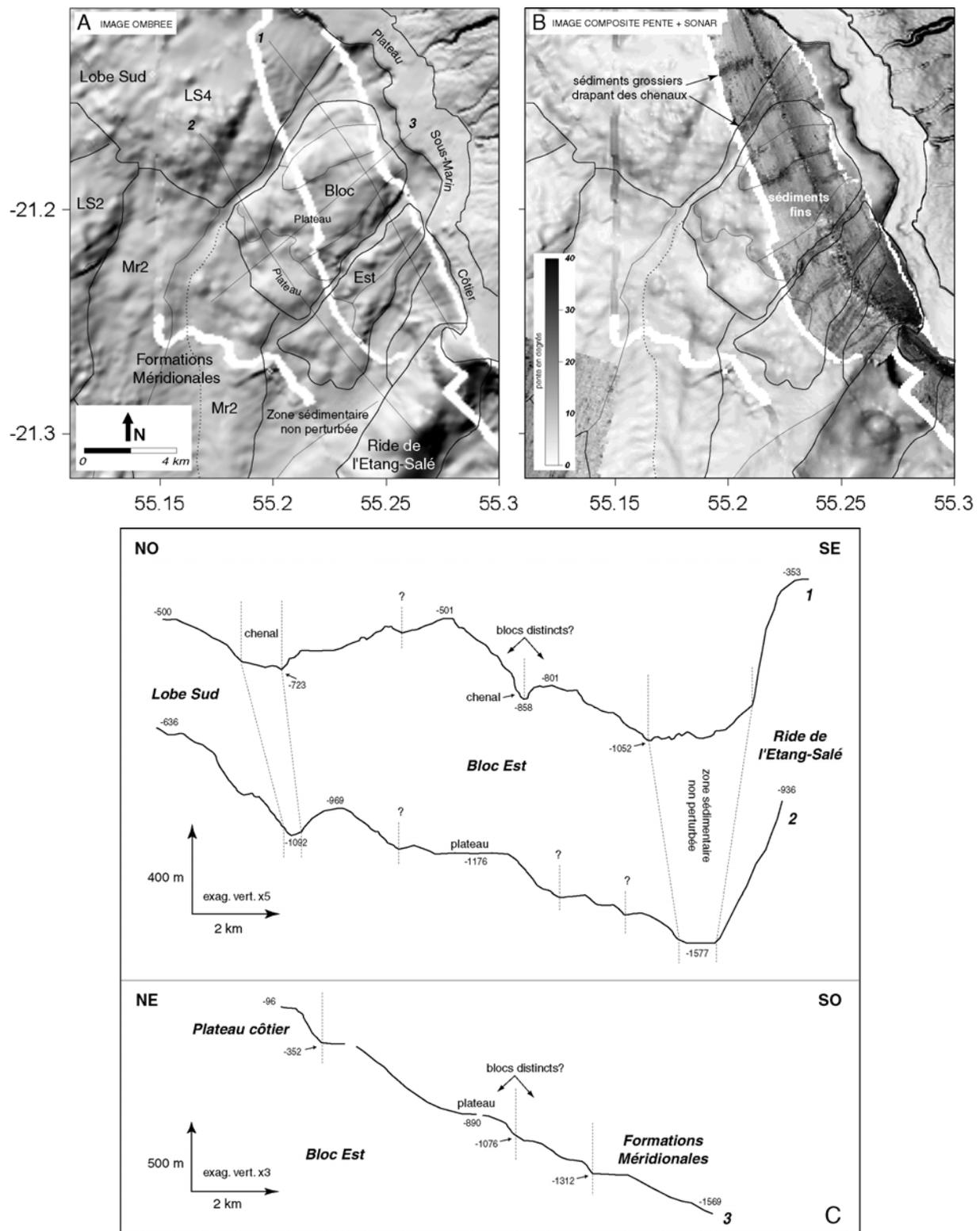


Figure 2-67: Vue à trois dimensions centrée sur les Formations Méridionales. Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le sud-ouest) et drapée sur ce même MNT représenté en trois dimensions (exag. vert. X3).

est contrastée et met en évidence, (1) des plages de surface adoucie sur la bathymétrie, limitées à la partie amont de la dépression et interprétées comme des zones d'accumulation de sédiments détritiques (Figures 2-66A et 2-67), et (2) des terrains de surface perturbée, chaotiques, qui drapent la dépression dans sa quasi-totalité et comblent partiellement sa partie aval. Ces terrains, regroupés au sein des Formations Méridionales (Figures 2-66 et 2-67), sont définis par une signature acoustique mouchetée typique des dépôts d'avalanches de débris (Figure 2-66B). Leur organisation au sein de la Dépression de l'Etang-Salé est complexe. L'analyse détaillée des données de bathymétrie et d'imagerie suggère qu'au moins 2 unités, baptisées Mr1 et Mr2, sont juxtaposées au sein des Formations Méridionales (Figures 2-66 et 2-67):

◆ L'unité Mr1 s'étend à l'ouest de la Dépression de l'Etang-Salé, sur au moins 40 km de long et 5 à 8 km de large, depuis la partie amont de l'unité LS1 du Lobe Sud (cf § II.4.3.1.) à environ 1900 m de profondeur, jusqu'à l'exutoire de la dépression à 3700 m de profondeur (Figures 2-66 et 2-67). L'unité Mr1 est délimitée en amont par un escarpement net (pentes de 10-12°) en forme de demi-amphithéâtre, qui se prolonge vers l'aval, le long du Lobe Sud par une paroi abrupte, pentue de plus de 15°. La partie amont de l'unité est caractérisée par la présence de deux rides topographiques parallèles, séparées de 3 km et d'orientation conforme à la ligne de plus grande pente. La ride ouest, de 16 km de long, 2 km de large et 100 à 150 m de haut, est plaquée le long de la paroi du Lobe Sud (Figures 2-66A, C et 2-67). La ride est présente une extension plus limitée. Ses dimensions atteignent 11 km de long, 1 à 3 km de large et jusqu'à 250 m de haut. La morphologie de surface de l'unité Mr1 est contrastée d'amont en aval. En amont, de nombreux blocs de taille kilométriques sont reconnus sur la bathymétrie (Figures 2-66A et 2-67). En aval, la surface de l'unité est relativement plus adoucie. La dimension des blocs identifiés sur la bathymétrie et l'imagerie est en moyenne de 100 à 200 m (Figures 2-66A, B et 2-67);

◆ L'unité Mr2 est localisée en amont et à l'est de la Dépression de l'Etang-Salé (Figures 2-66 et 2-67). Les produits de l'unité Mr2 s'étendent sur près de 60 km de long et 5 km de large en moyenne, depuis la partie proximale du Lobe Sud (cf § II.4.3.1.) et le Bloc Est (cf § II.4.3.3.) à 1300 m de profondeur, jusqu'à l'exutoire de la dépression à plus de 3700 m de profondeur. L'unité Mr2 est délimitée en amont par un escarpement remarquable en forme de fer à cheval (Figures 2-66A et 2-67). Cet escarpement, pentu de 15 à 17°, est formé par la paroi est des unités LS1 et LS2 du Lobe Sud et la paroi sud-ouest de l'unité LS4 et du Bloc Est. La partie proximale de l'unité Mr2 est marquée par deux rides topographiques conformes à la ligne de plus grande pente, étroites et allongées, qui apparaissent décalées l'une par rapport à l'autre. La première ride en position proximale, globalement orientée nord-sud, s'étend à l'est de l'unité Mr2. Ses dimensions atteignent 11 km de long, 2-3 km de large et 100 à 150 m de haut. La seconde, plus distale, de 16 km de long, 500 m à 3 km de large et 100 à 150 m de haut, est placée à l'ouest de l'unité Mr2. Elle présente une géométrie courbe. En amont, elle est



**Figure 2-68: Caractéristiques morphologiques et acoustiques du Bloc Est.** A/ Image ombrée de la zone, calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-est). B/ Extrait de l'image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. C/ Profils topographiques réalisés perpendiculairement aux structures et localisés sur l'image ombrée. Les valeurs négatives sont des indications de profondeurs.

globalement orientée N165° et juxtaposée à la ride orientale de l'unité Mr1 (Figures 2-66A, C et 2-67). En aval, la structure est orientée N40°. Le lobe d'accumulation de l'unité Mr2 est placé en position stratigraphique supérieure par rapport à celui de l'unité Mr1 (Figure 2-66C). Sa surface est relativement adoucie, mais de nombreux blocs de taille moyenne 100 à 200 m sont identifiés sur la bathymétrie et l'imagerie (Figures 2-66A, B et 2-67). Ils s'organisent en rides de direction générale N50°.

#### II.4.3.3 Le Bloc Est

Le Bloc Est est une structure originale de la zone littorale, placée entre le Lobe Sud (cf § II.4.3.1.) et la Ride de l'Etang-Salé (cf § I.2.3.2). Il s'étend sur 10 km de long et 8 km de large, en aval du plateau sous-marin côtier (cf § I.1.), de 350 m à 1300 m de profondeur environ (Figures 2-67 et 2-68). La signature morphologique et acoustique de cette structure ne correspond pas à celle typique des dépôts d'avalanches de débris, retrouvée de façon générale sur les flancs immergés de La Réunion et définie par une surface chaotique à blocs et un faciès sonar moucheté. Le Bloc Est présente, au contraire, les caractéristiques d'une structure plus massive, constituée de plusieurs blocs plus ou moins cohérents, dont certains forment des plateaux d'extension kilométrique (Figure 2-68C). Ces blocs sont séparés (1) par des chenaux d'extension limitée, drapés de sédiments détritiques grossiers à fortes valeurs de réflectivité, qui dissèquent très largement le Bloc Est (Figure 2-68B), ou (2) par des escarpements nets (pentes de 15°) identifiables sur la bathymétrie (Figures 2-67, 2-68A et C). La signature acoustique du Bloc Est, globalement claire (Figure 2-68B), est attribuée à un recouvrement des formations par des sédiments fins.

#### II.4.4. Le Chenal Saint-Gilles et les Formations Médiannes

Le Chenal Saint-Gilles correspond à une zone déprimée de surface relativement lisse sur la bathymétrie qui s'étend, entre les Lobes Nord (cf § II.4.2.1.) et Sud (cf § II.4.3.1.), sur une quinzaine de km de long et 2 à 3 km de large, depuis le plateau sous-marin côtier (cf § I.1.) à -100 m jusqu'à environ -1500 m (Figures 2-65 et 2-66). La dépression est bordée au nord et au sud par deux rides topographiques parallèles, qui forment des structures linéaires étroites, conformes à la direction de plus grande pente. La ride sud, de 14 km de long, 1 km de large en moyenne et 100 à 150 m de haut, se prolonge en amont le long du Lobe Sud. La ride nord se place le long du Lobe Nord. Ses dimensions atteignent 8 km de long, 1 km de large en moyenne et 100 à 200 m de haut. La partie amont de la dépression est caractérisée par une échancrure au sein du plateau sous-marin côtier. Sa partie aval est comblée par les Formations Médiannes (Figures 2-65 et 2-66).

Les Formations Médiannes, situées dans le prolongement du Chenal Saint-Gilles, définissent un éperon de 20 km de long, de 6 km de large et 100 m d'épaisseur à 1500 m de profondeur, et de plus de 15 km de large et 400 m d'épaisseur à 2900 m de profondeur (Figures 2-65 et 2-66). Cet éperon

s'insère entre les Lobes Nord et Sud et vient buter sur le relief remarquable du Cône Sonne (cf § I.3.2.1.). Sur la base de critères morphologiques, nous distinguons deux ensembles, baptisés Md1 et Md2, au sein des Formations Médiannes (Figures 2-65 et 2-66). Les unités Md1 et Md2 sont caractérisées par une surface à blocs dont la taille atteint 500 m de large, mais la surface de l'unité Md1 est sensiblement plus rugueuse que celle de l'unité Md2. Md2 est placée en position stratigraphique supérieure par rapport à Md1 (Figure 2-66C). Des linéaments et des rides, formés par des alignements de blocs, suggèrent que les produits constitutifs de l'unité Md2 ont contourné l'unité Md1 (Figures 2-65 et 2-66A).

#### II.4.5. Interprétations et discussion

 Relief Ouest → cf p. 173

Le Relief Sous-Marin Ouest présente clairement des caractéristiques morphologiques et acoustiques comparables à celles des Reliefs Sous-Marins Est (cf § II.2.) et Nord (cf § II.3.). Les terrains constituant cette excroissance topographique remarquable sont globalement désorganisés, chaotiques et marqués par de nombreux blocs de taille pluri-hectométrique à kilométrique, identifiés au large jusqu'à 60 km du littoral. Cette morphologie à hummocks se traduit sur l'imagerie acoustique par un faciès sonar moucheté, typique des dépôts d'avalanches de débris. Le Relief Sous-Marin Ouest est par conséquent interprété comme une structure d'accumulation de produits allochtones, déplacés principalement dans des avalanches de débris majeures qui ont affecté la partie occidentale du massif du Piton des Neiges. La présente analyse, bien que limitée par une couverture hétérogène et incomplète de la zone et la faible résolution des données marines, souligne l'hétérogénéité du Relief Sous-Marin Ouest, où au moins une douzaine d'unités ont été identifiées. Elle suggère une formation complexe et progressive de l'excroissance topographique occidentale par l'accumulation en mer des dépôts de déstabilisations récurrentes et multi-échelles (Figure 2-69).

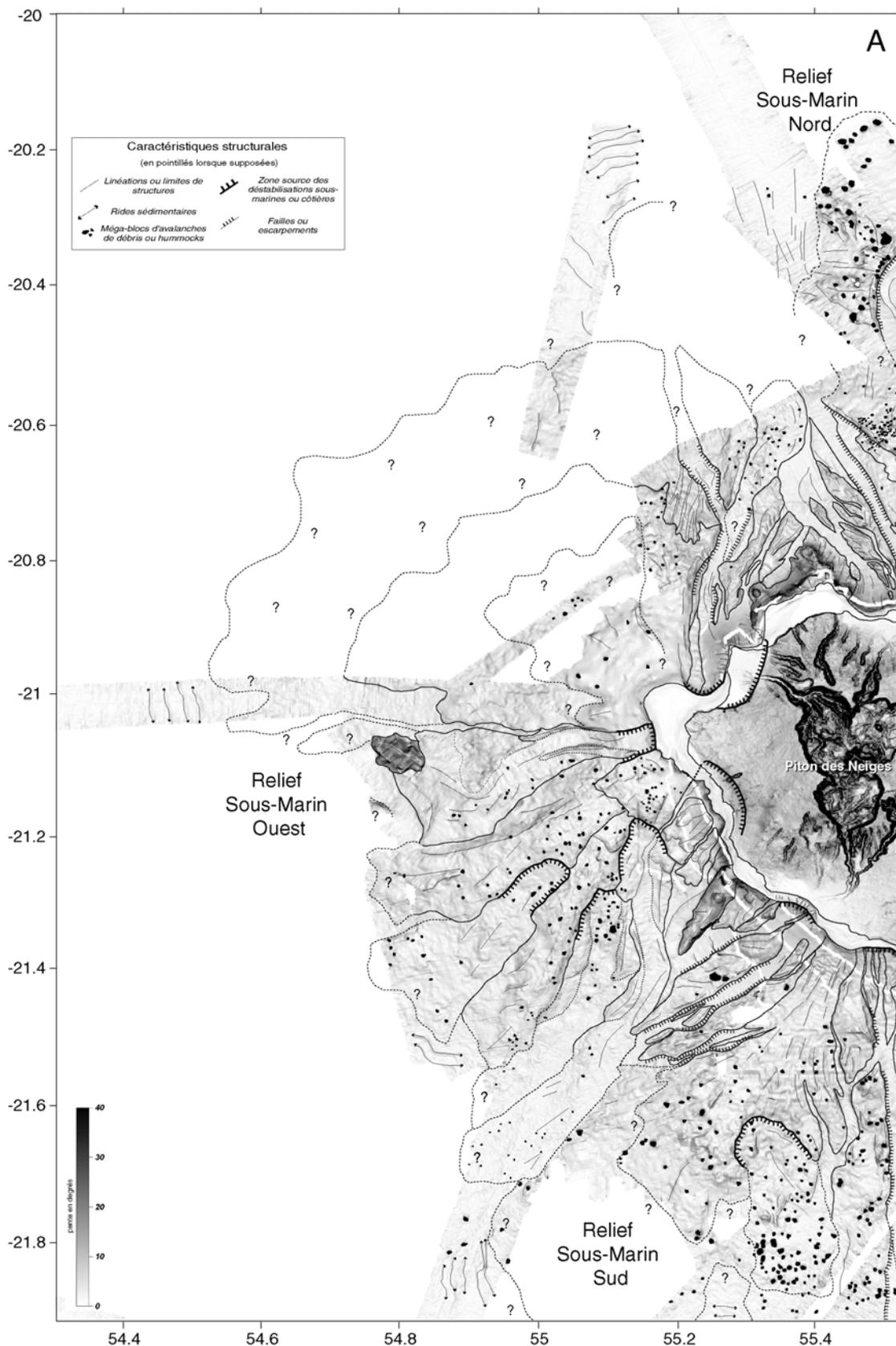
##### II.4.5.1 Le Lobe Nord et les formations latérales est

###### A- Le Lobe Nord

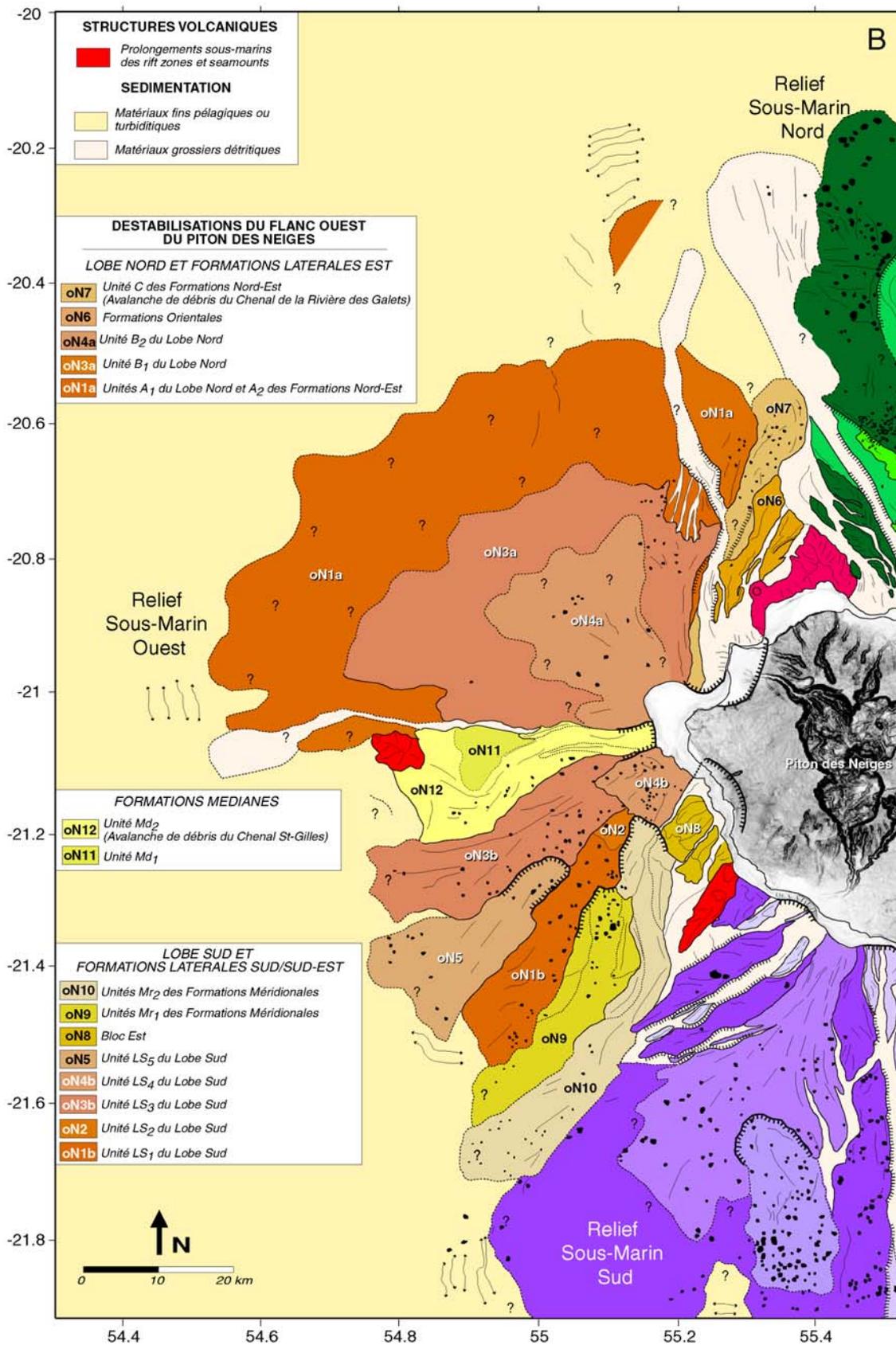
L'étude du Lobe Nord suggère que ce relief proéminent résulte de l'accumulation des produits d'au moins 2 événements de déstabilisations du flanc ouest de l'île (Figures 2-63, 2-64 et 2-69). L'unité basale A1, placée en position stratigraphique inférieure par rapport aux formations baptisées B (B1 et B2), est sensiblement plus érodée que ces dernières et apparaît par conséquent comme plus ancienne (Figure 2-69). Notre analyse suggère que l'ensemble supérieur B pourrait regrouper les dépôts de deux avalanches de débris distinctes. L'unité B2 apparaît en effet superposée à l'unité B1 et occupe la partie sommitale du Lobe Nord. Elle pourrait correspondre aux dépôts les plus récents accumulés au sein du Lobe Nord (Figure 2-69). Cette distinction des unités B1 et B2 reste cependant spéculative au vu de la couverture incomplète de la zone et de la résolution des données disponibles.

###### B- Les Formations Nord-Est

Les unités A2 et C des Formations Nord-Est correspondent sans ambiguïté aux dépôts de deux avalanches de débris distinctes (Figures 2-63, 2-64 et 2-69). Il apparaît évident que les produits de l'unité C, qui comblent le Chenal de la Rivière des Galets, ont été canalisés dans cette dépression lors de l'écoulement et se sont étalés à son exutoire au sein de la partie aval du Chenal Saint-Denis (cf § II.3.5.; Figures 2-57, 2-58, 2-63 et 2-64). L'avalanche de débris du Chenal de la Rivière des Galets constitue par conséquent l'événement le plus récent de la zone



**Figure 2-69: Interprétation structurale de la région sous-marine ouest de l'édifice volcanique de La Réunion.** A/ Caractéristiques structurales majeures superposées à l'image de pente calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. B/ Schéma structural. Les différents épisodes de déstabilisation ayant affecté le flanc ouest sont distingués par ordre chronologique. Lire "oN3" comme la 3<sup>ème</sup> déstabilisation du flanc ouest du Piton des Neiges. Les événements a et b sont indépendants ou correspondent à une même déstabilisation.



septentrionale du Relief Sous-Marin Ouest, puisque ce chenal intersecte à la fois les formations du Lobe Nord, de l'unité A2 et des Formations Orientales (Figure 2-69). Elle est également plus récente que l'événement à l'origine de l'unité b1 du Relief Sous-Marin Nord car ses dépôts dissèquent les terrains b1, en aval des Formations Occidentales de ce Relief (Figures 2-61 et 2-69). La partie amont du Chenal de la Rivière des Galets est marquée par une structure en amphithéâtre remarquable qui forme une échancrure au sein du plateau sous-marin côtier. Nous proposons que cette structure, baptisée par la suite "structure du Chenal de la Rivière des Galets" (cf Chap. 4, § II.2.2. et Figure 2-114), correspond à l'escarpement source de la déstabilisation (Figure 2-69), contrairement à l'hypothèse avancée par Oehler et al. (2004a) qui associe les Falaises de Saint-Paul (Figures 2-63 et 2-64) à l'avalanche de débris de la Rivière des Galets. Ces dernières doivent constituer l'escarpement source d'une déstabilisation antérieure.

Le comblement du Chenal de la Rivière des Galets par les produits de l'unité C pourrait être à l'origine de la formation du Chenal Nord (Oehler et al., 2004a). Celui-ci s'est creusé exactement en amont des dépôts de l'unité C, conformément à la ligne de plus grande pente, selon une direction N150° (Figures 2-63 et 2-64) qui a pu constituer la direction naturelle d'écoulement des produits détritiques après l'obstruction du Chenal de la Rivière des Galets. Dans ce cas, le Chenal Nord serait purement d'origine érosive et ne constituerait pas la limite d'un dépôt d'avalanche de débris (Urgeles et al., 1999). Les unités A1 du Lobe Nord et A2 des Formations Nord-Est pourraient ainsi résulter d'un seul événement de déstabilisation dont le dépôt aurait simplement été disséqué par un chenal d'érosion (Figure 2-69).

### C- Les Formations Orientales

La nature du complexe de rides des Formations Orientales est difficile à établir sur la base des seules données disponibles. Cette unité pourrait correspondre à un dépôt d'avalanche de débris fortement démantelé et ennoyé par une couverture sédimentaire conséquente, comme le suggère sa morphologie de surface relativement lisse et sa signature acoustique à faibles valeurs de réflectivité typique des sédiments fins (Figures 2-63 et 2-64). Les rides des Formations Orientales présentent une géométrie comparable à celles identifiées au sein de l'unité  $\delta 1$  du Relief Sous-Marin Nord (cf § II.3.4.2.; Figures 2-59 et 2-60). Elles peuvent être, de la même façon, interprétées comme les dépôts d'une avalanche de débris dont l'écoulement a été contrôlé par un haut topographique probablement constitué par des formations accumulés antérieurement au sein du Lobe Nord. La mise en place des Formations Orientales serait ainsi potentiellement postérieure à celle des formations baptisées A, constitutives du Lobe Nord et des Formations Nord-Est (Figure 2-69). Nous proposons que la structure des Falaises de Saint-Paul correspond à la zone source de cette déstabilisation, antérieure à celle du Chenal de la Rivière des Galets (cf Chap. 4, § I.1.2.4. et § II.2.1.; Figures 2-69, 2-85 et 2-115).

## II.4.5.2 Le Lobe Sud et les formations latérales sud/sud-est

### A- Le Lobe Sud

L'analyse détaillée du Lobe Sud met en évidence une structure complexe composée d'au moins 5 unités (de LS1 à LS5; Figures 2-65 et 2-66). Elle suggère de considérer ce relief proéminent comme une accumulation de produits déplacés dans autant de déstabilisations de type avalanche de débris qui auraient affecté le flanc occidental de l'île (Figure 2-69):

► Les unités LS1 à LS4 résultent de 4 avalanches de débris successives, dont les dépôts sont superposés au sein du Lobe Sud (Figures 2-65 et 2-66). Dans ce schéma, les formations de l'unité LS1, placées en position basale, constituent les dépôts de l'événement le plus ancien et l'unité LS4, en position stratigraphique supérieure par rapport à l'ensemble des unités du Lobe Sud, regroupent les dépôts de l'événement le plus récent;

► L'unité LS5 forme un lobe d'accumulation situé dans la partie distale du Lobe Sud, en aval d'une zone déprimée nette qui s'insère entre les unités LS1 et LS3 (Figures 2-65, 2-66A et C). Cette dépression est marquée en amont par une structure en amphithéâtre qui dissèque à la fois les unités LS1 et LS3 (Figure 2-69). Ces caractéristiques morphologiques témoignent de l'occurrence d'une déstabilisation sous-marine secondaire, comparable à celles déjà identifiées sur le flanc est de La Réunion (cf § II.2.7.4.). Elle est qualifiée de secondaire car elle affecte des formations déjà déplacées une première fois dans les avalanches de débris à l'origine de la structure d'accumulation du Lobe Sud. Cette déstabilisation sous-marine secondaire, mais néanmoins majeure, dissèque les unités LS1 et LS3 et constitue ainsi un événement récent dans l'histoire du Lobe Sud (Figure 2-69).

### B- Les Formations Méridionales

Les unités Mr1 et Mr2 des Formations Méridionales, accumulées au sein de la Dépression de l'Etang-Salé, présentent des caractéristiques morphologiques et acoustiques qui suggèrent de considérer ces terrains comme les dépôts de deux avalanches de débris sous-marines secondaires qui ont affecté le flanc sud-est du Lobe Sud (Figures 2-65, 2-66 et 2-69):

► Les unités Mr1 et Mr2 sont délimitées en amont par un escarpement net dont la géométrie rappelle celle typique des amphithéâtres sources des avalanches de débris. Le demi-amphithéâtre de l'unité Mr1 dissèque l'unité LS1 du Lobe Sud et lui est donc postérieur (Figures 2-65, 2-66 et 2-69). La structure en fer à cheval remarquable, reconnue en amont de l'unité Mr2, dissèque à la fois les formations des unités LS1, LS2 et LS4 du Lobe Sud et celles constitutives du Bloc Est (Figures 2-65, 2-66 et 2-69). La déstabilisation à l'origine de Mr2 serait donc plus jeune

que l'ensemble de ces terrains et pourrait constituer un des événements les plus récents de la partie méridionale du Relief Sous-Marin Ouest (Figure 2-69);

► Les rides identifiées dans la partie amont des unités Mr1 et Mr2, allongées et conformes à la plus grande pente, sont comparables avec celles reconnues au sein du Chenal Vincent sur les flancs immergés est de l'île (cf § II.2.4., Figures 2-50 et 2-52) et peuvent être interprétées de façon similaire. Elles correspondent probablement à des levées marginales d'écoulements gravitaires de type avalanche de débris (cf § II.2.7.3.). La géométrie particulière, courbée, de la levée distale de l'unité Mr2 suggère (1) le contournement de la levée orientale de l'unité Mr1 par les produits de l'unité Mr2 et (2) le contrôle de l'écoulement par la présence d'un relief pré-existant à l'est de la Dépression de l'Etang-Salé, qui correspond sans ambiguïté aux formations du Relief Sous-Marin Sud sensiblement disséquées par les produits de l'unité Mr2 (cf § II.5.2.2.; Figures 2-65, 2-66, 2-69 et 2-72). Ces observations impliquent que les produits de l'unité Mr2 se sont mis en place plus tardivement que ceux de l'unité Mr1 et que les formations les plus occidentales du Relief Sous-Marin Sud (Figure 2-69);

► Les unités Mr1 et Mr2 sont superposées à l'exutoire de la Dépression de l'Etang-Salé (Figures 2-65, 2-66A et C). Les produits de l'unité Mr2 sont placés en position stratigraphique supérieure, ce qui confirme qu'ils sont postérieurs à ceux de l'unité Mr1 (Figure 2-69);

### C- Le Bloc Est

Notre analyse suggère que les formations du Bloc Est ne correspondent pas à des dépôts d'avalanche de débris (cf § II.4.3.3.; Figures 2-67 et 2-68). La nature de ces formations littorales est en effet sensiblement différente de celle des dépôts chaotiques identifiés sur la majeure partie des flancs immergés de l'île. A la résolution des données de bathymétrie, le Bloc Est apparaît, au contraire, comme une structure relativement massive composée d'un ensemble de blocs plus ou moins cohérents, séparés les uns des autres par des escarpements nets interprétés comme des failles ou par des chenaux reliés à la côte (Figures 2-67 et 2-68). Certains blocs forment des plateaux d'extension kilométrique qui apparaissent homogènes et non perturbés. La signature magnétique mesurée à l'aplomb du Bloc Est (anomalie F sur la Figure 2-35) conforte cette interprétation et souligne la relative cohérence de la structure. Nous proposons, par conséquent, d'interpréter les formations du Bloc Est comme des blocs déstabilisés dans un glissement gravitaire qui les a conservé relativement intacts. Cette déstabilisation pourrait correspondre à un glissement rotationnel ou à un glissement en blocs au sens du modèle proposé par Labazuy (1991) pour l'unité occidentale du Plateau Sous-Marin Est (cf § II.2.7.1.). La progression vers le large des formations impliquées pourrait avoir été stoppée en zone littorale par la présence d'un relief pré-existant, certainement les formations les plus orientales du Lobe

Sud, démantelées ultérieurement dans des épisodes de déstabilisations secondaires latérales (Figure 2-69).

Le Bloc Est est situé dans le prolongement direct d'une rupture de pente marquée, identifiée en zone côtière dans la région de Trois-Bassins. Cette structure, dénommée par la suite "structure de Trois-Bassins", est interprétée comme l'escarpement source de cette déstabilisation (cf Chap. 4, § II.2.1.; Figures 2-66, 2-67, 2-69 et 2-115).

#### II.4.5.3 Le Chenal Saint-Gilles et les Formations Médiannes

##### A- Mise en évidence d'une déstabilisation secondaire entre les Lobes Nord et Sud

Le Chenal Saint-Gilles et les Formations Médiannes témoignent de l'occurrence d'une déstabilisation secondaire qui s'est déclenchée entre les Lobes Nord et Sud et dont les dépôts correspondent à l'unité Md2 des Formations Médiannes (Figures 2-65, 2-66 et 2-69). Le Chenal Saint-Gilles est délimitée en amont par une échancrure au sein du plateau sous-marin côtier. Cette structure, baptisée par la suite "structure du Chenal Saint-Gilles" pourrait correspondre à la zone source de cette déstabilisation (cf Chap. 4, § II.2.2. et Figure 2-114). Elle est bordée au nord et au sud par deux rides, interprétées comme des levées marginales d'avalanche de débris. L'unité Md2, placée dans le prolongement de ces levées, correspond clairement au lobe d'accumulation des dépôts de l'avalanche de débris qui s'est propagée au sein du Chenal Saint-Gilles. Les produits impliqués ont vraisemblablement contourné un relief plus ancien, l'unité Md1, comme souligné par les rides et linéaments observés sur la bathymétrie (Figures 2-65 et 2-66). L'unité Md2 est donc plus récente que les formations Md1 (Figure 2-69). L'avalanche de débris du Chenal Saint-Gilles dissèquerait ainsi le plateau côtier mais également la partie proximale des Lobes Nord et Sud et serait ainsi plus récente que les unités B du Lobe Nord et que les unités LS3 et LS4 du Lobe Sud (Figures 2-65, 2-66 et 2-69). L'origine des formations Md1 est indéterminée. Ces terrains peuvent constituer les dépôts d'une avalanche de débris ancienne, distincte de Md2, ou, au vu de leur position, une portion méridionale du Lobe Nord (Figure 2-69).

##### B- Implications sur l'origine des Lobes Nord et Sud

La mise en évidence d'une déstabilisation secondaire initiée entre les Lobes Nord et Sud suggère l'hypothèse selon laquelle ces excroissances topographiques majeures du Relief Sous-Marin Ouest ne soient pas des structures indépendantes. Les formations constitutives des Lobes pourraient correspondre aux dépôts d'événements similaires d'avalanches de débris, les Lobes Nord et Sud étant simplement les structures résiduelles d'un ensemble unique largement démantelé dans sa partie centrale. Dans ce schéma, on pourrait associer les formations les plus septentrionales du Lobe Sud, soit LS3 et LS4, aux unités B1 et B2 du Lobe Nord respectivement

(Figure 2-69). Les formations basales LS1 du Lobe Sud et A, constitutives du Lobe Nord et des Formations Nord-Est, pourraient également correspondre aux dépôts beaucoup plus étendus d'une déstabilisation majeure, peut être la plus ancienne, qui aurait affecté le flanc ouest de l'île.

Une hypothèse alternative serait de considérer les Lobes Nord et Sud comme des structures distinctes, édifiées indépendamment l'une de l'autre. Cette hypothèse implique un contrôle structural de l'écoulement des produits impliqués dans les avalanches de débris du Lobe Sud. En effet, les formations du Lobe Sud sont globalement orientées N50° (Figures 2-65, 2-66 et 2-69), ce qui constitue une direction incompatible avec un démantèlement de la partie sub-aérienne de l'île, sauf si les avalanches de débris ont été déviées consécutivement à la présence d'un relief pré-existant au nord. Ce relief correspondrait à des dépôts d'avalanches de débris déjà accumulés au sein du Lobe Nord lors du déclenchement des événements du Lobe Sud. Cette observation suggérerait que les formations du Lobe Sud sont plus récentes qu'au moins l'ensemble A du Lobe Nord et des Formations Nord-Est (Figure 2-69).

#### II.4.5.4 Synthèse

Le Relief Sous-Marin Ouest est une structure complexe, dont l'histoire n'a pas pu être complètement reconstituée à partir des seules données disponibles. Celles-ci ne couvrent en effet que partiellement la zone d'étude et présentent une résolution plus faible que pour les autres secteurs des flancs immergés de La Réunion. Nous proposons cependant une synthèse des informations déduites des descriptions et des interprétations précédentes qui constituera une base de travail sur laquelle on pourra s'appuyer pour des investigations futures (Figure 2-69).

➤ Au premier ordre, le Relief Sous-Marin Ouest s'organise autour de deux structures principales, les Lobes Nord et Sud, qui résultent vraisemblablement de l'accumulation des dépôts de multiples déstabilisations de la partie occidentale du massif du Piton des Neiges. Notre analyse suggère deux hypothèses alternatives quant à l'origine de ces lobes, interprétés comme:

- les structures résiduelles d'un éperon gigantesque, construit par l'accumulation progressive des dépôts d'au moins 4 avalanches de débris majeures (**événements oN1a+b à oN4a+b** sur la figure 2-69). Cet éperon aurait été démantelé dans sa partie médiane par l'événement du Chenal Saint-Gilles (**événement oN12**) et peut être par une déstabilisation plus ancienne (**événement oN11**);

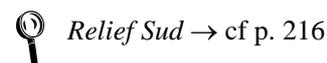
- deux éperons indépendants au sein desquels sont accumulés les dépôts d'au moins 6 déstabilisations successives qui auraient affecté le flanc ouest de l'île (**événements oN1a, oN1b, oN2, oN3a, oN3b, oN4a et oN4b**).

► Les Lobes Nord et Sud ont subi des déstabilisations secondaires dont les sources sont sous-marines ou côtières (Figure 2-69). Ces événements ont affecté les lobes latéralement et sont à l'origine des dépôts accumulés au sein des Formations Orientales (**événement oN6**), du Chenal de la Rivière des Galets (**événement oN7**) ou de la Dépression de l'Etang-Salé (**événements oN9 et oN10**). Les formations du Bloc Est ont été impliquées dans un glissement gravitaire qui a préservée la cohérence des blocs déstabilisés (**événement oN8**). Cet épisode pourrait correspondre à un glissement rotationnel ou à un glissement en blocs. Une déstabilisation secondaire sous-marine aurait également démantelé la partie centrale du Lobe Sud (**événement oN5**).

Le Relief Sous-Marin Ouest correspond sans ambiguïté à une zone d'accumulation de produits allochtones déplacés dans des déstabilisations majeures du flanc ouest de l'édifice volcanique de La Réunion. Notre analyse détaillée met en évidence la récurrence d'au moins une douzaine d'épisodes de déstabilisations multi-échelles dans cette région de l'île, dont l'origine est sub-aérienne, côtière ou sous-marine. L'âge absolu de ces événements est indéterminé.



## II.5. Le Relief Sous-Marin Sud



### II.5.1. Description d'ensemble

Le Relief Sous-Marin Sud est situé dans le prolongement des pentes méridionales des massifs du Piton des Neiges et du Piton de La Fournaise (Figure 2-70). Il forme, au premier ordre, un éperon triangulaire de 75° d'ouverture qui s'étend sur 55 à 70 km de long jusqu'au plancher océanique à 4000 m de profondeur (pente moyenne de 3°). Sa largeur atteint environ 45 km au niveau de la côte et près de 110 km dans sa partie distale, pour une surface estimée à environ 4300 km<sup>2</sup> (1.7 fois la surface de la partie émergée de l'île de La Réunion). Le Relief Sous-Marin Sud est délimité, côté ouest, par la Ride (cf § I.2.3.2.) et la Dépression de l'Etang-Salé (cf § II.4.3.2.) qui le séparent du Relief Ouest, et, côté est, par la Dépression de Saint-Philippe, frontière entre les Reliefs Sud et Est. Il est marquée par au moins quatre régions en relief, d'ouest en est, les Formations Occidentales, le Lobe Principal, le Complexe Médian et les Formations Orientales, délimitées voire disséquées par des dépressions dont les principales ont été baptisées le Chenal Saint-Louis, le Chenal Saint-Pierre et la Dépression de Basse-Vallée (Figure 2-70). Le Lobe Principal, le Complexe Médian et les Formations Orientales correspondent approximativement aux unités S1, S2 et S3 identifiées par Oehler et al. (2004a) au sud de La Réunion.

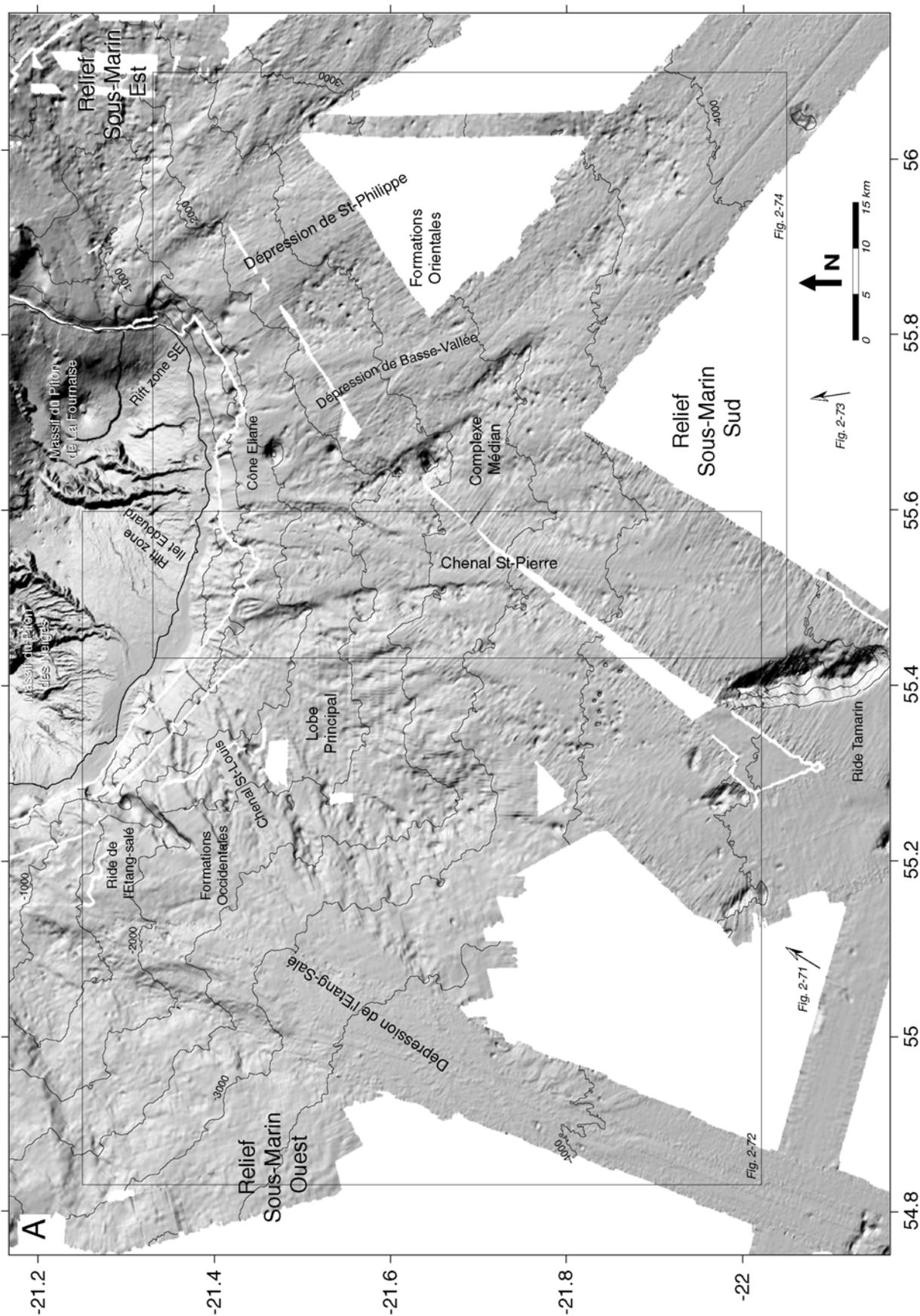
### II.5.2. Le Lobe Principal

#### II.5.2.1 Description générale

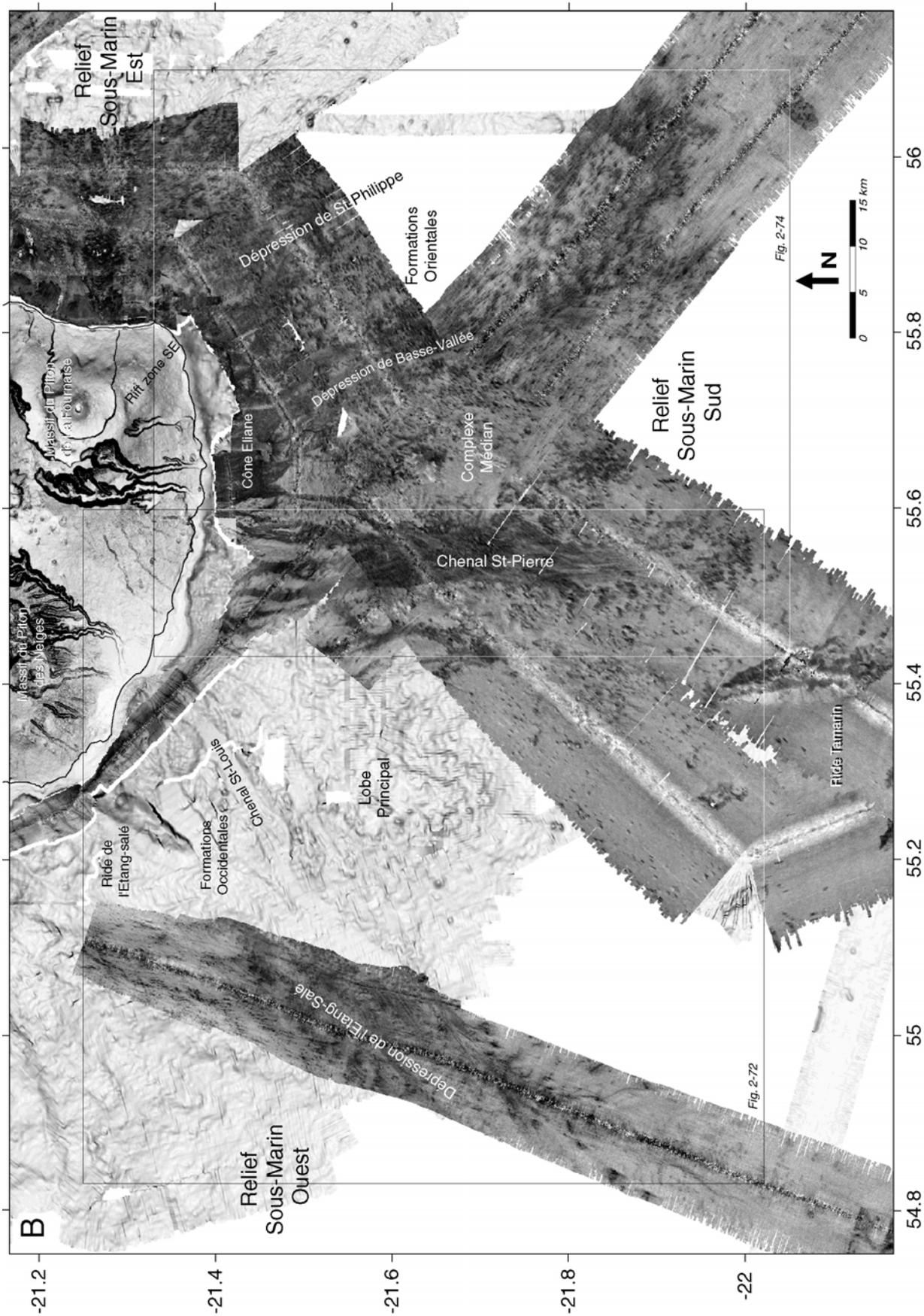
Le Lobe Principal est une structure triangulaire prononcée de la partie occidentale du Relief Sous-Marin Sud, globalement orientée N25°, de près de 70 km de long et, de moins de 10 km de large en amont à plus de 55 km au niveau du plancher océanique à -4000 m (Figures 2-71 et 2-72). Le Lobe Principal est bordé à l'ouest et à l'est par deux chenaux majeurs, le Chenal Saint-Louis (cf § II.5.3.) et le Chenal Saint-Pierre (cf § II.5.5.) qui le mettent en relief. Sa partie proximale est marquée par une avancée du plateau sous-marin côtier de 2.5 km vers le large (cf § I.1.). L'analyse des données bathymétriques et acoustiques souligne l'hétérogénéité du Lobe Principal où au moins trois ensembles de terrains baptisés Lp1 à Lp3 se superposent.

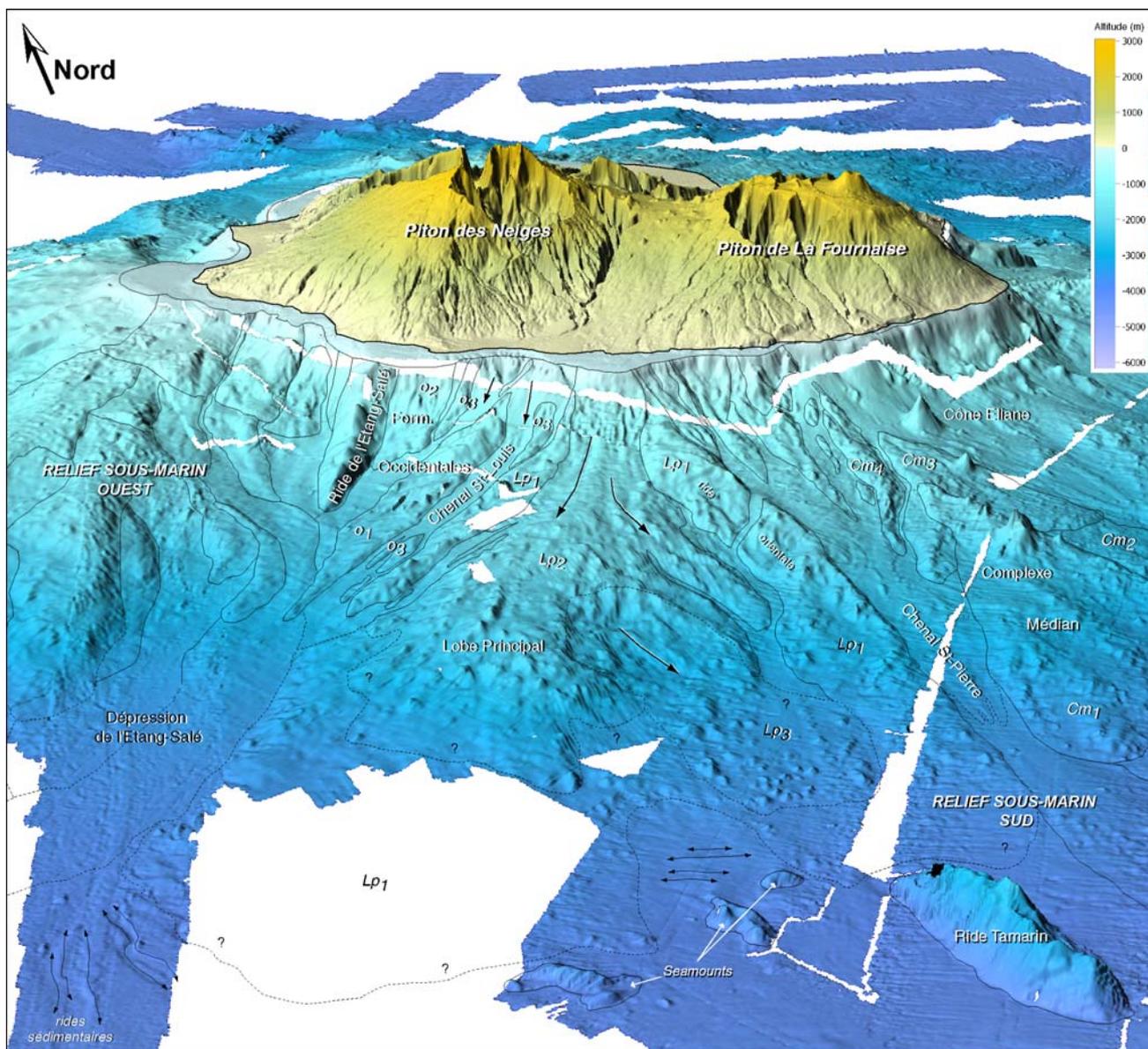
#### II.5.2.2 Description des unités

◆ Les terrains regroupés sous l'appellation Lp1 constituent l'essentiel de la structure du Lobe Principal et en forment le soubassement sur lequel viennent se superposer les unités Lp2 et Lp3 (Figure 2-72). Les formations Lp1 présentent une surface perturbée mais relativement adoucie, où sont clairsemés des blocs de taille pluri-hectométrique (taille moyenne 200-300 m; Figures 2-71 et 2-72A). Cette surface est définie par un faciès sonar moucheté typique des dépôts d'avalanches de débris, mais globalement clair soulignant une faible réflectivité des terrains et donc probablement leur couverture



**Figure 2-70: Vue d'ensemble de la région sous-marine sud de l'édifice volcanique de La Réunion.** A/ Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-est). Les courbes de niveaux sont représentées tous les 500 m. B/ Image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. Les images indiquent la localisation des figures utilisées pour l'analyse détaillée des structures majeures de la région.



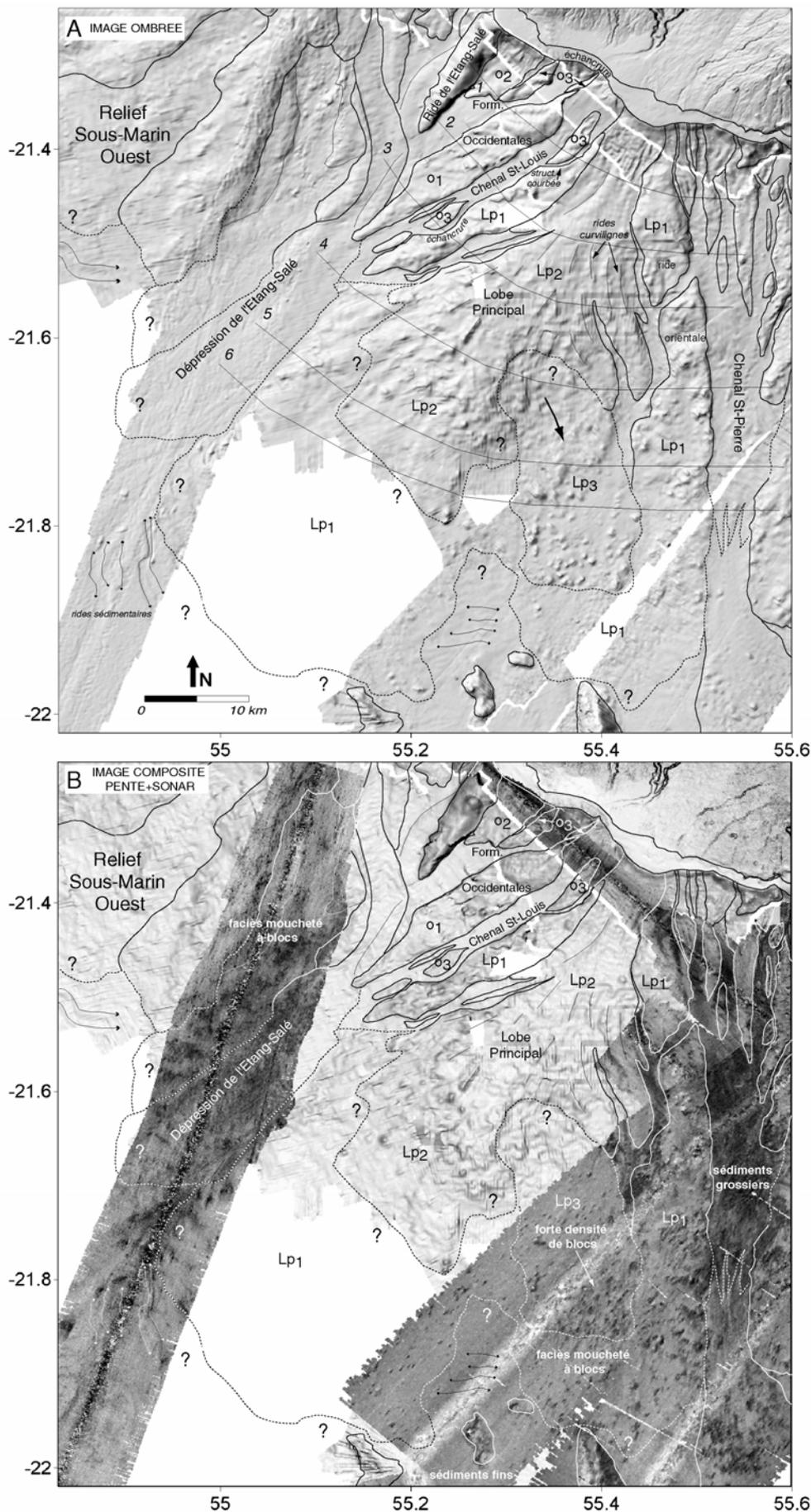


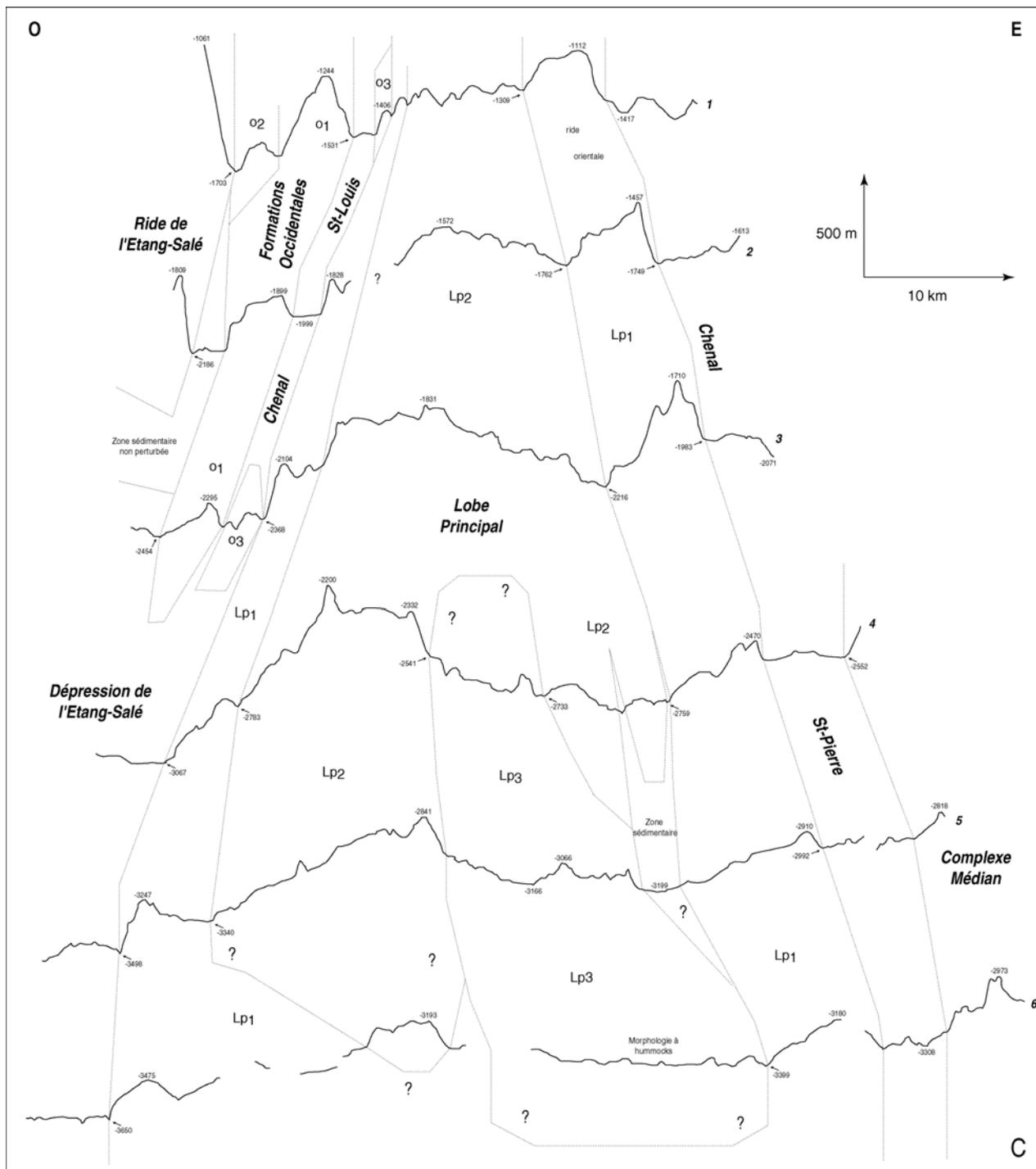
**Figure 2-71: Vue à trois dimensions centrée sur le Lobe Principal et les Formations Occidentales.** Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis l'ouest) et drapée sur ce même MNT représenté en trois dimensions (exag. vert. X3).

par des sédiments fins (Figure 2-72B). La bordure orientale de l'unité Lp1 est marquée par une ride proéminente, orientée N175°, de 3 à 7.5 km de large, de près de 40 km de long et placée de 200 à 300 m plus haut que les formations alentours (Figures 2-71 et 2-72). L'unité Lp1 est bordée côté ouest, en amont, par le Chenal Saint-Louis (cf § II.5.3.), et en aval, par les Formations Méridionales du Relief Sous-Marin Ouest accumulées au sein de la Dépression de l'Etang-Salé (cf § II.4.3.2.; Figures 2-65, 2-66 et 2-69). La limite avec les Formations Méridionales est soulignée par un escarpement linéaire orienté N40° qui suggère une dissection de l'unité Lp1 par les produits d'avalanche de débris de l'unité Mr2 des Formations Méridionales. L'extension distale de l'unité Lp1 est soulignée par des rides sédimentaires, placées au front de la structure du Lobe Principal et probablement formées, par plissement-rebroussement de la couverture sédimentaire pélagique du plancher océanique, lors de la mise en place des produits de l'unité Lp1 (cf § I.3.1.).

◆ L'unité Lp2 forme une excroissance topographique d'au moins 200 m de haut, situé à l'ouest de la ride orientale de l'unité Lp1 (Figures 2-71 et 2-72). Ses dimensions atteignent plus de 40 km de long, 5 km de large en zone littorale et plus de 20 km de large à 3000 m de profondeur. Les formations Lp2 sont placées en position stratigraphique supérieure par rapport aux terrains Lp1, les deux ensembles étant séparés par des dépressions marquées, jusqu'à 100 m de profondeur et 1 km de large (Figure 2-72C). La morphologie de surface de l'unité Lp2 est sensiblement plus rugueuse que celle de l'unité Lp1. La bathymétrie met en évidence des blocs kilométriques, parsemés à la surface de l'unité, qui lui confèrent une morphologie chaotique typique des dépôts d'avalanche de débris (Figures 2-71, 2-72A et B). Les blocs sont alignés en rides curvilignes qui divergent latéralement et soulignent un étalement des produits au cours de leur mise en place (Figure 2-72A).

◆ L'unité Lp3 correspond à un champ de blocs, qui s'insère entre la ride orientale de l'unité Lp1 et la partie terminale de l'unité Lp2, de 2500 à 3600 m de profondeur environ (Figures 2-71 et 2-72). Ce champ de blocs, dont la surface est estimée à plus de 160 km<sup>2</sup>, présente une signature morphologique et acoustique contrastée par rapport aux deux unités précédentes. Sa surface, clairement chaotique et définie par faciès sonar moucheté typique des dépôts d'avalanches de débris, est marquée par une plus forte densité de blocs que celle des unités Lp1 et Lp2 (Figures 2-71, 2-72A et B). Les contours de ces blocs de taille pluri-hectométrique à kilométrique sont généralement nets sur la bathymétrie, ce qui suggère une couverture moindre des formations par des sédiments fins. L'unité Lp3 est placée en aval de l'excroissance topographique formée par les produits de l'unité Lp2. Elle se situe dans le prolongement direct d'un escarpement aux pentes abruptes (20° en moyenne et jusqu'à 25°) qui prend globalement la forme d'un amphithéâtre, dont l'ouverture est orientée N155° et qui dissèque la partie distale de l'unité Lp2 (Figures 2-71 et 2-72).





**Figure 2-72: Caractéristiques morphologiques et acoustiques du Lobe Principal et des Formations Occidentales du Relief Sous-Marin Sud.** A/ Image ombrée de la zone, calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-est). B/ Extrait de l'image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. C/ Profils topographiques réalisés perpendiculairement aux structures et localisés sur l'image ombrée (exag. vert. X13). Les valeurs négatives sont des indications de profondeurs.

### II.5.3. Les Formations Occidentales et le Chenal Saint-Louis

Les Formations Occidentales correspondent aux terrains juxtaposés au nord-ouest du Lobe Principal et délimités, côté nord, par la Ride de l'Etang-Salé (cf § I.2.3.2.; Figures 2-71 et 2-72) et, côté sud, par le Chenal Saint-Louis. Nous proposons, sur la base des données disponibles, de décomposer ces formations en trois ensembles baptisés o1, o2 et o3 (Figures 2-71, 2-72A et C).

◆ La structure principale des Formations Occidentales, qui correspond à l'unité o1, forme une ride proéminente, orientée N55°, de 25 km de long, jusqu'à 4 km de large et 300 m de haut, dont la surface est perturbée mais relativement lisse sur la bathymétrie (Figures 2-71, 2-72A et C). La géométrie anormale de la ride, courbe en aval et "en accolade" en amont, suggère que cette structure a été disséquée. Les formations baptisées o2 correspondent à un ensemble de terrains qui s'étendent, sur environ 5 km de long et 2 à 3 km de large, au nord-ouest de la ride principale o1 et au pied de la Ride de l'Etang-Salé (Figures 2-71, 2-72A et C). Ces terrains apparaissent très largement ravinés notamment dans leur partie supérieure. L'unité o3 définit un ensemble de rides, de 4 km de long et 1 km de large en moyenne, globalement allongées selon la direction de plus grande pente et identifiées à la fois en zone proximale des Formations Occidentales et au sein du Chenal Saint-Louis (Figures 2-71, 2-72A et C). Ces rides dissèquent l'ensemble o2 à l'ouest, mais également la bordure occidentale de l'unité Lp1 du Lobe Principal à l'est. Les terrains Lp1 présentent en effet, en amont, une structure courbée et, en aval, une échancrure marquée anormale, attribuées à la mise en place des rides o3 (Figures 2-71 et 2-72A). L'unité o3 est placée dans le prolongement direct d'une échancrure fortement ravinée identifiée au sein du plateau sous-marin côtier (cf § I.1.).

◆ Le Chenal Saint-Louis est une dépression majeure de 25 km de long, 2 km de large et 150 m de profondeur en moyenne qui s'insère entre Lobe Principal (cf § II.5.2.) et la ride o1 des Formations Occidentales (Figures 2-71 et 2-72). Ce chenal présente une surface relativement adoucie sur la bathymétrie et est probablement drapé par des sédiments détritiques grossiers (cf § I.2.2.). Les rides de l'unité o3 l'obstruent en aval et dissèquent sa paroi orientale.

### II.5.4. Le Complexe Médian

#### II.5.4.1 Description générale

Le Complexe Médian définit une structure triangulaire marquée, de plus de 40 km de long, d'environ 5 km de large en zone littorale et 25 km à 3500 m de profondeur, qui regroupe l'ensemble des terrains situés entre le Chenal Saint-Pierre et la Dépression de Basse-Vallée (cf § II.5.5.; Figures 2-73 et 2-74). L'éperon du Complexe Médian est essentiellement constitué de formations à blocs de taille pluri-hectométrique à kilométrique (Figures 2-73 et 2-74A), de signature acoustique typique des dépôts d'avalanches de débris (Figure 2-74B). La surface de ces formations apparaît néanmoins

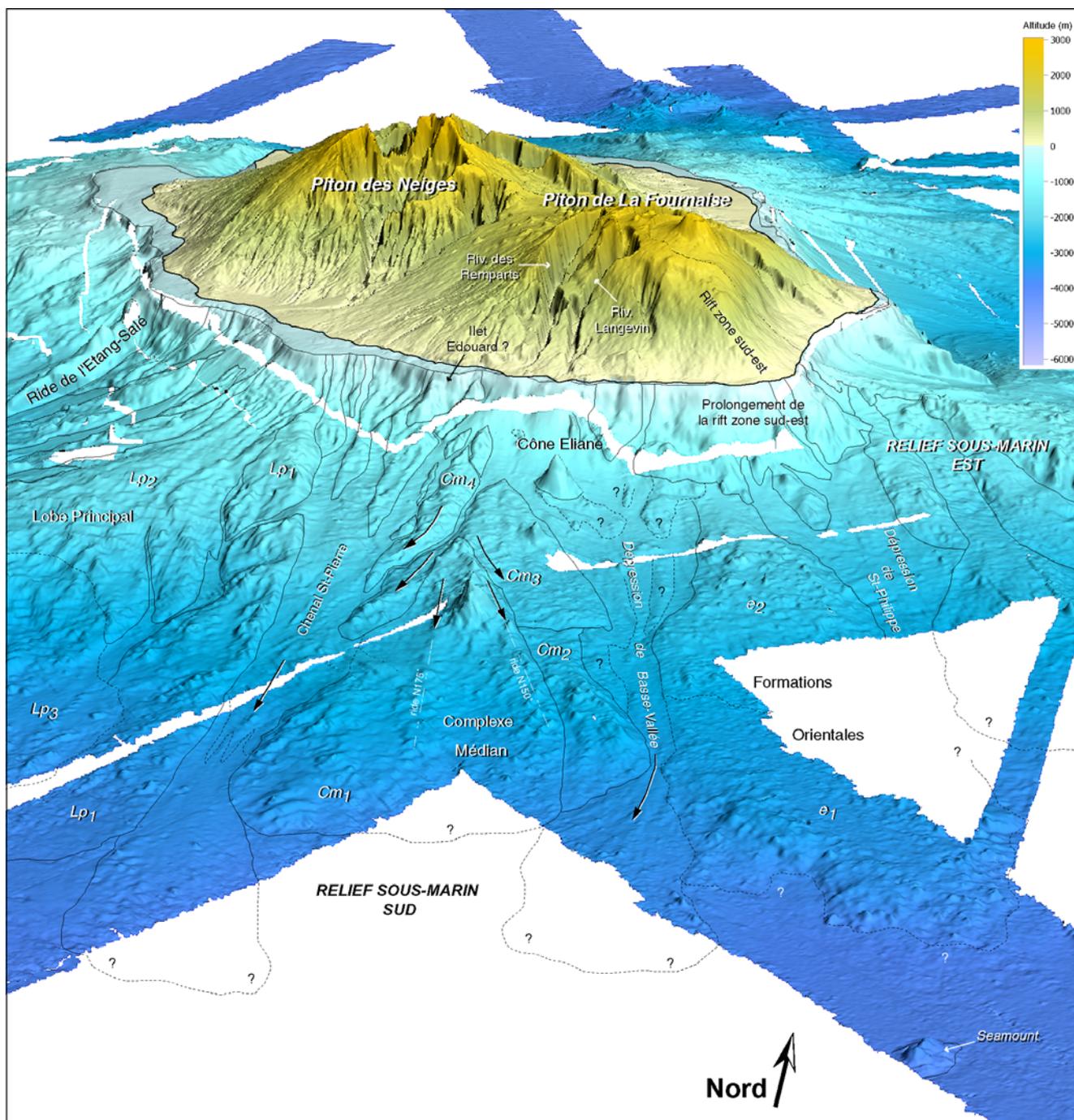
relativement adoucie sur la bathymétrie et marquée par de larges plages à faibles valeurs de réflectivité sur l'imagerie, ce qui suggère une couverture sédimentaire fine des terrains (Figures 2-73, 2-74A et B). Le Complexe Médian est clairement une structure hétérogène. L'analyse des données bathymétriques et acoustiques permet d'identifier au moins 4 unités distinctes, baptisées de Cm1 à Cm4, juxtaposées au sein du complexe. Ces unités s'organisent autour de deux cônes volcaniques probablement en place (Lénat et al., 1989; Fretzdorff et al., 1998), alignés avec le Cône Eliane selon une direction nord-sud (cf § I.3.2.1.; Figures 2-73 et 2-74).

#### II.5.4.2 Description des unités

◆ L'unité Cm1, la plus importante du Complexe Médian en terme de surface couverte, définit une structure proéminente globalement de forme triangulaire, qui s'étend sur au moins 30 km de long, de 2000 m à 3500 m de profondeur, où elle présente une largeur de 20 km (Figures 2-73 et 2-74). Les formations Cm1 englobent, dans leur partie amont, le cône volcanique le plus distal identifié au sud du Cône Eliane (cf § I.3.2.1.). Elles s'organisent, en aval de ce cône, selon deux rides, orientées N175° et N150°, de 100 à 150 m de haut, plus de 10 km de long et près de 2 km de large, séparées par une dépression de direction générale N160° (Figures 2-73, 2-74A et C). Ces structures forment une figure typique de contournement d'un obstacle par des produits d'avalanche de débris. Dans le cas de l'unité Cm1, les produits impliqués ont contourné le cône volcanique et se sont accumulés selon les deux rides observées. L'orientation des rides permet d'estimer à environ N160° la direction initiale de propagation de l'avalanche de débris (Figure 2-74A).

◆ L'unité Cm2 forme un lobe juxtaposé à l'est de l'unité Cm1, dans la partie aval du Complexe Médian (Figures 2-73 et 2-74). Ce lobe, de 17 km de long et jusqu'à 5 km de large, est globalement orienté N150°. Cette orientation ne correspond pas à la direction de plus grande pente et suggère que la mise en place des produits constitutifs de l'unité Cm2 a été contrôlée par la présence d'un relief pré-existant à l'ouest certainement formé par les dépôts de l'unité Cm1.

◆ L'unité Cm3 s'étend dans la partie amont du Complexe Médian et présente une géométrie particulière caractérisée par deux lobes qui divergent de part et d'autre de l'unité Cm1 (Figures 2-73 et 2-74A). Le lobe ouest, d'au moins 11 km de long et 4 km de large, apparaît plus étendu que son homologue est, d'au moins 6 km de long et 2 km de large. Cette géométrie suggère que les produits de l'unité Cm3 ont contourné le relief proéminent formé par les dépôts Cm1. Ces produits sont placés en position stratigraphique supérieure par rapport à ceux de l'unité Cm2 (Figures 2-73, 2-74A et C). La limite entre les unités Cm2 et Cm3 est marquée par une rupture de pente nette située approximativement vers 2500 m de profondeur (cf profil 8 sur la figure 2-74C).

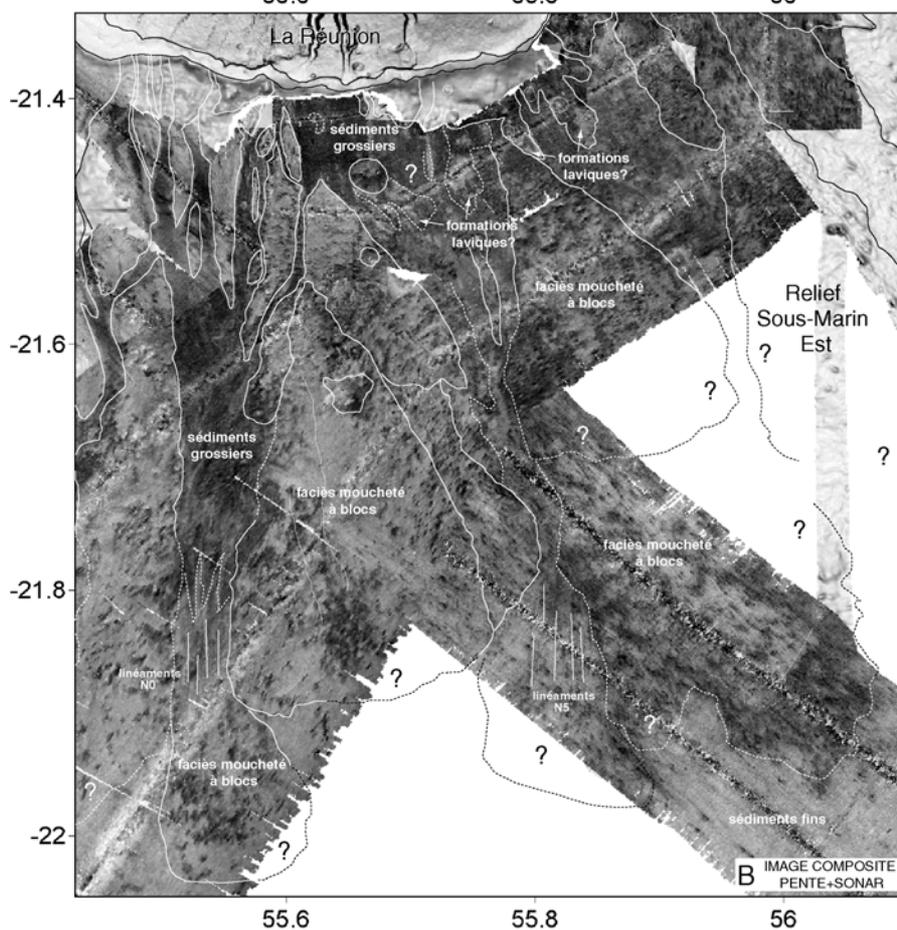
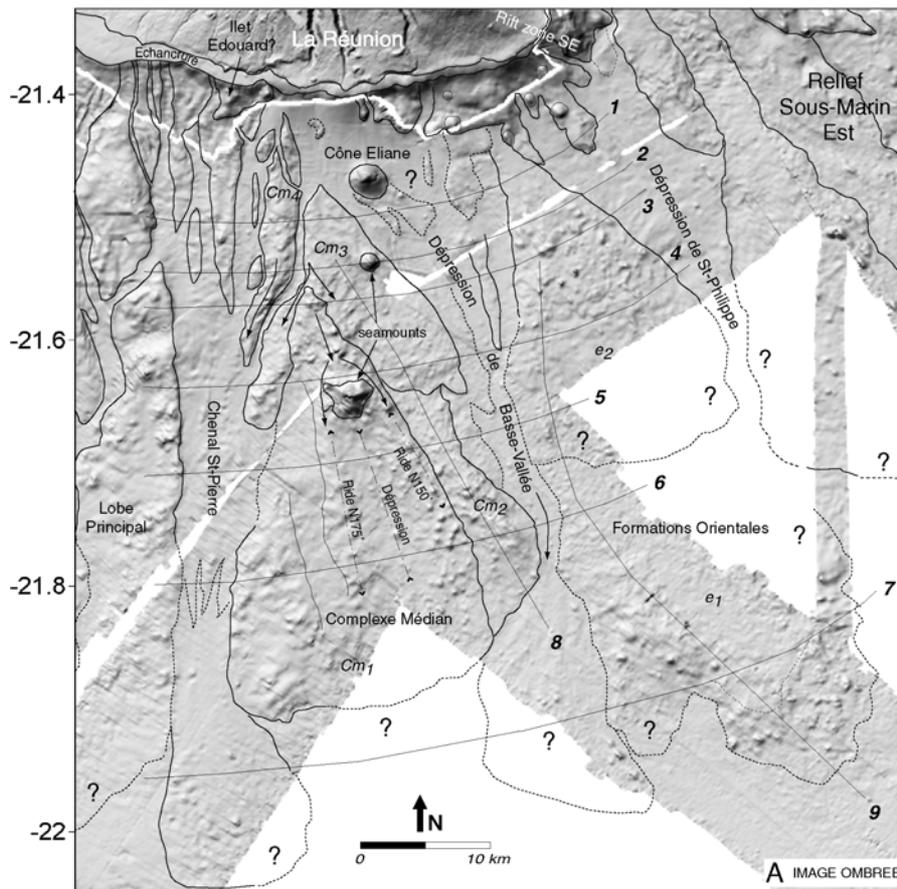


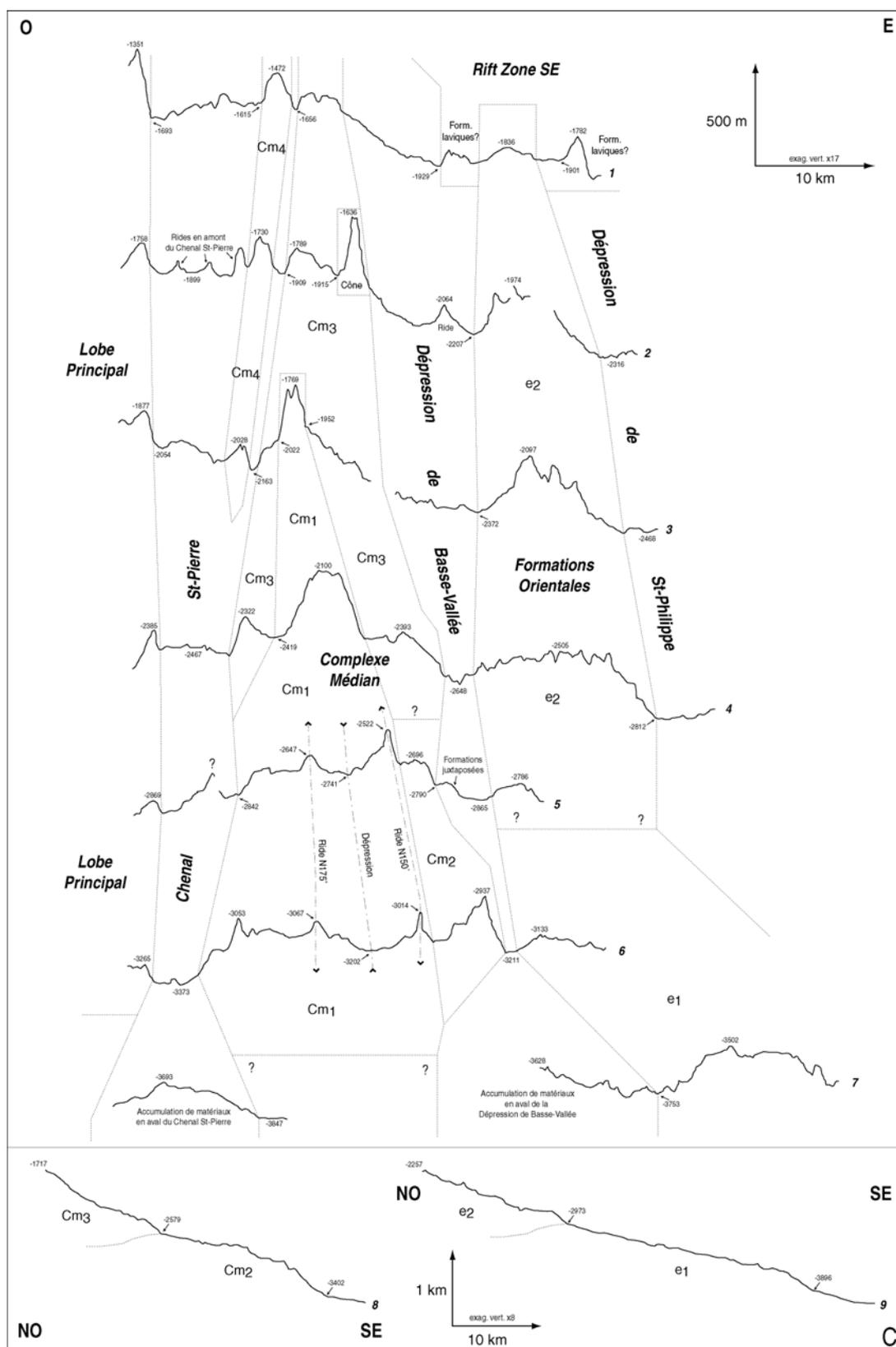
**Figure 2-73: Vue à trois dimensions centrée sur le Complexe Médian et les Formations Orientales.** Image ombrée calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le sud-ouest) et drapée sur ce même MNT représenté en trois dimensions (exag. vert. X3).

◆ L'unité Cm4 définit une ride proéminente de la zone proximale du Complexe Médian, de plus de 15 km de long, jusqu'à 2 km de large et 150 m de haut, séparée de l'unité Cm3 par une dépression prononcée de 500 m de large et jusqu'à 200 m de profondeur (Figures 2-73 et 2-74). L'orientation de la ride est variable en fonction de la profondeur. D'abord orientée nord-sud en amont, elle diverge, en aval, vers le Chenal Saint-Pierre selon une direction N20°. Cette divergence suggère que les produits de l'unité Cm4 ont contourné le relief formé par les unités Cm1 et Cm3 lors de leur mise en place. La géométrie échancrée de la bordure occidentale de l'unité Cm3 pourrait même indiquer que les produits Cm4 ont disséqué le lobe ouest de cette unité (Figures 2-73 et 2-74).

### II.5.5. Le Chenal Saint-Pierre et la Dépression de Basse-Vallée

◆ Le Chenal Saint-Pierre sépare les structures du Lobe Principal (cf II.5.2.) et du Complexe Médian (cf § II.5.4.; Figures 2-73 et 2-74). Cette dépression, orientée nord-sud, s'étend sur plus de 40 km de long, 4 à 5 km de large et jusqu'à 150 m de profondeur, d'environ 1600 m à 3600 m de profondeur. Elle est bordée à l'ouest et à l'est par des parois relativement abruptes, de 15° en moyenne mais jusqu'à 20-25° par endroits. La partie amont du Chenal Saint-Pierre est obstruée par un ensemble de rides, d'une dizaine de km de long, de 1 à 2 km de large et d'une centaine de m de haut pour les plus significatives (Figures 2-73, 2-74A et C). Ces structures sont globalement allongées dans la direction de plus grande pente et définies par un faciès sonar clair indiquant un recouvrement des formations par des sédiments fins (Figure 2-74B). A l'ouest, le complexe de rides dissèque la partie proximale de l'unité Lp1 du Lobe Principal. A l'est, des formations d'apparence plus massives sont superposées à ce complexe et pourraient correspondre au prolongement sous-marin de la rift zone de l'Ilet Edouard, mise en évidence en contexte sub-aérien (Bachelery et Mairine, 1990; Lénat et al. 2001). Les rides de la partie amont du Chenal Saint-Pierre sont placées directement en aval d'une échancrure formée au sein du plateau sous-marin côtier (cf § I.1.). La surface du Chenal Saint-Pierre est globalement adoucie sur la bathymétrie mais présente une signature acoustique contrastée d'amont en aval (Figures 2-73, 2-74A et B). La partie amont est définie par un faciès sonar sombre à fortes valeurs de réflectivité, caractéristique d'un recouvrement par des sédiments détritiques grossiers (cf § I.2.2.). La signature de la partie aval est au contraire mouchetée, typique des dépôts d'avalanches de débris. Les blocs identifiés sur la bathymétrie et l'imagerie sont de taille pluri-hectométrique et s'organisent en rides longitudinales orientées nord-sud (Figure 2-74B). Cette zone correspond sur la bathymétrie à une excroissance topographique d'au moins 150 m de haut, 20 km de long et jusqu'à 11 km de large, qui suggère une accumulation de matériaux à l'exutoire du Chenal Saint-Pierre (Figures 2-73, 2-74A et C). Cette excroissance topographique intersecte la bordure est de l'unité Lp1 du Lobe Principal (cf § II.5.2.) et la bordure ouest de l'unité Cm1 du Complexe Médian (cf § II.5.4.; Figure 2-73 et 2-74A).





**Figure 2-74: Caractéristiques morphologiques et acoustiques du Complexe Médian et des Formations Orientales du Relief Sous-Marin Sud.** A/ Image ombrée de la zone, calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-est). B/ Extrait de l'image composite pente+sonar à 50 m de résolution. Les teintes sombres correspondent aux fortes valeurs de réflectivité. C/ Profils topographiques réalisés perpendiculairement aux structures et localisés sur l'image ombrée. Les valeurs négatives sont des indications de profondeurs.

◆ La Dépression de Basse-Vallée s'insère entre le Complexe Médian (cf § II.5.4.) et les Formations Orientales (cf § II.5.6.; Figures 2-73 et 2-74) selon une direction générale N160°. Elle s'étend sur plus de 30 km de long, depuis le littoral jusqu'à environ 3500 m de profondeur. La dépression présente une largeur de 8 à 10 km dans sa partie proximale qui diminue progressivement vers le large pour atteindre à peine plus d'1 km en zone distale. La partie proximale de la Dépression de Basse-Vallée est encombrée par un ensemble de structures associées soit au Cône Eliane, soit au prolongement de la rift zone sud-est du Piton de la Fournaise et interprétées comme des formations laviques en place (cf § I.2.3.1. et I.3.2.1.; Figures 2-73 et 2-74). Ces formations de signature sonar claire contrastent fortement avec celles drapant la surface de la dépression, de signature sonar relativement sombre, typique de sédiments détritiques grossiers (cf § I.2.2.; Figure 2-74B). Ces sédiments ont probablement été drainés par les rivières pérennes du sud de La Réunion, les Rivières des Remparts et de Langevin, placées dans le prolongement de la dépression de Basse-Vallée (Figures 2-70 et 2-73). Au large du Cône Eliane, la signature acoustique de la dépression est différente, marquée par un faciès sonar moucheté, typique des dépôts d'avalanche de débris (Figure 2-74B). La dépression est partiellement comblée, à l'est, par une ride remarquable de près de 150 m de haut, 8 km de long et 1 km de large et, à l'ouest, par des terrains chaotiques juxtaposés à l'est du Complexe Médian (Figures 2-73, 2-74A et C). La partie distale de la dépression est marquée par une excroissance topographique d'au moins 125 m de haut, 13 km de long et jusqu'à 8 km de large, qui présente également le faciès sonar moucheté, typique des dépôts d'avalanche de débris. Les blocs, de taille pluri-hectométrique, s'alignent selon des rides globalement orientées N5° (Figure 2-74B). Cette direction, non conforme avec la direction générale N160° de la Dépression de Basse-Vallée, suggère que les produits accumulés (1) se sont propagés au sein de la dépression, (2) ont été déviés par un relief pré-existant à l'est, probablement formé par les produits accumulés au sein des Formations Orientales, dont la bordure occidentale apparaît disséquée par la dépression (cf § II.5.6.; Figures 2-73 et 2-74A) et (3) se sont déposés à son exutoire.

### *II.5.6. Les Formations Orientales*

Les Formations Orientales forment une excroissance topographique remarquable de la partie est du Relief Sous-Marin Sud, de 250 à 300 m de haut, plus de 55 km de long et 3 km de large en zone littorale à 20 km au niveau du plancher océanique à 4000 m de profondeur (Figures 2-73 et 2-74). Elles s'étendent au large du prolongement sous-marin de la rift zone sud-est du Piton de la Fournaise (cf § I.2.3.1.) et sont bordées, côté est, par la Dépression de Saint-Philippe (cf § II.5.7.) et, côté ouest, par la Dépression de Basse-Vallée (cf § II.5.5.). L'analyse des données bathymétriques et acoustiques souligne l'hétérogénéité du lobe des Formations Orientales où au moins deux ensembles de terrains baptisés e1 et e2 sont superposés (Figures 2-73 et 2-74):

◆ L'unité distale e1 s'étend sur 25 km de long et 15 à 20 km de large, de -3000 m jusqu'au plancher océanique à 4000 m de profondeur. Sa morphologie de surface est contrastée d'amont en aval. La partie aval de l'unité est clairement chaotique, marquée par de nombreux blocs de taille pluri-hectométrique à kilométrique et définie par un faciès sonar moucheté, typique des dépôts d'avalanches de débris (Figures 2-73, 2-74A et B). La partie amont présente, au contraire, une surface beaucoup plus adoucie de signature acoustique mouchetée mais globalement plus claire, qui indique un recouvrement sédimentaire fin important des formations à blocs;

◆ L'unité proximale e2 forme un lobe triangulaire, qui s'étend sur au moins 20 km de long, de 1800 m à 3000 m de profondeur, où il présente une largeur de 15 km. Les produits de l'unité e2 sont placés en position stratigraphique supérieure par rapport à ceux de l'unité e1 précédente (Figures 2-73 et 2-74A). La limite entre les deux ensembles est marquée par une rupture de pente nette située approximativement vers 3000 m de profondeur (cf profil 9 sur la figure 2-74C). La signature morphologique et acoustique de l'unité e2 est sensiblement différente de celle de la partie amont de l'unité e1. L'unité e2 est clairement constituée de formations chaotiques à blocs de faciès acoustique moucheté mais, la couverture sédimentaire fine de ces formations apparaît moins significative (Figures 2-73, 2-74A et B).

### II.5.7. La Dépression de Saint-Philippe

La Dépression de Saint-Philippe correspond à une zone déprimée située entre les Reliefs Sous-Marins Sud et Est (Figures 2-70, 2-73 et 2-74). Elle s'étend sur au moins une quinzaine de km de long, d'environ -1800 m à au moins -3000 m. Sa largeur, d'environ 8 km dans sa partie proximale, diminue progressivement vers l'aval, pour atteindre 2 km à la limite des données disponibles. La surface de la Dépression de Saint-Philippe est globalement adoucie sur la bathymétrie (Figures 2-73 et 2-74A). Elle présente néanmoins une signature acoustique mouchetée qui suggère son remplissage par des formations chaotiques à blocs (Figure 2-74B) dont l'origine est, à l'heure actuelle, indéterminée.

### II.5.8. Interprétations et discussion



Relief Sud → cf p. 201

La morphologie et les propriétés acoustiques des terrains constitutifs du Relief Sous-Marin Sud sont comparables, au premier ordre, à ceux des Reliefs Sous-Marin Est (cf § II.2.), Nord (cf § II.3.) et Ouest (cf § II.4.). Le Relief Sud est essentiellement composé de formations désorganisées, chaotiques à blocs de taille pluri-hectométrique à kilométrique, qui s'étendent jusqu'à 70 km du littoral. Ces formations à hummocks sont définies par un faciès acoustique moucheté, typique des dépôts d'avalanches de débris. Le Relief Sous-Marin Sud est interprété, par conséquent, comme une structure d'accumulation de produits allochtones, déplacés principalement lors d'événements catastrophiques de grande ampleur de type avalanche de débris qui ont affecté le flanc sud de l'édifice volcanique de La Réunion. Dans le détail, le Relief Sud est décrit comme une structure complexe où au moins une douzaine d'unités sont juxtaposées et superposées. La distinction de ces unités souligne une formation progressive de l'excroissance topographique sud par l'accumulation des dépôts de déstabilisations multiples, récurrentes et multi-échelles (Figure 2-75).

#### II.5.8.1 Le Lobe Principal

L'analyse détaillée des données bathymétriques et d'imagerie acoustique suggère que les dépôts d'au moins 2 déstabilisations majeures d'origine sub-aérienne sont accumulés au sein du Lobe Principal (Figures 2-71, 2-72 et 2-75). L'unité baptisée Lp1 forme le soubassement de la structure et correspond clairement aux dépôts de l'événement le plus ancien. Les formations Lp2, placées en position stratigraphique supérieure par rapport aux terrains Lp1, sont plus récentes. Cette chronologie relative est confirmée par la morphologie de surface contrastée des unités Lp1 et Lp2. Les terrains Lp1 présentent une surface adoucie sur la bathymétrie et apparaissent recouverts de façon significative par des sédiments fins. La surface sensiblement plus rugueuse de l'unité Lp2 indique une couverture sédimentaire moindre et suggère que leur mise en place est postérieure à celle des dépôts Lp1. Les formations Lp2 s'étendent à l'ouest de la ride orientale de l'unité Lp1 (Figures 2-71, 2-72A et C). Cette structure proéminente, de 200 à 300 m de haut par rapport aux formations alentours, a vraisemblablement contraint l'écoulement et la mise en place des produits d'avalanche de débris Lp2 à l'ouest de la structure du Relief Sous-Marin Sud. L'extension des formations Lp1 et Lp2 jusqu'au pied du plateau sous-marin côtier de la partie méridionale de l'île suggère que ces événements ont une origine sub-aérienne.

Le Lobe Principal a probablement été affecté par une déstabilisation sous-marine secondaire, comparable à celles déjà identifiées sur les flancs immergés est et ouest de l'île (cf § II.2.7.4. et § II.4.5.4.), dont les dépôts correspondent au champ de blocs de l'unité Lp3 (Figures 2-71, 2-72 et 2-75). L'unité Lp3 est placée en aval d'un escarpement qui prend globalement la forme d'un amphithéâtre ouvert dans la direction N155° et qui dissèque la partie distale de l'unité

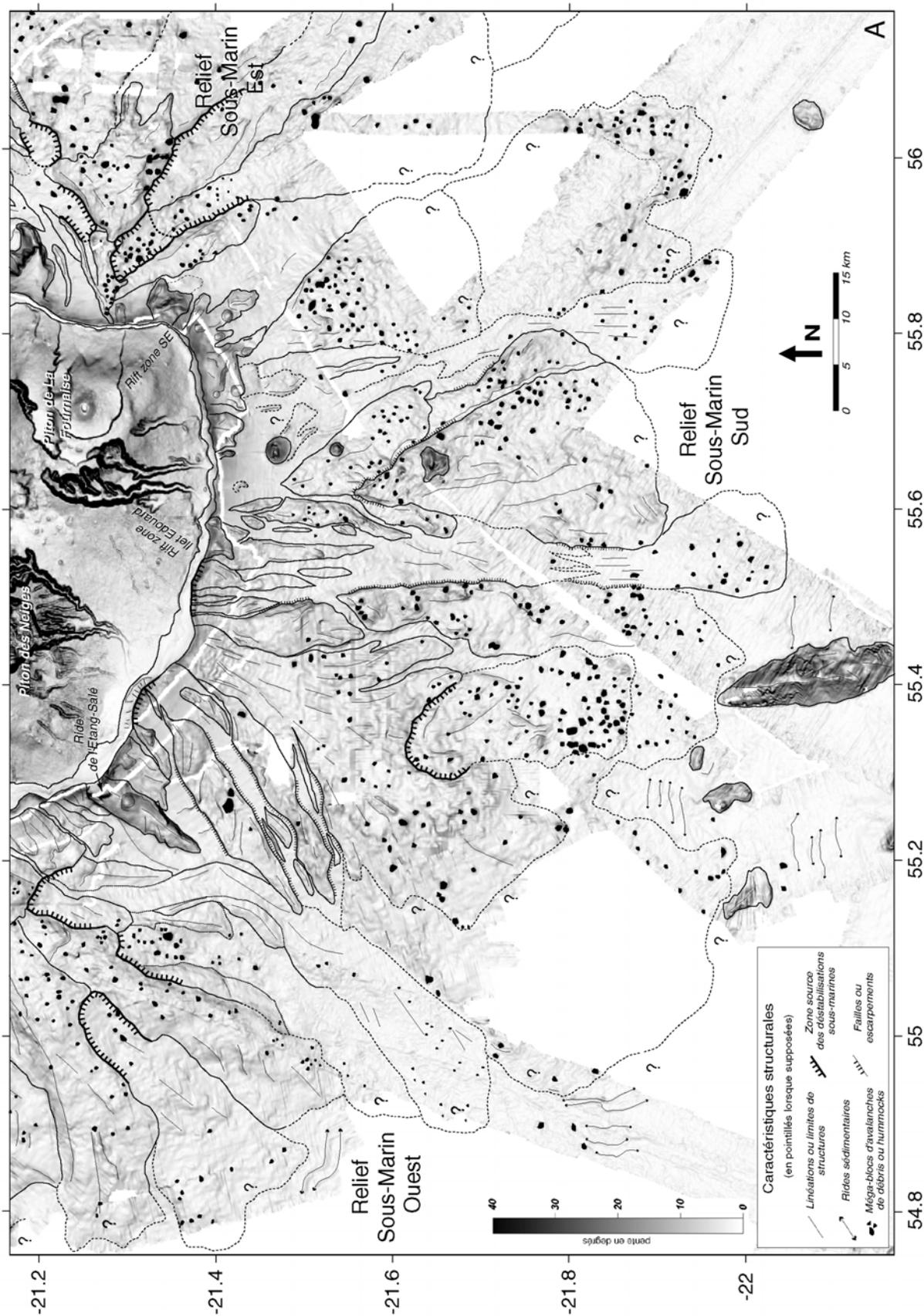
Lp2. Cet escarpement pourrait constituer la zone source de cette déstabilisation qui serait ainsi postérieure à la mise en place de l'unité Lp2. L'unité Lp3 se distingue des deux autres unités constitutives du Lobe Principal par une signature morphologique et acoustique contrastée. Elle présente clairement une surface chaotique à hummocks caractéristique des dépôts d'avalanche de débris mais, les blocs identifiés, de taille pluri-hectométrique à kilométrique, apparaissent relativement plus nets sur la bathymétrie (Figure 2-72A). Cette observation souligne la relative fraîcheur des produits Lp3 et confirme leur mise en place plus tardive comparée à celle des produits des unités Lp1 et Lp2.

### II.5.8.2 Les Formations Occidentales

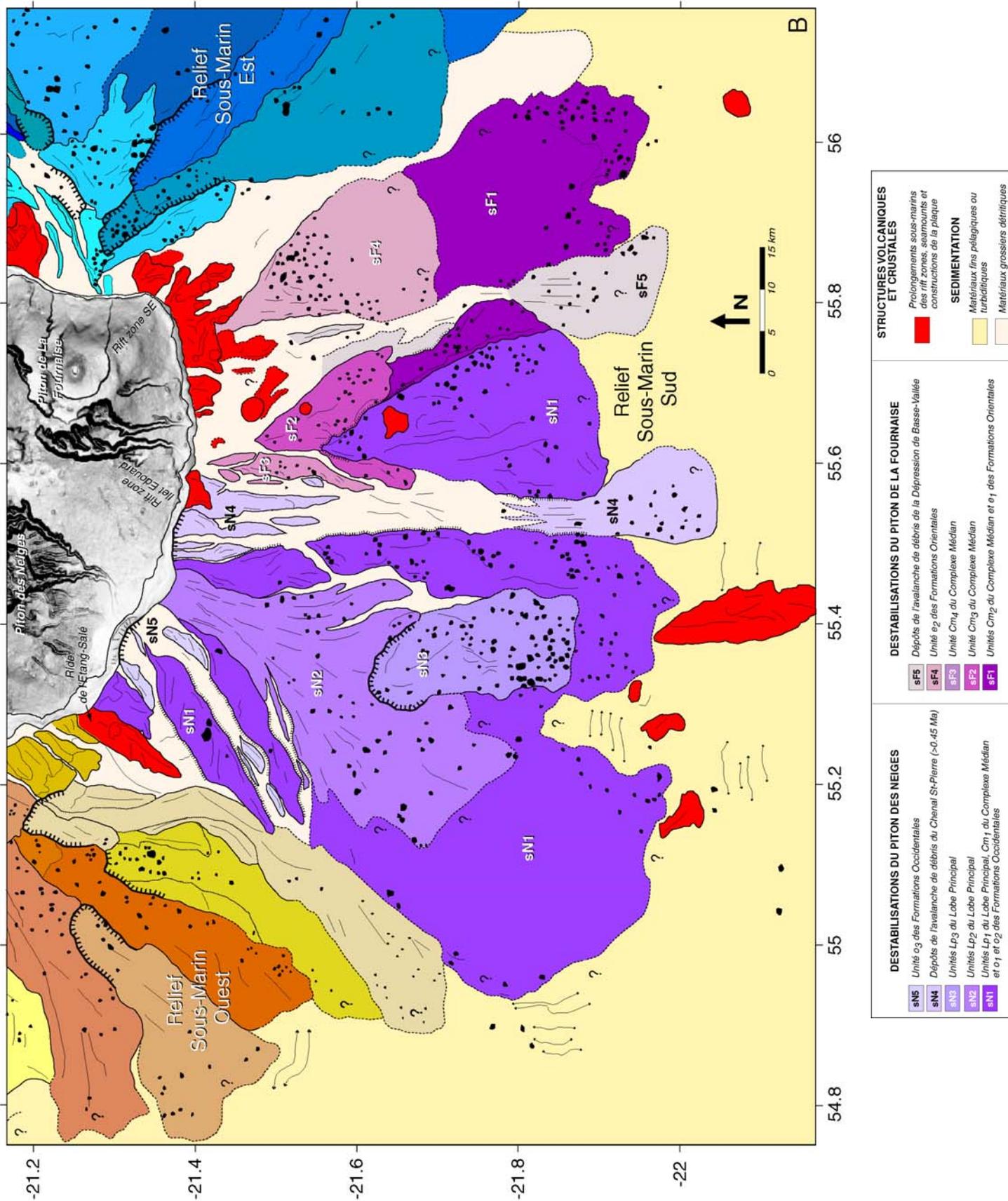
La nature et l'origine des Formations Occidentales sont difficiles à établir à partir des seules données disponibles. Nous proposons néanmoins de considérer ces formations comme le résultat d'au moins 2 avalanches de débris dont les dépôts correspondraient, d'une part aux unités o1 et o2, et d'autre part à l'unité o3 (Figures 2-71, 2-72 et 2-75):

► Dans ce schéma, la mise en place des produits de l'unité o3 serait postérieure à celle des unités o1 et o2, puisque les rides o3 intersectent l'ensemble o2 en zone proximale. Les dépôts o3 seraient également plus récents que ceux de l'unité Lp1 du Lobe Principal car la bordure occidentale de cette unité est disséquée, en amont et en aval du Chenal Saint-Louis, par les rides de l'unité o3. Ces rides s'étendent au large d'une échancrure marquée au sein du plateau sous-marin côtier (Figures 2-72A et 2-75), globalement de la forme d'un amphithéâtre, qui pourrait correspondre à la zone source de d'une déstabilisation littorale à l'origine de l'unité o3. Cette structure sera dénommée par la suite "structure du Chenal Saint-Louis" (cf Chap. 4, § II.2.2.; Figure 2-115). Les produits de l'avalanche de débris générée aurait ainsi démantelé l'ensemble o1-o2 à l'ouest, comme le suggère la géométrie "en accolade" de la partie amont de l'unité o1, et se serait propagée au sein du Chenal Saint-Louis à l'est, contribuant au creusement de cette dépression (Figures 2-71 et 2-72A);

► L'origine de l'ensemble o1-o2 n'est pas clairement établie. La géométrie de ces formations rappelle celle de l'unité  $\delta 1$  du Relief Sous-Marin Nord (cf § II.3.4.2., Figures 2-59 et 2-60) ou des Formations Orientales du Relief Sous-Marin Ouest (cf § II.4.2.3., Figures 2-63 et 2-64). Elles pourraient donc être interprétées comme les dépôts d'une avalanche de débris dont l'écoulement a été contrôlé par un haut topographique placé au sud-est, qui correspondrait au Lobe Principal. Une hypothèse alternative serait de considérer les unités o1-o2 comme un ensemble découplé de l'unité Lp1 du Lobe Principal. Dans cette hypothèse, les dépôts de l'avalanche de débris à l'origine de l'unité Lp1 s'étendraient ainsi beaucoup plus à l'ouest, jusqu'à la Ride de l'Etang-Salé et auraient été largement démantelés.



**Figure 2-75: Interprétation structurale de la région sous-marine sud de l'édifice volcanique de La Réunion.** A/ Caractéristiques structurales majeures superposées à l'image de pente calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution. B/ Schéma structural. Les différents épisodes de déstabilisation ayant affecté le flanc est sont distingués par ordre chronologique. Lire "sN3" comme la 3<sup>ème</sup> déstabilisation du flanc sud du Piton des Neiges (F: Piton de La Fournaise).



### II.5.8.3 Le Complexe Médian

L'analyse des données marines suggère que les dépôts d'au moins 4 déstabilisations majeures de type avalanche de débris sont accumulés au sein du Complexe Médian (Figures 2-73, 2-74 et 2-75). Les dépôts de ces déstabilisations successives correspondent aux unités baptisées Cm1 à Cm4:

► L'unité Cm1 regroupe les dépôts de l'événement le plus ancien. Elle définit une structure proéminente de la partie centrale du Relief Sous-Marin Sud, contournée par les produits des avalanches de débris postérieures (Figures 2-75). En aval du cône volcanique le plus distal identifié au sud du Cône Eliane, l'unité Cm1 s'organise selon deux rides marquées, orientées N175° et N150° et séparées par une dépression de direction N160° (Figures 2-73, 2-74A et C). Ces structures sont interprétées comme le résultat du contournement du cône volcanique par les produits d'avalanche de débris à l'origine des dépôts Cm1. L'orientation des rides suggère que la direction de propagation des produits impliqués dans l'avalanche de débris était approximativement N160° (la direction de la dépression) avant le contournement du cône. Cette direction indique que l'avalanche de débris à l'origine des dépôts Cm1 a affecté le massif du Piton des Neiges et non pas celui du Piton de La Fournaise, comme pourrait le suggérer la position de l'unité Cm1 au sud de ce massif;

► L'unité Cm2 est juxtaposée à l'est de l'unité Cm1. Son orientation N150° ne correspond pas à la direction de plus grande pente et suggère que la mise en place des dépôts Cm2 a été contrôlée par la présence d'un relief pré-existant à l'ouest, certainement formé par ceux de l'unité Cm1;

► L'unité Cm3, placée en position stratigraphique supérieure par rapport à l'unité Cm2 et, par conséquent, plus récente que cette dernière, présente une géométrie particulière caractérisée par deux lobes qui divergent de part et d'autre de l'unité Cm1 (Figures 2-73 et 2-74A). Ces lobes indiquent que les produits impliqués dans l'avalanche de débris à l'origine de l'unité Cm3 ont également contourné le relief proéminent formé par les dépôts Cm1;

► L'unité Cm4 constitue les dépôts de l'événement le plus récent accumulés au sein du Complexe Médian. Elle définit une ride proéminente de la zone proximale du Complexe Médian, orientée nord-sud en amont, qui oblique vers le Chenal Saint-Pierre selon une direction N20° en aval. Ce changement de direction montre que l'avalanche de débris à l'origine des dépôts Cm4 a été dévié par le relief pré-existant formé par les unités Cm1 et Cm3.

#### II.5.8.4 Les Formations Orientales

Les unités e1 et e2 des Formations Orientales présentent des caractéristiques morphologiques et acoustiques qui suggèrent de considérer ces terrains comme les dépôts de deux avalanches de débris qui ont affectées le flanc sud du massif du Piton de La Fournaise (Figures 2-73, 2-74 et 2-75). L'unité e2 est clairement superposée à l'unité e1 et correspond aux dépôts d'un événement plus jeune. Cette chronologie relative est confirmée par la signature morphologique et acoustique contrastée entre la surface de l'unité e2 et la partie supérieure de l'unité e1. L'unité e1 présente, en amont, une surface adoucie sur la bathymétrie et un faciès sonar relativement clair indiquant une couverture sédimentaire fine des formations (Figures 2-73 et 2-74). L'enneisement sédimentaire des formations e2 est plus limitée, ce qui souligne la mise en place postérieure des produits constitutifs de cette unité.

Les Formations Orientales sont placées au large du prolongement sous-marin de la rift zone sud-est du Piton de la Fournaise (Figures 2-73, 2-74 et 2-75). Ce massif ne présente pas de structures évidentes, en amphithéâtre, susceptibles de correspondre aux zones sources des déstabilisations à l'origine des dépôts e1 et e2. Nous proposons, par conséquent, que:

- les unités e1 et e2 constituent les dépôts de deux déstabilisations d'origine sub-aérienne;
- ces événements ont démantelé la paléo-rift zone sud-est du Piton de La Fournaise;
- la structure immergée actuelle de la rift zone sud-est est relativement récente et au moins postérieure aux deux événements associés aux dépôts e1 et e2.

Cette interprétation souligne une succession de phases d'édification et de démantèlement de la structure immergée de la rift zone sud-est du volcan actif de La Réunion. Le démantèlement récurrent de cette structure pourrait expliquer la différence de morphologie remarquable entre le prolongement sous-marin de la rift zone nord-est, large et massif, et celui de la rift zone sud-est, boudiné et hétérogène (cf § 1.2.3.1. et Figure 2-34), mais également l'absence d'anomalie magnétique négative claire au niveau de la rift zone sud-est qui serait ainsi essentiellement composée de formations plus jeunes que 0.78 Ma (cf Figure 2-35; Lénat et al., 2001). Seule la partie massive orientale de la structure est marquée par une anomalie inverse. Elle est interprétée comme le prolongement sud du soubassement ancien (>0.78 Ma) identifié au niveau de la rift zone nord-est (cf § 1.2.3.1.). Cette partie n'a vraisemblablement pas été démantelée par les déstabilisations reconnues au sud de l'île.

### II.5.8.5 Le Chenal Saint-Pierre et la Dépression de Basse-Vallée

#### A- Une avalanche de débris à l'origine du Chenal Saint-Pierre?

L'analyse des données bathymétriques et acoustiques suggère que le Chenal Saint-Pierre n'est pas uniquement une dépression d'origine érosive mais qu'une déstabilisation secondaire a contribué à sa formation (Figures 2-73, 2-74 et 2-75).

Le Chenal Saint-Pierre est délimité en amont par une échancrure marquée au sein du plateau sous-marin côtier qui pourrait correspondre à la zone source de cette déstabilisation (Figures 2-73, 2-74 et 2-75). Cette structure sera baptisée par la suite "structure du Chenal Saint-Pierre" (cf Chap. 4, § II.2.2.; Figure 2-115). La partie supérieure du chenal est obstruée par un ensemble de rides allongées dans la direction de plus grande pente et interprétées comme des dépôts d'avalanches de débris proximaux. Ces rides dissèquent la partie supérieure de l'unité Lp1 du Lobe Principal à l'ouest, ce qui suggère que l'événement du Chenal Saint-Pierre est postérieur à la mise en place de cette unité (Figure 2-75). A l'est, des formations d'apparence plus massives sont superposées à ce complexe de rides et pourraient correspondre au prolongement sous-marin de la rift zone de l'Îlet Edouard, mise en évidence en contexte sub-aérien et qui aurait fonctionné vers 0.45 Ma (Bachelery et Mairine, 1990; Lénat et al. 2001). Cette hypothèse spéculative impliquerait que la déstabilisation du Chenal Saint-Pierre serait plus ancienne que 0.45 Ma. La partie aval de la dépression est clairement comblée par des dépôts d'avalanche de débris, de signature acoustique mouchetée typique, qui forment, à l'exutoire du Chenal Saint-Pierre, une excroissance topographique remarquable (Figures 2-73 et 2-74C). Les blocs identifiés sont de taille pluri-hectométrique et s'organisent en rides longitudinales orientées nord-sud (Figure 2-74A et B), soit la direction de la dépression, ce qui indique bien une propagation des matériaux au sein du Chenal Saint-Pierre. Ces produits ont vraisemblablement disséqué la bordure est de l'unité Lp1 du Lobe Principal et la bordure ouest de l'unité Cm1 du Complexe Médian, lors de leur mise en place (Figures 2-73 et 2-74A). L'avalanche de débris du Chenal Saint-Pierre serait donc également plus récente que celle à l'origine des dépôts Cm1 (Figure 2-75).

Notre analyse suggère par conséquent que la partie orientale du Lobe Principal a été affectée par une déstabilisation secondaire, qui a remobilisé des dépôts d'avalanches de débris primaires accumulés en mer et dont la source est probablement côtière. Cette déstabilisation aurait contribué au creusement du Chenal Saint-Pierre qui ne serait donc pas uniquement un chenal d'érosion. La couverture de la partie supérieure du chenal par des sédiments détritiques grossiers de signature acoustique sombre (Figure 2-74B) souligne cependant le rôle majeur des processus érosionnels dans son évolution.

### B- Une avalanche de débris canalisée au sein de la Dépression de Basse-Vallée?

Sur la base des données disponibles, nous proposons que des produits impliqués dans une avalanche de débris ont été canalisés au sein de la Dépression de Basse-Vallée (Figure 2-75). La partie distale de la dépression est en effet comblée par une excroissance topographique remarquable qui souligne la présence d'une accumulation de matériaux à son exutoire (Figures 2-73 et 2-74C). Cette structure est définie par un faciès sonar moucheté, typique des dépôts d'avalanche de débris (Figure 2-74b). Les blocs identifiés de taille pluri-hectométrique s'alignent selon des rides globalement orientées N5°. Cette direction non conforme avec celle N160° de la dépression suggère que les produits impliqués dans l'avalanche de débris ont été déviés par un relief pré-existant à l'est, certainement formé par les produits accumulés au sein des Formations Orientales dont la bordure ouest est disséquée par la dépression (Figures 2-73, 2-74A et 2-75). Les Formations Orientales seraient donc plus anciennes que la déstabilisation de la Dépression de Basse-Vallée. Au large du Cône Eliane, la dépression est partiellement comblée par une ride et des formations juxtaposées à l'est du Complexe Médian, interprétées comme des reliquats proximaux des dépôts d'avalanches de débris identifiés à son exutoire (Figures 2-73, 2-74A et C). L'origine de la déstabilisation de la Dépression de Basse-Vallée est indéterminée. Cet événement correspond probablement à une déstabilisation sous-marine secondaire qui aurait remobilisé des produits accumulés à l'est du Relief Sud.

### C- Implications sur l'organisation du Relief Sous-Marin Sud

Notre analyse suggère que des déstabilisations secondaires, comparables à celles déjà reconnues au sein des Reliefs Sous-Marins Est (cf § II.2.7.4.) et Ouest (cf § II.4.5.4.), ont vraisemblablement démantelé la structure du Relief Sud et contribué au creusement des zones déprimées du Chenal Saint-Pierre et de la Dépression de Basse-Vallée (Figure 2-75). La mise en évidence de ces événements permet d'émettre des hypothèses supplémentaires quant à l'organisation de l'excroissance topographique méridionale. Nous proposons que:

➤ l'avalanche de débris du Chenal Saint-Pierre a démantelé de façon drastique la partie orientale du Lobe Principal. Les produits impliqués dissèquent en effet l'unité Lp1 du Lobe Principal et l'unité Cm1 du Complexe Médian (Figures 2-73 et 2-74A). Ces deux unités pourraient ainsi correspondre aux dépôts d'un unique événement de déstabilisation qui aurait affecté le flanc sud du massif du Piton des Neiges (**événement *SN1*** sur la figure 2-75). Cette hypothèse est confirmée par l'estimation à N160° de la direction de propagation des produits impliqués dans l'avalanche de débris à l'origine des dépôts Cm1 (Figures 2-73 et 2-74A). Les dépôts Lp1 et Cm1 correspondent respectivement aux produits les plus anciens mis en place au sein du Lobe Principal et du Complexe Médian (cf § II.5.8.1. et § II.5.8.3.). Dans ce contexte, l'avalanche de débris associant ces deux unités, et peut être également les unités o1 et o2 des Formations

Occidentales (cf § II.5.8.2.), constituerait l'événement le plus ancien ayant affecté la zone sud du Piton des Neiges (Figure 2-75). Les dépôts de cette déstabilisation majeure couvriraient ainsi près de 3000 km<sup>2</sup> (plus d'une fois la surface de l'île) et auraient été très largement démantelés, à la fois par les processus érosionnels classiques, à l'origine, par exemple, du Chenal Saint-Louis, mais également, par au moins un événement de déstabilisation secondaire qui a contribué au creusement du Chenal Saint-Pierre;

► l'avalanche de débris de la Dépression de Basse-Vallée a potentiellement démantelé la partie orientale du Relief Sud. Dans ce contexte, une avalanche de débris unique pourrait être à l'origine des unités Cm2 du Complexe Médian et e1 des Formations Orientales (Figures 2-73 et 2-74; **événement sF1** sur la figure 2-75). Cette hypothèse spéculative est appuyée par la morphologie de surface comparable des formations constitutives de ces deux unités, mais également par leur position adjacente à l'est du Relief Sous-Marin Sud. Cet événement serait postérieur à celui majeur identifié précédemment au sud du Piton des Neiges, puisque l'unité Cm2 est plus récente que les formations Cm1 du Complexe Médian (cf § II.5.8.3.). Il aurait affecté la partie sud-est de l'île et pourrait avoir démantelé le flanc sud du massif du Piton de La Fournaise.

#### II.5.8.6 Reconstitution de l'histoire du Relief Sous-Marin Sud

Sur la base de l'ensemble des descriptions et des interprétations précédentes, nous proposons une reconstitution de la formation du Relief Sous-Marin Sud. Elle constitue une synthèse de notre interprétation du flanc méridional de l'île et pourra servir de base pour les investigations futures (Figure 2-75).

##### A- Deux déstabilisations primitives du Piton des Neiges et de La Fournaise

Les dépôts de deux avalanches de débris majeures constituent le soubassement du Relief Sous-Marin Sud:

► L'événement le plus ancien identifié est interprété comme une déstabilisation du flanc méridional du massif du Piton des Neiges, à l'origine d'une avalanche de débris gigantesque qui aurait déplacé plusieurs centaines de km<sup>3</sup> de matériaux jusqu'à 70 km du littoral. Les dépôts de cet événement majeur correspondent aux unités o1 et o2 des Formations Occidentales, Lp1 du Lobe Principal et Cm1 du Complexe Médian et couvrent ainsi une surface de près de 3000 km<sup>2</sup> (**événement sN1** sur la figure 2-75). L'extension distale des dépôts est soulignée par des rides sédimentaires qui se seraient formées, par plissement-rebroussement de la couverture sédimentaire pélagique du plancher océanique, lors de leur mise en place. La Ride de l'Etang-Salé constitue la limite nord-ouest des dépôts (Figures 2-71, 2-72A et 2-75), ce qui suggère une

relation entre la rift zone sud-ouest supposée du Piton des Neiges (cf § 1.2.3.2.) et cette déstabilisation de flanc;

► Le second événement aurait démantelé le flanc sud du Piton de La Fournaise (**événement sF1**). Les dépôts de cette déstabilisation correspondraient aux unités Cm2 du Complexe Médian et e1 des Formations Orientales (Figure 2-75). Les produits impliqués se sont vraisemblablement accumulés à l'est du lobe d'accumulation formé en mer à la suite du premier événement, qui a potentiellement guidé et contrôlé leur mise en place.

### B- Les déstabilisations postérieures du Piton des Neiges et de La Fournaise

La chronologie relative des événements postérieurs n'est pas clairement établie sur la base des seules données disponibles. Nous proposons néanmoins une reconstitution des déstabilisations attribuées, d'une part, au massif du Piton des Neiges (**événements sN2 à sN5** sur la figure 2-75) et, d'autre part, au massif du Piton de La Fournaise (**événements sF2 à sF5**).

◆ Le Piton des Neiges a subi au moins une déstabilisation majeure supplémentaire de son flanc sud, à l'origine des dépôts Lp2 accumulés au sein du Lobe Principal (**événement sN2**). L'extension jusqu'au pied du plateau sous-marin côtier de ces dépôts indique que l'avalanche de débris considérée est d'origine sub-aérienne. Les produits impliqués dans cette déstabilisation ont certainement été canalisés en amont, entre la ride proéminente orientale de l'unité Lp1 du Lobe Principal et celle de l'unité o1 des Formations Occidentales (cf profil 1 sur la figure 2-72C), puis se sont étalés et superposés au soubassement formé par les produits de l'événement sN1 (Figure 2-75). L'éperon Lp2 a vraisemblablement été affecté par une déstabilisation sous-marine secondaire (**événement sN3**), dont la zone source correspond à l'escarpement net identifié dans la partie terminale du lobe et les dépôts au champ de blocs Lp3 du Lobe Principal (Figure 2-72).

◆ Deux épisodes secondaires de déstabilisation (**événements sN4 et sN5**), dont les zones source sont probablement littorales, se sont déclenchés sur les flancs latéraux du lobe d'accumulation formé en mer, au sud du massif du Piton des Neiges, consécutivement aux 3 événements précédents (sN1 à sN3):

- à l'est, l'avalanche de débris du Chenal Saint-Pierre (**événement sN4**), certainement à l'origine de cette dépression majeure des flancs immergés méridionaux de l'île, a démantelé de façon drastique la partie orientale du soubassement formé à la suite de l'événement sN1. L'âge de cette déstabilisation pourrait être supérieur à 0.45 Ma (Bachelery et Mairine, 1990), si

l'hypothèse selon laquelle les formations de la rift zone de l'Îlet Edouard se sont prolongées en mer et se sont superposées aux dépôts proximaux de cette avalanche de débris est vérifiée;

- à l'ouest, une déstabilisation littorale (**événement sN5**) serait à l'origine de l'unité o3 des Formations Occidentales (Figures 2-71 et 2-72). Les produits impliqués dans cette avalanche de débris ont probablement contribué au démantèlement de la structure occidentale du soubassement formé à la suite de l'épisode sN1 et au creusement du Chenal Saint-Louis.

◆ Au moins 3 déstabilisations, dont les produits correspondent respectivement aux unités Cm3 et Cm4 du Complexe Médian et e2 des Formations Orientales (Figures 2-73 et 2-74), sont interprétées comme des événements qui auraient affecté la partie sub-aérienne du massif du Piton de La Fournaise (**événements sF2 à sF4**). Les épisodes sF2 et sF3 sont postérieurs à la formation du Chenal Saint-Pierre, puisque la mise en place des produits impliqués dans ces avalanches de débris a vraisemblablement été influencée par la présence de cette zone déprimée à l'ouest. La chronologie relative avec l'événement sF4 n'est pas établie. L'avalanche de débris sF4 est clairement antérieure à la formation du prolongement actuel de la rift zone sud-est du Piton de La Fournaise.

◆ Nous proposons enfin qu'une déstabilisation secondaire, dont la source est indéterminée mais probablement sous-marine, a remobilisé les produits d'avalanches de débris primaires accumulés à l'est du Relief Sud (**événement sF5**) et pourrait être à l'origine de la Dépression de Basse-Vallée.

L'analyse détaillée du Relief Sous-Marin Sud révèle la particularité de cette structure qui regroupe les dépôts d'au moins une dizaine de déstabilisations récurrentes, multi-échelles, d'origine sub-aérienne, sous-marine ou côtière, de type avalanche de débris, qui ont affecté les massifs du Piton des Neiges et du Piton de La Fournaise (Figure 2-75). Dans le détail, le Piton des Neiges a subi au moins 2 déstabilisations majeures de son flanc sud et le Piton de La Fournaise, au moins 4. Les dépôts résultants, accumulés en mer, ont été ultérieurement affectés par au moins 4 déstabilisations secondaires.

## **Chapitre 4**

### *Dépôts et zones sources des déstabilisations en contexte sub-aérien*

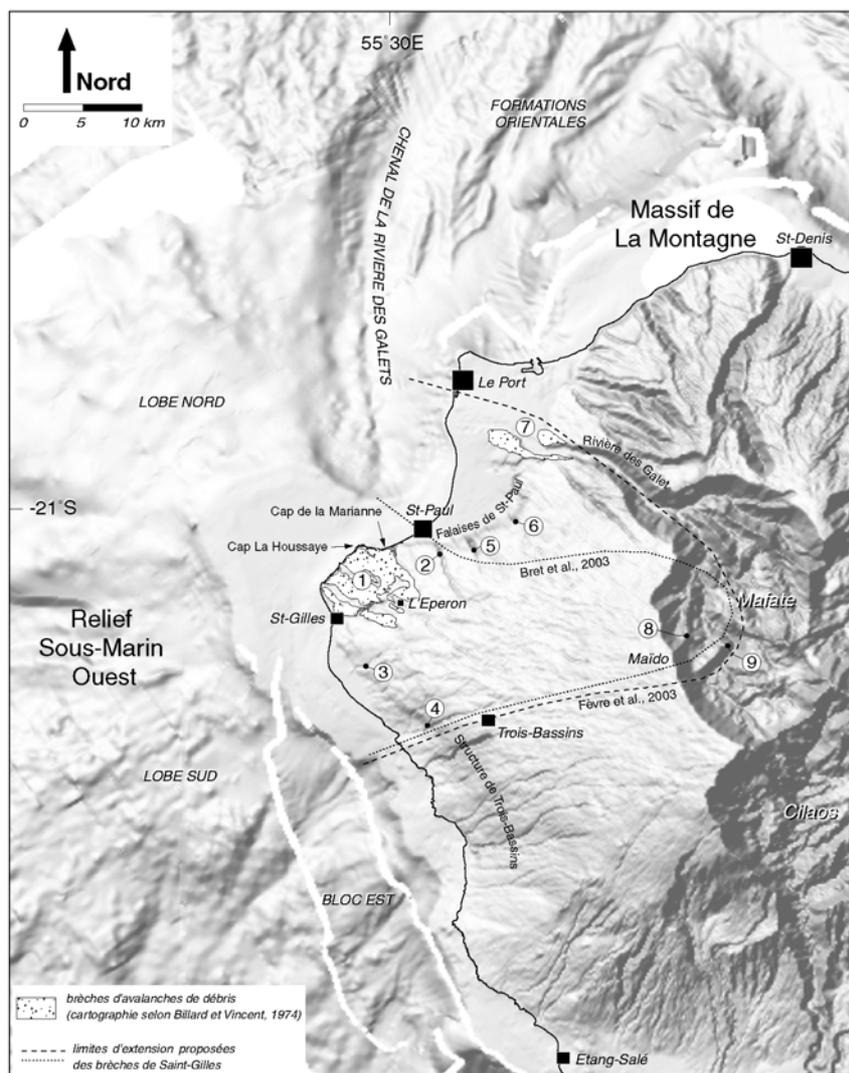
#### *Discussion des relations "terre-mer"*

**OBJECTIFS:**

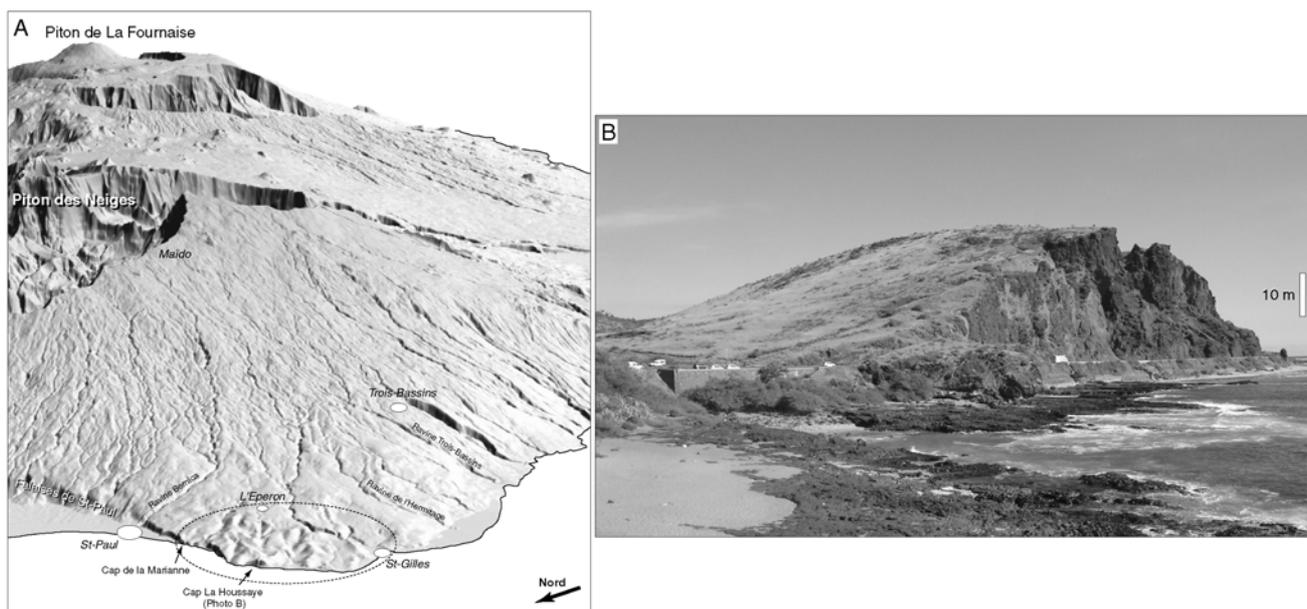
- Présenter les dépôts d'avalanches de débris reconnus en contexte émergé, discuter l'origine de ces produits et leurs relations potentielles avec les différents ensembles mis en évidence en contexte immergé;
- Analyser de façon détaillée la morphologie de l'Ile de La Réunion et identifier les zones sources potentielles des déstabilisations.

**MOTS-CLES:**

Brèches d'avalanches de débris, brèches de fond de cirques, géologie de terrain, analyse morpho-structurale, MNT, zones sources.



**Figure 2-76: Carte de localisation des brèches d'avalanches de débris sur le flanc occidental du Piton des Neiges et limites d'extension supposées des formations de Saint-Gilles.** Affleurements: 1- Saint-Gilles, 2- Ravine Bernica, 3- Ravine de l'Hermitage, 4- Ravine Trois-Bassins, 5- Ravine Divon, 6- Bassin Vital, 7- Rivière des Galets, 8- La Brèche (alt. 1290 m), 9- Le Bronchard (alt. 800-1260 m). Les traits pointillés et tiretés correspondent aux limites d'extension des brèches de Saint-Gilles proposées respectivement par Bret et al. (2003) et Fèvre et al. (2003). Le support utilisé est une image ombrée (illumination depuis le nord-ouest) calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution.



**Figure 2-77: Morphologie à hummocks de la région de Saint-Gilles.** A/ Image ombrée centrée sur le Cap La Houssaye, représentée en 3 dimensions (exag. vert. X1.7) et calculée à partir du MNT 25 m de La Réunion (illumination depuis le sud-ouest). B/ Vue sur le hummock du Cap La Houssaye.

## **I. LES BRECHES D'AVALANCHES DE DEBRIS EN CONTEXTE SUB-AERIEN**

---

Ce paragraphe dresse un bilan des affleurements de brèches d'avalanches de débris identifiés à La Réunion et propose une discussion des relations "terre-mer" entre ces dépôts sub-aériens et ceux reconnus au sein des Reliefs Sous-Marins (cf Chap. 3, § II.). Les sites présentés, exclusivement localisés au niveau du massif du Piton des Neiges, sont pour la plupart connus et ont été revisités dans le cadre d'une mission de terrain (mars-mai 2002) réalisée en collaboration avec le LSTUR. Leur interprétation est discutée. Les observations géologiques préliminaires de nouveaux affleurements, mis en évidence au cours de cette mission, sont également présentées dans ce sous-chapitre. Elles demandent à être complétées par des travaux plus approfondis (échantillonnages, datations, analyses pétrographiques et chimiques, ...), menés actuellement au LSTUR. L'étude des brèches d'avalanches de débris du Piton des Neiges font en effet l'objet de plusieurs thèses de doctorat (Fèvre, Arnaud; soutenances prévues en 2005), dont les premiers résultats (Fèvre et al., 2001, 2003 et 2004; Bret et al., 2003; Arnaud et al., 2003 et 2004) seront présentés et discutés.

### **I.1. Les brèches d'avalanches de débris du flanc ouest du Piton des Neiges**

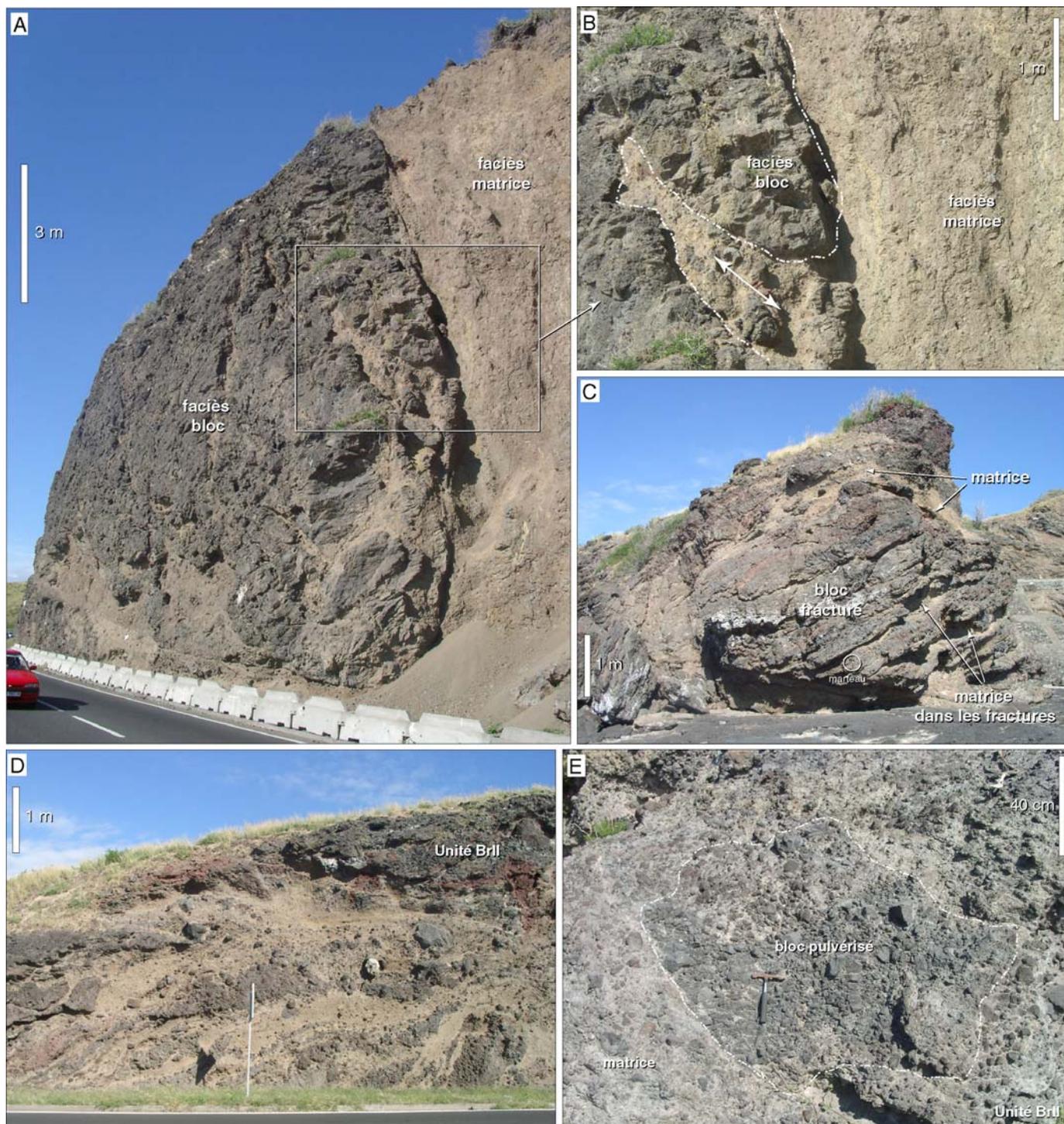
#### *I.1.1. Les brèches de Saint-Gilles*

##### **I.1.1.1 Localisation**

Les brèches de Saint-Gilles (Bachèlery et al., 1996 et 2003; Courteaud et al., 1997) couvrent une surface d'environ 16 km<sup>2</sup> en bordure littorale nord-ouest de La Réunion, entre le Cap de la Marianne, le port de Saint-Gilles et jusqu'à 250-300 m d'altitude en aval du village de l'Eperon (affleurements 1 sur la figure 2-76), où elles disparaissent sous les coulées trachy-andésitiques de la série différenciée du Piton des Neiges (Billard et Vincent, 1974).

##### **I.1.1.2 Travaux antérieurs**

Les brèches de Saint-Gilles ont longtemps été interprétées comme des brèches pyroclastiques résultant d'éruptions phréato-magmatiques sub-aériennes ou sous-marines liées au stade d'émersion de l'île (Billard et Vincent, 1974; Chevallier, 1979; Montaggioni et Nativel, 1988). Mais, la mise en évidence de phénomènes de déstabilisation du flanc est du volcan actif de La Réunion (cf Chap. 1, § II.3.2.; Lénat et al., 1989 et 1990; Lénat et Labazuy, 1990; Labazuy, 1991 et 1996), la description fine des formations (Bachèlery et al., 1996 et 2003; Courteaud et al., 1997) et leur forte analogie avec, par exemple, les brèches d'avalanches de débris du volcan du Cantal (Cantagrel, 1995; Schneider et Fisher, 1998; Reubi et Hernandez, 2000), ont depuis conduit à les réinterpréter en terme de dépôts d'avalanches de débris (Bachèlery et al., 1996 et 2003; Courteaud et al., 1997; Bret et al., 2003). Les



**Figure 2-78: Caractéristiques morphologiques et texturales des formations bréchiques de Saint-Gilles.** A/ Association des faciès bloc et matrice. Distinction nette entre un bloc d'une vingtaine de mètre de haut et la matrice constituée de particules argileuses fines et d'éléments anguleux à sub-anguleux, centimétrique à pluri-décimétrique. B/ Contact entre les deux faciès. Le bloc en se désagréant nourrit la matrice. C/ Bloc pluri-métrique fracturé. La matrice s'est injectée mécaniquement à l'intérieur des fractures. D/ Figures d'étirement, de fluidalité et d'éclatement des blocs. E/ Processus de pulvérisation en jigsaw-cracks d'un bloc.

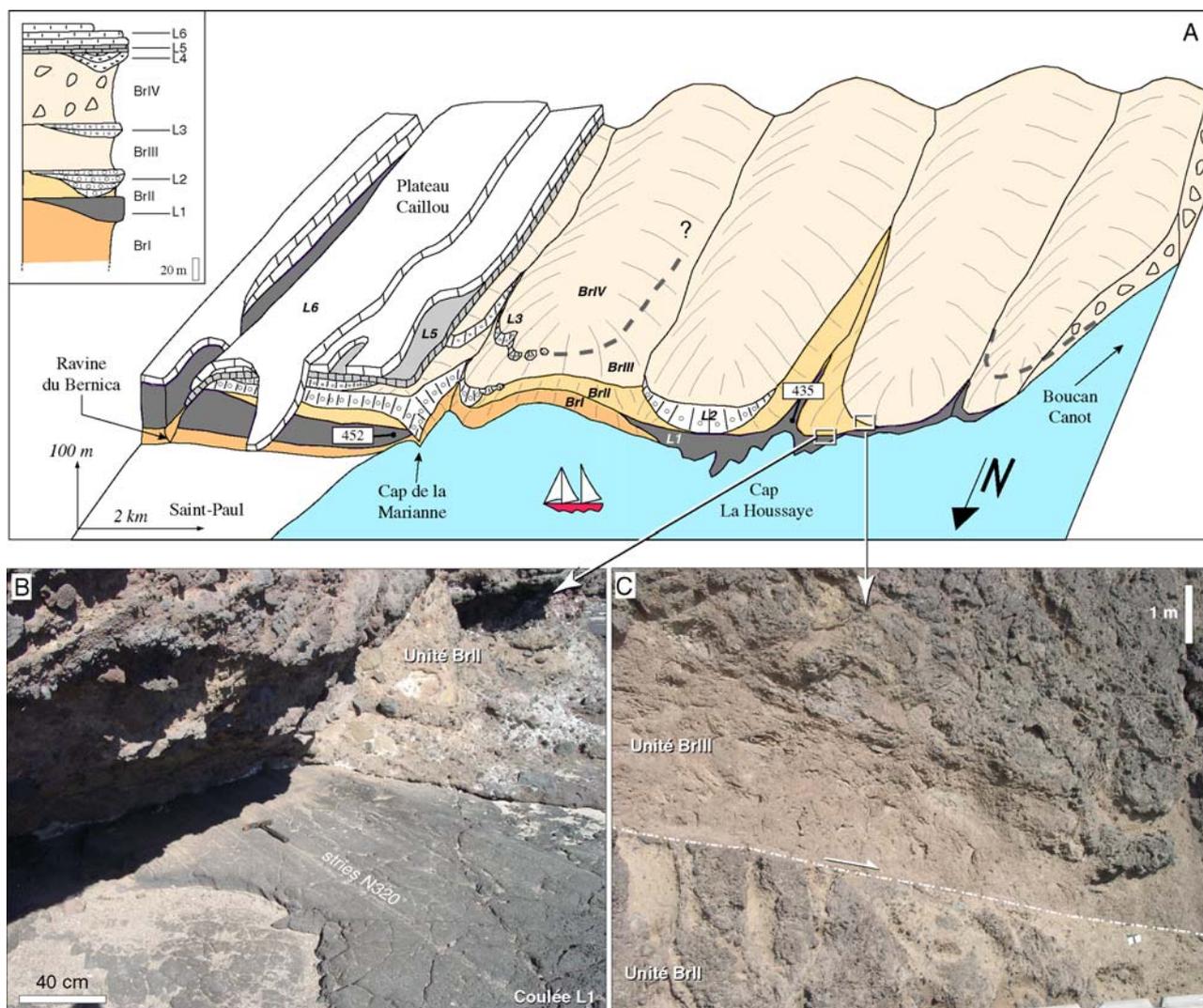
brèches de Saint-Gilles correspondent ainsi, historiquement, aux premiers dépôts de ce type mis en évidence à La Réunion, en contexte émergé.

#### A- Géologie

Les formations de Saint-Gilles constituent, au premier ordre, une unité bréchique homogène à l'origine d'un paysage vallonné, marqué par de nombreuses collines et des rides d'allongement nord-ouest/sud-est conforme à la pente du Piton des Neiges, dont la morphologie à hummocks est typique des dépôts d'avalanches de débris (cf Part. 1, § II.2.3.; Figure 2-77). Elles se caractérisent par la présence systématique de deux faciès intimement imbriqués (Bachèlery et al., 1996 et 2003; Courteaud et al., 1997; Figure 2-78), (1) une matrice ("faciès matrice") qui correspond à un mélange non classé, non stratifié et très hétérogène de matériaux dont la granulométrie va des silts aux blocs, avec une prédominance d'éléments fins donnant à l'ensemble un aspect de dépôts de coulée boueuse, (2) des panneaux ou blocs ("faciès bloc"), plus massifs, de taille métrique à décamétrique, et constitués de pans de coulées, de scories, de pyroclastites, mais également d'autres brèches, ce qui souligne une remobilisation de dépôts bréchiques antérieurs (issus d'événements de type avalanche de débris ou non). Les blocs présentent divers degrés de désagrégation. Certains sont peu désorganisés, simplement fracturés et préservent des structures originelles (évidences d'anciennes stratifications). Mais, le plus souvent, ils ont subi une désagrégation intense et prennent un aspect de brèches mono- ou poly-lithologiques (Figure 2-78). Les figures d'étirement, de fluidalité, de dislocation et d'éclatement (jigsaw-cracks) des blocs observées à l'affleurement (Figures 2-78D et E) indiquent que ce processus de bréchification se réalise au cours du transport du matériel. Lors du déplacement, les blocs se percutent, subissent des vibrations internes à l'écoulement et se fracturent (cf Part. 1, § II.2.3; Ui et al., 1986; Glicken, 1996; Bachèlery et al., 2003). L'injection mécanique de la matrice dans ces fractures contribue à la désagrégation progressive des blocs, dont les fragments sont inclus au faciès matriciel (mécanisme de nourrissage de la matrice; Figures 2-78B et C).

Dans le détail, les brèches de Saint-Gilles présentent une structure plus complexe, marquée par la superposition d'au moins quatre unités bréchiques (de BrI à BrIV; Figure 2-79A) interstratifiées avec des coulées de laves en place (L1 à L3; Bachèlery et al., 1996 et 2003; Courteaud et al., 1997):

♦ L'unité inférieure BrI ("brèches anciennes"), d'épaisseur inconnue, affleure sur 20 à 30 m de haut à la base de la falaise littorale, sur moins d'1 km, entre le Cap de la Marianne et le Cap La Houssaye (Figure 2-79A). Elle est caractérisée par la présence d'éléments fortement altérés (zéolitisation et argilisation de la matrice et des blocs), une matrice très largement représentée et des blocs métriques, dont l'altération initiale a facilité la désagrégation et le nourrissage de la matrice. L'âge absolu des brèches anciennes est indéterminé. Celles-ci sont cependant antérieures aux coulées L1 du Cap de la Marianne qui les recouvrent, datées à 452 ka (McDougall, 1971; Figure 2-79A);



**Figure 2-79: Chronologie relative de la mise en place des unités bréchiques et des formations laviques dans le secteur du Cap La Houssaye.** A/ Bloc diagramme interprétatif. *Modifié d'après Bachèlery et al. (2003)*. Les chiffres correspondent aux datations (en ka) des coulées de laves selon McDougall (1971). Le log stratigraphique des formations est présenté en encadré. B/ Stries observées à la surface de la coulée pahoehoe L1 sous-jacente à l'unité bréchique BrII. Elles résultent du rabotage de la coulée lors du dépôt de l'avalanche de débris. C/ Surface de friction et de cisaillement au contact des unités bréchiques BrII et BrIII. Les blocs de l'unité BrII sont décapités.

◆ Les unités BrII à BrIV ("brèches modernes"), de plus de 100 m de puissance, constituent la partie supérieure de la séquence bréchiq ue de Saint-Gilles. Elles présentent des caractéristiques morphologiques et texturales comparables mais sont individualisées à partir des coulées de laves L2 et L3 interstratifiées (Figure 2-79A). Les brèches modernes sont peu altérées et dépourvues de formations zéolitisées. Le degré moindre d'altération et de désagrégation des blocs, par rapport à l'unité inférieure, permet une distinction nette entre les blocs et la matrice (Figure 2-78A). Les coulées de lave L1, situées sous les brèches modernes, présentent une striation intense due à la friction de la masse glissée sur la surface de la coulée (Bachèlery et al., 2003; Figure 2-79B). Ces stries définissent deux directions de mouvement, une principale N320° et une postérieure moins visible N270°, globalement conformes à la pente générale du flanc. Aucune trace de vitrification n'a été observée. De même, les contacts directs entre les différentes unités bréchiq ues peuvent être interprétés comme des surfaces de friction marquées localement par des lentilles de cisaillement et des phénomènes de cataclase fine (Bachèlery et al., 2003). La photographie de la figure 2-79C montre un tel plan de cisaillement, au contact des unités BrII et BrIII. Les blocs de l'unité inférieure ont été décapités lors de la mise en place des brèches sus-jacentes. Les brèches modernes sont postérieures à 435 ka (âge des basaltes L1 du Cap La Houssaye remplissant une paléo-vallée creusée dans les brèches anciennes et sur lesquels se sont déposées les brèches modernes; McDougall, 1971) et antérieures à 340 ka (âge le plus ancien obtenu pour les basaltes plagioclasiques L5 qui recouvrent les brèches de Saint-Gilles; Kluska, 1997; Figure 2-79A).

#### B- Extension à terre

Les études de terrain récentes (Bachèlery et al., 2003; Bret et al., 2003; Fèvre et al., 2003) montrent que les formations bréchiq ues identifiées dans la région de Saint-Gilles s'étendent probablement sur une grande partie du flanc occidental du Piton des Neiges. Les affleurements ponctuels de brèches reconnus au cœur de ravines profondes, au nord de Saint-Gilles (Ravine Bernica; affleurement 2 sur la figure 2-76) et au sud (Ravines de l'Hermitage et de Trois-Bassins; affleurements 3 et 4) souligneraient ainsi une extension latérale des brèches de Saint-Gilles d'au moins 15 km dans la zone littorale nord-ouest de l'île (Bachèlery et al., 2003; Bret et al., 2003). Fèvre et al. (2003) proposent une extension encore plus importante vers le nord, à la faveur d'affleurements découverts dans la Ravine Divon (affleurement 5), au niveau du Bassin Vital (affleurement 6) et jusqu'à l'exutoire de la Rivière des Galets (affleurement 7). Cette hypothèse sera discutée dans la sous-partie suivante (cf § I.1.2.) consacrée aux brèches de La Rivière des Galets. Les brèches de Saint-Gilles pourraient s'étendre en altitude jusqu'au cirque de Mafate (Figure 2-76). Des études électromagnétiques (CSAMT, non publiées) révèlent en effet la continuité du faciès bréchiq ue sous les coulées trachy-andésitiques de la planèze occidentale de l'île, depuis la côte jusqu'au cirque (Bachèlery et al., 2003; Bret et al., 2003). Les indices de cette continuité seraient (1) la présence d'une brèche polygénique de lithologie comparable à celle des unités de Saint-Gilles, avec cependant un

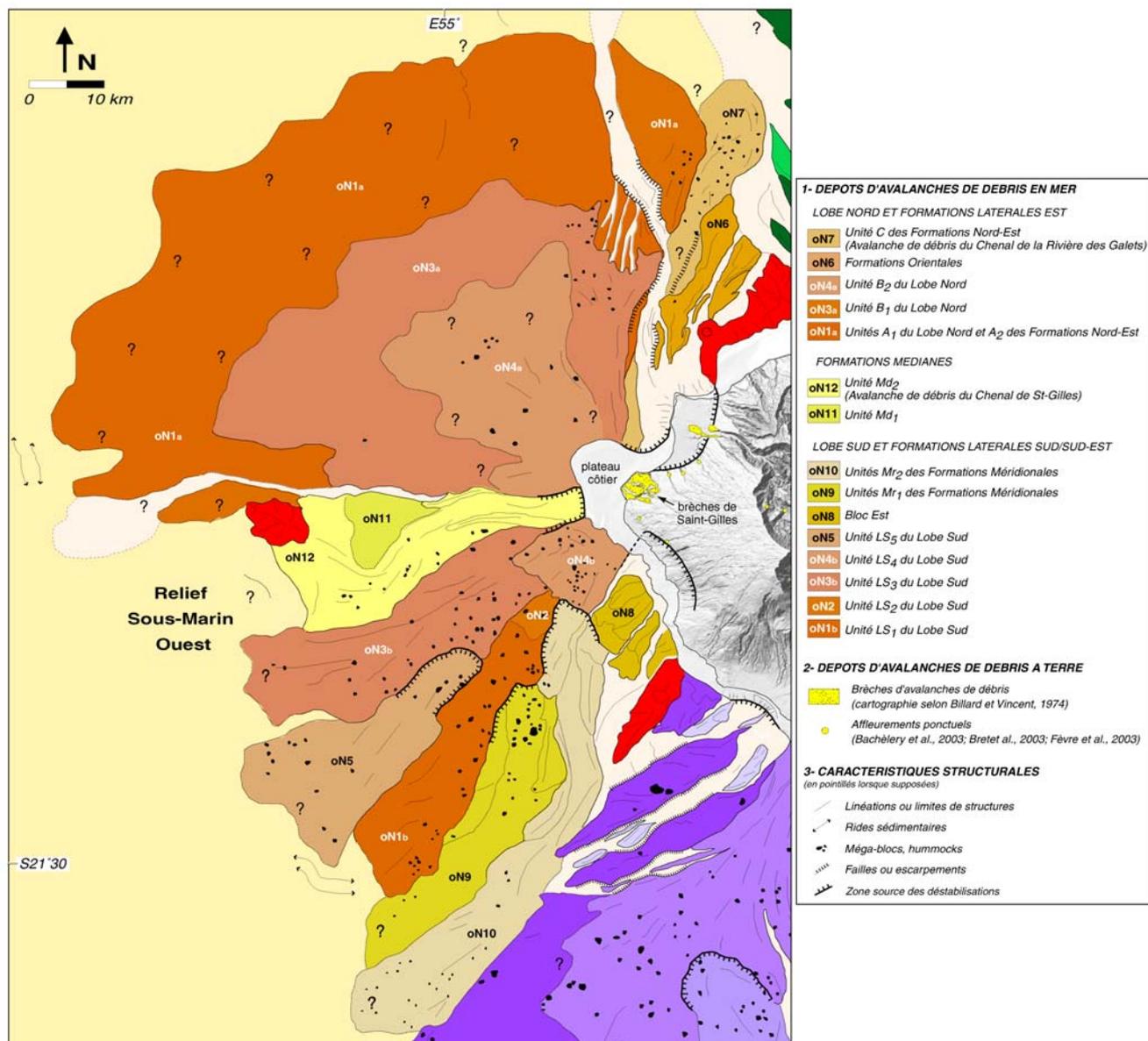


Figure 2-80: Carte synthétique des dépôts d'avalanches de débris aériens et sous-marins du flanc ouest du Piton des Neiges.

développement plus important du faciès matrice et des blocs de tailles plus réduites, moins éclatés, sous le Maïdo, au lieu-dit La Brèche, dans la falaise surplombant le cirque (affleurement 8 sur la figure 2-76; Bachèlery et al., 2003; Bret et al., 2003), et (2) de brèches au niveau du massif du Bronchard (affleurement 9), dont les caractéristiques seraient similaires aux formations littorales (Fèvre et al., 2003).

### C- Origine des déstabilisations

Les unités de brèches identifiées dans la séquence de Saint-Gilles indiquent clairement que le flanc ouest du Piton des Neiges a été affecté par au moins 4 avalanches de débris récurrentes. La zone source de ces déstabilisations est indéterminée, mais l'extension des dépôts jusqu'au cirque de Mafate permet de penser que ces événements proviennent de la zone centrale du Piton des Neiges (Bachèlery et al., 2003). Selon ces auteurs, l'avalanche de débris à l'origine des brèches anciennes, altérées et zéolitisées, a vraisemblablement démantelé le cœur hydrothermalisé du massif volcanique, alors que les brèches modernes, comparables tant par la pétrographie de leurs éléments, leur texture et l'absence de matériaux zéolitisés, ont probablement une origine relativement superficielle. Ils proposent ainsi que les brèches anciennes, dont l'épaisseur ne peut pas être appréciée, correspondraient aux dépôts d'un événement volumétriquement plus important que ceux à l'origine des brèches modernes (environ 100 m de puissance au total), qui doit être responsable de l'essentiel des produits accumulés en mer (Figure 2-80).

#### I.1.1.3 Discussion

Les brèches de Saint-Gilles constituent clairement la contrepartie sub-aérienne des dépôts d'avalanches de débris identifiés en mer au sein du Relief Sous-Marin Ouest (cf Chap. 3, § II.4.; Figures 2-69 et 2-80). Elles sont localisées immédiatement en amont des Lobes Nord et Sud, et du plateau sous-marin côtier, placé au sommet de ces deux excroissances topographiques sous-marines et sur lequel s'est développé le lagon de Saint-Gilles (Figure 2-80). Cependant, sur la base des seules données disponibles, il est difficile d'établir les relations directes entre les 4 unités bréchiques identifiées dans la région de Saint-Gilles et les dépôts mis en évidence en contexte immergé:

◆ Les "brèches modernes" de Saint-Gilles (unités BrII à BrIV) correspondent selon Bachèlery et al. (2003) aux dépôts de 3 déstabilisations superficielles et d'ampleur modérée du flanc ouest du Piton des Neiges. L'extension en mer de ces dépôts, dont l'épaisseur est très faible au niveau du littoral (20 à 40 m selon les événements; Figure 2-79), est donc vraisemblablement limitée. Les avalanches de débris à leur origine sont des événements relativement récents dans l'histoire du Piton des Neiges (340-435 ka; McDougall, 1971; Kluska, 1997; Bachèlery et al., 2003). Dans ce contexte, nous proposons que seules les unités les plus jeunes des Lobes Nord et Sud, soit B2 et LS4 respectivement (*événements ON4a et ON4b* sur la figure 2-80), placées en position stratigraphique

supérieure et dont l'extension est relativement réduite par rapport aux autres ensembles distingués au sein du Relief Sous-Marin Ouest, pourraient correspondre aux dépôts sous-marins associés à ces déstabilisations. Ces formations sont interprétées comme la conséquence d'une seule avalanche de débris (*événement oN4a+b*), dont la structure d'accumulation aurait été démantelée dans sa partie centrale par au moins un événement secondaire, l'avalanche de débris du Chenal Saint-Gilles (*événement oN12*). Une hypothèse alternative est de considérer l'occurrence de deux événements distincts (*événements oN4a et oN4b*) à l'origine de ces produits immergés (cf Chap. 3, § II.4.5.; Figures 2-69 et 2-80). Notre raisonnement implique, par conséquent, qu'au moins une déstabilisation des "brèches modernes" doit correspondre à un événement de taille modeste, dont l'extension est limitée au domaine sub-aérien;

♦ Les "brèches anciennes" de Saint-Gilles (unité BrI) sont interprétées par Bachèlery et al. (2003) comme les dépôts d'un épisode de déstabilisation gigantesque, d'âge supérieur à 452 ka (McDougall, 1971), qui a démantelé la partie occidentale du Piton des Neiges et peut-être le cœur hydrothermalisé du massif. Selon les auteurs, les produits impliqués dans cette avalanche de débris doivent être à l'origine de l'essentiel de la structure du Relief Sous-Marin Ouest. Notre analyse des données marines montre que les Lobes Nord et Sud du Relief Ouest sont formés par la juxtaposition des dépôts de plusieurs événements dont les volumes sont estimés entre 50 et 500 km<sup>3</sup> (*événements oN1a, oN1b, oN3a et oN3b*; Figure 2-80; estimation basée sur une épaisseur de 300 m des dépôts sous-marins). Chacune de ces déstabilisations pourrait par conséquent correspondre à l'avalanche de débris majeure dont les "brèches anciennes" sont le témoignage sub-aérien. Cependant, si les produits des épisodes oN4 sont associés aux "brèches modernes", il est vraisemblable que les formations inférieures des événements oN3a et/ou oN3b puissent constituer la contrepartie sous-marine de l'unité BrI. Cette hypothèse impliquerait de considérer que plusieurs déstabilisations majeures, dont au moins une de très grande ampleur ( $\geq 500 \text{ km}^3$ ; *événement oN1a*), ont affecté le flanc ouest de l'édifice volcanique de La Réunion antérieurement à l'événement des "brèches anciennes".

### I.1.2. Les brèches de la Rivière des Galets

#### I.1.2.1 Localisation

Les brèches de la Rivière des Galets (Bret et al., 2003; Fèvre et al., 2003) affleurent à l'exutoire de cette rivière pérenne du nord-ouest de l'île, le long de sa rive gauche (affleurements 1 et 2 sur la figure 2-81), entre environ 70 et 200 m d'altitude, du pont de la RN1 jusqu'à l'Ilet Savannah, et en rive droite, entre 100 et 300 m d'altitude, au sud du Plateau Ste-Thérèse. Des affleurements ont également été identifiés au cœur de la rivière, en aval du pont de la RN1 (affleurement 3).

#### I.1.2.2 Travaux antérieurs

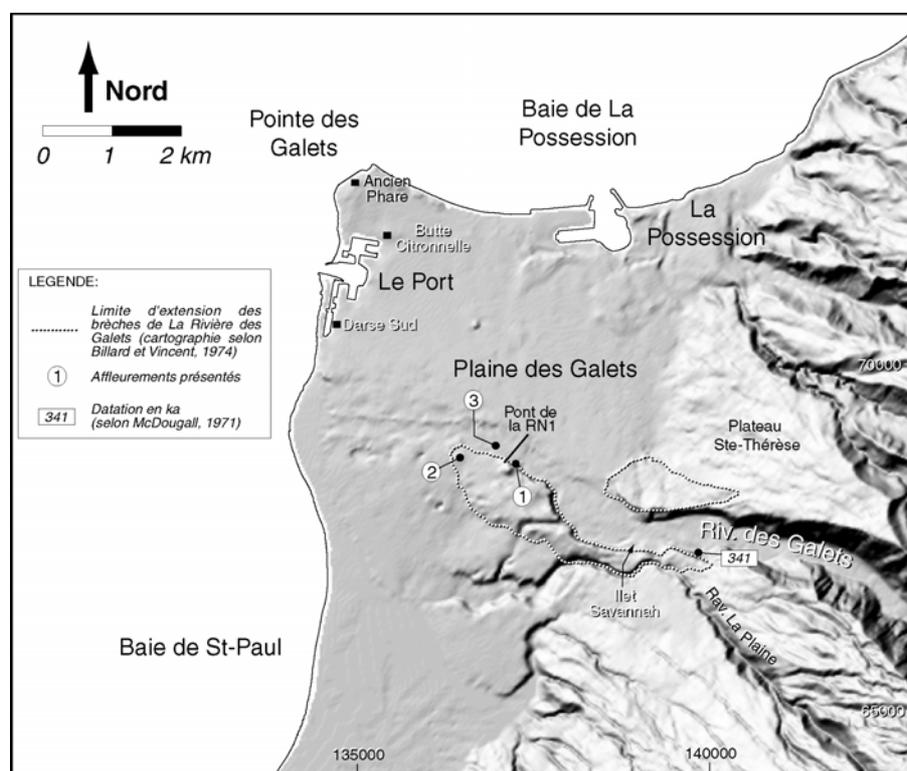
Les brèches de la Rivière des Galets ont longtemps été interprétées comme un tuf ou un dépôt de lahars:

◆ Defos du Rau (1959) décrit ces formations comme des dépôts de coulées de boue volcaniques solidifiées en "tuf bréchoïde". Poul (1964 et 1969) les qualifie de "tuf chaotique polygénique" et utilise souvent le terme de "conglomérat boueux". Il en signale la présence dans le soubassement de la ville du Port et à l'extrémité est de la darse sud entre des formations alluviales (Figure 2-81). Montaggioni (1971) décrit des brèches dans le secteur de la Pointe des Galets sous l'ancien phare qu'il interprète comme un "tuf volcanique" (Figure 2-81);

◆ Robert (1974) affirme que la partie nord de la ville du Port (au lieu-dit Butte Citronnelle; Figure 2-81) est bâtie sur les dépôts d'un lahar. Cette interprétation est partagée par Billard et Vincent (1974) qui carte les brèches de la Rivière des Galets comme des produits de lahars dont la mise en place est postérieure à 341 ka (âge estimé pour des coulées sous-jacentes à l'exutoire de la Rivière des Galets; McDougall, 1971) et vraisemblablement encore plus jeune puisque les dépôts sont placés en position stratigraphique supérieure par rapport aux produits volcaniques de la phase IV d'évolution du Piton des Neiges (70-230 ka). Kieffer (1990a et 1990b) décrit les formations de la Rivière des Galets comme une brèche polygénique constituée de blocs, atteignant plusieurs mètres de diamètre, emballés dans une matrice argilo-graveleuse indurée. Il les interprète comme les dépôts d'un lahar. Selon lui, de gigantesques éboulements des remparts de la vallée de la Rivière des Galets ou du cirque de Mafate seraient à l'origine de cet événement catastrophique. Il n'exclut cependant pas que les brèches de la Rivière des Galets puissent correspondre aux dépôts d'une avalanche de débris générée à la suite d'une explosion volcanique dirigée de type Bandai ou Saint-Helens (Siebert et al., 1987). Troadec (1991) propose enfin d'associer les formations de la Rivière des Galets à un événement catastrophique de type lahar. Il note, à l'affleurement, l'absence de stratification et de classement des éléments, leur hétérométrie, la dimension importante de certains blocs, leur relative diversité pétrographique et une

abondante matrice cendreuse. Selon lui, ces caractéristiques laissent penser que (1) la mise en place de ces formations est à mettre en relation avec une activité volcanique explosive et que (2) leur position superficielle les rattache obligatoirement aux ultimes manifestations de la phase IV d'évolution du Piton des Neiges (Billard et Vincent, 1974).

L'interprétation des brèches de Saint-Gilles comme des dépôts d'avalanches de débris (cf I.1.1.) a depuis conduit certains auteurs à proposer une origine similaire pour les brèches de la Rivière des Galets. Bret et al. (2003) soulignent ainsi que les formations reconnues présentent toutes les caractéristiques d'un dépôt d'avalanche de débris, dans lequel des blocs fracturés à figures typiques en jigsaw-cracks, de taille métrique à décamétrique, sont dispersés dans une matrice. Pour Fèvre et al. (2003), les formations bréchiques de la Rivière des Galets doivent être reliées aux dépôts d'un des événements reconnus à Saint-Gilles (cf § I.1.1.2.; Figure 2-76).



### I.1.2.3 Investigations de terrain

Les travaux de terrain réalisés dans la Plaine des Galets, au cours de ma mission à La Réunion en 2002, ont permis (1) une analyse des affleurements de brèches interprétées depuis par Bret et al. (2003) et Fèvre et al. (2003) comme des dépôts d'avalanches de débris (brèches du Piton Défaud, affleurement 1 sur la figure 2-81), mais également (2) la localisation d'autres sites non décrits par ces auteurs, à proximité du pont de la RN1 (brèches du Piton Bâtard, soubassement bréchique de la rivière; affleurements 2 et 3), dont l'étude confirme le caractère allochtone des brèches de la Rivière des Galets.

### A- Les brèches du Piton Défaud

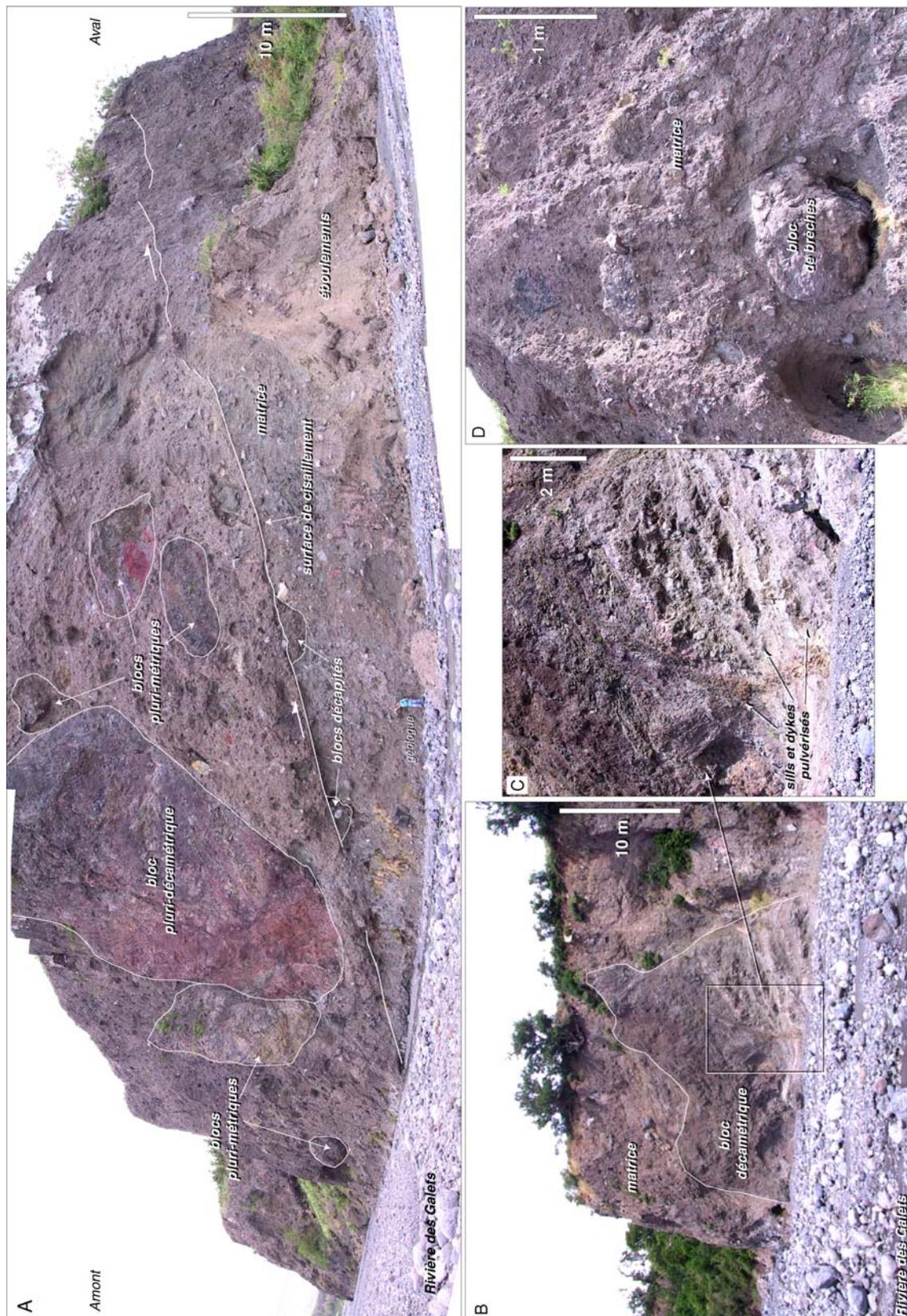
Le Piton Défaud est une énorme masse de brèches poly-lithologiques, de près de 50 m de haut, située en amont du pont de la RN1 (affleurement 1 sur la figure 2-81). Ces brèches affleurent au nord-est du massif, où elles forment une falaise de 20 à 30 m de haut qui constitue la bordure sud de la Rivière des Galets (Figures 2-82A et B). Les formations bréchiques se caractérisent par la présence de deux faciès intimement imbriqués, un faciès matrice et un faciès bloc. La matrice, de couleur beige à marron, est un mélange non classé et non stratifié de matériaux, où prédominent les éléments fins. Elle inclut des clastes de taille centimétrique à pluri-centimétrique, anguleux à arrondis (présence de galets), de composition relativement homogène (Figure 2-82D). Elle est friable et, par endroits, s'éboule facilement (Figure 2-82A). Les blocs, de taille pluri-métrique en moyenne, se distinguent assez facilement de la matrice. Ils correspondent essentiellement à des pans de coulées relativement bien préservés (Figure 2-82A) ou à des fragments de brèches qui soulignent une remobilisation de dépôts bréchiques antérieurs (Figure 2-82D). Des blocs énormes pluri-décamétriques, intersectés par des dykes et des sills qui apparaissent entièrement pulvérisés, sont identifiés à l'affleurement (Figures 2-82A, B et C). Les formations présentées sur la photo 2-82A sont traversées par un plan, d'environ 15° de pendage vers l'est et de direction N10-20°, qui décapite certains blocs de brèches directement à son contact. Ce plan, interprété comme une surface de friction et de cisaillement, témoigne d'une mise en place polyphasée des brèches du Piton Défaud. Les données disponibles sont cependant insuffisantes pour déterminer s'il correspond à une structure intra- ou inter-événement.

### B- Les brèches du Piton Bâtard

Le Piton Bâtard et un ensemble de petites collines isolées, identifiées sur environ 15 ha en aval du pont de la RN1 (affleurement 2 sur la figure 2-81), correspondent à des amas de brèches poly-lithologiques d'une dizaine de mètres de haut au maximum (Figure 2-83). Ces formations bréchiques présentent des caractéristiques morphologiques et texturales proches de celles du Piton Défaud, avec cependant un faciès matriciel relativement plus abondant et l'absence de blocs de taille décimétrique préservés. Les blocs les plus importants observés à l'affleurement, de taille pluri-métrique, sont bréchiques et apparaissent entièrement pulvérisés.

### C- Le soubassement bréchiq ue de la rivière

En aval du pont de la RN1 (affleurement 3 sur la figure 2-81), la Rivière des Galets creuse son lit au cœur d'un niveau bréchiq ue en y formant des petits canyons (Figure 2-84A). Selon nos observations, ce soubassement bréchiq ue n'affleure que localement et est généralement recouvert par les alluvions sub-actuelles de la rivière (Figure 2-84B). Son extension et son épaisseur n'ont donc pas pu être estimées. Les brèches identifiées présentent des différences notables avec celles du Piton Défaud et du Piton Bâtard, situées directement à proximité et en position stratigraphique supérieure. La matrice, fine, de couleur beige et aux teintes rougeâtres et jaunâtres localement, apparaît indurée et



**Figure 2-82: Les brèches du Piton Défaud.** A/ Falaise de près de 30 m de haut constituée de blocs laviques relativement préservés, de taille pluri-métrique à pluri-décamétrique, emballés dans une matrice. L'affleurement est traversé par un plan interprété comme une surface de cisaillement. Les blocs de brèches directement à son contact sont découpés (source LSTUR). B,C/ Bloc de laves décamétrique inclut dans les formations bréchiques et intersecté par des dykes et des sills entièrement pulvérisés. D/ Photographie illustrant l'association des faciès matrice et bloc. Les blocs peuvent être bréchiques, ce qui souligne la remobilisation de dépôts bréchiques antérieurs.

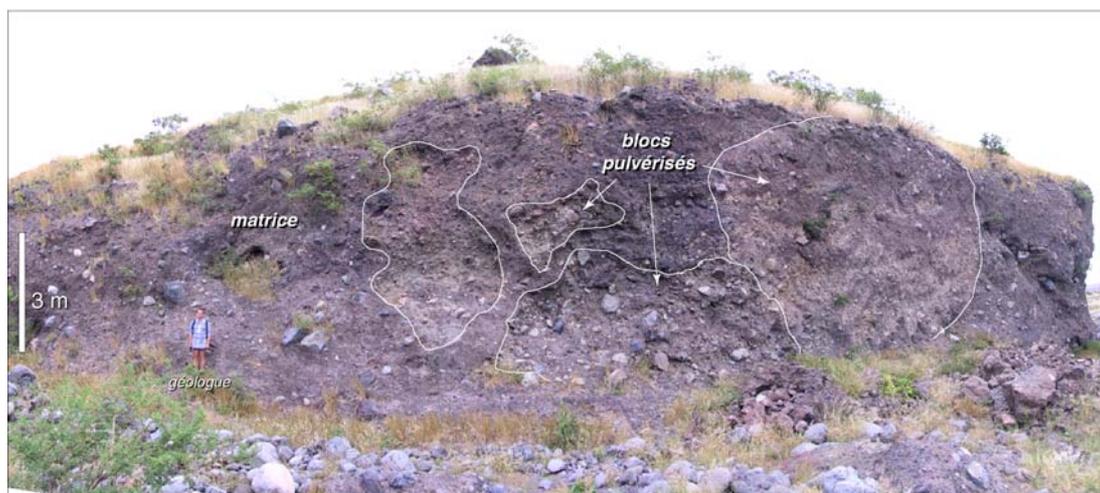


Figure 2-83: Les brèches du Piton Bâtard. Des blocs bréchiques pulvérisés, de taille pluri-métrique, sont emballés dans une matrice.



Figure 2-84: Le soubassement bréchiq ue de la Rivière des Galets. A/ Photographie montrant les petits canyons formés par la rivière au sein des formations bréchiq ues. B/ Les brèches n'affleurent que localement et sont recouvertes immédiatement à proximité par des alluvions sub-actuelles. C/ Blocs polygénéiques altérés et pulvérisés emballés dans une matrice indurée. D/ Bloc altéré. E/ Figure d'éclatement et d'étirement d'un bloc. On peut également noter l'altération du faciès matrice.

altérée (Figure 2-84). Les blocs, de taille décimétrique à pluri-métrique, sont polygéniques (basaltes vacuolaires, océanites...) et ont également subi une forte altération (Figure 2-84D). Certains blocs sont diaclasés et striés, mais la plupart sont pulvérisés et présentent des figures en jigsaw-cracks, d'éclatement et d'étirement (Figures 2-84C et E).

#### I.1.2.4 Interprétations et discussion

##### A- Les brèches de la Rivière des Galets: les dépôts d'une ou de plusieurs avalanches de débris?

Les travaux de terrain effectués à proximité du pont de la RN1 confirment l'hypothèse de Bret et al. (2003) et de Fèvre et al. (2003) selon laquelle les brèches de la Rivière des Galets présentent les caractéristiques principales de dépôts d'avalanches de débris. L'association des deux faciès, matrice et bloc, est typique de ces dépôts. Les blocs impliqués peuvent être de taille importante (blocs de taille pluri-décamétrique). Ils présentent divers degrés de désagrégation mais sont généralement complètement pulvérisés comme en témoignent les figures typiques en jigsaw-cracks ou les figures d'étirement des fragments de blocs, qui rappellent celles reconnues au sein des brèches de Saint-Gilles (Figure 2-78).

Notre analyse souligne cependant une certaine hétérogénéité des formations et suggère de considérer deux ensembles bréchiens superposés à l'exutoire de la Rivière des Galets: (1) un ensemble supérieur, d'épaisseur variable mais n'excédant pas 50 m, qui associe les brèches peu ou pas altérées du Piton Défaud et du Piton Bâtard et manifestement l'ensemble des formations cartées par Billard et Vincent (1974; Figure 2-81) et (2) un ensemble inférieur, le soubassement bréchiens de la rivière, d'extension et d'épaisseur indéterminées, caractérisé par une altération plus marquée de ces constituants (matrice et blocs) et un degré d'induration plus élevé. Ces deux ensembles pourraient constituer les dépôts de deux événements distincts d'avalanches de débris. L'ensemble supérieur est, de plus, traversé par un plan de cisaillement net (affleurement du Piton Défaud; Figure 2-82A), comparable à celui identifié au sein de la séquence de Saint-Gilles (Figure 2-79C). Ce plan est le témoignage d'une mise en place polyphasée des brèches de l'ensemble supérieur et souligne la possible occurrence d'un épisode de déstabilisation supplémentaire à l'origine des brèches de la Rivière des Galets. Une hypothèse alternative serait de considérer les brèches de l'ensemble supérieur comme les produits d'une même avalanche de débris, dissociés en plusieurs unités lors de l'écoulement et déposées en vagues successives (le plan de cisaillement serait une structure intra-événement). Les données disponibles actuellement sont insuffisantes pour confirmer ou infirmer l'une ou l'autre hypothèse.

Sur la base de l'étude des affleurements situés à proximité du pont de la RN1, nous proposons, par conséquent, que plusieurs épisodes récurrents de déstabilisations (2 voire 3 événements) pourraient

être à l'origine des brèches de la Rivière des Galets. Cette hypothèse encore spéculative demande à être confirmée par des investigations plus précises de l'ensemble des formations reconnues à l'exutoire de cette rivière du nord-ouest de La Réunion.

### B- Origine des brèches de la Rivière des Galets

Fèvre et al. (2003) proposent d'associer les brèches d'avalanches de débris de la Rivière des Galets et celles de Saint-Gilles et de les considérer comme les dépôts d'une déstabilisation de grande ampleur du flanc ouest du Piton des Neiges (cf § I.1.1.2.; Figure 2-76). Cette hypothèse est discutable car incompatible avec les datations publiées et notre analyse des flancs immergés. En effet, le dernier événement reconnu au sein des brèches de Saint-Gilles est antérieur à 340 ka (Kluska, 1997), alors que la mise en place des brèches de la Rivière des Galets date de la phase IV d'évolution du Piton des Neiges (cf § I.1.2.2.; 70-230 ka; Billard et Vincent, 1974). De plus, notre interprétation des données marines montre que la déstabilisation secondaire des Falaises de Saint-Paul (cf Chap. 3, § II.4.5.1.; Figures 2-69 et 2-85) a affecté latéralement le lobe d'accumulation de dépôts d'avalanches de débris formé à la suite des événements de Saint-Gilles. L'occurrence de cette déstabilisation implique que l'ensemble des brèches d'avalanches de débris reconnues en aval de l'escarpement source des Falaises de Saint-Paul constitue des formations (1) remobilisées par cet événement ou (2) mises en place lors d'événements postérieurs. Nous proposons, dans ce contexte, que:

► les déstabilisations à l'origine des brèches de la Rivière des Galets correspondent obligatoirement à des événements indépendants et plus récents que ceux de Saint-Gilles;

► l'ensemble inférieur des brèches de la Rivière des Galets pourrait correspondre à des terrains remobilisés dans la déstabilisation secondaire des Falaises de Saint-Paul et constituer ainsi la contrepartie sub-aérienne des Formations Orientales du Relief Sous-Marin Ouest (cf Chap. 3, § II.4.5.1.; Figures 2-69 et 2-85). Les formations de l'unité inférieure présentent en effet certaines similitudes avec l'unité BrI des brèches de Saint-Gilles, notamment en terme d'altération (cf § I.1.1.2.). Cette observation pourrait indiquer que la limite d'extension septentrionale des brèches BrI de Saint-Gilles serait effectivement la Rivière des Galets, comme proposé par Fèvre et al. (2003), mais que ces formations ont été en partie remobilisées et constituent l'actuel soubassement bréchiqque de la Rivière des Galets;

► l'ensemble supérieur des brèches de la Rivière des Galets pourrait constituer les dépôts d'une (ou de deux?) déstabilisation(s) postérieure(s) à celle des Falaises de Saint-Paul (Figure 2-85). Ces terrains se présentent sous la forme de reliefs allongés situés à l'exutoire et dans l'axe de la Rivière des Galets (Figure 2-85). Cette morphologie laisse penser que les produits impliqués dans la(les) déstabilisation(s) considérée(s) ont été canalisés dans la (paléo-)vallée. Les formations

identifiées dans le soubassement du Port (cf § I.1.2.2.) pourraient être associées à l'ensemble supérieur des brèches de la Rivière des Galets. La prolongation des dépôts en mer est par contre incertaine (Figure 2-85). Les données marines ne montrent en effet aucun ensemble significatif qui pourrait correspondre aux produits de cet(ces) événement(s). La(Les) déstabilisation(s) en question doit(vent) donc être essentiellement sub-aérienne(s) et de taille(s) modeste(s). La structure de Dos d'Ane (cf § II.3.1. et Figure 2-115), située en amont de la Rivière des Galets, forme un amphithéâtre de 6 km de long, 4 km de large et aux parois abruptes de 150 à 200 m de haut (Figure 2-85). Elle pourrait correspondre à la zone source de cet(ces) événement(s).

### C- Des événements récurrents de déstabilisations dans la région Saint-Paul - Rivière des Galets

Notre analyse met ainsi en évidence au moins trois épisodes récurrents de déstabilisations qui auraient affecté le flanc nord-ouest du Piton des Neiges postérieurement aux événements de Saint-Gilles, soit au cours des derniers 340 ka (Kluska, 1997, Bachèlery et al., 2003; Figure 2-85): (1) la déstabilisation secondaire côtière des Falaises de Saint-Paul, d'âge indéterminé mais probablement antérieur à 230 ka (âge des coulées différenciées drapant les Falaises de Saint-Paul; McDougall, 1971, Oehler et al., 2004a), (2) la déstabilisation du Chenal de la Rivière des Galets (cf Chap. 3, § II.4.5.1.) et (3) la(les) déstabilisation(s) sub-aérienne(s) de Dos d'Ane, postérieure(s) à 230 ka.

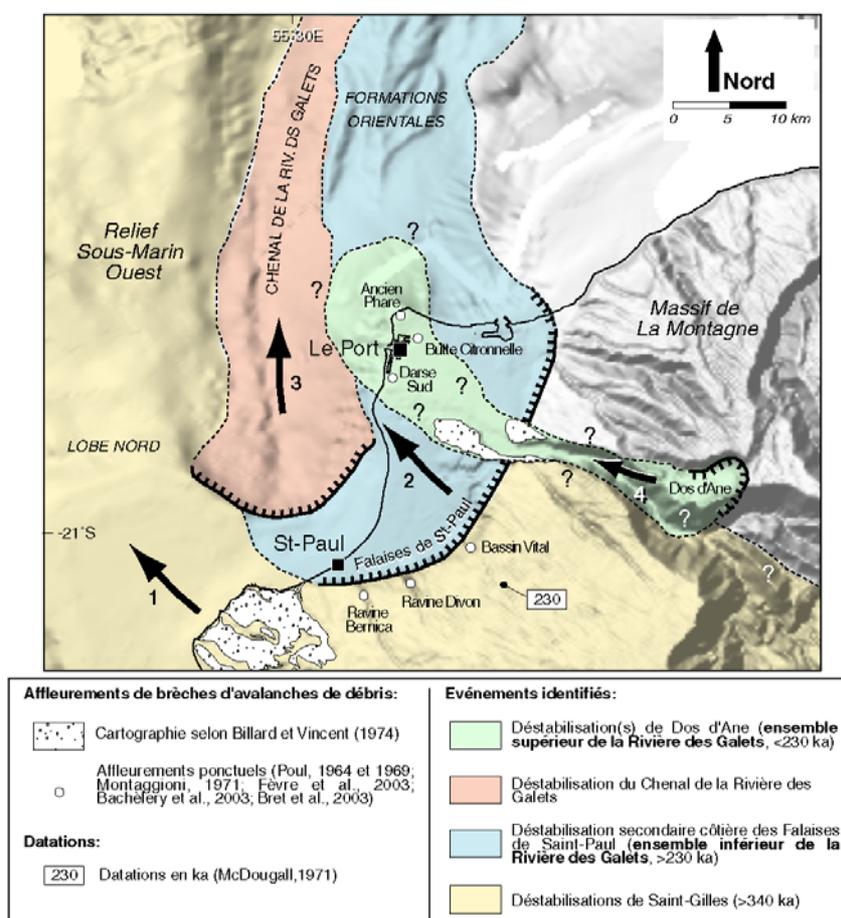


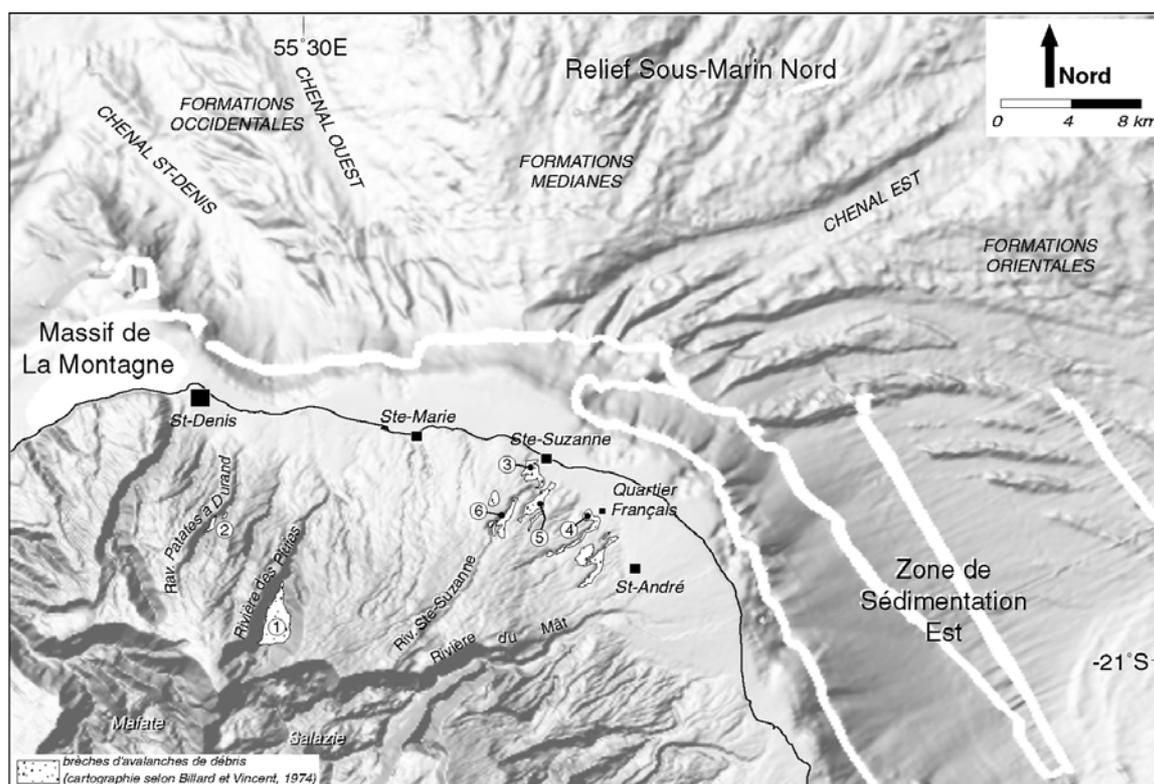
Figure 2-85: Synthèse des déstabilisations du flanc nord-ouest de l'île et origine des brèches de la Rivière des Galets. Le support utilisé est une image ombrée (illumination depuis le nord-ouest) calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution.

## I.2. Les brèches d'avalanches de débris du flanc nord du Piton des Neiges

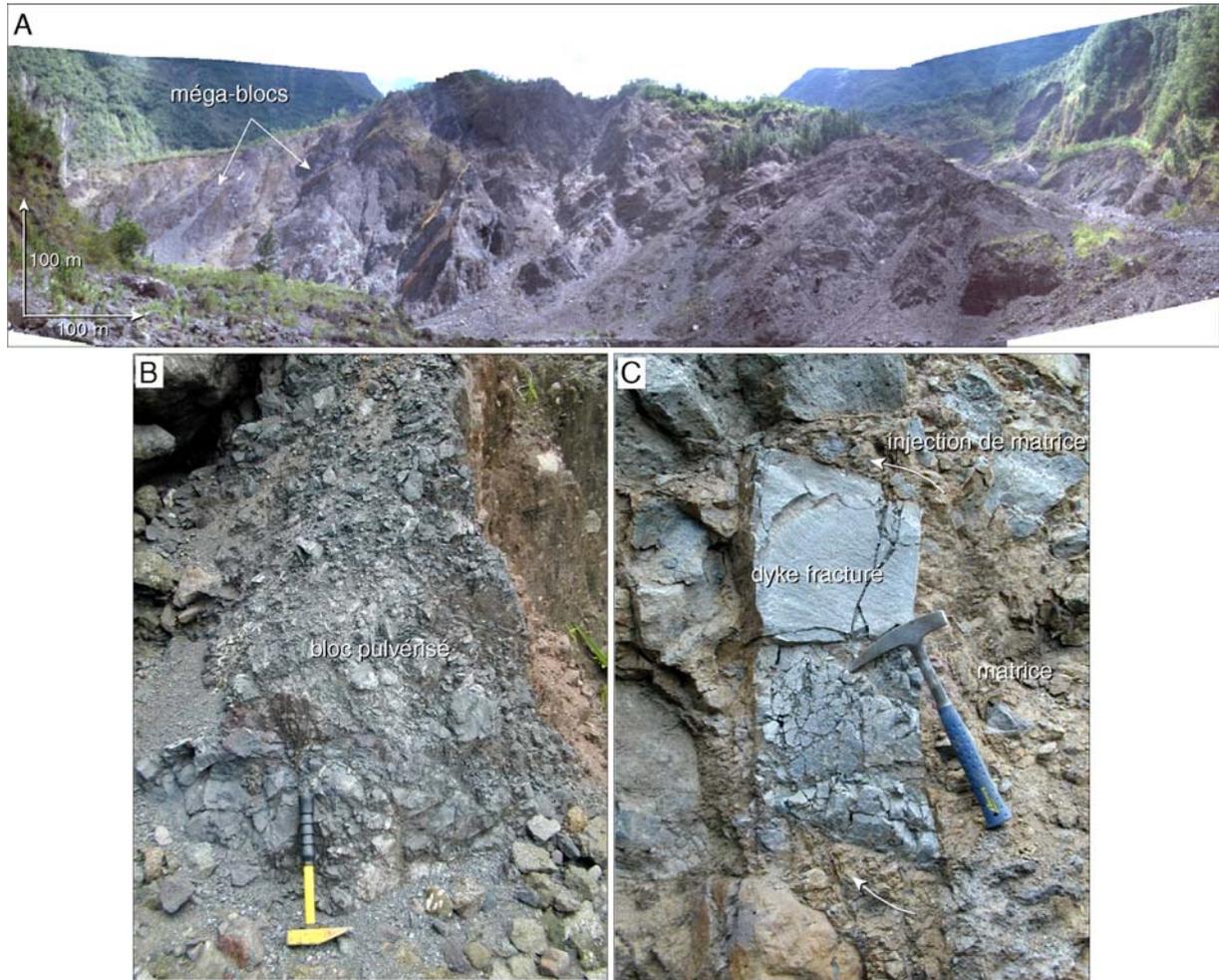
### I.2.1. Les brèches de la Rivière des Pluies et de la Ravine des Patates à Durand

#### I.2.1.1 Localisation et travaux antérieurs

Les brèches de la Rivière des Pluies et de la Ravine des Patates à Durand sont localisées respectivement, au niveau du relief dit du "Grand Eboulis" qui obstrue la Rivière des Pluies entre 400 et 700 m d'altitude (affleurement 1 sur la figure 2-86) et à environ 370 m d'altitude au cœur de la Ravine des Patates à Durand (affleurement 2). Les brèches de la Rivière des Pluies sont cartées par Billard et Vincent (1974) comme des terrains de type "ensemble d'épandages, dépôts de coulées de solifluxion, de lahars, tufs, éboulis et éluvions" et celles de la Ravine des Patates à Durand comme des dépôts de coulées de solifluxion. Sur la base de nouvelles investigations de terrain, ces formations ont depuis été réinterprétées en terme de dépôts d'avalanches de débris par Fèvre et al. (2001 et 2004) et Bret et al. (2003).



**Figure 2-86: Carte de localisation des brèches d'avalanches de débris sur le flanc septentrional du Piton des Neiges.** Affleurements: 1- Rivière des Pluies, 2- Ravine des Patates à Durand, 3- route nationale 2, 4- Les Délices, 5- La Renaissance, 6- Rivière Ste-Suzanne. Le support utilisé est une image ombrée (illumination depuis le nord-ouest) calculée à partir du MNT global à 100 m de résolution.



**Figure 2-87: Les brèches de la Rivière des Pluies.** A/ Hummock du Grand Eboulis. B/ Figure de pulvérisation en jigsaw-cracks d'un bloc. C/ Dykes diaclasses et fracturés. La matrice vient s'injecter entre les blocs fracturés. *Source Fèvre et al. (2001).*



**Figure 2-88: Les brèches de la Ravine des Patates à Durand.** Des blocs pluri-décamétriques pulvérisés sont emballés dans une matrice. *Source Fèvre et al. (2001).*

### I.2.1.2 Description des formations

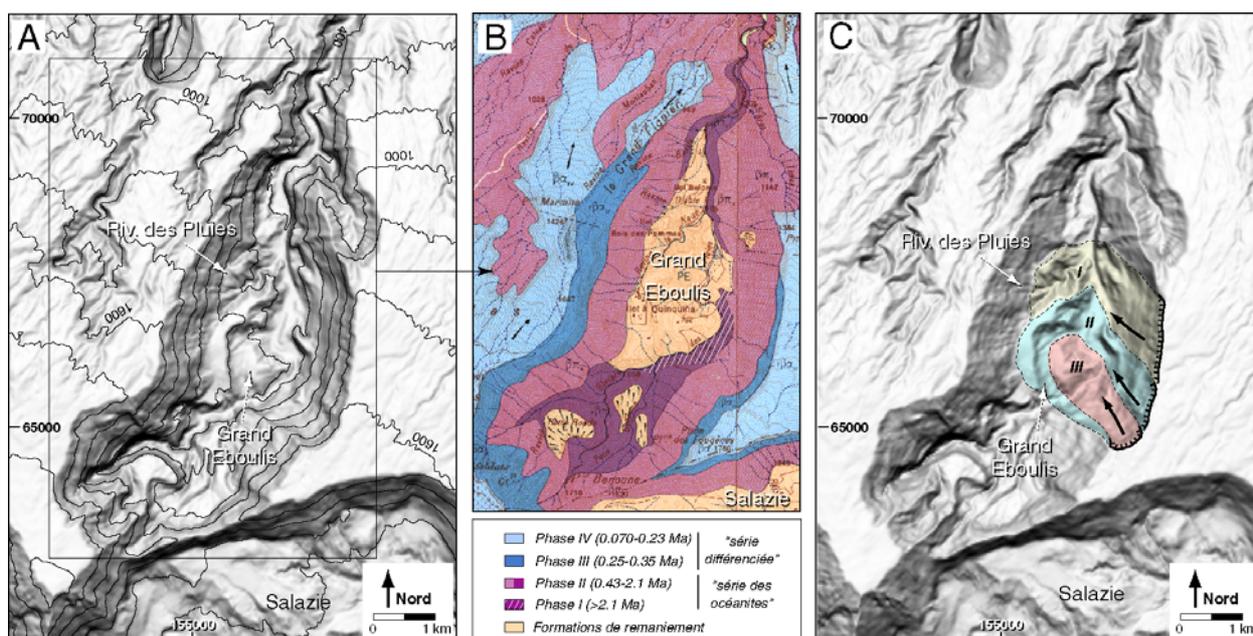
Le relief du Grand Eboulis, au cœur de la Rivière des Pluies (affleurement 1 sur la figure 2-86), est décrit par Fèvre et al. (2001) et Bret et al. (2003) comme un hummock essentiellement constitué de formations bréchiques, dont le volume est estimé à environ 1 km<sup>3</sup> (Figure 2-87A). Des coulées de laves et des segments de dykes fortement diaclasés, présentant des figures en jigsaw-cracks (Figures 2-87B et C), sont emballés dans une matrice constituée de petits blocs polygéniques. Les auteurs soulignent la présence, à l'affleurement, de structures préservées, tels des pans de coulées ou des dykes qui ont été simplement basculés et notent une faible proportion du faciès matriciel. Ils en concluent que les brèches reconnues correspondent à un dépôt proximal d'avalanches de débris. Fèvre et al. (2001) et Bret et al. (2003) précisent que cet événement a échantillonné des produits volcaniques indifférenciés du Piton des Neiges (phases I et II, 0.43 à >2.1 Ma; Billard et Vincent, 1974). Ceux-ci ont subi une altération marquée comme en témoignent les paragenèses à zéolite, chlorite et serpentine reconnues sur le terrain. Aucun échantillon caractérisant la série différenciée (phases III et IV, 70-350 ka) n'a été retrouvé dans les brèches du Grand Eboulis.

Les brèches de la Ravine des Patates à Durand (affleurement 2 sur la figure 2-86) sont décrites avec moins de précision par Fèvre et al. (2001) et Bret et al. (2003). Elles présentent, selon les auteurs, un faciès d'avalanche de débris comparable à celui décrit au sein de la Rivière des Pluies, caractérisé par des blocs diaclasés à pulvérisés, emballés dans une matrice (Figure 2-88). Leur volume à l'affleurement, beaucoup plus réduit, est estimé à environ 0.05 km<sup>3</sup>.

### I.2.1.3 Interprétations et discussion

Fèvre et al. (2001) et Bret et al. (2003) proposent que les brèches de la Rivière des Pluies et de la Ravine des Patates à Durand correspondent aux dépôts d'une unique déstabilisation du flanc nord du Piton des Neiges. Celle-ci se serait déclenchée au cours de la phase de construction principale du volcan, les formations impliquées étant exclusivement de nature indifférenciée (phases I et II, 0.43 à >2.1 Ma; Billard et Vincent, 1974). Bret et al. (2003) notent qu'aucun dépôt sous-marin d'avalanches de débris n'est identifié dans le prolongement des affleurements reconnus et suggèrent que les brèches de la Rivière des Pluies et de la Ravine des Patates à Durand résultent d'un événement de taille modeste exclusivement sub-aérien. Une précision s'impose ici car, selon notre analyse des flancs immergés, les Formations Occidentales du Relief Sous-Marin Nord sont effectivement placées en face des dépôts aériens (Figures 2-61 et 2-86). Nous verrons cependant par la suite que ces formations, considérées comme les dépôts d'avalanches de débris les plus anciens accumulés sur le flanc sous-marin septentrional de l'île (cf Chap. 3, § II.3.6.4.), ne peuvent en aucun cas être associées aux brèches de la Rivière des Pluies et de la Ravine des Patates à Durand (cf § II.1.2.1.). Le raisonnement suivi par Bret et al. (2003) est donc erroné mais leur hypothèse d'un événement limité sub-aérien reste recevable.

Les travaux plus récents de Fèvre et al. (2004) remettent en question les interprétations précédentes. Sur la base d'une analyse de détail du MNT 25 m de l'île et de nouvelles investigations de terrain, les auteurs proposent que les brèches du Grand Eboulis pourraient correspondre aux dépôts de trois effondrements locaux successifs du rempart est de la Rivière des Pluies (Figure 2-89C). Cette hypothèse, à laquelle nous adhérons, implique de reconsidérer (1) l'origine des brèches de la Ravine des Patates à Durand et (2) l'âge des déstabilisations. Les brèches de la Ravine des Patates à Durand pourraient constituer les dépôts de déstabilisations localisées similaires à celles qui ont affecté le mur oriental de la Rivière des Pluies. Ces événements seraient liés à des processus érosionnels de recul de falaises. Ils sont potentiellement récents. Les parois bordant ces rivières sont en effet constitués d'empilements laviques interprétés par Billard et Vincent (1974) comme des produits de la série des océanites (phases I et II; >0.43 Ma; Figure 2-89B). Par conséquent et comme observé sur le terrain (cf § I.2.1.2.), les produits indifférenciés sont dominants dans les dépôts sans pour autant signifier que les déstabilisations se soient déclenchées durant le stade bouclier du Piton des Neiges. L'âge des événements reste indéterminé.



**Figure 2-89: Origine des brèches de la Rivière des Pluies.** A/ Image ombrée focalisée sur le relief du Grand Eboulis calculée à partir du MNT 25 m de La Réunion (illumination depuis le nord). Les courbes de niveaux sont représentées tous les 200 m. Coordonnées en m (système Gauss-Laborde). B/ Extrait de la carte géologique de Billard et Vincent (1974). C/ Interprétation proposée par Fèvre et al. (1974). Les dépôts de trois déstabilisations du rempart est de la Rivière des Pluies sont superposés au sein du relief du Grand Eboulis.

## I.2.2. Les brèches de Sainte-Suzanne

### I.2.2.1 Localisation

Les brèches de Sainte-Suzanne couvrent une surface estimée à 25 km<sup>2</sup> en bordure littorale nord de l'île. Elles sont observées entre les villes de Sainte-Suzanne et de Saint-André, entre environ 20 m et 300 m d'altitude (Figure 2-86) et ne sont identifiées qu'à la faveur d'affleurements relativement dispersés et d'extension limitée.

### I.2.2.2 Travaux antérieurs

Les brèches de Sainte-Suzanne sont cartées par Billard et Vincent (1974) comme des "tufs indifférenciés" mis en place lors de la phase IV d'évolution du Piton des Neiges (70-230 ka). Sur la base d'observations préliminaires effectuées sur des affleurements mis à jour lors de la construction de la nouvelle RN2 (cf § I.2.2.3.), Bret et al. (2003) soulignent que ces formations se caractérisent par la présence de blocs de brèches de taille significative inclus dans une matrice fine et proposent de les interpréter comme des dépôts d'avalanches de débris. Ils précisent que les produits à l'affleurement sont fortement altérés, ce qui empêche des études structurales et texturales de détail et ajoutent, à partir de l'analyse des données de forages existantes, que l'épaisseur des formations peut atteindre 150 m. Les auteurs soulignent également que les produits impliqués dans l'avalanche de débris ont vraisemblablement dépassé la ligne de rivage et se sont accumulés en mer.

### I.2.2.3 Investigations de terrain

Les travaux de terrain réalisés à La Réunion au cours de ma mission ont permis une étude extensive des brèches de Sainte-Suzanne complétant ainsi les travaux préliminaires menés par Bret et al. (2003). Différents affleurements ont été reconnus, celui de la RN2 (affleurement 3 sur la figure 2-86) décrit et interprété par ces auteurs, mais également d'autres sites (brèches des Délices, de la Renaissance et de la Rivière Sainte-Suzanne; affleurements 4, 5 et 6), préalablement cartés par Billard et Vincent (1974). Leur analyse confirme le caractère allochtone des brèches de Sainte-Suzanne.

#### A- Les brèches de la RN2

Les formations bréchiques reconnues par Bret et al. (2003) affleurent, à environ 50 m d'altitude au niveau du massif dit des "Trois Frères" (sud de Sainte-Suzanne; affleurement 3 sur la figure 2-86), sur une centaine de mètres de long et environ 3 mètres de haut en bordure de la RN2 (Figure 2-90). Elles sont recouvertes par des coulées laviques fortement altérées, également retrouvées dans la ville de Sainte-Suzanne au nord (coulées différenciées de la Phase IV d'évolution du Piton des Neiges; 70 à 230 ka; Billard et Vincent, 1974). Ces coulées viennent combler des petites structures en chenaux identifiées au sommet des formations bréchiques (Figure 2-90). Les brèches de la RN2 se caractérisent par la présence de blocs emballés dans une matrice, qui correspond à un mélange non

classé et non stratifié, où se côtoient des clastes de tailles diverses (centimétrique à pluri-décimétrique), anguleux à sub-anguleux (Figure 2-90). Les blocs, fortement altérés, de quelques m de large au maximum, présentent des stades divers de désagrégation. Certains sont relativement préservés mais ils sont le plus souvent pulvérisés et leurs fragments nourrissent la matrice.



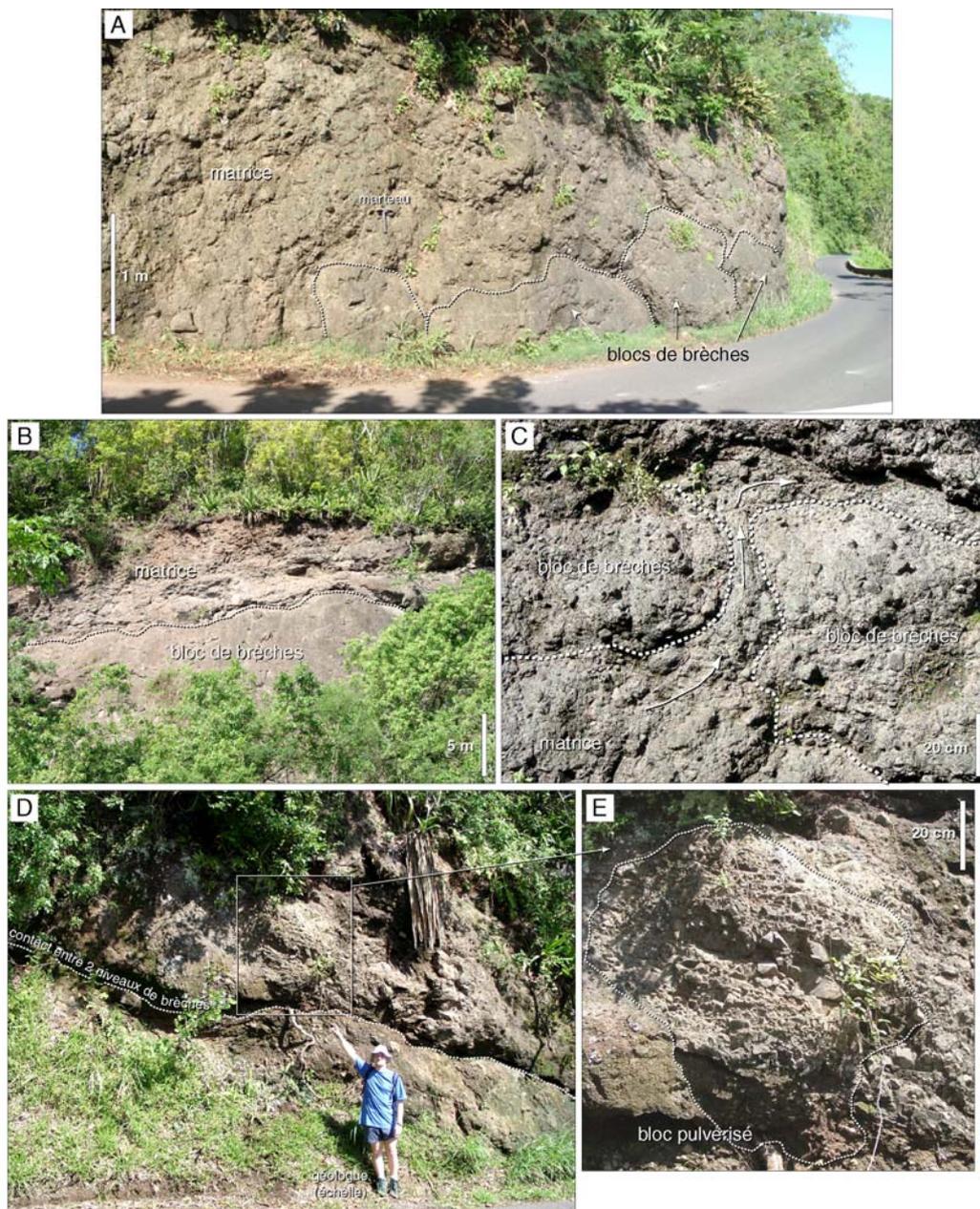
**Figure 2-90: Les brèches de la RN2.** Des blocs altérés présentant divers stades de désagrégation sont emballés dans une matrice.

### B- Les brèches des Délices

Les brèches des Délices ont été repérées en amont de Quartier Français, entre environ 20 et 60 m d'altitude, sur environ 500 m le long de la route menant au village des Délices (affleurement 4 sur la figure 2-86). Elles sont recouvertes par des coulées de la série différenciée (Phase IV; 70-230 ka; Billard et Vincent, 1974), fortement altérées, dont le contact avec les brèches est net et marqué par des résurgences d'eau. Les brèches des Délices sont décrites comme des formations massives, sans organisation nette, ni stratifications ou granoclassements (Figure 2-91). Elles associent des blocs, de taille métrique à pluri-métrique, emballés dans une matrice indurée, de couleur marron chocolat à brun très foncé en général. Les blocs, essentiellement de nature bréchique, peuvent être relativement bien préservés mais le plus souvent sont diaclasés, pulvérisés (Figure 2-91E) et même roulés. Ils présentent des degrés variables d'altération (des éléments d'argilisation de couleur beige, présence de "fantômes" de blocs). La matrice inclut des clastes centimétriques à décimétriques de nature relativement homogène (basaltes aphyriques, parfois vacuolaires). Des figures d'injection de matrice entre les blocs ont été identifiées à l'affleurement (Figure 2-90C), ainsi que des contacts marqués entre plusieurs ensembles pouvant être interprétés comme des structures inter- ou intra-événement (Figure 2-90D).

### C- Les brèches de La Renaissance

Les formations bréchiques identifiées ne sont affleurantes que sur une surface limitée (environ 50 m de large), à environ 100 m d'altitude, le long de la route menant au village de la Renaissance (affleurement 5 sur la figure 2-86). Elles présentent un degré avancé d'altération mais montrent néanmoins des blocs de brèches, de taille pluri-métrique, imbriqués dans une matrice qui inclut des éléments de nature relativement homogène (Figure 2-92).



**Figure 2-91: Les brèches des Délices.** A,B/ Association de blocs de brèches, de taille métrique à pluri-métrique, et d'une matrice indurée. C/ Figure d'injection de matrice entre des blocs de brèches. D/ Contact entre deux unités bréchiqes. E/ Bloc pulvérisé.

#### D- Les brèches de la Rivière Sainte-Suzanne

Les brèches de la Rivière Sainte-Suzanne sont localisées en rive gauche de cette rivière, vers 150 m d'altitude, au sud-est du village de Monaco et au nord-est de celui de Niagara (affleurement 6 sur la figure 2-86). Les formations identifiées forment une petite colline, de 30 à 40 m de haut sur au moins 100 m de long, située au cœur de la rivière, dont la morphologie rappelle celle typique des hummocks des dépôts d'avalanches de débris (Figure 2-93). L'analyse de l'affleurement montre que des blocs de brèches, de taille décamétrique, sont clairement emballés dans un ensemble matriciel.

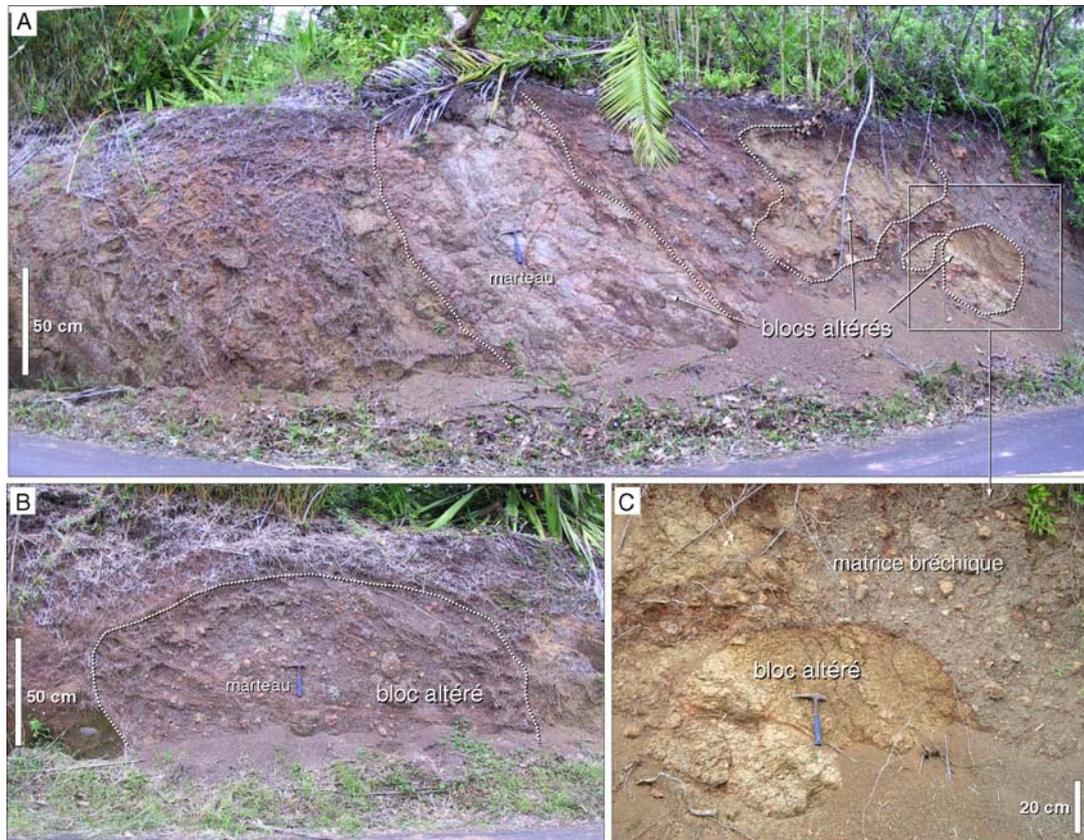
##### I.2.2.4 Interprétations et discussion

#### A- Des dépôts d'avalanches de débris accumulés dans la région de Sainte-Suzanne

Sur la base des investigations de terrain et en accord avec les travaux préliminaires de Bret et al. (2003), nous proposons que les brèches de Sainte-Suzanne présentent les caractéristiques principales de dépôts d'avalanches de débris. Elles sont marquées par la présence des deux faciès matrice et bloc intimement associés. Les blocs, dont les dimensions peuvent être pluri-métriques, sont diaclasés, fracturés et pulvérisés. Ils sont essentiellement de nature bréchique, ce qui indique que les événements de Sainte-Suzanne ont remobilisé des brèches accumulées sur le flanc nord de l'île. Ces formations pourraient correspondre aux dépôts d'épisodes de déstabilisations antérieurs. Les brèches de la Rivière Sainte-Suzanne se présentent sous la forme d'un hummock pluri-décamétrique (Figure 2-93). Cette morphologie à hummocks, typique des dépôts d'avalanches de débris, caractérise l'ensemble de la zone littorale située entre Sainte-Suzanne et Saint-André, marquée par une surface moutonnée particulièrement nette sur le MNT 25 m (Figure 2-94). Elle rappelle celle observée dans la région de Saint-Gilles (Figure 2-77). L'identification de structures interprétées comme des contacts entre différents ensembles bréchiques au sein des dépôts des Délices (Figure 2-91D) suggère l'occurrence de plusieurs événements de déstabilisation à l'origine des brèches de Sainte-Suzanne. Une hypothèse alternative, déjà proposée pour les formations de la Rivière des Galets (cf § I.1.2.4.), serait de considérer ces brèches comme les produits d'une même avalanche de débris, dissociés en plusieurs unités lors de l'écoulement et déposées en vagues successives.

#### B- Extension des brèches de Sainte-Suzanne

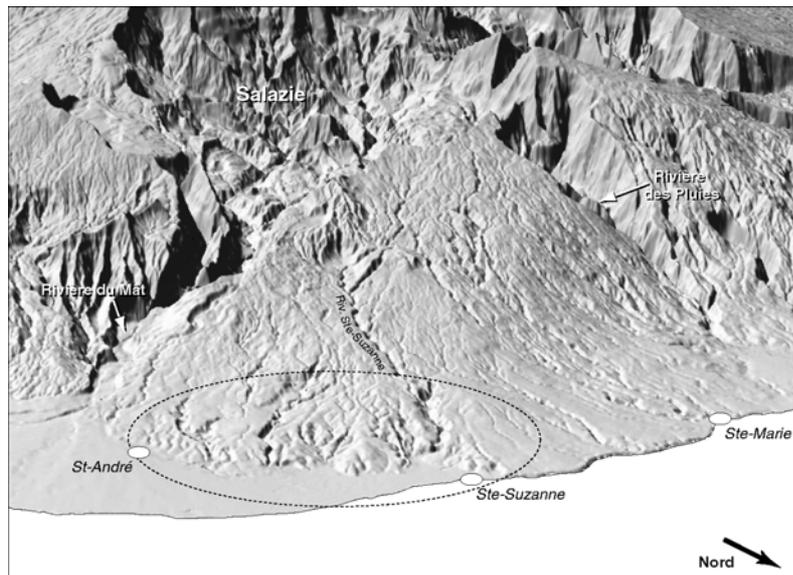
La morphologie à hummocks identifiée entre Sainte-Suzanne et Saint-André disparaît à l'ouest de la ville de Sainte-Suzanne et fait place à une planèze de surface adoucie (Figure 2-94), qui correspond à une zone partiellement recouverte par les coulées de la Phase IV d'évolution du Piton des Neiges (70-230 ka; Billard et Vincent, 1974). Les forages, réalisés par le BRGM (*Bureau de la Recherche Géologique et Minière*) et le Cabinet Billard dans cette région, soulignent l'existence de formations bréchiques, interprétées comme des tufs ou des dépôts de coulées boueuses, de puissance variable mais atteignant 90 m, sous cette couverture lavique ou en sub-surface et ce, jusqu'au moins



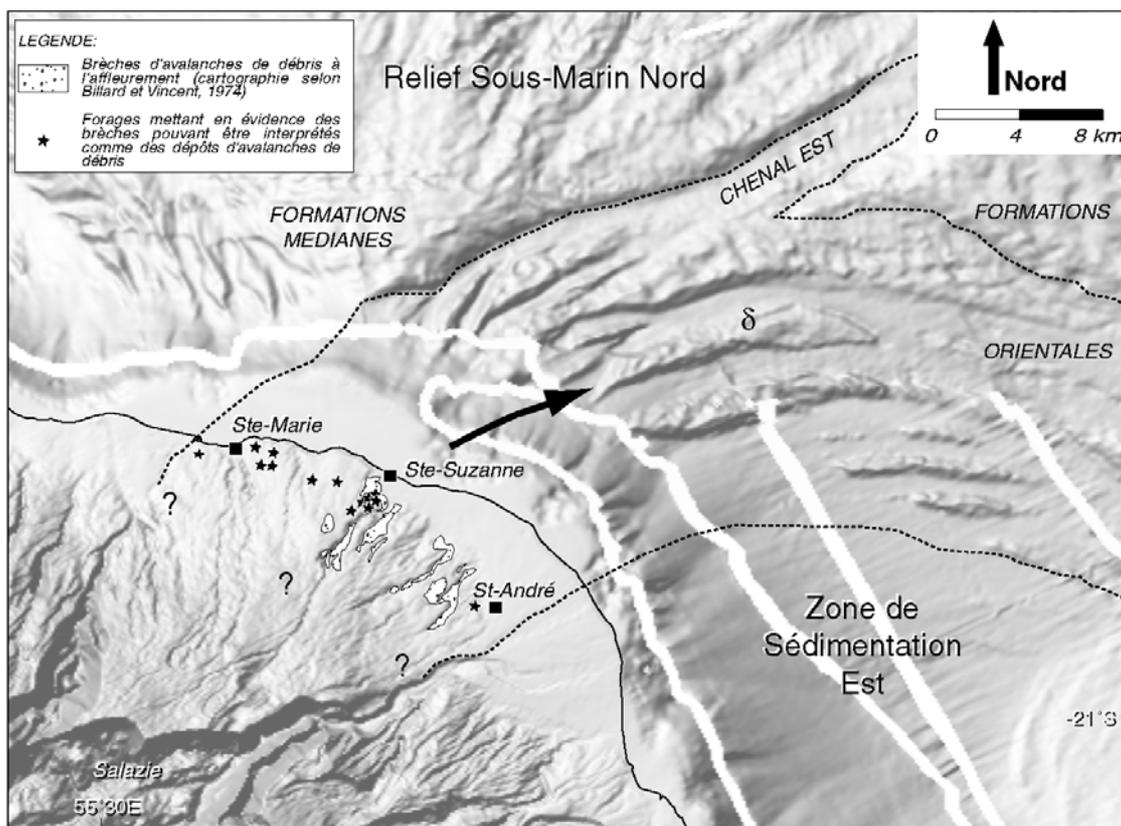
**Figure 2-92: Les brèches de La Renaissance.** A,B,C/ Blocs de brèches fortement altérés emballés dans une matrice.



**Figure 2-93: Les brèches de la Rivière Sainte-Suzanne.** A/ Photographie illustrant la morphologie de l'affleurement comparable à un hummock. B/ Des blocs bréchiques sont emballés dans une matrice.

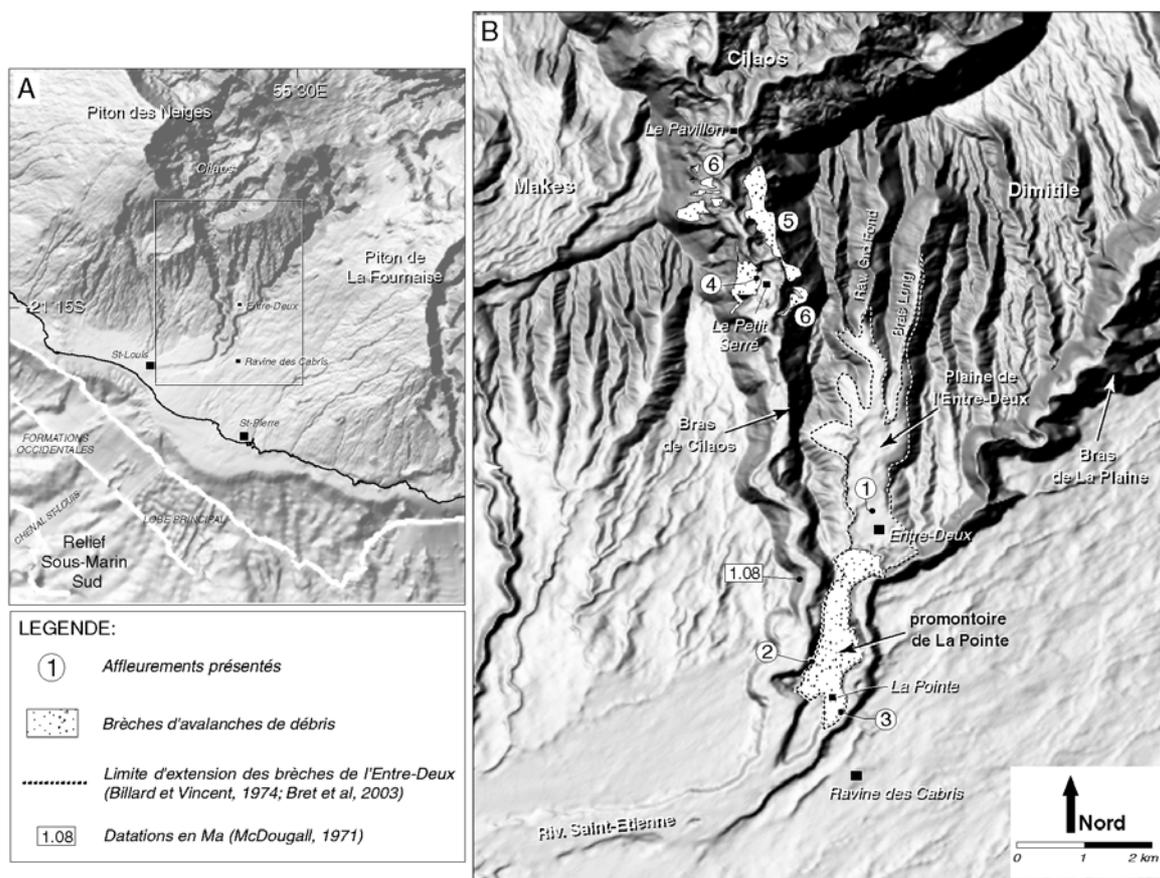


**Figure 2-94: Morphologie à hummocks de la région de Sainte-Suzanne.** Image ombrée centrée sur la ville de Sainte-Suzanne, représentée en 3 dimension (exag. vert. X1.7) et calculée à partir du MNT 25 m de La Réunion (illumination depuis le sud-ouest).

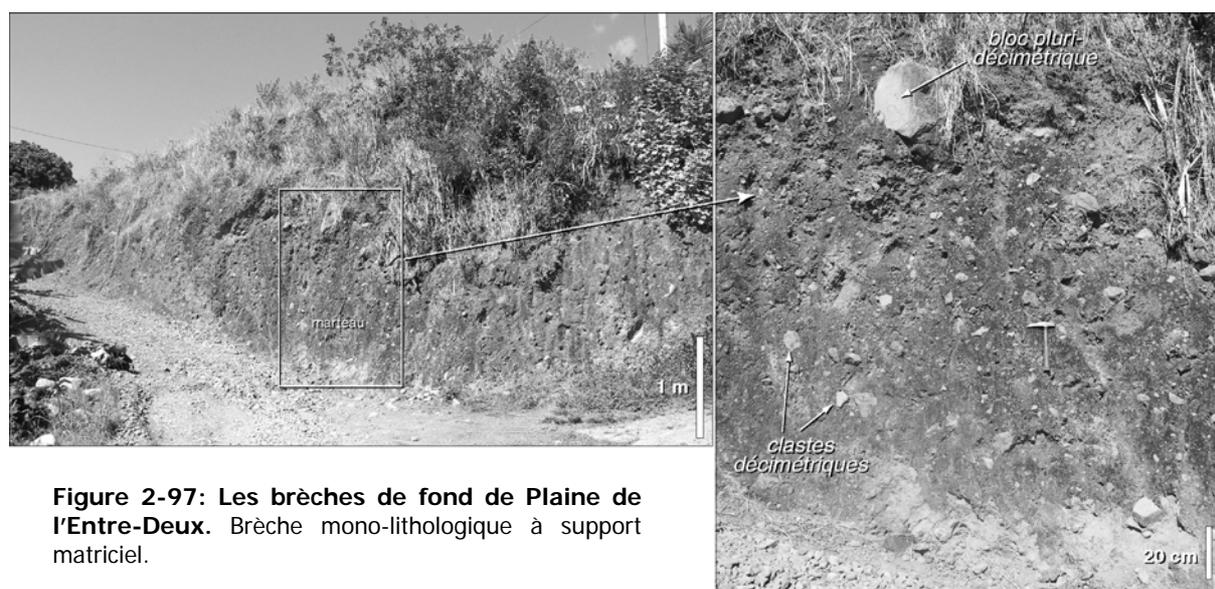


**Figure 2-95: Extension des dépôts d'avalanches de débris de Sainte-Suzanne.** Le support utilisé est une image ombrée calculée à partir du MNT 25 m de La Réunion (illumination depuis le nord-ouest).

la ville de Ste-Marie (Figure 2-95 et Annexe V). Ces brèches pourraient correspondre aux dépôts d'avalanches de débris de Sainte-Suzanne, qui s'étendraient ainsi sur au moins une quinzaine de km sur le flanc nord de l'île. Les brèches de Sainte-Suzanne seraient ainsi placées exactement en amont des Formations Orientales du Relief Sous-Marin Nord, et en particulier en face du complexe de rides de l'unité  $\delta$  (cf Chap. 3, § II.3.6.3.; Figure 2-95). Nous proposons, par conséquent, qu'elles pourraient constituer la contrepartie sub-aérienne des dépôts de cette déstabilisation dont la mise en place serait antérieure à 230 ka puisque les formations bréchiques de Sainte-Suzanne sont recouvertes par les coulées différenciées de la Phase IV (Billard et Vincent, 1974).



**Figure 2-96: Cartes de localisation des brèches de l'Entre-Deux et du Bras de Cilaos (flanc sud du Piton des Neiges).** Affleurements: 1- Entre-Deux s.s., 2, 3- falaises du promontoire de La Pointe, 4- La Petite Caverne, 5- Ilet Bois Rouge, 6- remparts est et ouest du Bras de Cilaos. Les supports utilisés sont des images ombrées calculées à partir A- du MNT global à 100 m de résolution (illumination depuis le nord-ouest) et B- du MNT 25 m de La Réunion (illumination depuis le sud-ouest).



**Figure 2-97: Les brèches de fond de Plaine de l'Entre-Deux.** Brèche mono-lithologique à support matriciel.

### **I.3. Les brèches d'avalanches de débris du flanc sud du Piton des Neiges**

#### *I.3.1. Les brèches de l'Entre-Deux*

##### **I.3.1.1 Localisation**

Les brèches de l'Entre-Deux définissent un ensemble de formations volcanoclastiques identifiées entre 300 et 600 m d'altitude, (1) en fond de Plaine de l'Entre-Deux (affleurement 1 sur la figure 2-96) et (2) à son débouché, au niveau du promontoire de La Pointe (affleurements 2 et 3), relief inverse résultant de l'érosion par les rivières du Bras de Cilaos, côté ouest, et du Bras de la Plaine, côté est, des terrains volcaniques du Piton des Neiges et du Piton de La Fournaise (Figure 2-96).

##### **I.3.1.2 Travaux antérieurs**

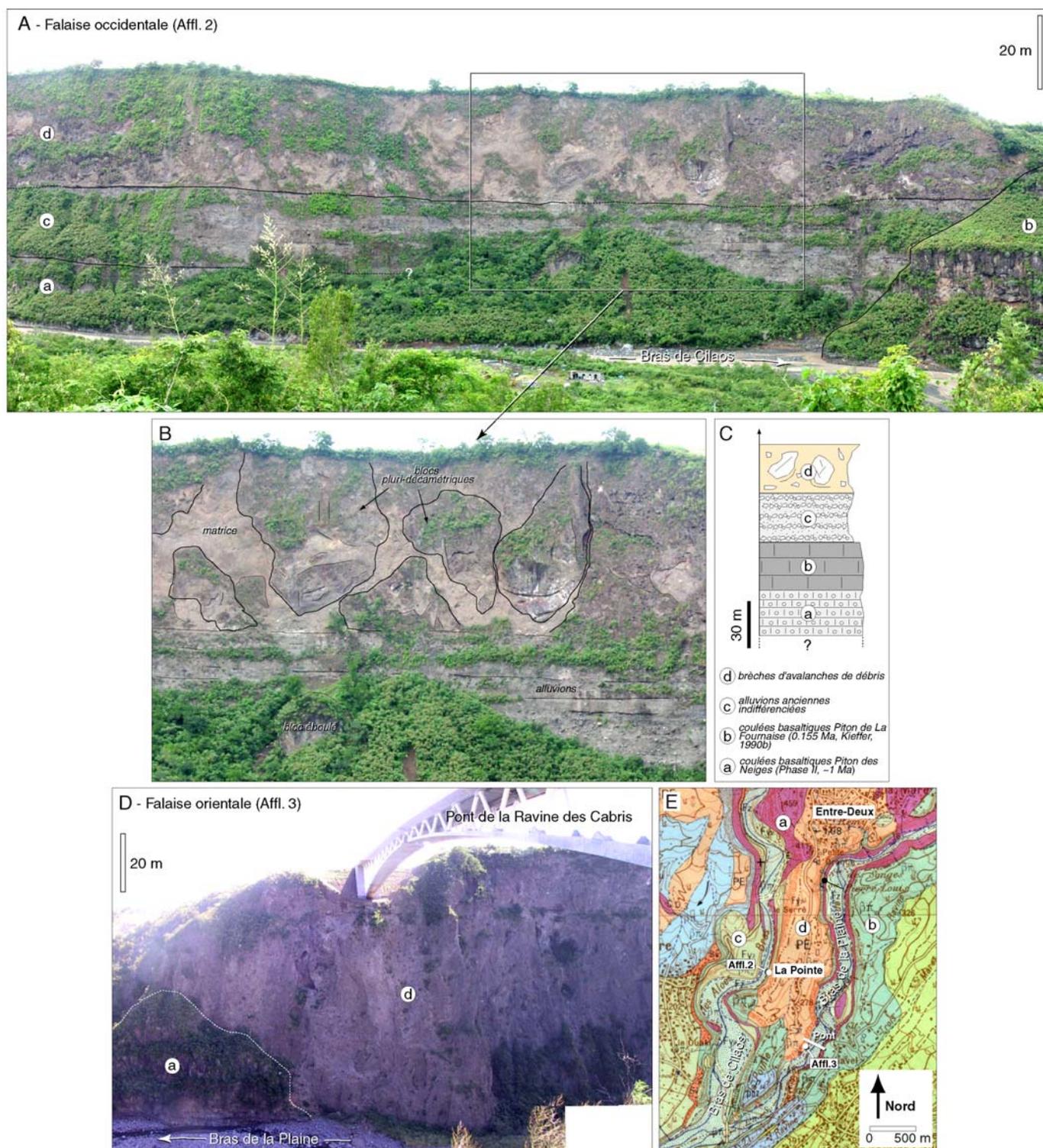
Les brèches de l'Entre-Deux sont cartées par Billard et Vincent (1974) comme des terrains de type "ensemble d'épandages, coulées de solifluxion, lahars, tufs, éboulis ou éluvions". Kieffer (1990a et 1990b) décrit les formations de La Pointe (Figure 2-96) comme une brèche constituée de blocs polygéniques, atteignant plusieurs m de diamètre, emballés dans une matrice argilo-graveleuse. Il les interprète comme les dépôts d'un lahar, puissants de 80 à 100 m et similaires à ceux identifiées à l'exutoire de la Rivière des Galets (cf § I.1.2.2.). Il propose que ce lahar a été généré par de gigantesques éboulements de remparts, mais n'exclut pas de considérer les brèches de La Pointe comme les dépôts d'une avalanche de débris déclenchée par une éruption explosive dirigée. Selon Bret et al. (2003), l'ensemble des brèches de l'Entre-Deux correspond à des dépôts de lahars (les auteurs utilisent le terme coulées de débris), caractérisés par la présence de blocs décimétriques à métriques emballés dans une matrice sableuse à silteuse abondante. Les fortes pluies lors d'épisodes cycloniques seraient à l'origine de ces événements catastrophiques.

##### **I.3.1.3 Investigations de terrain**

Les travaux de terrain menés au cours de ma mission dans la région de l'Entre-Deux ont permis de localiser plusieurs affleurements (brèches de fond de Plaine de l'Entre-Deux, falaises du promontoire de La Pointe; Figure 2-96), dont l'analyse préliminaire suggère de reconsidérer l'hypothèse selon laquelle les brèches de l'Entre-Deux résultent uniquement d'événements de type lahar (Kieffer, 1990a et 1990b; Bret et al., 2003).

#### **A- Les brèches de fond de Plaine de l'Entre-Deux**

Les brèches de fond de Plaine de l'Entre-Deux n'ont été reconnues qu'à partir d'affleurements limités et de faible extension, essentiellement localisés dans le soubassement de la ville de l'Entre-Deux. La figure 2-97 présente un affleurement typique des formations identifiées, d'une dizaine de mètres de long et 2 à 3 m de haut (affleurement 1 sur la figure 2-96). Les brèches observées, massives



**Figure 2-98: Les brèches de La Pointe.** A, B, C/ Falaise occidentale du promontoire de La Pointe. A/ Vue sur la falaise depuis la rive droite du Bras de Cilaos. Un niveau bréchiq. caractérisé par un agencement complexe de blocs pluri-décamétriques emballés dans une matrice est placé en position stratigraphique supérieure. B/ Zoom sur le niveau bréchiq. et analyse structurale. C/ Log stratigraphique de la séquence observée déduit de la carte géologique de Billard et Vincent (1974; cf E). D/ Falaise orientale du promontoire de La Pointe. Le niveau bréchiq. affleure sur la totalité de la paroi, localement, sous le pont de la Ravine des Cabris. E/ Extrait de la carte géologique de Billard et Vincent (1974) focalisée sur le promontoire de La Pointe.

et sans organisation apparente (ni granoclassement, ni stratification), sont mono-lithologiques et à support matriciel. Les clastes, anguleux à sub-anguleux, inclus dans la matrice, sont généralement de taille décimétrique. Les blocs les plus importants observés à l’affleurement sont pluri-décimétriques.

### B- Les brèches de La Pointe

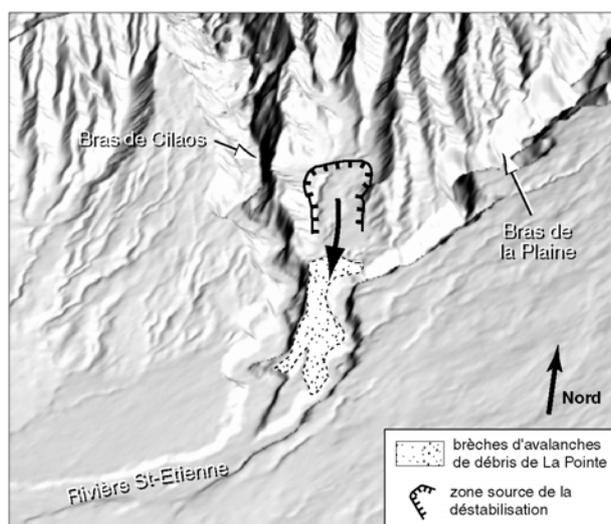
Les falaises du promontoire de La Pointe, de 80 à 100 m de haut, offrent une section de l’ensemble des formations constituant ce relief inverse. La séquence observée au niveau de la falaise occidentale (affleurement 2 sur la figure 2-96 et figures 2-98A, B et C) se caractérise par la présence en position stratigraphique supérieure d’un niveau bréchiq ue (niveau d sur la Figure 2-98), d’une trentaine de m de puissance, clairement désorganisé et marqué par la présence à l’affleurement de blocs pluri-décimétriques, bouleversés, fracturés et imbriqués dans une matrice. Ces formations reposent sur des terrains distingués par Billard et Vincent (1974) comme (1) des coulées basaltiques de la Phase II d’évolution du Piton des Neiges, datées à proximité, en rive droite du Bras de Cilaos, à 1.08 Ma (Figure 2-96; Mc Dougall, 1971; niveau a), (2) des coulées basaltiques d’origine Fournaise, datées à environ 0.155 Ma selon Kieffer (1990b; niveau b) et (3) un niveau alluvionnaire ancien indifférencié (niveau c). Cette stratigraphie indique une mise en place relativement récente des brèches de la Pointe, il y a moins de 0.155 Ma. Le niveau bréchiq ue identifié au sommet de la falaise occidentale est également reconnu au niveau de la paroi orientale. En amont du Bras de la Plaine (Figure 2-98E), les brèches sont placées en position stratigraphique supérieure par rapport aux coulées du Piton des Neiges et du Piton de La Fournaise (le niveau alluvionnaire est absent). En aval, sous le nouveau pont de la Ravine des Cabris (affleurement 3 sur la figure 2-96; Figure 2-98D), elles affleurent sur la totalité de la paroi (80 à 100 m de puissance). Cette observation laisse penser que les formations identifiées ont probablement été canalisées en aval dans une paléo-dépression.

#### I.3.1.4 Interprétations et discussion

L’occurrence d’événements catastrophiques de type lahar (ou coulée de débris) dans la région de l’Entre-Deux est vraisemblable, puisque cette plaine est placée en aval de vallées profondes aux bordures escarpées (Bras Long, Ravine Grand Fond; Figure 2-96) qui ont pu et peuvent canaliser de tels événements déclenchés par éboulements de remparts (Kieffer, 1990a et 1990b) ou en conséquence de fortes pluies lors d’épisodes cycloniques (Bret et al., 2003). Cependant, sur la base de nos investigations de terrain, nous proposons que:

► les affleurements de brèches identifiés en fond de Plaine de l’Entre-Deux sont insuffisants et d’extension trop limitée (des fenêtres de quelques m de large et de haut) pour caractériser ces phénomènes. Les formations identifiées présentent effectivement des caractéristiques de dépôts de lahars (faible épaisseur apparente, support matriciel, absence de blocs de grande dimension), mais elles pourraient également être interprétées comme le faciès matriciel d’un dépôt d’avalanche de débris;

➤ les formations bréchiques observées sur une trentaine de mètres d'épaisseur au sommet du promontoire de La Pointe, caractérisées par la présence de blocs fracturés de taille pluri-décamétrique imbriqués dans une matrice, pourraient constituer les dépôts d'une avalanche de débris, accumulés au débouché de la Plaine de l'Entre-Deux. L'extension de ces dépôts est encore mal définie mais, au vu de la faible épaisseur des formations, celle-ci est probablement limitée au domaine sub-aérien. Les produits impliqués dans cette avalanche de débris ont certainement été canalisés dans une paléo-dépression probablement creusée par la paléo-rivière Saint-Etienne et ses affluents (Figure 2-99). Notre analyse tendrait ainsi à caractériser un événement superficiel, de taille modeste et d'âge postérieur à 0.155 Ma, qui a affecté le flanc sud du massif du Piton des Neiges. Cette avalanche de débris n'aurait aucune relation avec les déstabilisations de très grande ampleur reconnues en mer au sein du Relief Sous-Marin Sud (Figure 2-75) et pourrait être à l'origine de la dépression de l'Entre-Deux (Figure 2-99).



**Figure 2-99: Extension proposée des brèches d'avalanche de débris de l'Entre-Deux et zone source potentielle de la déstabilisation** (Structure de l'Entre-Deux; cf § II.3.1. et Figure 2-115B). Image ombrée représentée en 3 dimensions (exag. vert. x1) et calculée à partir du MNT 25 m de La Réunion (illumination depuis le sud-est).

### I.3.2. Les brèches du Petit Serré

#### I.3.2.1 Localisation et travaux antérieurs

Les brèches du Petit Serré sont localisées au cœur du Bras de Cilaos qui constitue l'exutoire actuel du cirque de Cilaos (Figure 2-96). Elles sont identifiées entre environ 400 et 900 m d'altitude, au pied et à flanc de remparts, en amont du village du Petit Serré et jusqu'à l'entrée dans la dépression de Cilaos. Billard et Vincent (1974) attribuent à ces formations des origines diverses et les cartent en tant que dépôts de coulées de solifluxion, de lahars, d'éboulis ou terrains de type "ensemble d'épandages, coulées de solifluxion, lahars, tufs, éboulis ou éluvions".

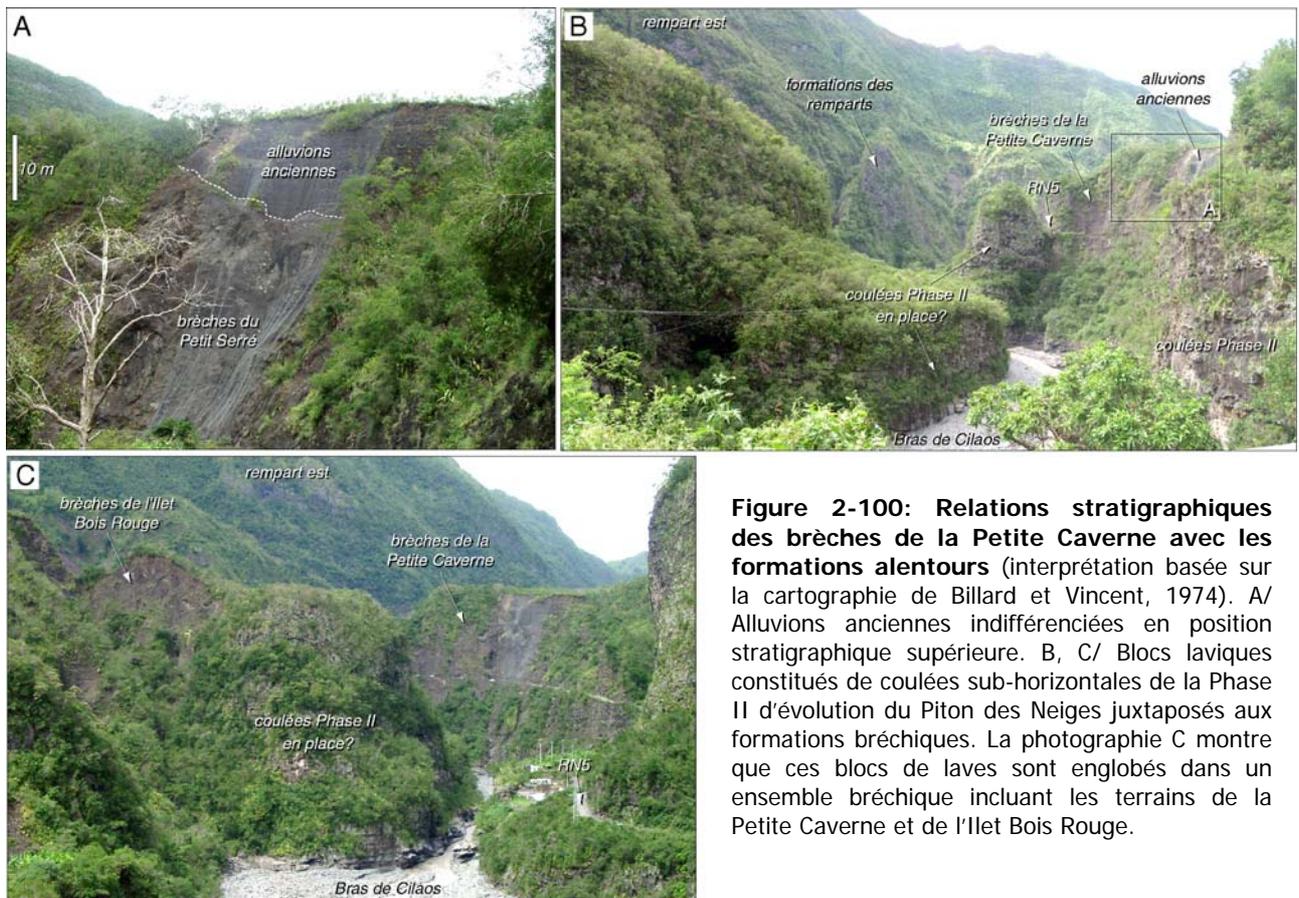
#### I.3.2.2 Investigations de terrain

Les investigations de terrain menées dans le cadre de ma mission n'ont constitué qu'une reconnaissance des formations bréchiqes du Petit Serré. L'analyse des sites visités (brèches de La Petite Caverne et de l'Ilet Bois Rouge, formations des remparts; affleurements 4, 5 et 6 sur la figure 2-96) lève cependant le doute sur l'origine de ces terrains et suggère de reconsidérer l'interprétation des brèches de l'exutoire du Bras de Cilaos.

#### A- Les brèches de La Petite Caverne

Les brèches de La Petite Caverne affleurent en rive droite du Bras de Cilaos, directement en amont du village du Petit Serré, sur 200 à 300 m le long de la RN5, au lieu-dit La Petite Caverne (affleurement 4 sur la figure 2-96). Les formations reconnues sont placées en position stratigraphique inférieure par rapport à des terrains détritiques cartés par Billard et Vincent (1974) comme des alluvions anciennes indifférenciées (Figure 2-100A) et sont directement juxtaposées à des coulées basaltiques sub-horizontales de la Phase II d'évolution du Piton des Neiges (2.1-0.43 Ma; Figure 2-100B), dont le caractère autochtone est discutable. Ces laves apparaissent en effet cernées par les formations bréchiqes de la Petite Caverne en rive droite et celles de l'Ilet Bois Rouge en rive gauche (affleurement 5 sur la figure 2-96). Les brèches de l'Ilet Bois Rouge, difficiles d'accès, n'ont pas pu être étudiées en détails. Nos observations soulignent cependant que ces formations associent un faciès bloc et un faciès matriciel relativement abondant (Figure 2-100C).

Les brèches de La Petite Caverne se caractérisent par la présence de blocs imbriqués dans une matrice (Figure 2-101). La matrice constitue un mélange non classé, non stratifié et hétérogène, incluant des clastes centimétriques à pluri-décimétriques, de nature diverse (galets basaltiques, océanites altérées; Figure 2-101C). Les blocs, de taille métrique à décamétrique, sont polygéniques, de nature bréchiq ou lavique. Ils sont, dans l'ensemble, relativement bien préservés, simplement diaclasés et fracturés avec injection de matrice dans les fractures (Figure 2-101D). Certains blocs sont





**Figure 2-101: Les brèches de la Petite Caverne.** A, B/ Imbrication de blocs laviques ou bréchiq, de taille métrique à décamétrique, dans une matrice. C/ Zoom sur le faciès matriciel incluant des clastes centimétriques à pluri-décimétriques de nature diverse. D/ Bloc lavique décimétrique fracturé avec injection de matrice dans les fractures. E/ Bloc lavique décimétrique intersecté par des dykes pulvérisés. F/ Bloc métrique pulvérisé (figure en jigsaw-cracks).

néanmoins intersectés par des dykes entièrement pulvérisés (Figure 2-101E); d'autres, généralement les blocs les moins volumineux, ont subi une désagrégation intense (Figure 2-101F).

### B- Les formations des remparts

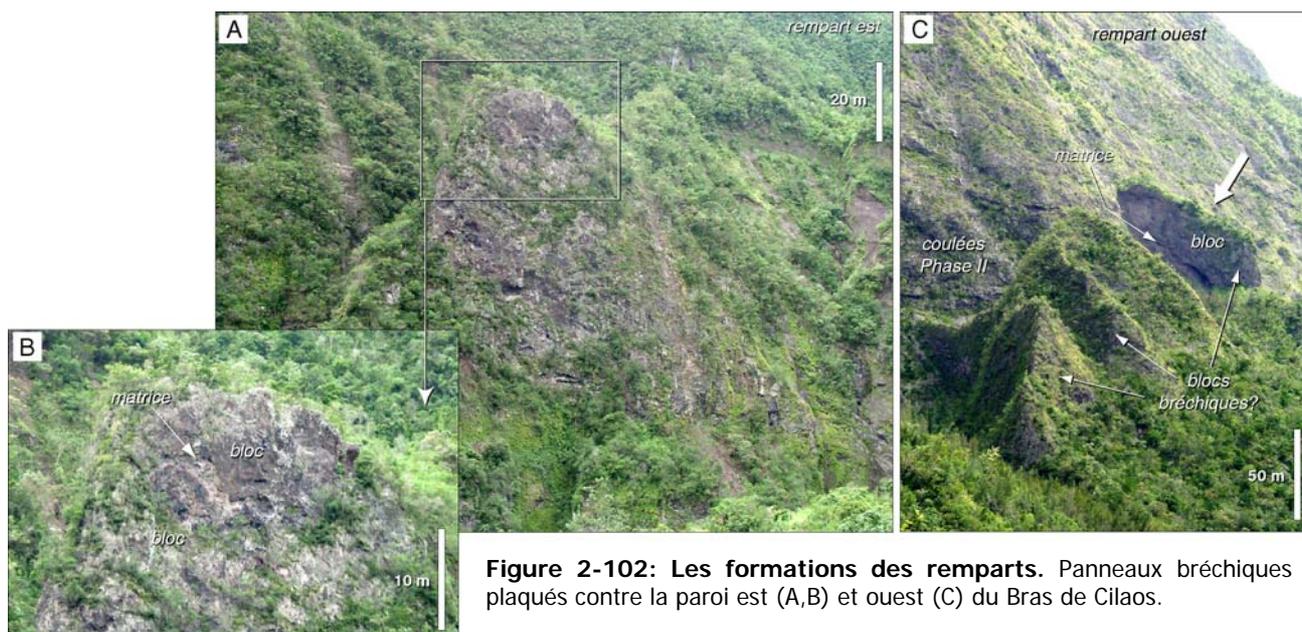
Les formations des remparts définissent un ensemble de panneaux cohérents, plaqués contre les parois est et ouest de l'exutoire du Bras de Cilaos, jusqu'à 900 m d'altitude, en rive gauche à l'est du Petit Serré et en rive droite au sud-ouest du village du Pavillon (affleurements 6 sur la figure 2-96). La particularité de ces panneaux est leur nature bréchique remarquable. Les figures 2-102A et B illustrent ainsi un panneau triangulaire de 150 m de haut, identifié à flanc de rempart est du Bras de Cilaos et constitué de blocs de laves imbriqués entre lesquels est injecté un faciès plus matriciel. Les formations du rempart ouest présentent des propriétés similaires. Ainsi, le panneau mis en évidence sur la figure 2-102C (flèche blanche) apparaît hétérogène et constitué de blocs laviques séparés par une matrice. Une même composition peut être suspectée pour ses voisins immédiats, recouverts de végétation.

### I.3.2.3 Interprétations et discussion

#### A- Des dépôts d'avalanches de débris dans l'exutoire du cirque de Cilaos

Le contexte actuel du Bras de Cilaos, gorge étroite aux remparts escarpés, jusqu'à 1000 m de profondeur, est favorable au démantèlement de ses parois. Il est vraisemblable que celles-ci subissent de multiples épisodes de déstabilisations (sous la forme d'éboulements, de coulées de solifluxion, de glissements de blocs,...) dont les dépôts sont retrouvés en fond de gorge comme proposé par Billard et Vincent (1974). Cependant, nos investigations de terrain mettent également en avant plusieurs indices qui suggèrent la présence de dépôts d'avalanches de débris dans l'exutoire du cirque de Cilaos:

◆ les brèches de La Petite Caverne constituent clairement les dépôts d'un événement de type avalanche de débris. Elles se présentent sous la forme d'un assemblage de blocs emballés dans une matrice. Les blocs, bréchiques ou laviques, peuvent être de grande dimension (échelle décamétrique) et montrent divers degrés de désagrégation mais sont, dans l'ensemble, peu bouleversés et relativement bien préservés. Ils sont (1) simplement fracturés, les fractures étant comblées par la matrice (Figure 2-101D), ce qui rappelle les faciès reconnus à Saint-Gilles (Figure 2-78C), ou (2) intersectés par des dykes entièrement pulvérisés (Figure 2-101E) comme observé au sein des brèches de la Rivière des Galets (Figures 2-82B et C). Certains blocs, ceux de petite dimension (échelle métrique), apparaissent cependant complètement désagrégés (figures en jigsaw-cracks; Figure 2-101F). L'identification de blocs de brèches au sein des brèches du Petit Serré souligne une remobilisation de formations bréchiques antérieures qui peuvent correspondre à des dépôts d'avalanches de débris plus anciens ou à d'autres formations de démantèlement;



◆ le caractère autochtone des blocs de laves de la Phase II d'évolution du Piton des Neiges identifiés dans le lit du Bras de Cilaos est douteux. Ces coulées sub-horizontales sont directement placées au contact des formations bréchiques de la Petite Caverne et de l'Ilet Bois Rouge (Figures 2-100B et C) et apparaissent ainsi complètement englobées dans un ensemble bréchique. Nous proposons qu'elles pourraient correspondre à des méga-blocs d'avalanches de débris transportés sans bouleversements importants;

◆ les formations des remparts correspondent de toute évidence à des panneaux glissés, témoins de l'érosion régressive des parois du Bras de Cilaos (Billard et Vincent, 1974). La relative cohérence des panneaux suggère que ceux-ci ont été déstabilisés dans des glissements lents, en blocs, le long des remparts. L'occurrence de glissements lents sub-verticaux, de 400 à 500 m de rejet au maximum, est cependant incompatible avec la nature bréchique de ces panneaux. Nous proposons par conséquent que les glissements des remparts ont remobilisé des formations bréchiques qui pourraient correspondre à des dépôts d'avalanches de débris plus anciens accumulés à l'exutoire de Cilaos.

### B- Origine des dépôts d'avalanches de débris

Notre analyse suggère qu'au moins une partie des brèches du Bras de Cilaos doit être considérée comme les dépôts d'un ou de plusieurs épisodes de déstabilisations. Ces formations ont été (1) mises en place directement par une ou plusieurs avalanches de débris primaires ou (2) remobilisées dans des événements secondaires de type avalanche de débris ou glissement en blocs, liés ou non à l'érosion régressive des remparts. Dans ce contexte et sur la base des connaissances actuelles des brèches de fond de cirque de Cilaos (cf § I.4.3.1. et I.4.3.2.; Maillot, 1999; Arnaud et al., 2004), nous proposons le modèle suivant:

► Les blocs de laves de la Phase II d'évolution du Piton des Neiges qui reposent dans le lit du Bras de la Plaine pourraient correspondre à des méga-blocs d'avalanches de débris transportés dans la déstabilisation majeure primaire de Cilaos (Maillot, 1999; Arnaud et al., 2004). Les produits de cet événement occupent une large superficie dans le cirque de Cilaos (cf § I.4.3.2. et Figure 2-110). Ils ont vraisemblablement atteint la mer et doivent être accumulés au sein du Relief Sous-Marin Sud (cf Chap. 3., § II.5. et Figure 2-113);

► Les brèches de la Petite Caverne et les formations des remparts résultent de déstabilisations secondaires, respectivement de type avalanche de débris et glissement en blocs. Une première hypothèse est de considérer ces événements comme des déstabilisations limitées, localisées au Bras de Cilaos et affectant ses parois escarpées. Elles seraient liées à des processus érosionnels de recul de falaises, comparables à celles identifiées dans la Rivière des Pluies (Fèvre et al., 2004) ou suspectées dans la Ravine des Patates à Durand (cf § I.2.1.). Une hypothèse alternative serait d'associer les brèches de la Petite Caverne aux dépôts de la déstabilisation secondaire intra-cirque du Palmiste Rouge (Arnaud et al., 2004), dont les produits ont pu être canalisés dans le Bras de Cilaos (cf § I.4.3.2. et Figure 2-110). Les données disponibles sont cependant insuffisantes pour trancher en faveur de l'une ou l'autre des hypothèses.

## **I.4. Les brèches de fond de cirques du Piton des Neiges**

### **I.4.1. Présentation**

Les cirques de Salazie, Cilaos et Mafate forment trois vastes excavations coalescentes, profondes de 1000 à 2000 m et larges, chacune, de 10 km environ, situées au centre du massif du Piton des Neiges (Figure 2-103). Ces dépressions, dont l'origine est principalement attribuée à l'érosion sous contrôle structural (cf Chap. 1, § II.1.1.), sont particulièrement intéressantes pour le géologue, car elles constituent des fenêtres sur les formations les plus anciennes et profondes du Piton des Neiges. De nombreuses études géologiques ont été menées dans les cirques depuis les années 1960 (Bussière, 1959; Upton et Wadsworth, 1965 et 1969; Billard et Vincent, 1974; Chevallier, 1979; Chevallier et Vatin-Pérignon, 1982; Stieltjes, 1986; Haurie, 1987; Rocher, 1988; Maillot, 1999; Bret et al., 2003; Arnaud et al., 2003 et 2004) et toutes soulignent la quasi-omniprésence de formations bréchiques au fond de ces dépressions. Les brèches dites "de fond de cirques" sont ainsi identifiées sur plus de 150 km<sup>2</sup>, entre environ 400 et 2000 m d'altitude, au cœur du volcan du Piton des Neiges (Figure 2-103).

### **I.4.2. Travaux antérieurs**

Parmi les nombreuses descriptions et interprétations des brèches de fond de cirques présentes dans la littérature, nous proposons une synthèse des études les plus significatives qui donnent un aperçu sur la nature de ces formations et sur l'évolution des idées concernant leur origine.

#### **I.4.2.1 Les travaux de Bussière (1959)**

Pour Bussière (1959), "des matériaux volcaniques détritiques à éléments grossiers" recouvrent presque la totalité des cirques et reposent sur un substratum lavique fortement zéolitisé qui apparaît dans le fond des ravines. Selon lui, ces formations résultent uniquement d'effondrements locaux, conséquence d'une érosion très active des parois des cirques.

#### **I.4.2.2 Les travaux d'Upton et Wadsworth (1969)**

Upton et Wadsworth (1969) définissent les brèches de fond de cirques comme des formations appartenant à une "série des océanites anciennes". Ils les décrivent comme une importante séquence fortement altérée et zéolitisée, où sont intercalés des niveaux laviques à structures ellipsoïdales ou en coussins et des brèches volcaniques constituées de roches fragmentées. Selon eux, ces formations ont été émises lors d'éruptions sous-marines au cours du stade d'émersion du Piton des Neiges. Ils expliquent leur position actuelle, jusqu'à 2000 m au-dessus du niveau de la mer, par une surrection du massif de plusieurs km due à des mouvements tectoniques de la croûte océanique.

### I.4.2.3 Les travaux de Billard et Vincent (1974)

La cartographie de Billard et Vincent (1974) est intéressante dans la mesure où elle est une des premières à distinguer deux ensembles de formations bréchiques en fond de cirques (Figure 2-103):

♦ un ensemble inférieur qui apparaît essentiellement dans les rivières et ravines encaissées, composé d'agglomérats et brèches basaltiques, chloritisés et zéolitisés". Ces formations, dont l'âge est estimé supérieur à 2.1 Ma (McDougall, 1971) sont regroupées au sein d'une "Phase I" d'évolution du Piton des Neiges. Leur forte altération ne permet pas de les dater directement, mais celles-ci sont placées en position stratigraphique inférieure par rapport aux formations de la série des océanites récentes de la Phase II (Billard et Vincent, 1974) dont les terrains les plus anciens (massif de la Montagne) sont datés par McDougall (1971) à 2.1 Ma;

♦ un ensemble supérieur, superficiel, très largement représenté dans les trois cirques et essentiellement composé de terrains de type "ensemble d'épandages, dépôts de coulées de solifluxion, de lahars, tufs, éboulis et éluvions". Ces formations correspondent à des produits de remaniement témoignant du creusement tardif par érosion des cirques.

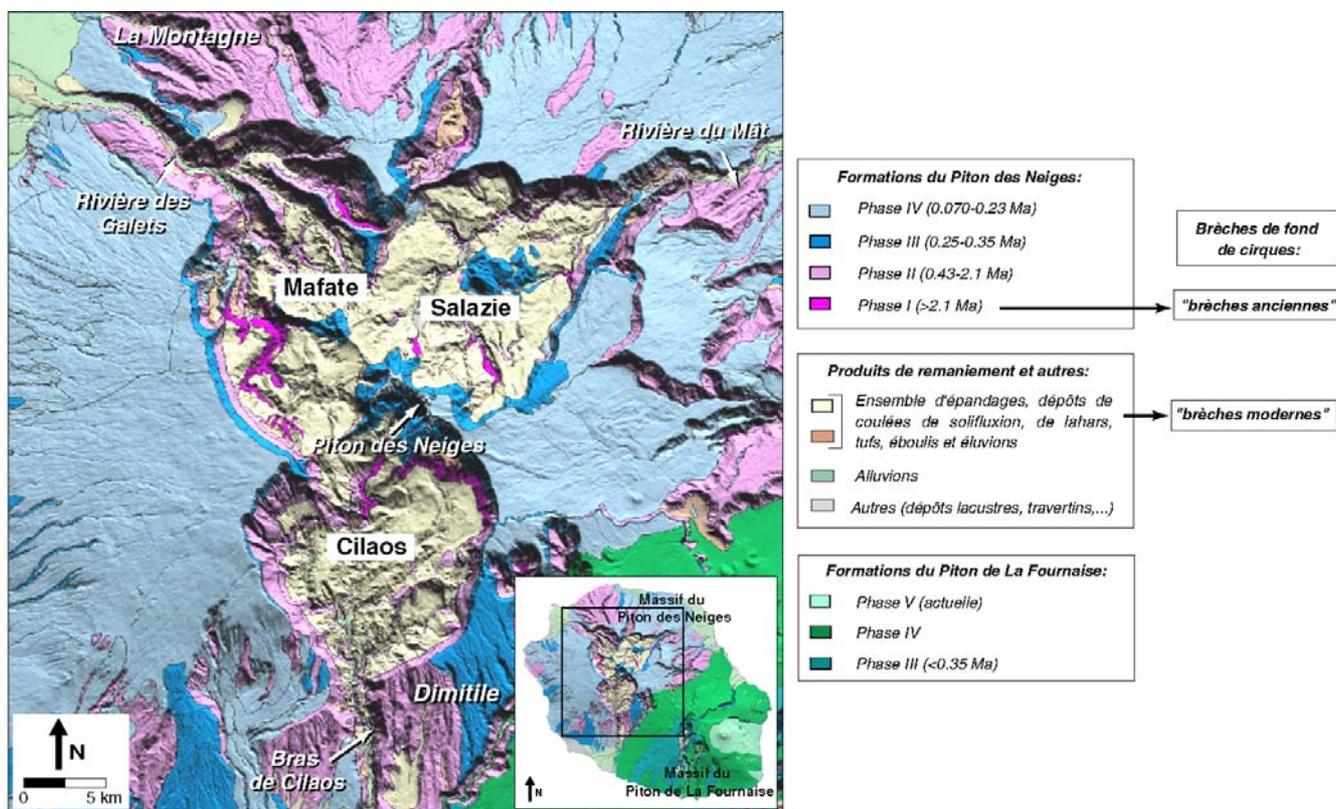


Figure 2-103: Carte géologique simplifiée de la zone centrale du massif du Piton des Neiges réalisées à partir des données de Billard et Vincent (1974). Conception Fèvre (LSTUR). La carte est drapée sur le MNT IGN à 25 m de résolution représenté à 3 dimensions (aucune exagération verticale).

#### I.4.2.4 Les travaux de Chevallier (1979)

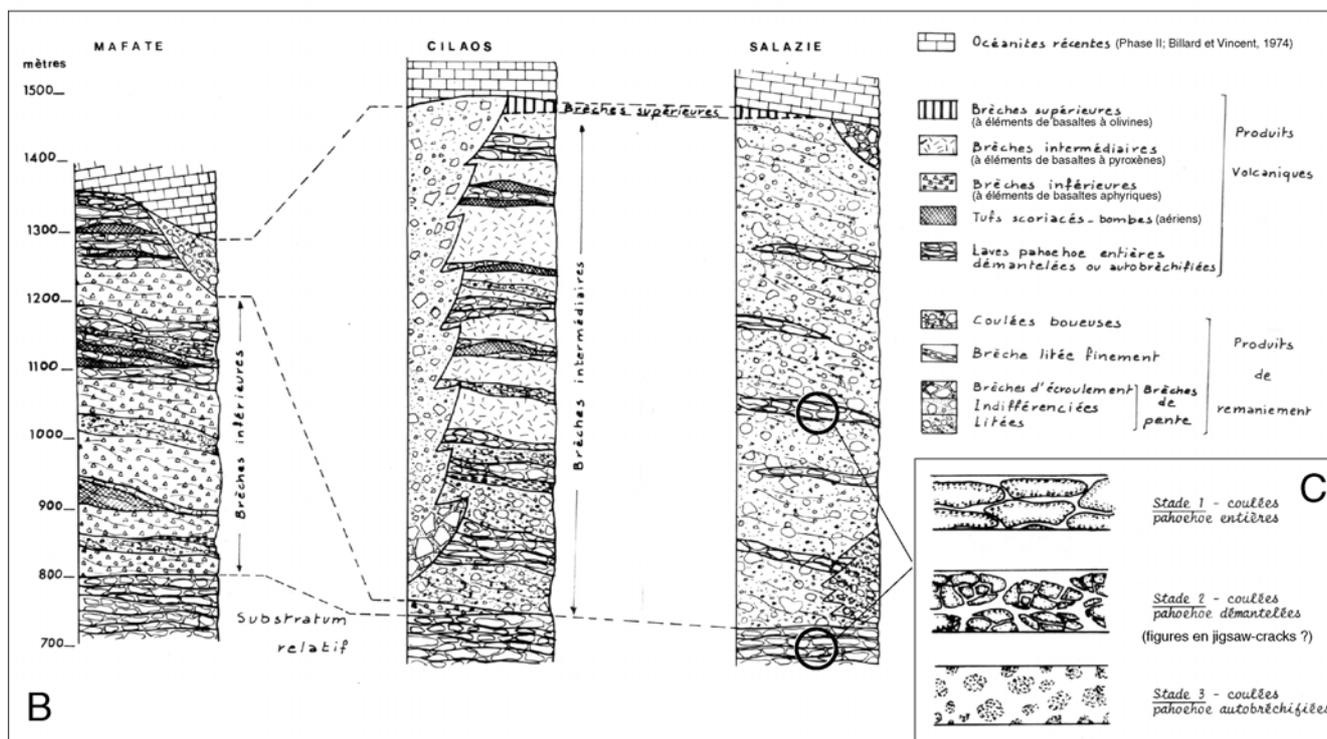
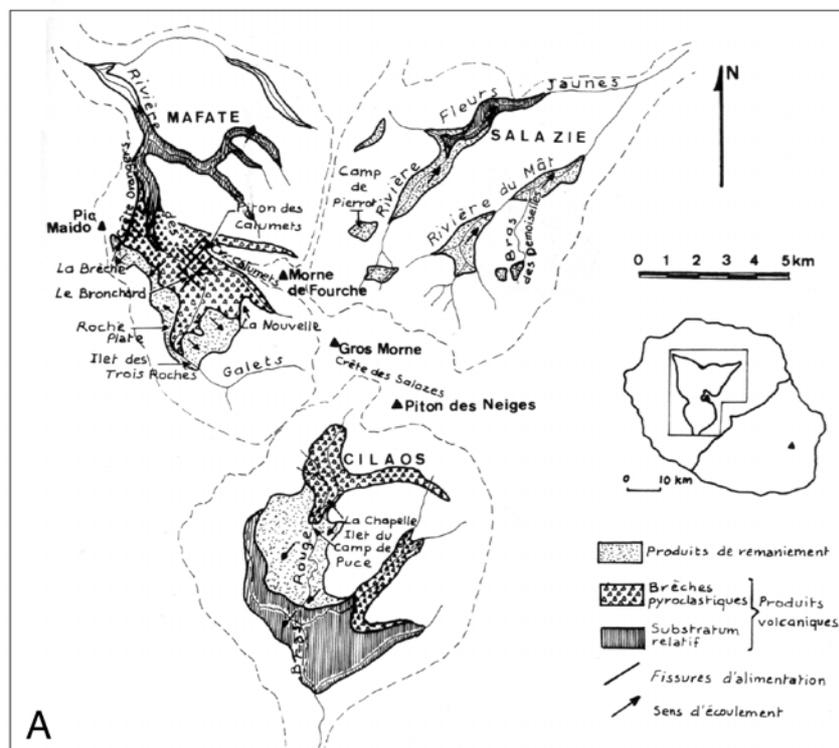
Chevallier (1979) s'intéresse aux formations des "brèches primitives" qui correspondent aux terrains les plus anciens identifiés en fond de cirques et donc précisément à ceux de la "série des océanites anciennes" d'Upton et Wadsworth (1969) ou de la "Phase I" d'évolution du Piton des Neiges de Billard et Vincent (1974).

#### A- Géologie

La stratigraphie synthétique des "brèches primitives" proposée par Chevallier (1979) montre que deux types de formations constituent cette unité: celles d'origine "volcanique", sur lesquelles notre intérêt se porte plus particulièrement, et celles d'origine détritique, essentiellement composées de produits de remaniement de type brèches de pente, dépôts de coulées de boue et de lahars (Figures 2-104A et B). Les formations dites "volcaniques" sont subdivisées en deux ensembles, le "substratum relatif" et les brèches pyroclastiques sus-jacentes:

◆ Le "**substratum relatif**" consiste en un empilement de coulées pahoehoe fortement zéolitisées, reconnu sur de faibles épaisseurs (quelques dizaines de m) au fond des vallées encaissées des trois cirques, entre 400 et 800 m d'altitude (Figures 2-104A et B). Ces formations laviques présentent à l'affleurement trois faciès caractéristiques qui soulignent un degré de désagrégation croissant (Figure 2-104C). Elles apparaissent (1) *relativement préservées* (stade 1 sur la figure 2-104C) et exhibent des structures amygdales ou concentriques interprétées par Chevallier (1979) comme des figures typiques de coulées en tubes et non comme des laves en coussins (Upton et Wadsworth, 1969); (2) *démantelées* (stade 2); les blocs de laves sont éclatés et séparés de quelques cm mais conservent dans l'ensemble la structure initiale en tubes; ce faciès rappelle les figures en jigsaw-cracks observées dans les dépôts d'avalanches de débris; (3) *auto-bréchifiées* (stade 3), soulignant une désagrégation avancée des formations laviques qui, à ce stade, sont décrites par l'auteur comme des brèches monogéniques à blocs zéolitisés centimétriques à décimétriques;

◆ Les **brèches pyroclastiques** soudées et indurées, de plus de 700 m de puissance, reposent sur le "substratum relatif". Ces formations, divisées en 3 unités sur la base de critères pétrographiques, sont reconnues dans les trois cirques entre environ 700 et 1500 m d'altitude (Figures 2-104A et B). Elles sont entrecoupées (1) de coulées de lave en tube, qui présentent une bréchification comparable à celle des coulées du "substratum" (Figure 2-104C) et dont l'épaisseur peut excéder une vingtaine de m, mais également (2) de passées aériennes de tufs scoriacés de quelques m d'épaisseur qui pourraient correspondre selon l'auteur à des restes de cônes de scories.



**Figure 2-104: La série des "brèches primitives" de Chevallier (1979).** A/ Carte géologique de localisation. B/ Stratigraphie synthétique. Au moins 3 unités de brèches pyroclastiques distinguées sur critères pétrographiques reposent sur un "substratum relatif" lavique zéolitisé et démantelé à auto-bréchiifié (cf C/). Plusieurs niveaux de coulées pahoehoe sont également intercalés au sein des unités de brèches, ainsi que des passées de tufs scoriacés. Ces formations volcaniques sont très largement remaniées. C/ Schéma des différents faciès de coulées pahoehoe reconnus au sein des "brèches primitives" soulignant divers stades de désagrégation de ces formations. *Modifié d'après Chevallier (1979).*

## B- Interprétations

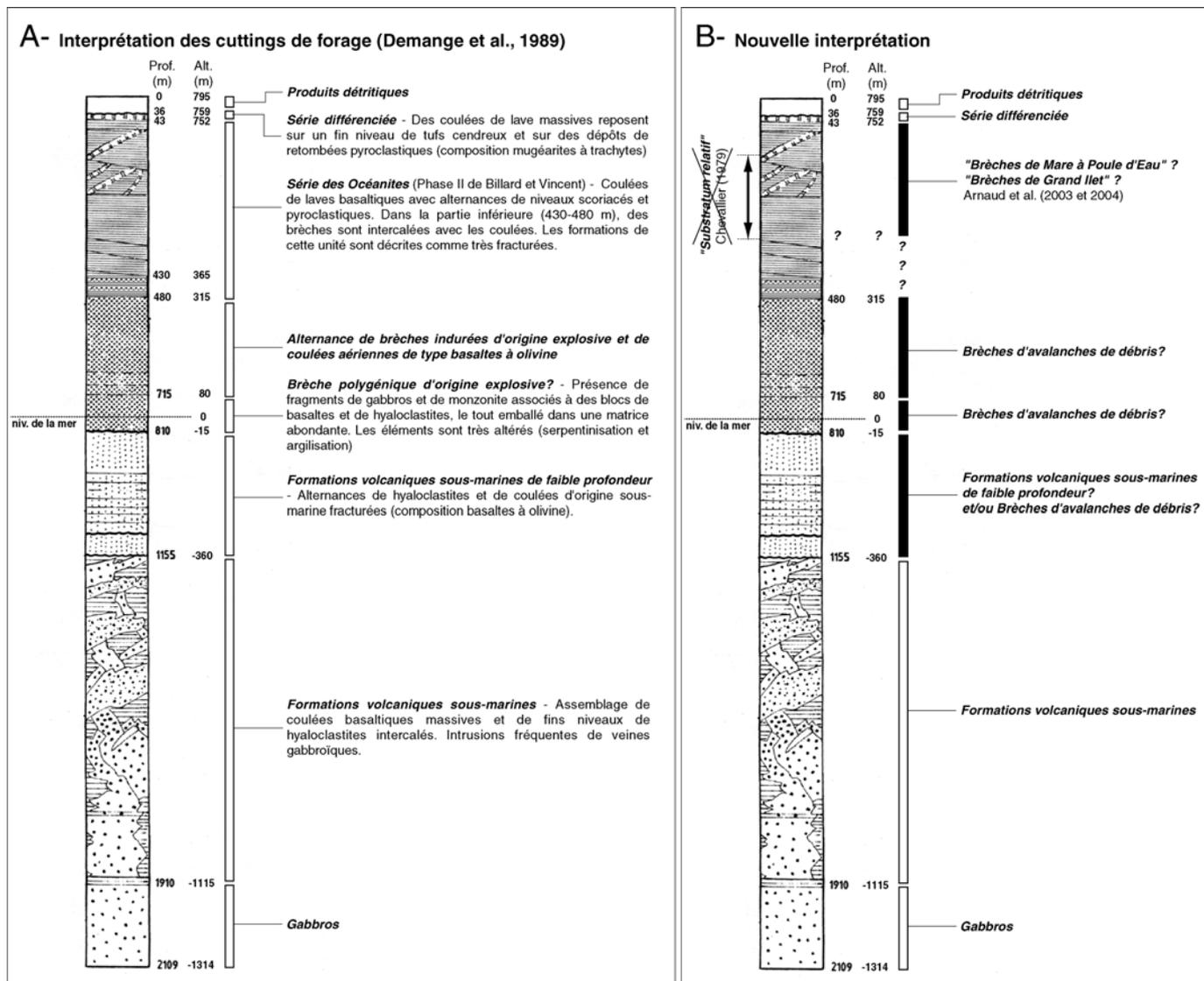
En accord avec l'hypothèse d'Upton et Wadsworth (1969), Chevallier (1979) interprète les formations des "brèches primitives" comme les produits émis lors du stade d'émersion du volcan du Piton des Neiges, il y a plus de 2.1 Ma (McDougall, 1971). Il propose cependant que ces formations ne résultent pas d'éruptions sous-marines car aucune lave en coussins n'a été identifiée dans les cirques. Selon lui, les coulées pahoehoe zéolitisées et démantelées du "substratum relatif" (Figure 2-104B) pourraient constituer les produits des premières manifestations effusives sub-aériennes du Piton des Neiges. Ces terrains pourraient ainsi (1) surmonter les produits anté-émersion de type hyaloclastites et pillow-lavas qui doivent former, selon les modèles d'îles océaniques (Moore et Fiske, 1969; Moore, 2001; Garcia et Davies, 2001), le soubassement de l'édifice et (2) constituer la base sur laquelle le Piton des Neiges s'est construit. Il suggère enfin que l'empilement où sont intercalés des niveaux de brèches pyroclastiques, de coulées pahoehoe démantelées et de tufs scoriacés (Figure 2-104B), pourrait témoigner d'une succession d'épisodes éruptifs phréatomagmatiques, effusifs et explosifs en contexte sub-aérien dans un milieu saturé en eau (existence de lacs temporaires, de nappes ou poches phréatiques, injection d'eau de mer). Ce contexte expliquerait la bréchification des coulées pahoehoe qui seraient fragmentées avant leur émission dans les conduits d'alimentation gorgés d'eau.

### I.4.2.5 Synthèse

En résumé, les brèches de fond de cirques sont traditionnellement divisées en deux ensembles distincts et discordants (Figure 2-103):

► **les brèches anciennes**, principalement retrouvées dans les rivières et ravines profondes des cirques et d'âge estimé supérieur à 2.1 Ma (McDougall, 1971), connues sous diverses appellations: "océanites anciennes" (Upton et Wadsworth, 1969; McDougall, 1971; Gillot et Nativel, 1982), "brèches primitives" (Chevallier, 1979; Chevallier et Vatin-Pérignon, 1982) ou terrains de la "Phase I" d'évolution du Piton des Neiges (Billard et Vincent, 1974). Ces terrains sont présentés comme un complexe fortement altéré et zéolitisé de brèches, agglomérats et coulées. Ils sont généralement associés au stade d'émersion du volcan du Piton des Neiges (Upton et Wadsworth, 1969; Chevallier, 1979; Chevallier et Vatin-Pérignon, 1982);

► **les brèches modernes**, présentées comme des produits superficiels de remaniement (brèches de pente, éboulis, dépôts de coulées de débris, de coulées de solifluxion, de lahars, alluvions anciennes et récentes; Bussière, 1959; Billard et Vincent, 1974; Chevallier, 1979; Stieltjes, 1986; Haurie, 1987; Rocher, 1988; Maillot, 1999; Bret et al., 2003; Arnaud et al., 2003 et 2004). Elles constituent la majeure partie des brèches de fond de cirques et résultent du creusement par érosion de ces dépressions.



**Figure 2-105: Log stratigraphique du forage géothermique de Salazie** (dénomination: SLZ1, profondeur: 2109 m; altitude: 795 m). *Modifié d'après Demange et al. (1989)*. L'ouvrage est localisé par une étoile sur la figure 2-106. A/ Interprétation des cuttings de forage (Demange et al., 1989). B/ Nouvelle interprétation proposée sur la base des travaux récents sur les brèches du cirque de Salazie (cf § I.4.3.2.; Arnaud et al., 2003 et 2004) et de notre étude des fonds immergés de La Réunion. Le niveau mis en évidence entre 752 et 315 m d'altitude et interprété comme appartenant à la série des océanites doit correspondre aux brèches d'avalanches de débris reconnues par Arnaud et al. (2003 et 2004) dans Salazie. Les niveaux bréchiques plus profonds, identifiés entre 315 et 80 m d'altitude, 80 et -15 m et -15 et -360 m, pourraient être interprétés comme les dépôts de plusieurs avalanches de débris primitives. Le "substratum relatif" de Chevallier (1979) ne peut pas former le soubassement du Piton des Neiges car il domine plus de 400 m d'épaisseur de brèches.

### I.4.3. Travaux récents et en cours

Les travaux récents, principalement ceux de Maillot (1999) et de Arnaud et al. (2003 et 2004), remettent en question cette stratigraphie établie et suggèrent de reconsidérer la nature et l'origine des brèches de fond de cirques. Les auteurs proposent que si une partie non négligeable de ces formations témoigne effectivement de l'érosion active à l'origine des dépressions de Salazie, Cilaos et Mafate, la majorité doit être considérée comme les dépôts d'avalanches de débris résultant de phénomènes de déstabilisations de grande ampleur du Piton des Neiges.

#### I.4.3.1 Les travaux de Maillot (1999)

Dans sa thèse, Maillot (1999) se pose la question de la signification des brèches de fond de cirque de Cilaos. Elle distingue clairement, à l'intérieur de cette dépression, des produits de remaniement de type éboulis récents, dépôts de coulées boueuses, alluvions anciennes et récentes appartenant sans ambiguïté au groupe des brèches modernes (cf § I.4.2.5.). Cependant, elle souligne également la présence, au fond des ravines et principalement dans la rivière Bras Rouge, de 400 à 1500 m d'altitude, d'autres formations d'aspect bréchi que qui correspondent pour la plupart aux "brèches primitives" de Chevallier (1979; Figure 2-104) et qu'elle propose d'interpréter comme des dépôts d'avalanches de débris:

◆ Maillot (1999) décrit les brèches pyroclastiques de Chevallier (1979) comme un ensemble bréchi que désorganisé (absence de litages et de granoclassement) constitué de blocs de composition et de taille variées, emballés dans une matrice. La matrice, sableuse et indurée, est présentée comme un mélange hétérogène incluant des clastes sub-anguleux de nature basaltique. Les blocs, de taille supérieure au mètre, sont lenticulaires et présentent divers degrés de fragmentation; certains sont simplement fracturés, d'autres ont une texture franchement bréchi que soulignant leur désagrégation avancée. Selon l'auteur, ces brèches présentent certaines similitudes avec les dépôts d'avalanches de débris définis par Ui (1983) et Siebert (1984) ou identifiés dans la région de Saint-Gilles (Bachèlery et al., 1996 et 2003; Courteaud et al., 1997; cf § I.1.1.). Une origine comparable doit donc être envisagée.

◆ Maillot (1999) critique la notion de "substratum relatif" proposé par Chevallier (1979) en se basant sur les résultats du forage géothermique de Salazie (Figure 2-105; Demange et al., 1989). Elle note en effet qu'à des altitudes comparables à celles où sont identifiées les coulées du "substratum" dans Salazie (de 300 à 650 m selon elle), le forage traverse des coulées basaltiques aériennes mais également des brèches existantes en intercalations et ce, sur 235 m de puissance (Figure 2-105A). Le raisonnement de Maillot (1999) est intéressant mais à notre avis erroné. Dans Salazie, les formations du "substratum relatif" sont cartées par Chevallier (1979) au cœur de la Rivière Fleurs Jaunes de 450 m (et non 300 m comme évoqué par Maillot, 1999) à 650 m d'altitude environ. Or, à des altitudes comparables, les cuttings de forage caractérisent uniquement des formations laviques interprétées par

Demange et al. (1989) comme des produits de la série des océanites (Figure 2-105A). Cependant, ils mettent effectivement en évidence plusieurs niveaux de brèches dans le sous-sol du cirque et ce, au moins jusqu'au niveau de la mer. Ces brèches, dont nous verrons qu'elles pourraient constituer des dépôts d'avalanches de débris (cf § I.4.4.), sont ainsi présentes sur plus de 400 m d'épaisseur en dessous du substratum supposé de Chevallier (1979). Celui-ci ne peut donc pas constituer le soubassement lavique sur lequel le massif du Piton des Neiges s'est construit. En alternative, Maillot (1999) remet en question le caractère autochtone de cet empilement lavique zéolitisé et fragmenté identifié en fond de cirques et propose de l'interpréter comme des méga-blocs d'avalanches de débris transportés relativement intacts lors de l'écoulement.

Maillot (1999) suggère ainsi que la séquence des "brèches primitives" pourrait correspondre à des produits d'avalanches de débris. Cette hypothèse est confortée par un ensemble d'indices structuraux, propres à ce type de dépôt et identifiés à partir des observations de terrain de Chevallier (1979). Les "brèches primitives" sont décrites par cet auteur comme un ensemble hétérogène largement remanié, au sein duquel sont intercalés des niveaux de brèches pyroclastiques, de coulées pahoehoe démantelées et de tufs scoriacés (cf § I.4.2.4.; Figure 2-104). Elles peuvent également être présentées comme l'association de deux faciès, un faciès matriciel décrit par Chevallier (1979) comme des brèches pyroclastiques ou des coulées boueuses dans Salazie et, un faciès bloc interprété par ce dernier comme des coulées pahoehoe et des passées scoriacées (Figure 2-104B). Les blocs présentent divers stades de désagrégation (Figure 2-104C) rappelant le processus de bréchification des produits impliqués dans les avalanches de débris, observé notamment au sein des brèches de Saint-Gilles (cf § I.1.1.). Ils sont (1) relativement intacts, mais également (2) éclatés tout en conservant la structure originelle des formations, ce qui rappelle fortement les figures en jigsaw-cracks, typiques des dépôts d'avalanches de débris et (3) bréchifiés, dans un stade avancé de désagrégation (Figure 2-104C). Nous adhérons par conséquent à l'hypothèse avancée par Maillot (1999) et proposons que les "brèches primitives" pourraient bien constituer des dépôts d'avalanches de débris qui seraient ainsi représentés dans les trois cirques du Piton des Neiges (Figure 2-104). Cette hypothèse demande cependant à être confortée par de nouvelles investigations de terrain.

Ainsi, selon Maillot (1999), les brèches d'avalanches de débris du cirque de Cilaos témoigneraient de l'occurrence d'une (ou de plusieurs) déstabilisation(s) majeure(s) du flanc sud du Piton des Neiges. L'âge de cet(s) événement(s) est discuté par l'auteur qui souligne qu'aucun élément structural ou stratigraphique ne prouve que les "brèches primitives" soient plus vieilles que 2.1 Ma (Les formations de cet âge n'affleurent qu'au niveau du massif de La Montagne, nord-ouest de l'île; McDougall, 1971). Elle propose, sur la base de datations à 1.06 et 1.22 Ma de coulées d'océanites placées en position stratigraphique supérieure par rapport aux brèches (Bras de Cilaos; McDougall, 1971), que la mise en place de ces dépôts d'avalanches de débris serait antérieure à 1.2 Ma.

#### I.4.3.2 Les travaux de Arnaud et al. (2003 et 2004)

Les travaux de thèse de Arnaud (soutenance prévue en 2005) constituent les travaux les plus récents réalisés sur les brèches de fond de cirques. Ils ont pour objectifs principaux la cartographie extensive de ces formations et la réévaluation de leur importance dans l'histoire et l'évolution du massif du Piton des Neiges notamment en terme de glissements de terrain de grande ampleur. Nous présentons, dans ce sous-paragraphe, les premiers résultats publiés sur le cirque de Salazie et de Cilaos (Arnaud et al., 2003 et 2004).

##### A- Cartographie du cirque de Salazie

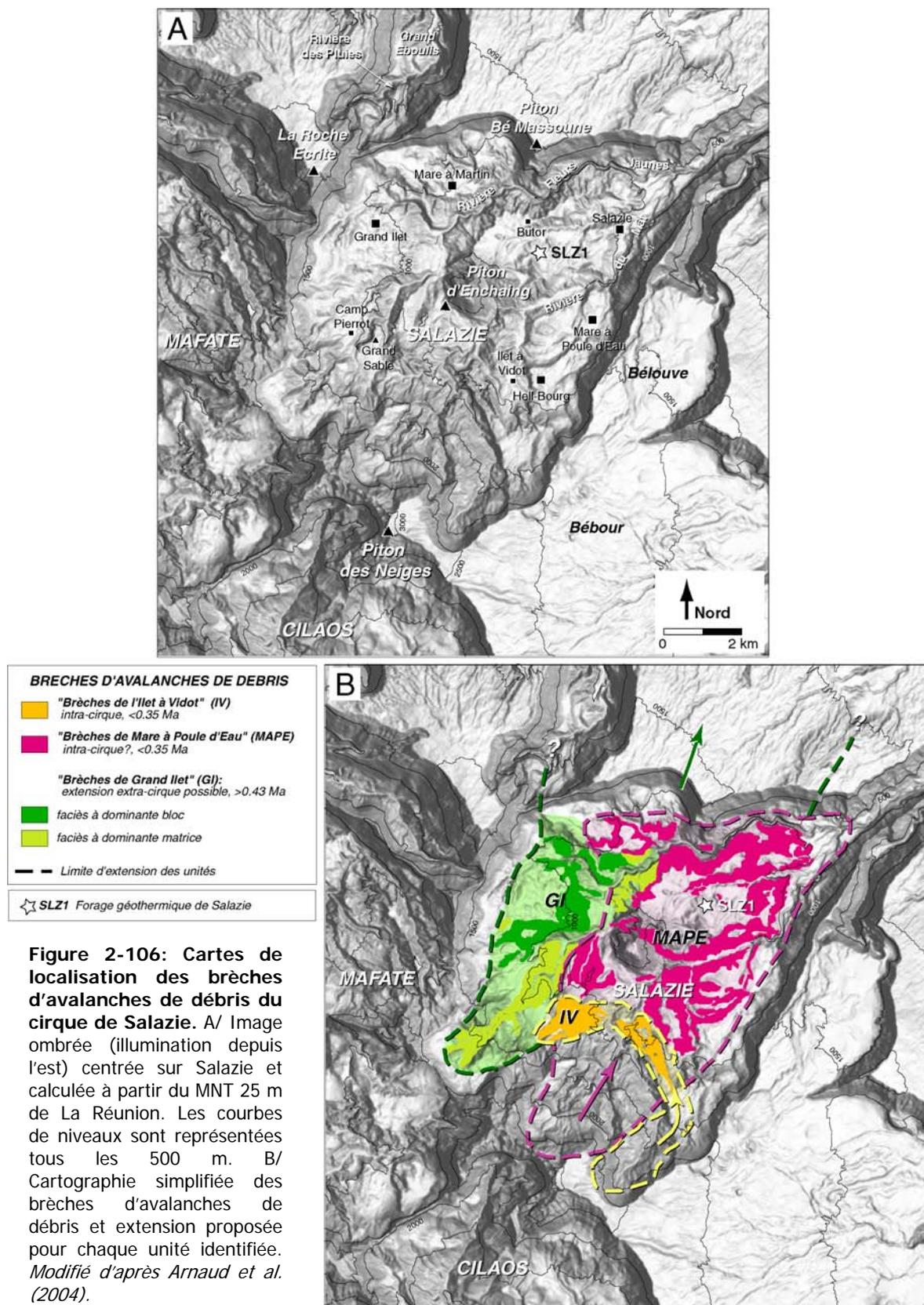
Les études de terrain menées par Arnaud et al. (2003 et 2004) dans Salazie révèlent qu'une très large majorité des brèches identifiées à l'intérieur de cette dépression correspondent à des dépôts d'avalanches de débris (Figure 2-106). Ces formations sont associées à d'autres produits de déstabilisation et/ou de remaniement de type coulée de débris, coulée hyperconcentrées, éboulis, colluvion et alluvion.

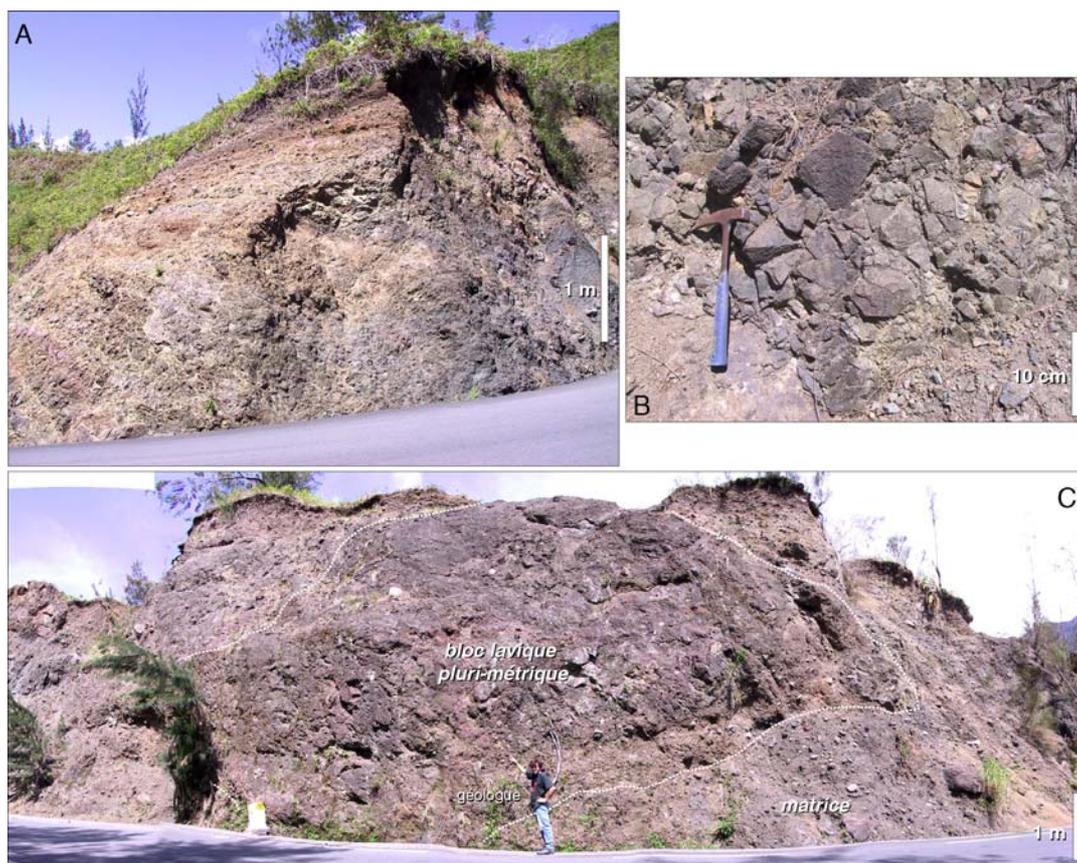
##### *Description des brèches d'avalanches de débris*

Trois ensembles superposés de brèches d'avalanches de débris sont distingués dans le cirque de Salazie (Arnaud et al., 2003 et 2004; Figure 2-106):

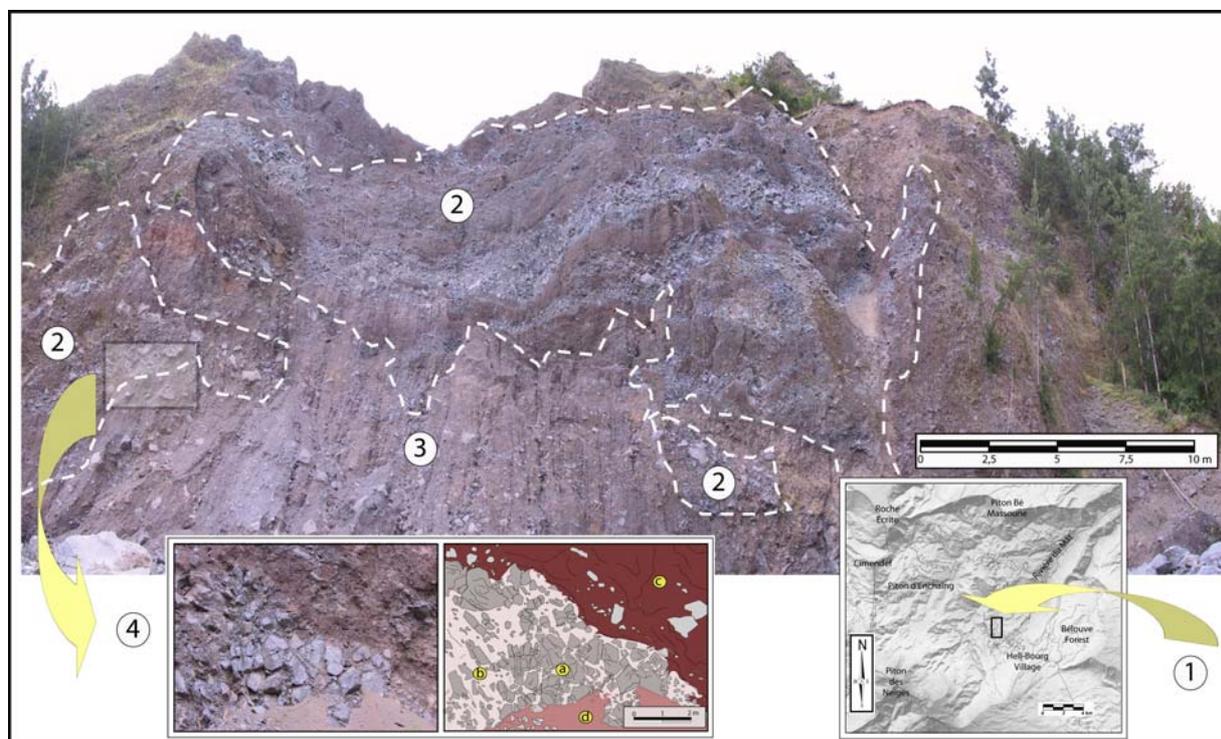
◆ **Les brèches de Grand Ilet (GI** sur la figure 2-106B) affleurent exclusivement à l'ouest du cirque, de Camp Pierrot à Mare à Martin, d'environ 550 à 1100 m d'altitude (Figure 2-106). Ces formations, essentiellement de composition basaltique (basaltes à olivine, océanites), sont fortement altérées mais peu ou pas zéolitisées. Elles sont décrites comme la juxtaposition de deux faciès bréchiques, un faciès à forte densité de blocs dans la partie interne des dépôts (principalement le plateau de Grand Ilet) et un faciès à dominante matricielle dans la partie externe (axe Grand Sable-Rivière Fleurs Jaunes). Le premier est composé de blocs de laves stratifiées, de taille pluri-métrique à pluri-décamétrique, fracturés à pulvérisés et présentant des figures en jigsaw-cracks (Figures 2-107A et B). Il est largement intersecté de dykes et sills, souvent discontinus, cisailés ou bréchifiés. Le second caractérise des brèches à support matriciel, non classées et non stratifiées. La matrice est silteuse. Les clastes sont de taille inférieure au mètre mais localement des blocs décamétriques sont identifiés (Figure 2-107C);

◆ **Les brèches de Mare à Poule d'Eau (MAPE** sur la figure 2-106B) sont reconnues dans la moitié est du cirque de Salazie, d'environ 500 à 1000 m d'altitude, de Hell-Bourg au village de Salazie au nord-est et jusqu'à Mare à Martin au nord-ouest (Figure 2-106). Elles sont placées en position stratigraphique supérieure par rapport aux formations de Grand Ilet, le contact entre les deux ensembles étant visible sur quelques affleurements. Les brèches de Mare à Poule d'Eau sont





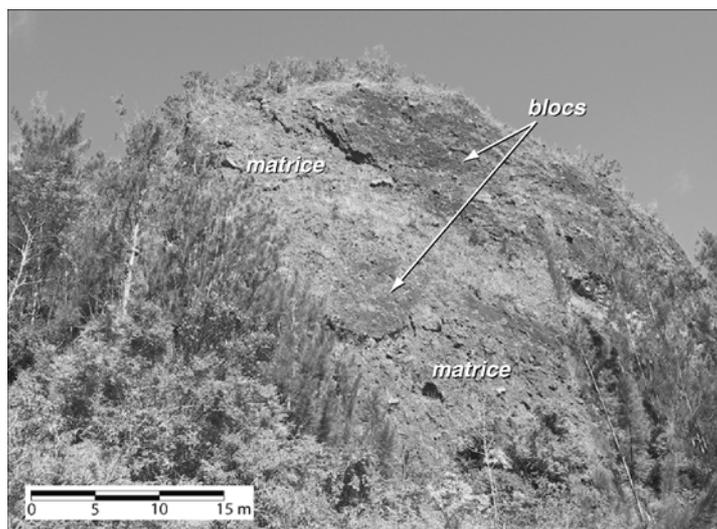
**Figure 2-107: Les brèches de Grand Ilet.** A/ Bloc de laves stratifié pulvérisé caractéristique du faciès à dominante bloc. B/ Figure en jigsaw-cracks. C/ Affleurement typique du faciès à dominante matrice. Un bloc lavique pluri-métrique fracturé est emballé dans une matrice abondante. *Source Arnaud (LSTUR).*



**Figure 2-108: Les brèches de Mare à Poule d'Eau.** (1) Localisation de l'affleurement présenté. Vue depuis la rivière Bras Sec, en aval du village de Hell-Bourg. (2) Faciès bloc. La stratigraphie originelle des blocs, de taille pluri-métrique à décamétrique, est relativement préservée. Ils sont constitués d'alternances de niveaux laviques et scoriacés. Ces niveaux sont déformés, fracturés et pulvérisés. (3) Faciès matrice. (4) Figure en jigsaw-cracks: a- niveau lavique pulvérisé, b- jigsaw-cracks, c- niveau scoriacé, d- éboulis. *Source Arnaud (LSTUR).*

présentées par les auteurs comme étant exclusivement constituées de laves de composition différenciée (basaltes à phénocristaux de plagioclase, hawaïtes, mugéarites). Elles se caractérisent par la présence de nombreux blocs pluri-décamétriques emballés dans une matrice sableuse à silteuse. Les blocs sont généralement stratifiés et constitués d'alternances de laves et de scories (Figure 2-108). Cette stratification est cependant largement perturbée. Les niveaux laviques, plus résistants, sont souvent désagrégés (évidences de jigsaw-cracks; 4 sur la Figure 2-108). Les niveaux scoriacés sont déformés et parfois intégrés ou mélangés au faciès lavique;

♦ **Les brèches de l'Ilet à Vidot (IV** sur la figure 2-106B) forment une ride remarquable reconnue dans la partie amont du cirque, entre le village d'Ilet à Vidot et Grand Sable, d'environ 1080 à 1350 m d'altitude (Figure 2-106). Elles constituent une unité localisée, bien individualisée, et placée en position stratigraphique supérieure par rapport aux deux ensembles précédents. Les formations sont décrites comme des brèches à support matriciel, non classées, non stratifiées et essentiellement constituées d'éléments de pétrographie différenciée (hawaïtes, mugéarites). La matrice est sableuse et argileuse. Les clastes, dont la taille peut excéder le mètre, sont anguleux. Quelques blocs pluri-décamétriques généralement pulvérisés (jigsaw-cracks) sont emballés dans la matrice (Figure 2-109).



**Figure 2-109: Les brèches de l'Ilet à Vidot.** Modifié d'après Arnaud et al. (2004). Des blocs laviques abondants, de composition mugéarite-hawaïite, sont emballés dans une matrice.

### Interprétations

Arnaud et al. (2003 et 2004) proposent ainsi que trois déstabilisations significatives pourraient avoir affecté le flanc nord du Piton des Neiges (Figure 2-106):

➤ L'événement de Grand Ilet aurait essentiellement échantillonné des formations basaltiques émises lors du stade bouclier du Piton des Neiges et se serait déclenché avant 0.43 Ma (McDougall, 1971; Billard et Vincent, 1974). Le volume actuel des dépôts associés à cet épisode de déstabilisation dans le cirque de Salazie est estimé à environ 1 km<sup>3</sup> (Arnaud et al., 2004). Ces formations présentent,

selon les auteurs, une évolution latérale de faciès, d'un faciès bloc dans la partie interne du dépôt vers un faciès matrice en zone externe. L'extension des dépôts d'avalanche de débris de Grand Ilet n'est vraisemblablement pas limitée au cirque de Salazie et les produits impliqués ont potentiellement atteint la mer (Arnaud et al., 2004);

► L'événement de Mare à Poule d'Eau (volume actuel des dépôts estimé à  $\sim 2 \text{ km}^3$ ; Arnaud et al., 2004) aurait affecté le volcan du Piton des Neiges durant sa phase d'activité différenciée ( $< 0.35 \text{ Ma}$ ). L'extension extra-cirque des dépôts de cet événement n'est pas démontrée. Elle est même considérée comme impossible par les auteurs qui notent la présence au nord-est du cirque d'un rempart de près de 900 m de haut par endroits (Figures 2-103 et 2-106), essentiellement constitué par un empilement de laves de la Phase II d'évolution du Piton des Neiges (2.1-0.43 Ma; Billard et Vincent, 1974). L'édification de ce rempart serait ainsi antérieure à la mise en place des brèches de Mare à Poule d'Eau qui seraient obligatoirement confinées à l'intérieur du cirque de Salazie (Figure 2-106);

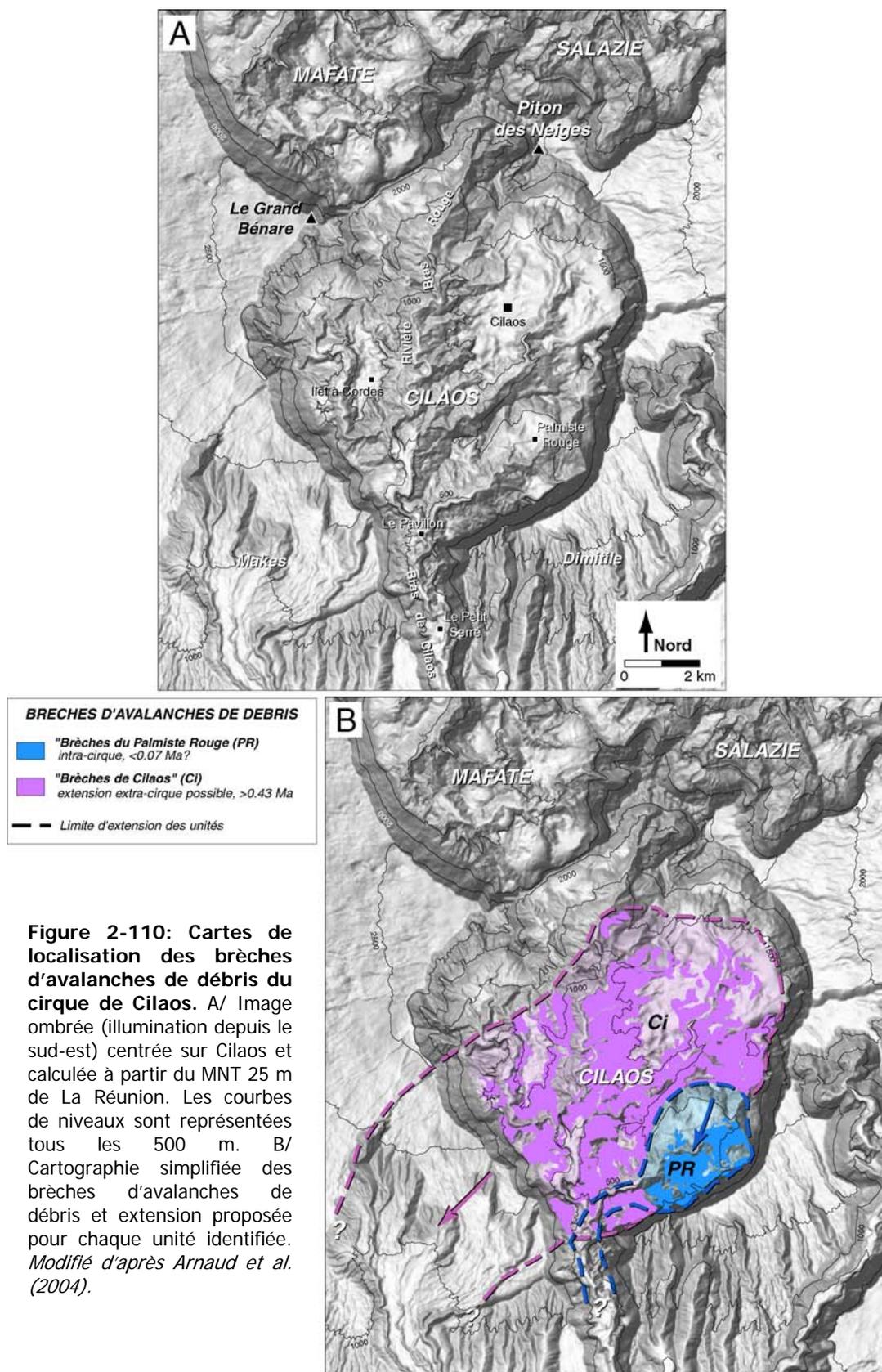
► L'événement plus modéré et intra-cirque de l'Ilet à Vidot (volume actuel des dépôts estimé à  $\sim 0.1 \text{ km}^3$ ; Arnaud et al., 2004) se serait également déclenché lors de la phase différenciée du Piton des Neiges ( $< 0.35 \text{ Ma}$ ) mais postérieurement à la déstabilisation de Mare à Poule d'Eau.

### B- Cartographie du cirque de Cilaos

Les résultats préliminaires des études de terrain menées dans Cilaos (Arnaud et al., 2004) montrent que des dépôts d'avalanches de débris sont présents sur l'ensemble du cirque (Figure 2-110).

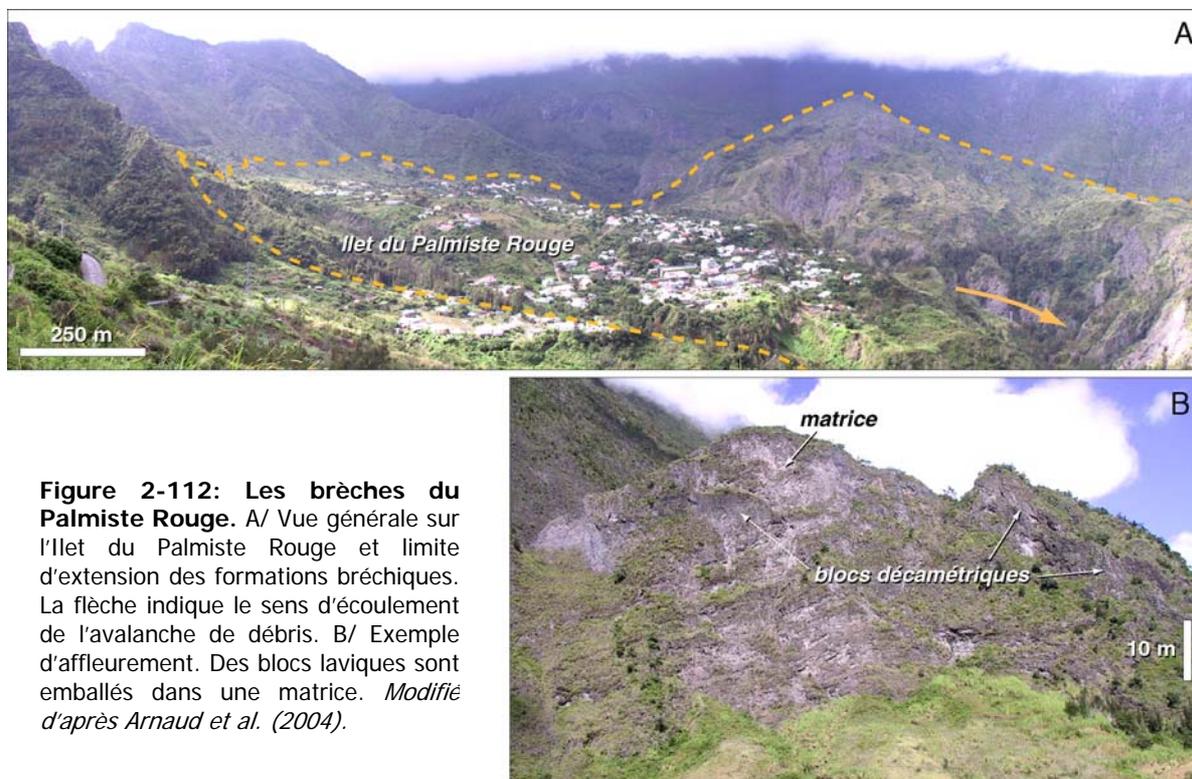
#### *Description des brèches d'avalanches de débris*

Les auteurs distinguent dans Cilaos deux grands ensembles de brèches d'avalanches de débris, les formations de Cilaos sensu stricto et celles du Palmiste Rouge (**Ci** et **PR** sur la figure 2-110). Les brèches de Cilaos s.s. (Figure 2-111), essentiellement de composition basaltique (basaltes à olivine, océanites), couvrent la quasi-totalité de la surface du cirque. Elles sont très largement altérées, zéolitisées et ont subi une intense déformation et fracturation. Les blocs identifiés, de taille pluri-décamétrique, sont relativement bien préservés (évidences de stratifications, d'intrusions de sills et de dykes,...). Les brèches du Palmiste Rouge (Figure 2-112), exclusivement localisées dans ce micro-cirque placé au sud de la dépression de Cilaos, présentent un aspect très proche des formations précédentes avec cependant (1) une plus faible proportion de blocs, ceux présents étant bréchifiés, et (2) une matrice sableuse grossière.





**Figure 2-111: Les brèches de Cilaos s.s.** A/ Nombreux blocs laviques pluri-décamétriques emballés dans une matrice, identifiés dans le paysage du cirque de Cilaos (secteur de la cascade Bras Rouge). B/ Association bloc-matrice. Les contacts entre les blocs laviques et la matrice riche en fragments décimétriques sont francs. *Source Arnaud (LSTUR).*



**Figure 2-112: Les brèches du Palmiste Rouge.** A/ Vue générale sur l'Ilet du Palmiste Rouge et limite d'extension des formations bréchiques. La flèche indique le sens d'écoulement de l'avalanche de débris. B/ Exemple d'affleurement. Des blocs laviques sont emballés dans une matrice. *Modifié d'après Arnaud et al. (2004).*

### *Interprétations*

Deux événements majeurs de déstabilisation du flanc sud du Piton des Neiges pourraient ainsi être à l'origine des brèches d'avalanches de débris de Cilaos (Arnaud et al., 2004; Figure 2-110):

► L'événement de Cilaos, déjà évoqué par Maillot (1999), se serait déclenché lors du stade bouclier du Piton des Neiges (>0.43 Ma). Le volume actuel des dépôts de cette déstabilisation dans le cirque de Cilaos est estimé à environ 3 km<sup>3</sup> (Arnaud et al., 2004). Selon ces auteurs, l'avalanche de débris générée s'est obligatoirement écoulee vers le sud-ouest car le massif du Dimitile, dont l'âge est estimé à plus d'1 Ma (McDougall, 1971; Kluska, 1997), a été préservé. Selon nous, cette incompatibilité n'est qu'apparente car le massif du Dimitile peut simplement être postérieur à la déstabilisation considérée. Cette observation est d'ailleurs compatible avec l'âge supérieur à 1.2 Ma proposé par Maillot (1999) pour cet événement (cf § I.4.3.1.). Les produits impliqués dans l'avalanche de débris de Cilaos se sont vraisemblablement propagés hors du cirque et se sont potentiellement épanchés en mer (Arnaud et al., 2004);

► L'événement plus modéré et intra-cirque du Palmiste Rouge (volume estimé ~0.1 km<sup>3</sup>) aurait remobilisé les dépôts de l'avalanche de débris précédente. Il serait donc postérieur et peut-être récent (>0.07 Ma; Phase IV; Billard et Vincent, 1974). Selon les auteurs, les produits de cette déstabilisation secondaire n'ont en aucun cas pu atteindre la mer, mais leur canalisation au sein de l'exutoire du Bras de Cilaos n'est pas exclue (Figure 2-110).

### C- Remarques et critiques

L'analyse des brèches d'avalanches de débris des cirques de Salazie et Cilaos proposée par Arnaud et al. (2003 et 2004) nous inspire plusieurs remarques et critiques:

◆ La comparaison entre la carte schématique de Chevallier (1979; Figure 2-104) et celles plus précises de Arnaud et al. (2004; Figures 2-106 et 2-110) montre que ces derniers n'ont pas pris en considération certaines formations identifiées par Chevallier (1979) comme des terrains appartenant à la séquence des "brèches primitives" et interprétées depuis comme des produits d'avalanches de débris (ce mémoire et Maillot, 1999; cf § I.4.3.1.). Ainsi, les coulées du "substratum relatif" reconnues dans la Rivière Fleurs Jaunes (Salazie) ne sont pas cartées par Arnaud et al. (2004) alors qu'elles affleurent selon la cartographie de Billard et Vincent (1974; Figure 2-103) et qu'elles pourraient constituer des méga-blocs d'avalanches de débris. De même, les brèches pyroclastiques situées en amont de la Rivière Bras Rouge (Cilaos) ne sont pas prises en compte dans leur totalité alors que celles-ci ont clairement été identifiées par Maillot (1999) comme des brèches d'avalanches de débris. Les travaux de Arnaud et al. (2004) apparaissent donc incomplets et de nouvelles investigations de terrain sont

nécessaires pour clarifier et compléter, notamment sur la base des travaux antérieurs de Chevallier (1979), la cartographie proposée par ces auteurs.

◆ L'observation de Arnaud et al. (2004) selon laquelle les brèches de Mare à Poule d'Eau sont exclusivement constituées de laves de nature différenciée (cf § I.4.3.2.) est douteuse. Plusieurs indices montrent en effet que les laves de la série des océanites (Phase II de Billard et Vincent, 1974) sont largement représentées dans cette unité. Ainsi, (1) le forage géothermique de Salazie (Demange et al., 1989), réalisé au cœur de l'unité de Mare à Poule d'Eau (Figure 2-106), ne traverse la série différenciée que sur 7 m d'épaisseur (de 759 à 752 m d'altitude; Figure 2-105) et rencontre la série des océanites dès 43 m de profondeur (752 m d'altitude). Il met ainsi en évidence, dans le sous-sol du cirque de Salazie, essentiellement des formations constituées de produits indifférenciés. (2) Les formations de remaniement cartées par Chevallier (1979) dans la Rivière du Mât (Figure 2-104) correspondent pour l'essentiel à des dépôts de coulées boueuses interprétés par Arnaud et al. (2004) comme étant une partie intégrante de l'unité de Mare à Poule d'Eau (Figure 2-106). Ces formations sont intégrées par Chevallier (1979) à la séquence des "brèches primitives". Elles incluent des éléments de compositions diverses et notamment des basaltes à olivine et des basaltes zéolitisés. (3) Haurie (1987) décrit, sur la rive droite de la Rivière Fleurs Jaunes et en particulier dans le secteur du Butor où Arnaud et al. (2004) cartent des formations constitutives de l'unité de Mare à Poule d'Eau (Figure 2-106), des terrains basaltiques de la Phase II d'évolution du Piton des Neiges (Billard et Vincent, 1974). Ces terrains correspondent à coulées fracturées, pseudo-bréchiques et à des brèches interprétées par l'auteur comme des brèches d'écroulement en masse ou remaniées. Ces observations de terrain tendent ainsi à montrer que les formations de composition différenciée ne sont pas l'apanage des brèches de Mare à Poule d'Eau mais que celles-ci incluent vraisemblablement des produits de la série des océanites. Ceci ne remet cependant pas en question l'existence de l'unité de Mare à Poule d'Eau, ni l'âge de cette déstabilisation.

#### *1.4.4. Discussion*

##### A- Vers une généralisation des produits d'avalanches de débris dans les cirques

Les conclusions de l'ensemble des travaux présentés précédemment (cf § I.4.2. et I.4.3.) et la divergence des interprétations quant à la nature et l'origine des brèches de fond de cirques montrent la diversité de ces formations et toute la complexité de leur étude. Les brèches de fond de cirques associent des produits de remaniement et de déstabilisations de tout ordre (alluvions, colluvions, éboulis, dépôts de coulées de débris, d'écoulements hyperconcentrés, de lahars, d'avalanches de débris,...) qui suggèrent une prise en compte de processus de démantèlement à toutes les échelles du massif du Piton des Neiges au cours de son évolution. Notre analyse se focalise plus particulièrement sur les dépôts d'avalanches de débris qui apparaissent généralisés dans les cirques de Salazie et Cilaos

(Maillot, 1999; Arnaud et al., 2003 et 2004) et dont l'existence dans Mafate peut être justement supposée au vu des travaux de Chevallier (1979) mais également de la découverte récente de formations bréchiques interprétées comme des dépôts d'avalanches de débris au niveau de La Brèche et du massif du Bronchard (Bachèlery et al., 2003; Bret et al., 2003; Fèvre et al., 2003; cf § I.1.1.2. et Figure 2-76). L'omniprésence des produits d'avalanches de débris dans les cirques est d'une importance fondamentale pour la compréhension de l'évolution du système volcanique du Piton des Neiges. Elle permet en effet de considérer l'occurrence de déstabilisations de grande ampleur qui ont affecté le cœur de ce volcan et dont les produits (au moins pour les déstabilisations les plus importantes) ont pu s'écouler jusqu'à la côte et s'épancher en mer.

#### B- Des événements récurrents de déstabilisation des flancs du Piton des Neiges

Les travaux de Arnaud et al. (2003 et 2004) montrent que plusieurs unités de brèches d'avalanches de débris peuvent être distinguées à l'intérieur des cirques de Salazie et de Cilaos. Les auteurs suggèrent de considérer des événements récurrents de déstabilisation à leur origine (Figures 2-106 et 2-110). Ils dénombrent ainsi au moins 3 déstabilisations significatives ( $>1 \text{ km}^3$ ; événements de Grand Ilet, de Mare à Poule d'Eau dans Salazie et événement de Cilaos) et 2 événements plus modestes ( $\sim 0.1 \text{ km}^3$ ; événements intra-cirques de l'Ilet à Vidot dans Salazie ou du Palmiste Rouge dans Cilaos) qui ont affecté les flancs nord et sud du massif du Piton des Neiges lors de la période de construction du bouclier ( $>0.43 \text{ Ma}$ ) mais également durant la phase d'activité différenciée du volcan ( $<0.35 \text{ Ma}$ ; McDougall, 1971, Billard et Vincent, 1974).

L'occurrence de plusieurs déstabilisations supplémentaires du flanc nord du Piton des Neiges peut être supposée sur la base des données du forage géothermique de Salazie (Figure 2-105; Demange et al. 1989). Cet ouvrage met en évidence au moins deux niveaux bréchiques profonds bien individualisés, localisés entre 315 m d'altitude et 15 m en dessous du niveau de la mer (Figure 2-105). Ces ensembles ne peuvent en aucun cas correspondre aux unités de Mare à Poule d'Eau ou de Grand Ilet identifiées par Arnaud et al. (2003 et 2004) dans Salazie car ces dernières sont relativement superficielles (250 m et 150 m d'épaisseur respectivement; Arnaud, comm. pers.). Ils sont décrits et interprétés comme (1) une alternance de brèches indurées d'origine explosive et de coulées aériennes de type basaltes à olivine, de 315 à 80 m d'altitude et (2) une brèche polygénique d'origine explosive, de 80 à -15 m d'altitude (Figure 2-105A). Ils pourraient, selon nous, caractériser deux unités distinctes de dépôts d'avalanches de débris qui constitueraient les témoignages de déstabilisations primitives du Piton des Neiges. Une interprétation similaire pourrait également être proposée pour le niveau suivant identifié entre -15 et -360 m d'altitude (Figure 2-105), décrit comme une alternance de hyaloclastites et de coulées fracturées d'origine sous-marine et interprété par Demange et al. (1989) comme des formations sous-marines de faible profondeur.

### C- Extension des dépôts d'avalanches de débris et relations "terre-mer"

Il est délicat sur la base des seules informations disponibles d'établir des relations entre les dépôts d'avalanches de débris identifiés dans les cirques et ceux reconnus à terre et en mer. Nous proposons néanmoins plusieurs hypothèses qui constituent une base de travail sur laquelle on pourra s'appuyer pour des investigations futures:

◆ Selon les travaux de Arnaud et al. (2003 et 2004), seuls les produits impliqués dans la déstabilisation de Grand Ilet (affleurements 9 sur la figure 2-113) pourraient être retrouvés à l'extérieur du cirque de Salazie. Ces produits auraient dépassé la ligne de côte pour s'accumuler sur les flancs immergés septentrionaux de l'île. L'extension extra-cirque des dépôts d'avalanches de débris de Mare à Poule d'Eau (affleurements 10) et de l'Ilet à Vidot (affleurements 11) serait impossible, ce qui n'est aucunement discutable si des produits différenciés sont effectivement retrouvés dans ces formations. Plusieurs affleurements de brèches d'avalanches de débris ont été identifiés sur le flanc nord de l'île (Figures 2-86 et 2-113), au cœur de la Rivière des Pluies (affleurements 4 sur la figure 2-113), de la Ravine des Patates à Durand (affleurements 5; cf § I.2.1.) et dans la région de Sainte-Suzanne (affleurements 6; cf § I.2.2.). Les brèches de la Rivière des Pluies sont interprétées par Fèvre et al. (2004) comme le résultat d'effondrements locaux ayant affecté les parois escarpées de cette rivière. Les brèches de la Ravine des Patates à Durand pourraient avoir une origine similaire. Les brèches de Sainte-Suzanne témoignent, selon nous, d'une déstabilisation majeure du flanc nord du Piton des Neiges, d'âge antérieure à 0.23 Ma et responsable de l'unité  $\delta$  des Formations Orientales et Médiannes du Relief Sous-Marin Nord (**événement nN5**; Figures 2-61, 2-95 et 2-113). Cette déstabilisation pourrait n'avoir affecté que les flancs de l'île et par conséquent aucun indice de son occurrence ne doit être retrouvé dans Salazie. Elle pourrait avoir démantelé le cœur du volcan du Piton des Neiges et dans ce cas, le modèle proposé par Arnaud et al. (2004) implique qu'un événement de déstabilisation plus ancien que celui de Mare à Poule d'Eau doit être à l'origine des brèches de Sainte-Suzanne. Les brèches de Grand Ilet pourraient finalement être considérées comme les seuls dépôts à l'affleurement d'une déstabilisation du flanc nord du Piton des Neiges qui se serait déclenchée avant 0.43 Ma (Arnaud et al., 2004). L'unité  $\beta$  des Formations Orientales du Relief Sous-Marin Nord (**événement nN3** sur la figure 2-113) pourraient constituer les dépôts immergés de cet événement;

◆ Les travaux de Maillot (1999) et de Arnaud et al. (2004) s'accordent pour caractériser un événement majeur de déstabilisation du flanc sud du Piton des Neiges à l'origine de la majorité des brèches d'avalanches de débris identifiées dans le cirque de Cilaos (unité de Cilaos; affleurements 12 sur la figure 2-113). Selon Arnaud et al. (2004), les produits impliqués dans cette déstabilisation se sont écoulés jusqu'en mer. Nous proposons qu'ils se sont accumulés sur le flanc immergé méridional de l'île et qu'ils forment le soubassement du Relief Sous-Marin Sud (**événement sN1** sur la figure 2-

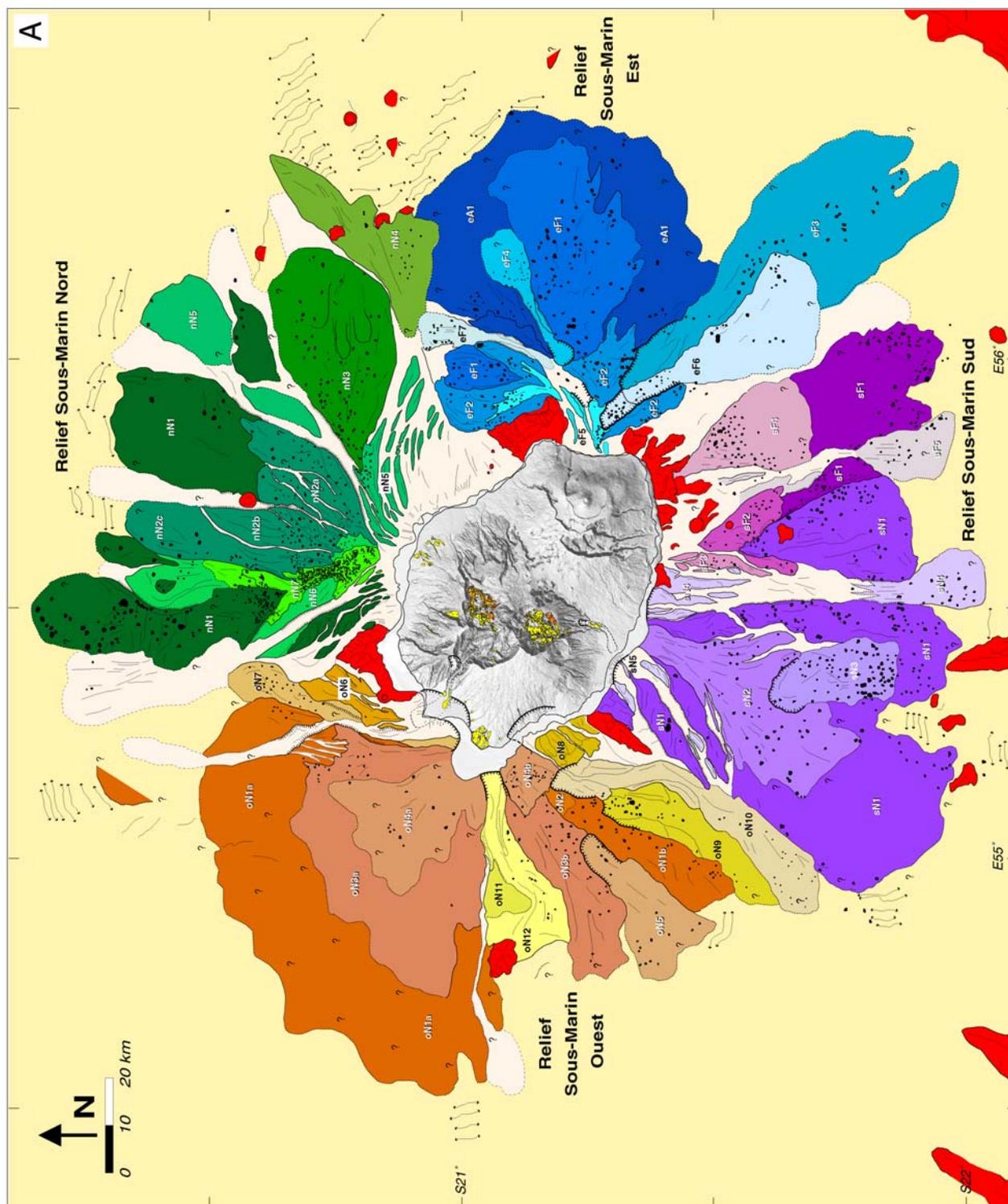
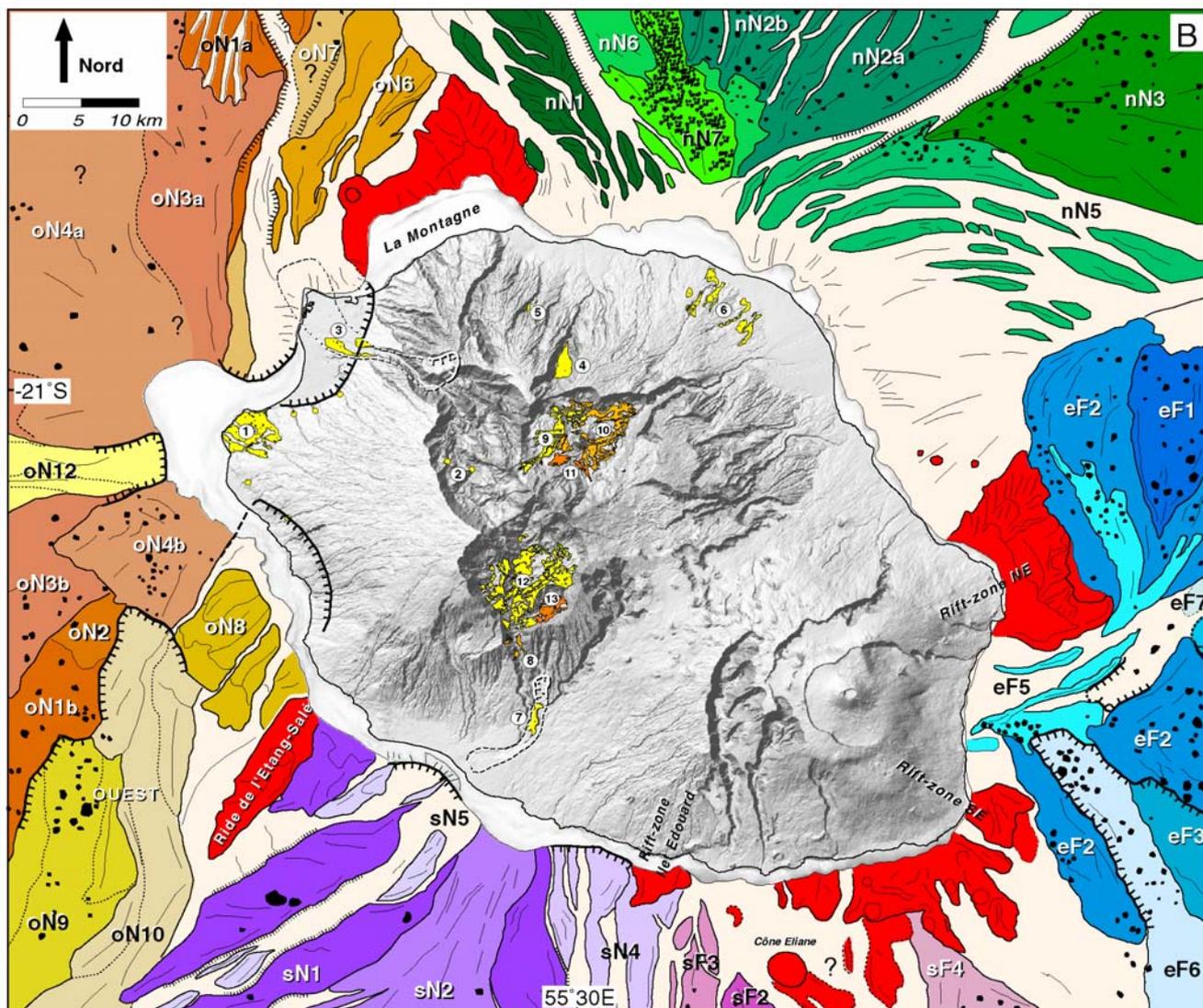


Figure 2-113: Cartes synthétiques des dépôts aériens et sous-marins de déstabilisations de flanc des volcans de La Réunion. Légende pages suivantes.

113). Notre modèle implique que le massif du Dimitile, contrefort sud du cirque de Cilaos daté à 1 Ma (McDougall, 1971; Kluska, 1997), soit postérieur à la déstabilisation. Il serait ainsi compatible avec l'âge antérieur à 1.2 Ma proposée par Maillot (1999) pour cet événement. Au moins une partie des brèches d'avalanches de débris du Petit Serré, identifiées dans le Bras de Cilaos (cf § I.3.2.; affleurements 8 sur la figure 2-113) pourrait correspondre aux dépôts de la déstabilisation de Cilaos. Ces formations pourraient avoir été remobilisées (1) dans l'épisode secondaire modéré du Palmiste Rouge, dont les produits (affleurements 13) ont pu être canalisés au sein de l'exutoire du cirque de Cilaos (Figure 2-110) ou (2) dans des effondrements locaux affectant les parois du Bras de Cilaos. Les brèches de l'Entre-Deux (affleurements 7) résultent d'une déstabilisation mineure à l'origine de la Plaine de l'Entre-Deux (cf § I.3.1 et Figure 2-99). Elles sont, par conséquent, complètement indépendantes des formations identifiées dans le cirque de Cilaos.



**Figure 2-113: Cartes synthétiques des dépôts aériens et sous-marins de déstabilisations de flanc des volcans de La Réunion.** A/ Schéma structural global. B/ Zoom sur la partie sub-aérienne de l'île. Les différents épisodes de déstabilisation sont distingués, pour chaque Relief Sous-Marin, par ordre chronologique. Lire "sF2" comme la 2ème déstabilisation du flanc sud du Piton de La Fournaise (o: flanc ouest, n: nord, e: est, A: volcan des Alizés, N: Piton des Neiges). Les événements indicés a, b et c sont indépendants ou correspondent à une même déstabilisation.

## 1-Déstabilisations:

### A- DEPOTS EN MER

#### > Relief Sous-Marin Ouest:

##### LOBE NORD ET FORMATIONS LATERALES EST

- oN7** Unité C des Formations Nord-Est (Avalanche de débris du Chenal de la Rivière des Galets)
- oN6** Formations Orientales
- oN4<sub>a</sub>** Unité B<sub>2</sub> du Lobe Nord
- oN3<sub>a</sub>** Unité B<sub>1</sub> du Lobe Nord
- oN1<sub>a</sub>** Unités A<sub>1</sub> du Lobe Nord et A<sub>2</sub> des Formations Nord-Est

##### FORMATIONS MEDIANES

- oN12** Unité Md<sub>2</sub> (Avalanche de débris du Chenal de St-Gilles)
- oN11** Unité Md<sub>1</sub>

##### LOBE SUD ET FORMATIONS LATERALES SUD/SUD-EST

- oN10** Unités Mr<sub>2</sub> des Formations Méridionales
- oN9** Unités Mr<sub>1</sub> des Formations Méridionales
- oN8** Bloc Est
- oN5** Unité LS<sub>5</sub> du Lobe Sud
- oN4<sub>b</sub>** Unité LS<sub>4</sub> du Lobe Sud
- oN3<sub>b</sub>** Unité LS<sub>3</sub> du Lobe Sud
- oN2** Unité LS<sub>2</sub> du Lobe Sud
- oN1<sub>b</sub>** Unité LS<sub>1</sub> du Lobe Sud

#### > Relief Sous-Marin Nord:

- nN7** Unité c des Formations Médianes
- nN6** Unité b (b1 et b2) des Formations Médianes
- nN5** Unité δ (δ1 à δ3) des Formations Orientales et Médianes
- nN4** Unité χ des Formations Orientales
- nN3** Unité β des Formations Orientales
- nN2<sub>a-c</sub>** Unité a (a1 à a3) des Formations Médianes
- nN1** Unité α des Formations Médianes + Formations Occidentales

#### > Relief Sous-Marin Sud:

##### Piton de La Fournaise:

- sF5** Dépôts de l'avalanche de débris de la Dépression de Basse-Vallée
- sF4** Unité e<sub>2</sub> des Formations Orientales
- sF3** Unité Cm<sub>4</sub> du Complexe Médian
- sF2** Unité Cm<sub>3</sub> du Complexe Médian
- sF1** Unités Cm<sub>2</sub> du Complexe Médian et e<sub>1</sub> des Formations Orientales

##### Piton des Neiges:

- sN5** Unité o<sub>3</sub> des Formations Occidentales
- sN4** Dépôts de l'avalanche de débris du Chenal St-Pierre
- sN3** Unités Lp<sub>3</sub> du Lobe Principal
- sN2** Unités Lp<sub>2</sub> du Lobe Principal
- sN1** Unités Lp<sub>1</sub> du Lobe Principal, Cm<sub>1</sub> du Complexe Médian et o<sub>1</sub> et o<sub>2</sub> des Formations Occidentales

#### > Relief Sous-Marin Est:

##### Piton de La Fournaise:

- eF7** Déstabilisation sous-marine secondaire de la Dépression Nord
- eF6** Déstabilisation sous-marine secondaire de la Dépression Sud
- eF5** Unité III du Râlé-Poussé + unité occidentale du Plateau Sous-Marin Est
- eF4** Déstabilisation sous-marine secondaire de la Vallée des Gorgones
- eF3** Déstabilisation sous-marine secondaire de l'unité est des Formations Méridionales
- eF2** Unité II du Râlé-Poussé + unité médiane du Plateau Sous-Marin Est (+ unité ouest des Formations Méridionales)
- eF1** Unité I du Râlé-Poussé + unité distale du Plateau Sous-Marin Est

##### Volcan des Alizés:

- eA1** Soubassement distal du Plateau + massif de la Ride de la Drague

### B- DEPOTS A TERRE

 Brèches d'avalanches de débris

#### Affleurements:

- |   |   |                                 |                             |
|---|---|---------------------------------|-----------------------------|
| ① Brèches de Saint-Gilles                 | ⑤ Brèches de la Ravine des Patates à Durand | ⑧ Brèches du Petit Serré        | ⑪ Brèches de l'Ilet à Vidot |
| ② Formations du Bronchard et de La Brèche | ⑥ Brèches de Sainte-Suzanne                 | ⑨ Brèches de Grand Ilet         | ⑫ Brèches de Cilaos         |
| ③ Brèches de la Rivière des Galets        | ⑦ Brèches de l'Entre-Deux                   | ⑩ Brèches de Mare à Poule d'Eau | ⑬ Brèches du Palmiste Rouge |
| ④ Brèches de la Rivière des Pluies        |   |                                 |                             |

## 2-Autres caractéristiques

### A-STRUCTURES VOLCANIQUES ET CRUSTALES

 Prolongements sous-marins des rift zones, seamounts et constructions de la plaque océanique

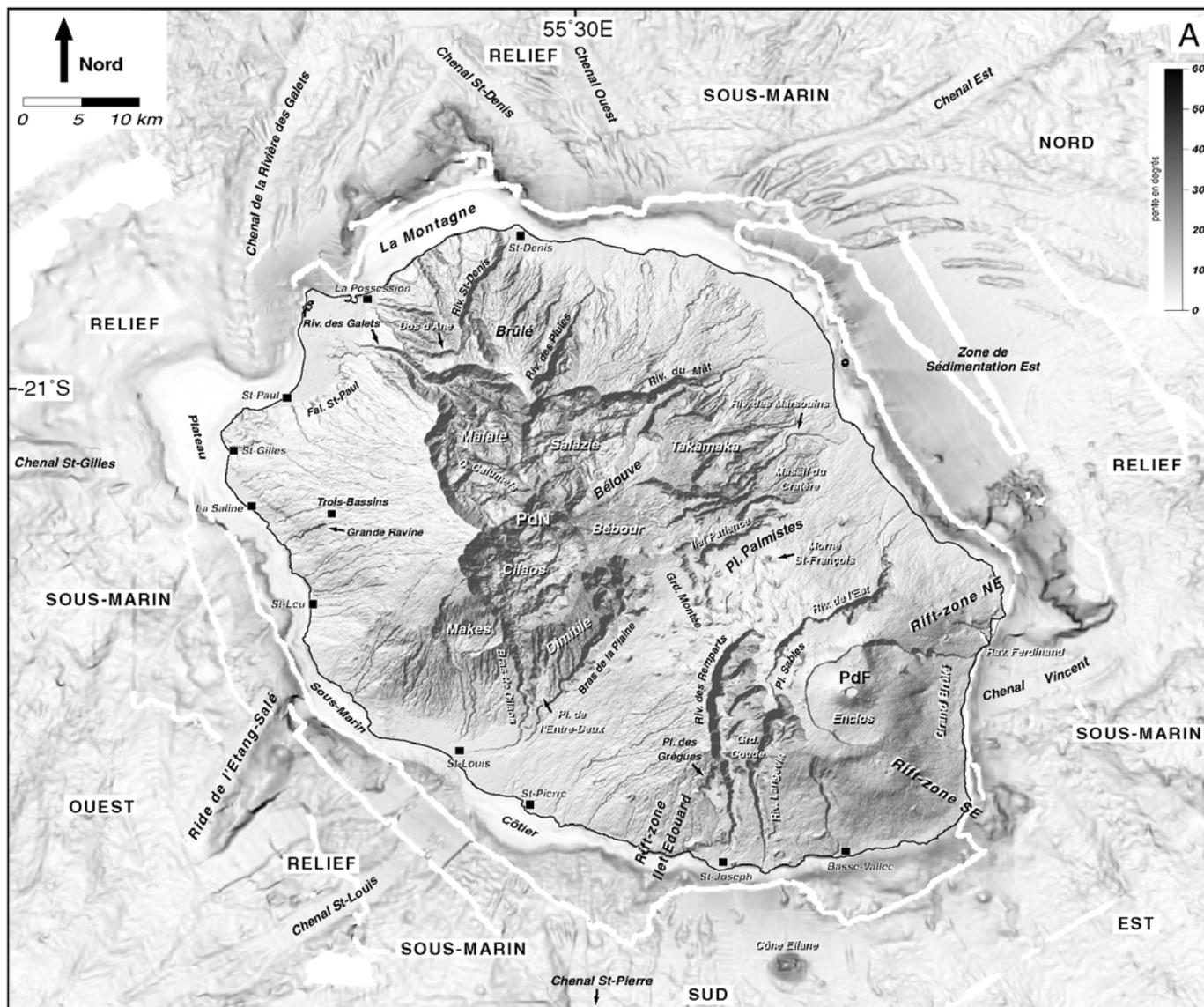
### B-SEDIMENTATION

 Matériaux fins pélagiques ou turbiditiques

 Matériaux grossiers détritiques

### C- GEOLOGIE STRUCTURALE

-  Linéations ou limites de structures
-  Failles ou escarpements
-  Amphithéâtres sources des déstabilisations
-  Extension des dépôts sub-aériens des événements de Dos d'Âne et de l'Entre-Deux
-  Méga-blocs, hummocks
-  Rides sédimentaires



**Figure 2-114: Etude morpho-structurale de la partie sub-aérienne de l'île de La Réunion.** A/ Modèles numériques de terrain utilisés pour l'étude. Image ombrée calculée à partir du MNT 25 m de la partie émergée (illumination depuis le nord-ouest) drapée sur l'image de pente du MNT global "terre-mer" à 100 m de résolution, centrée sur La Réunion. Les principaux lieux présentés dans le texte sont localisés sur cette figure. B/ Schéma structural interprétatif des zones sources supposées des déstabilisations des volcans de La Réunion. C/ Confrontation entre le schéma structural proposé et la géologie de l'île. La carte géologique, réalisée à partir des données de Billard et Vincent (1974), est simplifiée (Source: Fèvre, LSTUR).

## II. ETUDE MORPHO-STRUCTURALE DE L'ÎLE DE LA REUNION

---

Une étude morpho-structurale de la partie sub-aérienne de La Réunion est présentée dans cette nouvelle sous-partie (Figure 2-114). Cette analyse, confrontée à la cartographie géologique de Billard et Vincent (1974), a pour objectif de rechercher et d'identifier les structures qui pourraient être génétiquement associées aux épisodes de déstabilisations dont les produits sont retrouvés à terre (cf § I.) et en mer (cf Chap. 3; § II.). La zone source d'une déstabilisation de flanc est typiquement un amphithéâtre en fer à cheval dont l'extension peut atteindre plusieurs dizaines de km (cf Part. 1, § II.2.2). Lorsqu'elles sont anciennes, ces structures sont souvent comblées et dissimulées par l'activité volcanique ultérieure ou démantelées par l'érosion. A La Réunion, mise à part la dépression du Grand Brûlé, interprétée comme le résultat de la déstabilisation la plus récente du flanc est du Piton de La Fournaise (Lénat et Labazuy, 1990; Lénat et al., 1990; Bachèlery et Mairine, 1990; Bachèlery, 1995; Labazuy, 1991 et 1996; Lénat et al., 2001; Merle et Lénat, 2003; cf Chap. 1, § II.1.2. et II.3.2.1.), aucun amphithéâtre d'avalanche de débris n'apparaît clairement dans la morphologie de l'île. Le résultat de notre analyse est la mise en évidence de structures en fer à cheval, de taille et de localisation diverses (escarpements sous-marins, côtiers ou aériens d'extension kilométrique à déca-kilométrique), qui pourraient constituer (1) les zones sources de déstabilisations de flanc récentes souvent identifiées ou (2) les traces rémanentes d'amphithéâtres d'avalanches de débris anciens qui auraient évolué au fil du temps dans des processus volcano-tectoniques (effondrements caldériques; Chevallier, 1979; Kieffer, 1989 et 1990a; étalement gravitaire; van Wyk de Vries et al., 2001b; Oehler et al., 2005; subsidence du complexe hypovolcanique du Piton des Neiges; Lambert, 2003; Lénat; comm. pers.) ou érosionnels (recul de falaises; Haurie, 1987). Le modèle proposé est très peu contraint par des observations géologiques et structurales directes, si ce n'est par celles de van Wyk de Vries et al. (2001b) que nous présenterons. Il doit, par conséquent, être considéré comme une base de travail sur laquelle on pourra s'appuyer pour les investigations futures.

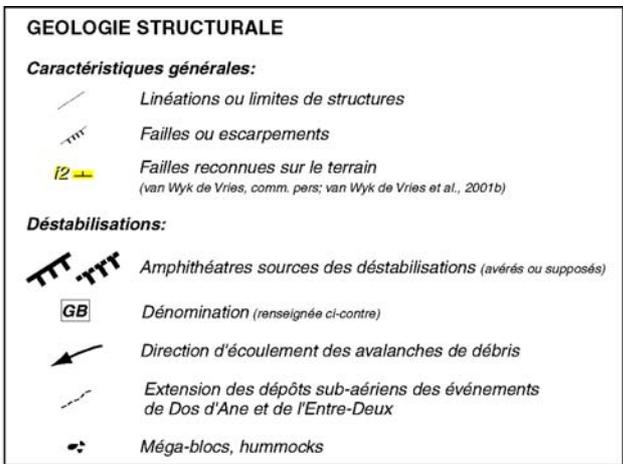
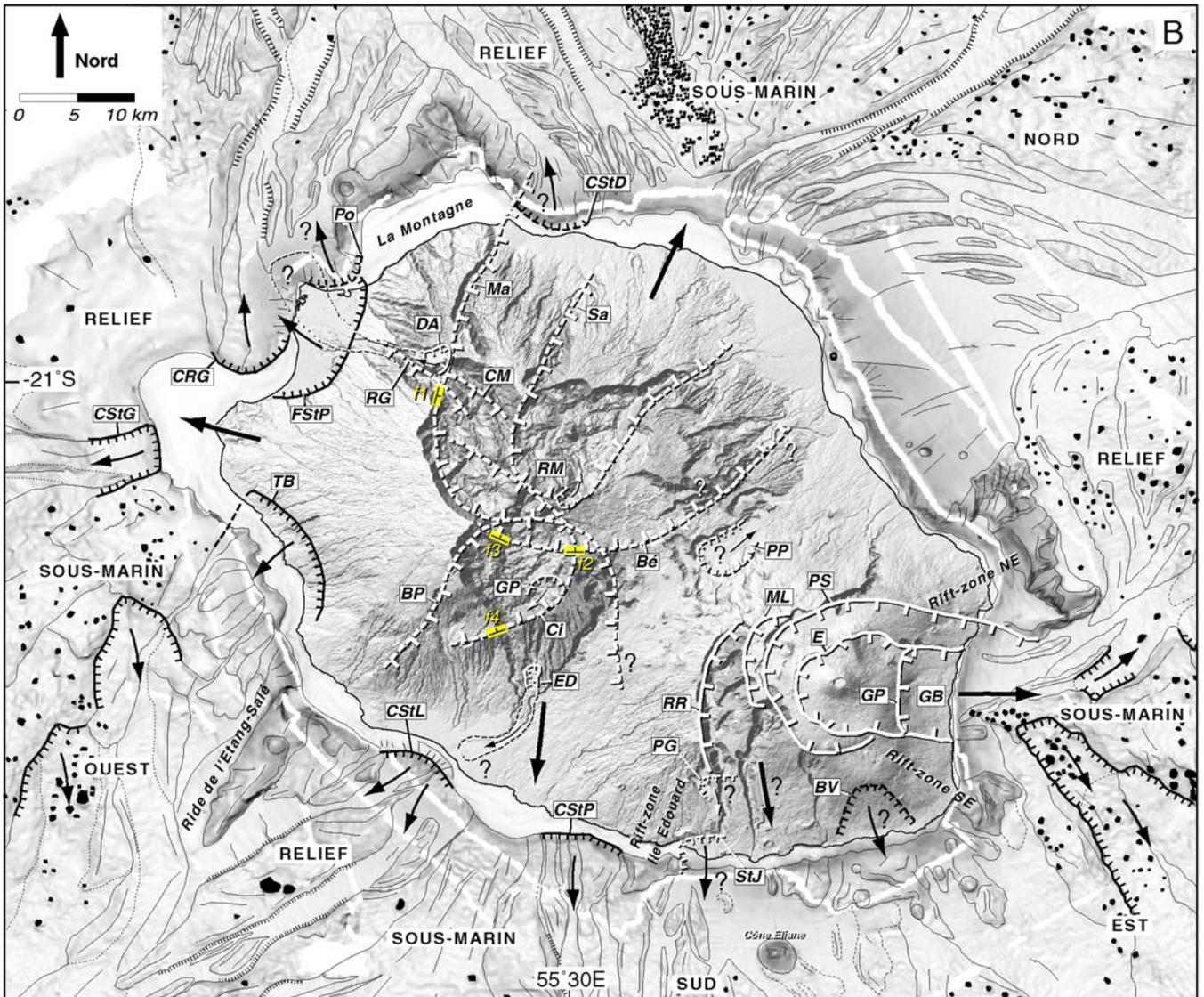
### II.1. Les structures intra-édifice

Plusieurs escarpements d'extension pluri- à déca-kilométrique découpent le cœur des massifs du Piton de La Fournaise et du Piton des Neiges (Figure 2-114B). Ces structures intra-édifice pourraient être liées aux déstabilisations de très grande ampleur qui ont affecté l'édifice volcanique de La Réunion et dont les dépôts forment la plus grande partie des Reliefs Sous-Marins (Figure 2-113).

#### II.1.1. Le massif du Piton de La Fournaise

##### II.1.1.1 Présentation des structures identifiées

La morphologie du massif du Piton de La Fournaise est marquée par une série de structures concentriques intra-édifice, ouvertes vers l'est. Parmi ces structures, l'Enclos Fouqué (ou tout



**Structures intra-édifice:**

**Massif du Piton de La Fournaise – E:** Enclos, **GB:** Grand Brûlé, **GP:** Grandes Pentés, **PS:** Structure de la Plaine des Sables, **ML:** Structure du Morne Langevin, **RR:** Structure de la Rivière des Remparts.

**Massif du Piton des Neiges – Ma:** Structure de Mafate, **Sa:** Structure de Salazie, **Be:** Structure de Bébour, **Ci:** Structure de Cilaos, **CM:** Structure de la Crête de la Marianne, **RG:** Structure de la Rivière des Galets, **BP:** Structure du Bras de la Plaine.

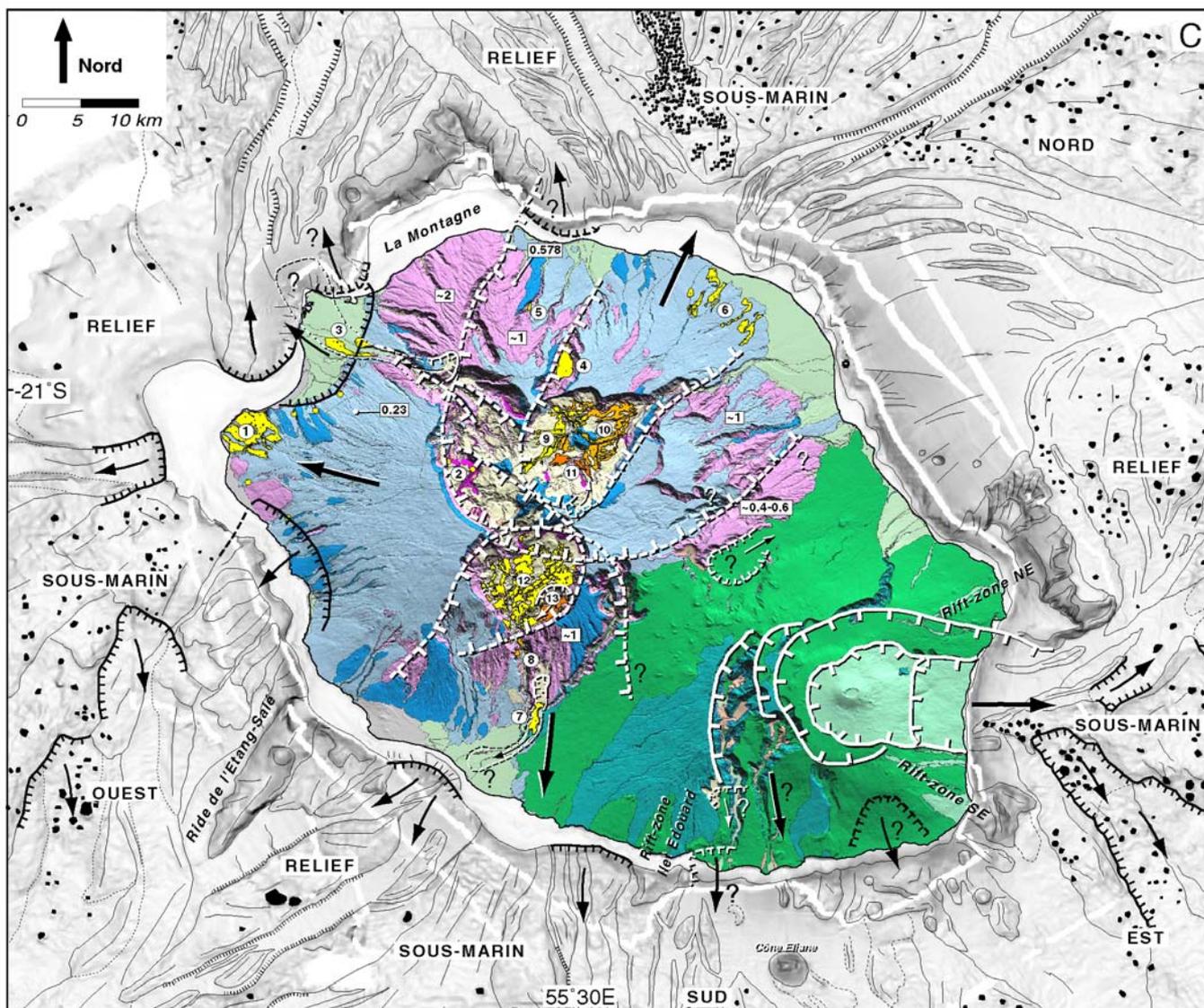
**Structures côtières:**

**FStP:** Structure des Falaises de St-Paul, **TB:** Structure de Trois-Bassins, **CRG:** Structure du Chenal de la Rivière des Galets, **CSiG:** Structure du Chenal St-Gilles, **CSiL:** Structure du Chenal St-Louis, **CSiP:** Structure du Chenal St-Pierre, **Po:** Structure de La Possession, **CSiD:** Structure du Chenal St-Denis, **StJ:** Structure de St-Joseph, **BV:** Structure de Basse-Vallée.

**Autres structures remarquables:**

**Structures de type "vallée perchée" – DA:** Structure de Dos d'Ane, **ED:** Structure de l'Entre-Deux, **PG:** Structure de la Plaine des Grègues, **PP:** Structure de la Plaine des Palmistes.

**Structures intra-cirque – RM:** Structure de la Rivière du Mât, **GP:** Structure du Grand Piton.



1- GEOLOGIE	
<b>Formations du Piton des Neiges:</b>	
Phase IV (0.070-0.23 Ma)	"série différenciée"
Phase III (0.25-0.35 Ma)	
Phase II (0.43-2.1 Ma)	"série des Océanites"
Phase I (>2.1 Ma)	
<b>Produits de remaniement et autres:</b>	
Ensemble d'épandages, dépôts de coulées de solifluxion, de lahars, tufs, éboulis et éluvions	
Alluvions	
Autres (dépôts lacustres, travertins,...)	
<b>Formations du Piton de La Fournaise:</b>	
Phase V (actuelle)	
Phase IV	
Phase III (<0.35 Ma)	
<b>Dépôts d'avalanches de débris:</b>	
Brèches d'avalanches de débris	
④ Affleurements (renseignés ci-contre)	
2- DATATIONS	
0.578 ± 2	Ages K-Ar en Ma (âges calculés ou moyens). D'après McDougall (1971), Kluska (1997), Gillot et Nativel (1982).

**Affleurements de brèches d'avalanches de débris (cf § 1. pour plus de détails):**

- 1-Brèches de Saint-Gilles
- 2-Formations du Bronchard et de La Brèche
- 3-Brèches de la Rivière des Galets
- 4-Brèches de la Rivière des Pluies
- 5-Brèches de la Ravine des Patates à Durand
- 6-Brèches de Sainte-Suzanne
- 7-Brèches de l'Entre-Deux
- 8-Brèches du Petit Serré
- 9-Brèches de Grand Ilet
- 10-Brèches de Mare à Poule d'Eau
- 11-Brèches de l'Ilet à Vidot
- 12-Brèches de Cilaos
- 13-Brèches du Palmiste Rouge

simplement Enclos; *E* sur la figure 2-114B) constitue l'escarpement le plus net de la morphologie du massif. Cet amphithéâtre en U d'environ 100 km<sup>2</sup> de superficie se divise en deux zones délimitées par la rupture de pente marquée des Grandes Pentes (*GP*), l'Enclos sensu stricto à l'ouest, et le Grand Brûlé (*GB*) à l'est. L'Enclos s.s. est une dépression semi-circulaire de 8 km de diamètre, bordée par un escarpement de 100 à 250 m de haut et au centre de laquelle est édifié le cône actif de La Fournaise (Figure 2-114A). Le Grand Brûlé correspond également à une zone déprimée de 5 km sur 8, bordée au nord et au sud par les remparts de Bois Blanc et du Tremblet, hauts de 100 à 250 m et parallèles entre eux. A l'ouest, le Grand Brûlé est délimité par l'escarpement des Grandes Pentes. A l'est, il est ouvert sur l'océan et sur la dépression sous-marine du Chenal Vincent (cf Chap. 3, § II.2.4. et Figure 2-114A). La structure de la Plaine des Sables (*PS*), située à l'ouest de l'Enclos, est globalement parallèle à ce dernier. Elle s'étend depuis l'extrémité nord de la rivière Langevin, le long des remparts de la Plaine des Sables et de la rivière de l'Est jusqu'à la ravine Ferdinand en zone littorale (Figure 2-114). Au nord-est et au sud-est, la structure est comblée et ennoyée par les épanchements laviques récents. En mer, elle dissèque la portion sud du prolongement sous-marin de la rift zone nord-est du Piton de La Fournaise (cf Chap. 3, § I.2.3.1.; Figures 2-114B et C). Les structures les plus occidentales mises en évidence correspondent d'une part, à la structure du Morne Langevin (*ML*) qui s'étendrait, selon les observations de terrain de Bachèlery et Mairine (1990), depuis la rivière Langevin au sud, le long du rempart est de la Rivière des Remparts et jusqu'au rempart de la Plaine des Sables au nord (Figures 2-5 et 2-114) et d'autre part, à la structure de la Rivière des Remparts (*RR*) qui longe le rempart oriental de cette rivière pérenne (Figure 2-114).

#### II.1.1.2 Interprétations

Les structures intra-édifice remarquables du massif du Piton de La Fournaise sont interprétées comme des structures d'effondrement (cf Chap. 1, § II.1.2.). Cependant, mis à part le consensus existant sur l'origine de la dépression du Grand Brûlé attribuée à une déstabilisation du flanc libre oriental du volcan (Lénat et Labazuy, 1990; Lénat et al., 1990; Bachèlery et Mairine, 1990; Bachèlery, 1995; Labazuy, 1991 et 1996; Lénat et al., 2001; Merle et Lénat, 2003), la nature de ces effondrements reste controversée. Certains auteurs privilégient l'hypothèse d'effondrements caldériques classiques (Chevallier et Bachèlery, 1981; Duffield et al., 1982; Bachèlery et Mairine, 1990; Bachèlery, 1995); d'autres, d'effondrements sectoriels de type slump (Duffield et al., 1982; Gillot et al., 1994) ou avalanche de débris (Lénat et Labazuy, 1990; Lénat et al., 1990; Labazuy, 1991 et 1996; Lénat et al., 2001). Enfin, Merle et Lénat (2003) proposent un modèle hybride associant déstabilisations de flanc et effondrements verticaux de type caldéra pour expliquer la formation du système Enclos-Grand Brûlé et suggèrent un mécanisme similaire à l'origine de la structure de la Plaine des Sables.

Notre étude des flancs immergés des secteurs est et sud du massif du Piton de La Fournaise montre que les dépôts de déstabilisations de type glissement en blocs et avalanche de débris sont très

largement représentés en mer (Figure 2-113; cf Chap. 3, § II.2. et § II.5.). Ces formations témoignent de l'importance et de la récurrence de ces événements destructeurs dans l'évolution des volcans de La Fournaise et des Alizés (cf Chap. 1; § III). Les dragages réalisés sur les flancs sous-marins est (Labazuy, 1991) et sud (Fretzdorff, 1998) de l'île révèlent l'origine sub-aérienne des produits d'avalanches de débris, ce qui implique de rechercher les zones sources de ces épisodes de déstabilisation, ou au moins leurs cicatrices actuelles, à terre. Dans ce contexte, nous proposons que:

► les structures intra-édifice du massif de La Fournaise résultent effectivement de déstabilisations du volcan, sous la forme d'effondrements de flanc simples ou d'effondrements hybrides au sens du modèle proposé par Merle et Lénat (2003);

► la formation du système Enclos-Grand Brûlé (**E** et **GB** sur la figure 2-114B), il y a moins de 5 ka (Bachèlery, 1981; Mohamed-Abchir, 1996), est liée à l'occurrence d'une déstabilisation du flanc est du volcan. L'amphithéâtre source de cet événement pourrait correspondre (1) à l'ensemble de la structure de l'Enclos dans le cas d'une déstabilisation de flanc simple ou (2) à l'escarpement des Grandes Pentes (**GP**) si un mécanisme hybride est à l'origine des structures de l'Enclos et du Grand Brûlé. En accord avec le modèle de Labazuy (1991 et 1996), nous suggérons que les produits de la déstabilisation sont accumulés en mer dans la partie proximale du Relief Sous-Marin Est, au sein de l'unité occidentale du Plateau Sous-Marin Est d'une part, et de l'unité III du Râlé-Poussé d'autre part (**événement eF5** sur la figure 2-113; Labazuy, 1991 et 1996; cf Chap. 3, § II.2.7.);

► la structure de la Plaine des Sables (**PS**) pourrait constituer la cicatrice de la zone source d'une déstabilisation majeure du flanc est de La Fournaise. Une hypothèse alternative serait de considérer (1) le rempart de la Ravine Ferdinand et son prolongement en mer, la bordure sud du relief sous-marin de la rift-zone nord-est (Figure 2-114), comme les seuls témoignages de l'escarpement source d'une déstabilisation de la partie littorale orientale du volcan et (2) la partie amont de la structure de la Plaine des Sables comme la limite de la faille bordière d'une caldéra dont la formation, il y a 40-60 ka (Gillot et Nativel, 1989; Bachèlery et Mairine, 1990), serait génétiquement liée à la déstabilisation littorale (Merle et Lénat, 2003). L'unité médiane du Plateau Sous-Marin Est et l'unité II du Râlé-Poussé pourraient être les dépôts sous-marins de l'épisode de déstabilisation en question (**événement eF2** sur la figure 2-113; Labazuy, 1991 et 1996);

► la structure du Morne Langevin (**ML**), interprétée par Bachèlery et Mairine (1990) comme la cicatrice d'un effondrement caldérique daté à 0.15 Ma (cf Chap. 1, § II.1.2.), pourrait correspondre à la trace rémanente de la zone source d'une déstabilisation de grande ampleur du flanc oriental du volcan. Les dépôts de cet événement seraient à l'origine de l'unité distale du Plateau Sous-Marin Est et de l'unité I du Râlé-Poussé (**événement eF1** sur la figure 2-113; Labazuy, 1991 et 1996);

► la structure de la Rivière des Remparts (**RR**) serait la trace actuelle de l'escarpement source d'une déstabilisation du flanc sud du massif de La Fournaise (Oehler et al., 2004a), dont l'âge est estimé à 0.3 Ma (Bachelery et Mairine; 1990). Les unités Cm2 du Complexe Médian et e1 des Formations Orientales du Relief Sous-Marin Sud (*événement sFI* sur la figure 2-113) pourraient correspondre aux dépôts immergés de cet événement.

### II.1.2. Le massif du Piton des Neiges

La particularité des structures intra-édifice identifiées dans la partie centrale du massif du Piton des Neiges est leur apparente coïncidence avec les limites actuelles des cirques de Mafate, Salazie, et Cilaos, mais également de la Plaine de Bébour (Figure 2-114A), vestige du paléo-cirque des Marsouins comblé par les produits de l'activité terminale du Piton des Neiges (Kieffer, 1990a; Deniel, et al., 1992). Cette géométrie suggère une relation structurale forte entre la formation des cirques et les épisodes de déstabilisations qui ont affecté le volcan (Figure 2-114).

#### II.1.2.1 Présentation et interprétations des structures identifiées

##### A- La structure de Mafate

La structure de Mafate (**Ma** sur la figure 2-114B) s'étend le long des remparts oriental du cirque de Salazie et occidental du cirque de Mafate, depuis la Rivière du Mât jusqu'à la Rivière Saint-Denis. Elle forme une structure globalement orientée N20°, d'environ 350 km<sup>2</sup> de superficie. La structure de Mafate découpe le massif de La Montagne (aussi bien sa portion sub-aérienne que sous-marine), daté à 2 Ma (McDougall, 1971; Figure 2-114C). Elle est comblée par des coulées plus récentes (un échantillon daté à 0.578 Ma; McDougall, 1971) qui forment l'actuel Brûlé de Saint-François (Figures 2-114A et C). Sur la base de critères morphologiques, Kluska (1997) propose que le massif du Brûlé et celui du Dimitile, daté à environ 1 Ma (McDougall, 1971; Kluska, 1997; Figure 2-114C), sont contemporains. Le démantèlement de la portion orientale de La Montagne et le comblement postérieur du Brûlé pourraient ainsi résulter d'une déstabilisation majeure du flanc nord du Piton des Neiges, antérieure à 1 Ma. La trace actuelle de l'escarpement source de cet événement pourrait être la structure de Mafate. La faille normale, de direction générale N10° et à pendage vers l'est, identifiée dans le mur sud de la Rivière des Galets (van Wyk de Vries, comm. pers.; van Wyk de Vries et al., 2001b; f1 sur la figure 2-114B), pourrait correspondre à un segment réactivé de cet escarpement source. Les produits de l'avalanche de débris engendrée sont vraisemblablement accumulés en mer au sein du Relief Sous-Marin Nord. Ils pourraient former la totalité de l'ensemble a des Formations Médianes (*événements nN2a-c* sur la figure 2-113) dans l'hypothèse où ces formations résulteraient effectivement d'une unique déstabilisation (cf Chap. 3, § II.3.6.4.).

### B- La structure de Salazie

La structure de Salazie (**Sa** sur la figure 2-114B) est emboîtée à l'intérieur de la structure de Mafate et présente une orientation similaire. Elle s'étend le long des remparts du cirque de Salazie, de la Rivière des Pluies à la Rivière du Mât. Sa superficie est d'environ 180 km<sup>2</sup>. Oehler et al. (2004a) soulignent que la structure de Salazie est partiellement comblée par des laves de la série des océanites et principalement par des produits différenciés. Ces observations indiquent, selon les auteurs, un comblement préférentiel d'une dépression sur le flanc nord du Piton des Neiges à la fin de la série des océanites (~0.43 Ma; Billard et Vincent, 1974). Cette dépression pourrait être le résultat d'une déstabilisation dont la structure de Salazie serait la cicatrice de l'escarpement source. Nous ne remettons pas en cause ces précédentes conclusions. Seul l'âge proposé pour la déstabilisation considérée est réestimé. La carte géologique de Billard et Vincent (1974) montre, contrairement à nos observations antérieures, que la structure de Salazie a été comblée en grande partie par des coulées basaltiques de la Phase II d'évolution du Piton des Neiges (2.1-0.43 Ma) et que les produits différenciés des Phases III et IV (<0.35 Ma) ne forment qu'une couverture superficielle (Figures 2-4, 2-103 et 2-114C). Le rempart nord du cirque de Salazie est ainsi constitué d'un empilement de laves indifférenciées de 700-800 m de puissance en moyenne qui se seraient accumulées postérieurement à la déstabilisation. Le taux de construction moyen pour la phase bouclier du Piton des Neiges, estimé à environ 0.4 cm/an par Kluska (1997), impliquerait une période minimale de 200.000 ans pour former une telle accumulation de laves. Par conséquent, la déstabilisation se serait déclenchée au cours de la phase bouclier du Piton des Neiges, entre 0.43 et 0.6 Ma. Les brèches de Grand Ilet (affleurements 9 sur la figure 2-114C), cartographiées par Arnaud et al. (2003 et 2004) dans Salazie (cf § I.4.3.2.) pourraient correspondre aux dépôts aériens proximaux de cette déstabilisation (Figure 2-114C). En mer, l'unité  $\beta$  des Formations Orientales du Relief Sous-Marin Nord (**événement nN3** sur la figure 2-113) pourraient en constituer les dépôts distaux.

### C- La structure de Bébour

La bordure sud de la Plaine de Bébour forme un escarpement d'environ 250 m de haut qui s'étend sur 8 km à l'est du cirque de Cilaos (Figure 2-114A). Cet escarpement pourrait correspondre à un segment de faille réactivé d'une structure profonde qui se prolongerait, à l'est, dans la direction de la Rivière des Marsouins et se rattacherait, à l'ouest, à la structure de Mafate (Figure 2-114). Cette hypothèse s'appuie sur:

- l'identification dans le mur oriental du cirque de Cilaos d'une faille, de direction générale N80° compatible avec celle de l'escarpement de Bébour et à pendage vers le nord (van Wyk de Vries, comm. pers.; van Wyk de Vries et al., 2001b; f2 sur la figure 2-114B);

- la différence d'âge marquée entre le massif de Takamaka, au nord de la Rivière des Marsouins, daté à environ 1 Ma (McDougall, 1971; Kluska, 1997) et le Massif du Cratère et l'Ilet Patience, au sud, dont l'édification a vraisemblablement débuté il y a 0.4-0.6 Ma (Kluska, 1997; Figures 2-114A et C). Cette différence d'âge pourrait indiquer la présence d'une discontinuité structurale majeure (faille?) dans la direction de la Rivière des Marsouins;

- la cartographie, en amont du cirque de Cilaos, de filons de syénites et trachytes (Billard et Vincent, 1974; Chevallier, 1979; Maillot, 1999; f3 sur la figure 2-114B) qui forment des arêtes de direction générale N100-N110° et présentent un pendage de l'ordre de 60-70° vers le nord. Ces filons soulignent l'existence d'une zone de faiblesse dans ce secteur et la présence d'un système organisé de failles dont la direction serait concordante avec la bordure sud de la plaine de Bébou.

La structure ainsi définie, baptisée structure de Bébou (**Bé** sur la figure 2-114B), serait globalement orientée N20° et présenterait une superficie exceptionnelle d'environ 500 km<sup>2</sup>. Elle pourrait correspondre à la cicatrice d'un amphithéâtre d'avalanche de débris, conséquence d'une déstabilisation gigantesque du flanc nord du Piton des Neiges. Dans ce contexte, le massif de La Montagne, daté à environ 2 Ma (McDougall, 1971), serait disséqué par la structure de Bébou et donc plus vieux que la déstabilisation, elle-même postérieure à 2 Ma. Le massif de Takamaka, daté à 1 Ma (McDougall, 1971; Kluska, 1997), serait inclus dans la structure. Il serait par conséquent plus jeune que la déstabilisation, de fait antérieure à 1 Ma. L'extension de la structure de Bébou impliquerait qu'un volume considérable de produits a été déplacé lors de cet événement. Selon ce schéma, les dépôts de l'avalanche de débris engendrée pourrait former le soubassement du Relief Sous-Marin Nord, à savoir l'ensemble des unités  $\alpha$  des Formations Médianes et les Formations Occidentales (**événement nNI** sur la figure 2-113) interprétées comme les dépôts les plus anciens accumulés sur le flanc sous-marin septentrional du Piton des Neiges (cf Chap. 3., § II.3.6.1.). La contrepartie "aérienne" de ces dépôts immergés pourrait être un ou plusieurs niveaux bréchiques profonds identifiés à partir des données du forage géothermique de Salazie (Demange et al., 1989; cf § I.4.4 et Figure 2-105) au cœur du volcan et au-delà du niveau de la mer. Ces observations indiquent que la déstabilisation de Bébou pourrait être un événement primitif dans l'évolution du Piton des Neiges, dont l'âge pourrait avoisiner les 2 Ma.

#### D- La structure de Cilaos

La structure de Cilaos (**Ci** sur la figure 2-114B) s'étend le long du rempart oriental du cirque de Cilaos, depuis la Plaine des Makes jusqu'à la Crête des Calumets à l'intérieur de Mafate (Figure 2-114). Elle est globalement orientée N110° et présente, si on ne considère que son extension dans la partie centrale du massif du Piton des Neiges, une superficie de plus de 100 km<sup>2</sup>. A partir de l'analyse des anomalies magnétiques (Figures 2-8 et 2-16), Lénat et al. (2001) interprètent la structure de Cilaos

comme la limite ouest d'une dépression comblée par des coulées postérieures à 0.78 Ma. Cette dépression pourrait être la conséquence d'une déstabilisation du flanc ouest du Piton des Neiges, dont la trace actuelle de l'escarpement source serait la structure de Cilaos. Les structures de la Crête de la Marianne (**CM** sur la figure 2-114B) et de la Rivière des Galets (**RG**) pourraient constituer les cicatrices de sa portion nord. La structure de Cilaos dissèque le massif ancien du Dimitile, daté à environ 1 Ma (McDougall, 1971; Kluska, 1997; Figure 2-114C). Cette dissection est soulignée par une faille normale de direction générale N250° et à pendage vers le nord reconnue dans la bordure sud de la plaine des Makes (van Wyk de Vries, comm. pers.; van Wyk de Vries et al., 2001b; f4 sur la figure 2-114B). Elle implique que la déstabilisation considérée serait au moins plus jeune qu'un 1 Ma. L'avalanche de débris engendrée pourrait être à l'origine des brèches anciennes BrI de Saint-Gilles (affleurements 1 sur la figure 2-114C), dont la mise en place est antérieure à 0.452 Ma (McDougall, 1971; Bachèlery et al., 1996 et 2003; Courteaud et al., 1997; cf § I.1.1.2.), mais également des brèches identifiées ou suspectées à l'intérieur du cirque de Mafate (affleurements 2 sur la figure 2-114C et Figure 2-104; Bachèlery et al., 2003; Bret et al., 2003; Fèvre et al., 2003; ce mémoire, cf § I.4.3.1 et I.4.4.). En mer, les dépôts de cette déstabilisation sont vraisemblablement accumulés au sein du Relief Sous-Marin Ouest. Ils pourraient former les unités B1 du Lobe Nord et/ou LS3 du Lobe Sud (*événements oN3a et/ou oN3b* sur la figure 2-113).

#### E- La structure du Bras de la Plaine

La structure du Bras de la Plaine (**BP** sur la figure 2-114B) s'étend le long de la bordure ouest de La Plaine des Makes, se poursuit le long du rempart nord du cirque de Cilaos jusqu'à la rivière du Bras de la Plaine et disparaît sous les coulées plus récentes du massif de La Fournaise (Figure 2-114). La structure du Bras de la Plaine est globalement orientée nord-sud et présente une superficie de près de 200 km<sup>2</sup>. Nous proposons que le massif du Dimitile, bâti il y a au moins 1 Ma (McDougall, 1971; Kluska, 1997) et inclus dans la structure du Bras de la Plaine, résulte du comblement préférentiel d'une dépression formée sur le flanc sud du Piton des Neiges avant 1 Ma. Cette dépression serait le résultat d'une déstabilisation majeure dont la structure du Bras de la Plaine serait la trace actuelle de l'amphithéâtre source. La morphologie anormale de la rivière du Bras de la Plaine pourrait être un héritage de cette déstabilisation. En aval, la rivière s'est creusée selon une direction N35° conforme au contact entre les massifs du Piton des Neiges et de La Fournaise. En amont, la rivière forme un coude et s'écoule selon une direction N160°. Cette géométrie pourrait indiquer le creusement de la partie amont du Bras de la Plaine sous contrôle structural de la faille bordière de la déstabilisation. Les brèches d'avalanches de débris, antérieures à 1.2 Ma, identifiées dans le cirque de Cilaos (affleurements 12 sur la figure 2-114C; cf § I.4.3) mais également une partie des formations mises en évidence dans son exutoire (affleurements 8 sur la figure 2-114C; cf § I.3.2) pourraient correspondre aux dépôts aériens proximaux de cet événement. Les produits d'avalanches de débris de l'événement sN1 du Relief Sous-Marin Sud (Figure 2-113) pourraient en constituer la contre-partie immergée.

## **II.2. Les structures côtières**

La morphologie côtière de l'île de La Réunion est caractérisée par la présence de plusieurs escarpements ou ruptures de pente marqués, localisés indifféremment en domaine sub-aérien ou sous-marin (Figure 2-114). Ces structures sont interprétées comme les zones sources de déstabilisations de la zone littorale de l'île.

### *II.2.1. Les structures sub-aériennes*

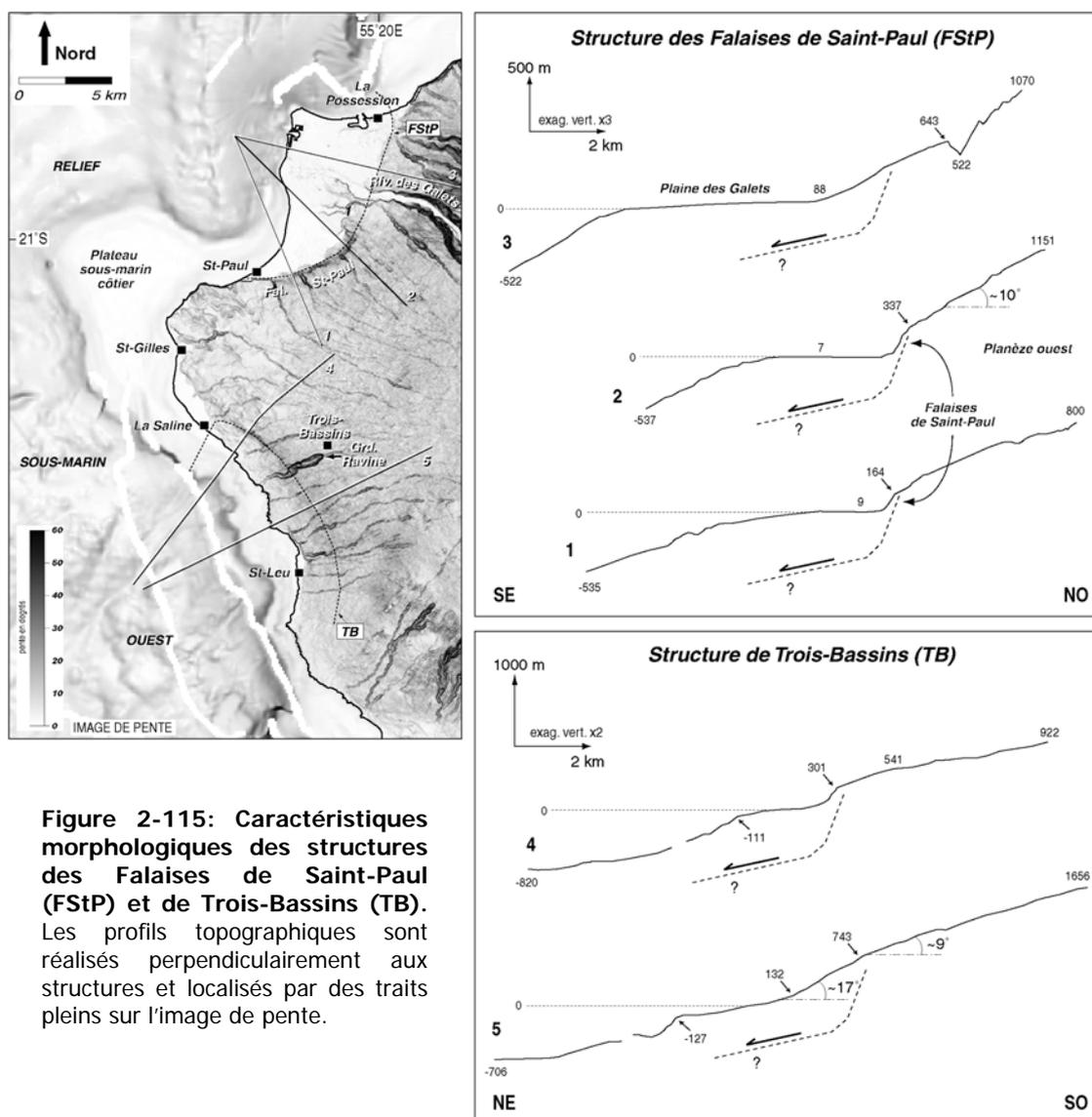
#### A- La structure des Falaises de Saint-Paul

La structure des Falaises de Saint-Paul (**FStP** sur les figures 2-114B et 2-115) définit un amphithéâtre de plus de 15 km de long qui s'étend au nord-ouest de l'île, de Saint-Paul à l'ouest, à La Possession au nord, et pourrait se prolonger en mer le long de la paroi occidentale du massif de La Montagne (Figures 2-114 et 2-115). Cet amphithéâtre délimite la vaste étendue plane de la Plaine des Galets, zone comblée par les produits alluvionnaires de la Rivière des Galets. La portion sud de l'amphithéâtre, de Saint-Paul à l'exutoire de la Rivière des Galets, est beaucoup plus marquée que son prolongement vers le nord. Elle correspond aux Falaises de Saint-Paul proprement dites (Figure 2-114A) qui forment un escarpement de 150 à 200 m de haut à l'origine d'une rupture de pente nette entre la planèze occidentale du Piton des Neiges (pente moyenne de 10°) et la plaine littorale (Figure 2-115). Cet escarpement est interprété par Billard et Vincent (1974) comme une ancienne falaise côtière drapée par les coulées de la Phase IV d'évolution du Piton des Neiges, datées à proximité à 0.23 Ma (Figure 2-114C; McDougall, 1971). Nous proposons de considérer cette falaise comme le résultat d'une déstabilisation de la zone littorale nord-ouest de l'île, dont la structure des Falaises de Saint-Paul serait l'amphithéâtre source. Son occurrence serait antérieure à 0.23 Ma. Cet événement serait également plus jeune que la mise en place des "brèches modernes" de Saint-Gilles (affleurements 1 sur la figure 2-114C), vraisemblablement remobilisées dans l'avalanche de débris engendrée. Il serait donc au moins postérieur à 0.34 Ma (Kluska, 1997; cf § I.1.1.2.). Les dépôts de cette déstabilisation sont identifiés en mer comme étant les Formations Orientales du Relief Sous-Marin Ouest (**événement oN6**; cf Chap. 3, § II.4.5.1.; ce chapitre, § I.1.2.4.; Figures 2-85 et 2-113).

#### B- La structure de Trois-Bassins

La structure de Trois-Bassins (**TB** sur les figures 2-114B et 2-115) s'étend sur plus de 13 km de long, de La Saline au nord, jusqu'à Saint-Leu au sud et souligne une large concavité de la côte occidentale de l'île. Elle est définie au nord, entre La Saline et la Grande Ravine, par un escarpement de 3.5 km de long et 100 à 150 m de haut (Figures 2-114A et 2-115). Cet escarpement disparaît vers le sud. Nos observations de terrain dans le secteur de la Grande Ravine montrent cependant que celui-ci apparaît drapé et comblé par des coulées, cartées par Billard et Vincent (1974) comme des laves différenciées de la Phase III (0.25-0.35 Ma) et de la Phase IV (0.070-0.23 Ma) d'évolution du Piton

des Neiges. Il n'en subsiste, dans la morphologie de la planèze occidentale du volcan, qu'une rupture de pente que l'on peut suivre jusque dans les hauts de Saint-Leu et peut-être au-delà vers le sud (Figure 2-115). La structure de Trois-Bassins fait face aux formations du Bloc Est du Relief Sous-Marin Ouest (*événement oN8* sur la figure 2-113), interprétées comme un système de blocs relativement intacts, impliqués dans un épisode de déstabilisation de type glissement rotationnel ou glissement en blocs au sens du modèle proposé par Labazuy (1991; cf Chap. 3., § II.4.5.2. et Figure 2-68). Elle constitue la zone source de cette déstabilisation qui doit correspondre à un événement relativement récent, probablement plus jeune que les dernières avalanches de débris de Saint-Gilles (affleurements 1 sur la figure 2-114C) et donc au moins postérieur à 0.34 Ma (Kluska, 1997; cf § I.1.1.2.). Il serait, de plus, au moins antérieur à 0.25 Ma puisque son escarpement source est drapé par des coulées de la Phase III du Piton des Neiges (Billard et Vincent, 1974).



**Figure 2-115: Caractéristiques morphologiques des structures des Falaises de Saint-Paul (FStP) et de Trois-Bassins (TB).** Les profils topographiques sont réalisés perpendiculairement aux structures et localisés par des traits pleins sur l'image de pente.

### C- La structure de Saint-Joseph

La structure de Saint-Joseph (StJ sur les figures 2-114B et 2-116) correspond à un escarpement de 100 m de haut qui s'étend sur moins de 4 km à l'ouest de l'embouchure de la Rivière des Remparts. Son prolongement à l'est, en rive gauche de la rivière, est incertain mais possible. L'escarpement a pu être comblé, au niveau de la planèze de Grand Coude (Figures 2-114A et 2-116), par les coulées de La Fournaise. Celui-ci pourrait se prolonger en mer le long de la bordure est du massif sous-marin dont l'édification est attribuée au fonctionnement de la rift-zone de l'Ilet Edouard (cf Chap. 3, § II.5.5.; Figure 2-114). La structure de Saint-Joseph est interprétée par Billard et Vincent (1974) comme une ancienne falaise littorale. Elle pourrait constituer la zone source d'une déstabilisation côtière d'ampleur modérée, d'âge indéterminé mais au moins plus jeune que 0.3 Ma (âge de la déstabilisation antérieure de la Rivière des Remparts; cf § II.1.1.2.), dont les dépôts seraient accumulés dans la partie proximale du Relief Sous-Marin Sud. Ceux-ci pourraient former l'unité Cm4 du Complexe Médian (*événement sF3* sur la figure 2-113).

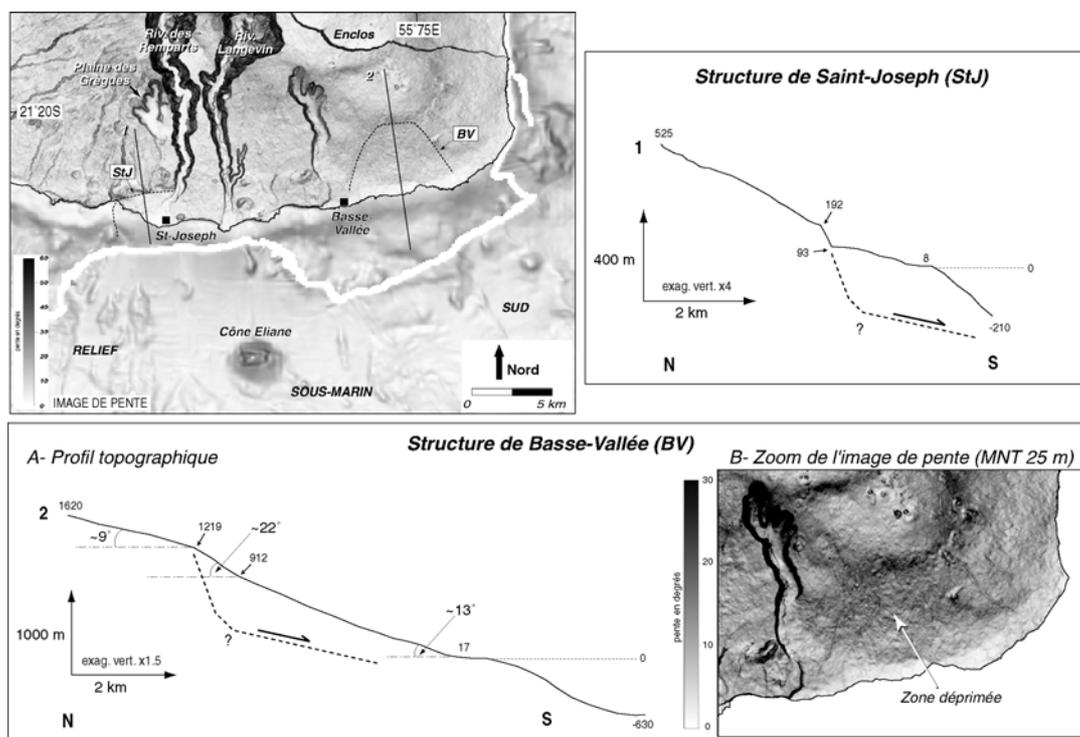


Figure 2-116: Caractéristiques morphologiques des structures de Saint-Joseph (StJ) et de Basse-Vallée (BV). Les profils topographiques sont réalisés perpendiculairement aux structures et localisés par des traits pleins sur l'image de pente.

### D- La structure de Basse-Vallée

La structure de Basse-Vallée (BV sur les figures 2-114B et 2-116) est soulignée par une rupture de pente de géométrie en fer à cheval qui délimite une zone déprimée d'environ 12 km<sup>2</sup> dans le secteur sud-est du massif du Piton de La Fournaise. Cette rupture de pente pourrait correspondre à la trace actuelle d'un amphithéâtre d'avalanche de débris dont l'escarpement a été ennoyé et la dépression partiellement comblée par les coulées récentes du volcan. Elle serait le témoignage d'une

autre déstabilisation côtière du flanc sud de La Fournaise dont les dépôts pourraient former l'unité e2 des Formations Orientales du Relief Sous-Marin Sud (*événement sF4* sur la figure 2-113). Cette déstabilisation est probablement antérieure au prolongement sous-marin occidental de la rift zone sud-est de La Fournaise mais son âge est indéterminé (cf Chap. 3, § II.5.8.4.).

### II.2.2. Les structures sous-marines

L'analyse détaillée des données marines multifaisceaux (cf Chap. 3, § II.) met en évidence, dans la morphologie du plateau sous-marin côtier, un ensemble de structures en amphithéâtre que l'on propose d'interpréter comme les zones sources d'épisodes d'avalanches de débris. Ainsi:

► le Lobe Nord du Relief Sous-Marin Ouest (Figure 2-113) a été affecté par deux déstabilisations latérales, dont les zones sources seraient les structures du Chenal de la Rivière des Galets (*CRG* sur la figure 2-114B) et du Chenal Saint-Gilles (*CStG*). Les dépôts associés à ces événements seraient respectivement accumulés au sein de l'unité C des Formations Nord-Est (*événement oN7*; cf Chap. 3, § II.4.5.1. et Figure 2-113) et de l'unité Md2 des Formations Médianes (*événement oN12*, cf Chap. 3, § II.4.5.3). Les amphithéâtres sources de ces événements dissèquent le plateau sous-marin côtier formé à la suite des déstabilisations de Saint-Gilles (affleurements 1 sur la figure 2-114C). Ceux-ci seraient donc au moins postérieurs à 0.34 Ma (Kluska, 1997; cf § I.1.1.2.), la déstabilisation du Chenal de la Rivière des Galets étant, dans notre modèle (Figure 2-85 et 2-113), postérieure à celle des Falaises de Saint-Paul;

► les structures du Chenal Saint-Louis (*CStL* sur la figure 2-114B) et du Chenal Saint-Pierre (*CStP*) pourraient de même constituer les escarpements sources de deux événements latéraux de déstabilisations du Lobe Principal du Relief Sous-Marin Sud (Figure 2-113). Les dépôts du premier événement seraient à l'origine de l'unité o3 des Formations Occidentales (*événement sN5* sur la figure 2-113) dont l'âge de mise en place est indéterminé. Ceux du second seraient accumulés dans la partie aval du Chenal Saint-Pierre (*événement sN4*). L'avalanche de débris du Chenal Saint-Pierre serait antérieure à 0.45 Ma si l'on admet que le massif sous-marin attribué au fonctionnement de la rift zone de l'Îlet Edouard s'est effectivement édifié sur les dépôts de cette déstabilisation (cf Chap. 3, § II.5.5.; Figure 2-114).

Enfin, les structures de La Possession (*Po* sur la figure 2-114B) et du Chenal Saint-Denis (*CStD*) pourraient également être la conséquence d'épisodes de démantèlement de la plate-forme côtière ceinturant l'île. Compte tenu de la résolution des données marines, il est cependant difficile de clairement définir les dépôts associés à ces événements soupçonnés.

## **II.3. Les autres structures remarquables**

### **II.3.1. Les structures de type "vallée perchée"**

Le terme "vallée perchée" caractérise une plaine d'altitude délimitée par un escarpement souvent modelé par l'érosion, donnant à la vallée l'aspect d'une tête de rivière. Plusieurs morphologies de ce type sont identifiées à La Réunion, la Plaine de Dos d'Ane au nord-ouest, les Plaines de l'Entre-Deux et des Grègues au sud et la Plaine des Palmistes au centre (Figure 2-114). Nous proposons de discuter le lien génétique possible entre la formation de ces vallées perchées et les épisodes de déstabilisations.

#### **A- La structure de Dos d'Ane**

L'étude des brèches d'avalanches de débris de la Rivière des Galets (affleurements 3 sur la figure 2-114C; cf § I.1.2.) montre que l'ensemble bréchique supérieur identifié au sein de ces formations pourrait résulter d'événements de déstabilisations d'ampleur modeste et d'extension limitée au domaine sub-aérien (Figures 2-85 et 2-114). La zone source supposée pour ces événements pourrait correspondre à la structure de Dos d'Ane (**DA** sur la figure 2-114B), qui forme un escarpement en fer à cheval, de 150 à 200 m de haut, 6 km de long et 4 km de large. La formation de la Plaine de Dos d'Ane serait ainsi directement liée à des épisodes d'avalanches de débris dont l'occurrence serait postérieure à 0.23 Ma (Billard et Vincent, 1974; cf § I.1.2.4. et Figure 2-85).

#### **B- La structure de l'Entre-Deux**

Les brèches d'avalanches de débris de La Pointe dans le secteur de l'Entre-Deux (affleurement 7 sur la figure 2-114C; cf § I.3.1.) constituent selon nous les dépôts d'un événement catastrophique dont l'extension est probablement limitée au domaine sub-aérien (Figure 2-114) et l'âge postérieur à 0.155 Ma (Kieffer, 1990b). La géométrie initiale de l'amphithéâtre source de la déstabilisation pourrait être conforme à celle de la structure notée **ED** sur la figure 2-114B. Cette structure aurait été par la suite remodelée par l'érosion pour former l'actuelle vallée perchée polylobée de l'Entre-Deux (Figure 2-114A).

#### **C- La structure de la Plaine des Grègues**

L'origine tectonique de la Plaine des Grègues (Figure 2-114A) est une hypothèse déjà évoquée par Kieffer (1990a) qui interprète cette vallée comme une ancienne structure de glissement "retouchée par l'érosion". En accord avec cette hypothèse, nous proposons qu'une déstabilisation du flanc sud de l'île serait à l'origine de la vallée perchée. Les dépôts de cet événement pourraient être accumulés en mer au sein de l'unité Cm3 du Complexe Médian du Relief Sous-Marin Sud (**événement sF2** sur la figure 2-113). L'importance de ces dépôts sous-marins obligerait cependant à considérer un amphithéâtre source de la déstabilisation plus large que l'actuelle Plaine des Grègues. Celui-ci pourrait correspondre

à la structure notée **PG** sur la figure 2-114B. Il devait ainsi s'étendre à l'est, au moins jusqu'à l'actuelle rivière Langevin (Figure 2-114), la structure ayant été depuis érodée et/ ou comblée par les coulées récentes de la Fournaise. L'âge de la déstabilisation de la Plaine des Grègues est indéterminé. Elle s'intercale néanmoins entre l'événement de la Rivière des Remparts daté à 0.3 Ma (cf § II.1.1.2.) et l'épisode littoral de Saint-Joseph (cf § II.2.1; Figure 2-114).

#### D- La structure de la Plaine des Palmistes

La Plaine des Palmistes est une dépression de 8 km sur 3, ouverte sur la mer vers le nord-est et allongée selon une direction N50° (Figure 2-114). Elle est délimitée par un escarpement plus ou moins marqué et continu, de 300 à 500 m de haut qui forme, (1) au nord, la bordure sud de l'Ilet Patience, (2) à l'ouest, le cassé de la Grande Montée ennoyé localement par les coulées associées à l'édification de cônes stromboliens récents et (3) au sud, la rupture de pente du Morne Saint-François clairement identifiée comme le prolongement du cassé de la Grande Montée mais dont l'escarpement est comblé et adouci par les laves de La Fournaise (Figure 2-114). Pour Bachèlery (1981), la Plaine des Palmistes serait d'origine tectonique et correspondrait à la partie amont d'une ancienne structure de glissement. Selon cet auteur, l'occurrence de cette déstabilisation serait postérieure à la Phase III d'évolution du Piton des Neiges (<0.25 Ma; Billard et Vincent, 1974) puisque l'escarpement de la Grande Montée est formé de produits de cette phase. Kieffer (1990a) privilégie une origine purement érosive et interprète la Plaine des Palmistes comme un ancien cirque creusé durant l'interphase III-IV de Billard et Vincent (1974), il y a 0.19 Ma. Nous proposons d'appliquer le modèle de formation des vallées perchées, associant déstabilisation de flanc et érosion active, à la Plaine des Palmistes. Ainsi, une déstabilisation serait à l'origine de la paléo-dépression de la Plaine des Palmistes, simple amphithéâtre d'avalanche de débris dont les limites devaient s'étendre à l'est de l'actuelle bordure de la dépression. Une image réaliste de cet escarpement serait la structure baptisée **PP** sur la figure 2-114B. Cette morphologie aurait évolué au fil du temps sous l'action de l'érosion (processus de recul de falaises) pour former la structure polylobée que l'on observe aujourd'hui (Figure 2-114). Nous situons l'occurrence de la déstabilisation de la Plaine des Palmistes entre 0.23 et 0.4-0.6 Ma. Cette hypothèse s'appuie sur au moins deux observations:

- La structure de la Plaine des Palmistes dissèque la bordure est de l'Ilet Patience (Figure 2-114) dont l'édification est datée à 0.4-0.6 Ma (Kluska, 1997). La déstabilisation serait donc plus jeune que 0.4-0.6 Ma;

- Les produits d'avalanches de débris accumulés au sein de l'unité  $\chi$  des Formations Orientales du Relief Sous-Marin Nord (**événement nN4** sur la figure 2-113), placés dans l'axe de la Plaine des Palmistes, pourraient constituer les dépôts de l'événement considéré. Selon l'analyse des données marines (cf Chap. 3, § II.3.6.3.), la mise en place de ces formations serait antérieure à celle de l'unité  $\delta$

des Formations Orientales et Médiannes (*événement nN5*). Cette dernière est interprétée comme la contrepartie sous-marine des brèches d'avalanches de débris de Sainte-Suzanne (affleurements 6 sur la Figure 2-114C), elles-mêmes plus anciennes que 0.23 Ma (cf § I.2.2.4.). La déstabilisation de la Plaine des Palmistes serait par conséquent également antérieure à 0.23 Ma.

### *II.3.2. Les structures intra-cirque*

Notre analyse serait incomplète si les escarpements sources des déstabilisations intra-cirque de l'Ilet à Vidot (Salazie) et du Palmiste Rouge (Cilaos) dont l'occurrence est proposée par Arnaud et al. (2003 et 2004; cf § I.4.3.2.) n'étaient pas mentionnés. Comme implicitement suggéré par ces auteurs (Figures 2-106 et 2-110), les zones sources de ces événements doivent correspondre respectivement:

- à la structure de la Rivière du Mât (**RM** sur la figure 2-114B), amphithéâtre marqué dans la morphologie du rempart sud du cirque de Salazie, de 2 km de long, 1 km de large et 750 m de profondeur. La localisation de la zone source suggère un processus de démantèlement de type recul de falaises à l'origine de l'avalanche de débris de l'Ilet à Vidot;

- à la structure du Grand Piton (**GP**), globalement circulaire de 2 km de diamètre et de 400 à 500 m de profondeur, qui délimite le micro-cirque du Palmiste Rouge. L'événement du Palmiste Rouge est interprété comme un épisode de déstabilisation secondaire. Il remobilise les dépôts d'avalanches de débris, vraisemblablement instables, accumulés en fond de cirque de Cilaos (Arnaud et al., 2004).

## **Discussion-synthèse**

### **OBJECTIFS:**

- Compiler l'ensemble des résultats de notre étude dans une base de données des déstabilisations de flanc des volcans du Piton des Neiges, du Piton de La Fournaise et des Alizés;
- Présenter, à travers un article publié dans *Bulletin of Volcanology* (Oehler et al., 2004a), le nouveau modèle d'évolution de l'Ile de La Réunion, axé sur les phases de construction-destruction de ses volcans.

### **MOTS-CLES:**

Base de données, avalanches de débris, glissements en blocs, volumes, déstabilisations primaires et secondaires, chronologie relative, contrôle structural sur la morphologie de l'île, modèle d'évolution novateur.

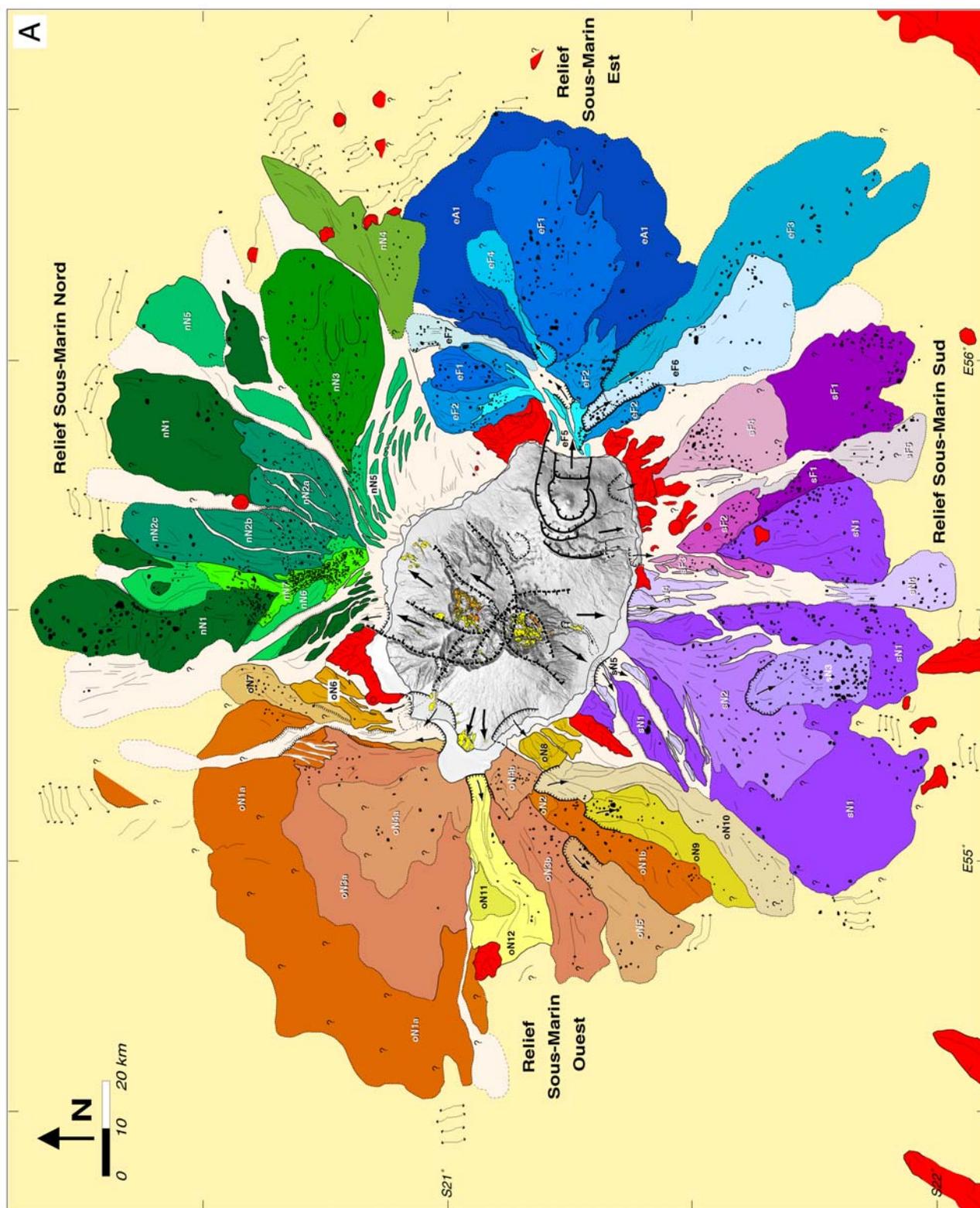


Figure 2-117: Cartes interprétatives des déstabilisations de flanc des volcans de La Réunion. Légende pages suivantes.

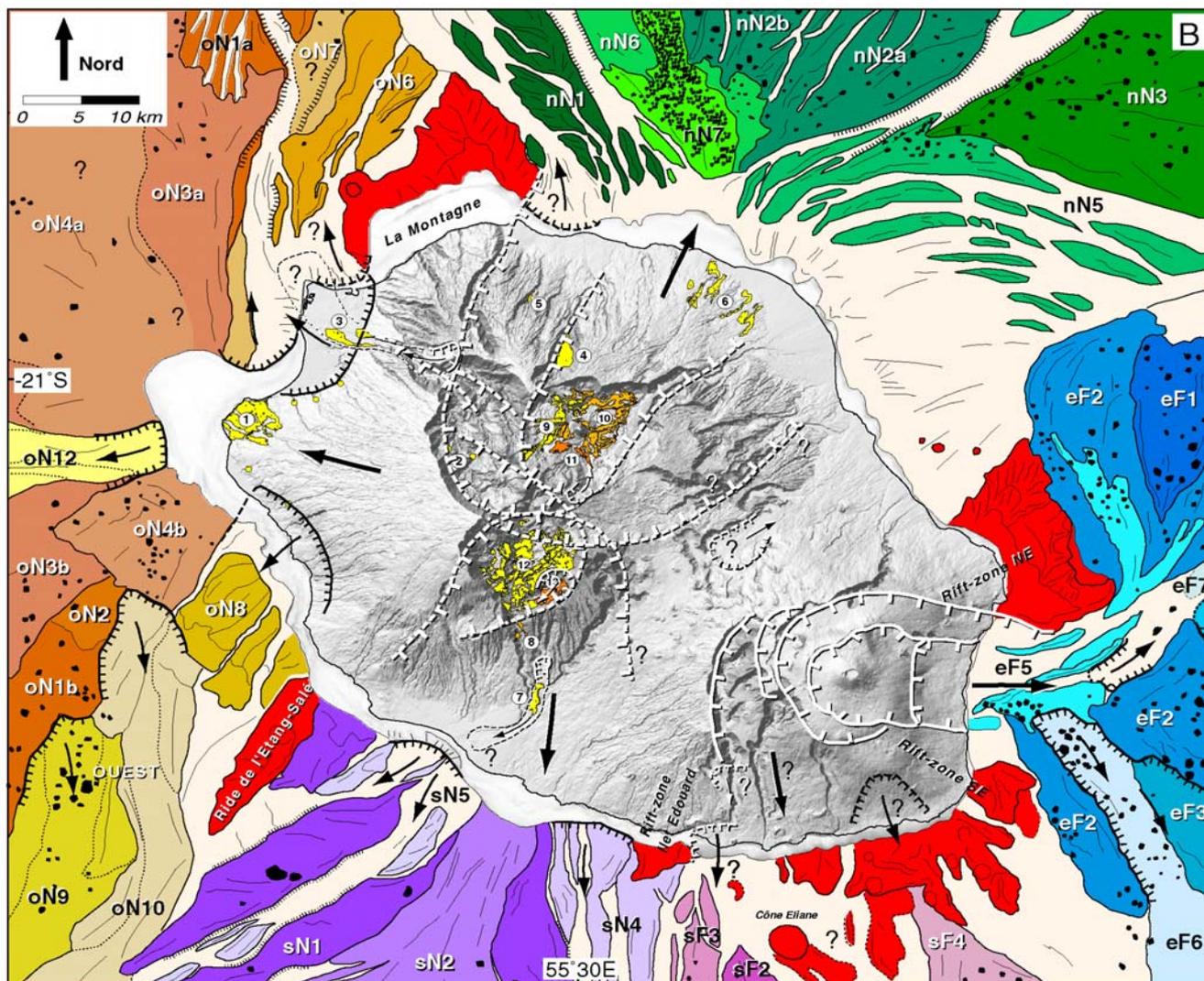
## I. CREATION D'UNE BASE DE DONNEES DES DESTABILISATIONS DES VOLCANS DE LA REUNION

L'étude détaillée des données de bathymétrie et d'imagerie multifaisceaux des flancs immergés de La Réunion (cf Chap. 3; § II.) et les travaux de terrain réalisés en contexte émergé (cf Chap. 4; § I.) mettent en évidence l'importance et l'omniprésence des dépôts de déstabilisations aussi bien (1) à terre, au cœur et en bordure littorale du massif du Piton des Neiges (2) qu'en mer, où ils constituent, en partie ou dans leur totalité, quatre excroissances topographiques sous-marines: les Reliefs Sous-Marins Est, Nord, Ouest et Sud (Figure 2-117). Ces formations sont le témoignage de multiples destructions des flancs de tous les volcans réunionnais (Piton des Neiges, Piton de La Fournaise et volcan des Alizés) au cours de leur édification. Cette première partie de synthèse a pour objectif de caractériser le plus précisément possible ces événements, en compilant l'ensemble des résultats de notre étude dans une base de données des déstabilisations de flanc des volcans de La Réunion (Tableau 2-3).

### I.1. Une cinquantaine d'événements identifiés

Notre analyse révèle qu'**au moins 47 épisodes distincts de déstabilisations ont marqué l'histoire géologique de La Réunion** (Figure 2-117 et Tableau 2-3). Dans le détail, les événements identifiés ont affecté au moins 34 fois les flancs nord, ouest et sud du massif du Piton des Neiges, 12 fois les flancs sud et est du massif du Piton de La Fournaise et 1 fois le secteur est du volcan des Alizés. Le modèle présenté n'est cependant pas exhaustif et l'occurrence de plusieurs déstabilisations supplémentaires est suspectée. En effet, la structure interne et de nombreuses zones de la partie immergée de l'édifice volcanique de La Réunion restent inexplorées ou mal comprises. De plus, les études géologiques des brèches d'avalanches de débris n'en sont qu'à leurs premiers tâtonnements.

Une très grande majorité des épisodes reconnus (44 événements sur 47) correspond à **des phénomènes instantanés et catastrophiques de type avalanche de débris** (AD dans le tableau 2-3). Les trois exceptions sont (1) la déstabilisation associée à l'effondrement de l'Enclos (*événement eF5*; Tableau 2-3 et Figure 2-117), interprétée par Labazuy (1991) comme un glissement en blocs (GB) qui aurait dégénéré en avalanche de débris au sein du Chenal Vincent (cf Chap. 3, § II.2.7.5.); (2) les déstabilisations des remparts du Bras de Cilaos (*événement BC*) qui pourraient également résulter de glissements en blocs à une échelle cependant plus réduite et dans un contexte plus localisé que celle identifiée sur le flanc est de La Fournaise (cf Chap. 4, § III.2.3.) et (3) la déstabilisation de Trois-Bassins (*événement oN8*), considérée comme un glissement rotationnel (GR) ou un glissement en blocs (cf Chap. 3, § II.4.5.2.).



**Figure 2-117: Cartes interprétatives des déstabilisations de flanc des volcans de La Réunion.** A/ Schéma structural global. B/ Zoom sur la partie sub-aérienne de l'île. Les différents épisodes de déstabilisation sont distingués, pour chaque Relief Sous-Marin, par ordre chronologique. Lire "sF2" comme la 2ème déstabilisation du flanc sud du Piton de La Fournaise (o: flanc ouest, n: nord, e: est, A: volcan des Alizés, N: Piton des Neiges). Les événements indiqués a, b et c sont indépendants ou correspondent à une même déstabilisation.

## 1-Déstabilisations:

### A- DEPOTS EN MER

#### > Relief Sous-Marin Ouest:

##### LOBE NORD ET FORMATIONS LATERALES EST

- oN7 Unité C des Formations Nord-Est (Avalanche de débris du Chenal de la Rivière des Galets)
- oN6 Formations Orientales
- oN4<sub>a</sub> Unité B<sub>2</sub> du Lobe Nord
- oN3<sub>a</sub> Unité B<sub>1</sub> du Lobe Nord
- oN1<sub>a</sub> Unités A<sub>1</sub> du Lobe Nord et A<sub>2</sub> des Formations Nord-Est

##### FORMATIONS MÉDIANES

- oN12 Unité Md<sub>2</sub> (Avalanche de débris du Chenal de St-Gilles)
- oN11 Unité Md<sub>1</sub>

##### LOBE SUD ET FORMATIONS LATÉRALES SUD/SUD-EST

- oN10 Unités Mr<sub>2</sub> des Formations Méridionales
- oN9 Unités Mr<sub>1</sub> des Formations Méridionales
- oN8 Bloc Est
- oN5 Unité LS<sub>5</sub> du Lobe Sud
- oN4<sub>b</sub> Unité LS<sub>4</sub> du Lobe Sud
- oN3<sub>b</sub> Unité LS<sub>3</sub> du Lobe Sud
- oN2 Unité LS<sub>2</sub> du Lobe Sud
- oN1<sub>b</sub> Unité LS<sub>1</sub> du Lobe Sud

#### > Relief Sous-Marin Nord:

- nN7 Unité c des Formations Médianes
- nN6 Unité b (b1 et b2) des Formations Médianes
- nN5 Unité δ (δ1 à δ3) des Formations Orientales et Médianes
- nN4 Unité χ des Formations Orientales
- nN3 Unité β des Formations Orientales
- nN2<sub>a-c</sub> Unité a (a1 à a3) des Formations Médianes
- nN1 Unité α des Formations Médianes + Formations Occidentales

#### > Relief Sous-Marin Sud:

##### Piton de La Fournaise:

- sF5 Dépôts de l'avalanche de débris de la Dépression de Basse-Vallée
- sF4 Unité e<sub>2</sub> des Formations Orientales
- sF3 Unité Cm<sub>4</sub> du Complexe Médian
- sF2 Unité Cm<sub>3</sub> du Complexe Médian
- sF1 Unités Cm<sub>2</sub> du Complexe Médian et e<sub>1</sub> des Formations Orientales

##### Piton des Neiges:

- sN5 Unité o<sub>3</sub> des Formations Occidentales
- sN4 Dépôts de l'avalanche de débris du Chenal St-Pierre
- sN3 Unités Lp<sub>3</sub> du Lobe Principal
- sN2 Unités Lp<sub>2</sub> du Lobe Principal
- sN1 Unités Lp<sub>1</sub> du Lobe Principal, Cm<sub>1</sub> du Complexe Médian et o<sub>1</sub> et o<sub>2</sub> des Formations Occidentales

#### > Relief Sous-Marin Est:

##### Piton de La Fournaise:

- eF7 Déstabilisation sous-marine secondaire de la Dépression Nord
- eF6 Déstabilisation sous-marine secondaire de la Dépression Sud
- eF5 Unité III du Râlé-Poussé + unité occidentale du Plateau Sous-Marin Est
- eF4 Déstabilisation sous-marine secondaire de la Vallée des Gorgones
- eF3 Déstabilisation sous-marine secondaire de l'unité est des Formations Méridionales
- eF2 Unité II du Râlé-Poussé + unité médiane du Plateau Sous-Marin Est (+ unité ouest des Formations Méridionales)
- eF1 Unité I du Râlé-Poussé + unité distale du Plateau Sous-Marin Est

##### Volcan des Alizés:

- eA1 Soubassement distal du Plateau + massif de la Ride de la Drague

### B- DEPOTS A TERRE

oN7 Brèches d'avalanches de débris

#### Affleurements:

- |   |   |                                 |                             |
|---|---|---------------------------------|-----------------------------|
| ① Brèches de Saint-Gilles                 | ⑤ Brèches de la Ravine des Patates à Durand | ⑧ Brèches du Petit Serré        | ⑪ Brèches de l'Ilet à Vidot |
| ② Formations du Bronchard et de La Brèche | ⑥ Brèches de Sainte-Suzanne                 | ⑨ Brèches de Grand Ilet         | ⑫ Brèches de Cilaos         |
| ③ Brèches de la Rivière des Galets        | ⑦ Brèches de l'Entre-Deux                   | ⑩ Brèches de Mare à Poule d'Eau | ⑬ Brèches du Palmiste Rouge |
| ④ Brèches de la Rivière des Pluies        |   |                                 |                             |

## 2-Autres caractéristiques

### A-STRUCTURES VOLCANIQUES ET CRUSTALES

oN7 Prolongements sous-marins des rift zones, seamounts et constructions de la plaque océanique

### B-SEDIMENTATION

- oN7 Matériaux fins pélagiques ou turbiditiques
- oN7 Matériaux grossiers détritiques

### C- GEOLOGIE STRUCTURALE

-  Linéations ou limites de structures
-  Failles ou escarpements
-  Amphithéâtres sources des déstabilisations (avérés ou supposés)
-  Direction d'écoulement des avalanches de débris
-  Extension des dépôts sub-aériens des événements de Dos d'Ane et de l'Entre-Deux
-  Méga-blocs, hummocks
-  Rides sédimentaires

Dénomination	Type *	Volume **	Ev. Sec. ***	Age (en Ma)	Zone source	Dépôts	
						Aériens	Sous-marins
<b>VOLCAN DU PITON DE LA FOURNAISE</b>							
<b>Flanc Est - Relief Sous-Marin Est:</b>							
eF7 - "Déstabilisation de la Dépression Nord"	AD	V+	X	< 0.005	Sous-marine	Aucun	En aval de la Dépression Nord
eF6 - "Déstabilisation de la Dépression Sud"	AD	V++	X	< 0.005	Sous-marine	Aucun	En aval de la Dépression Sud
eF5 - "Effondrements du système Enclos-Grand Brûlé"	GB +AD	V+ V++?		< 0.005	Structure de l'Enclos (E)? Escarpement des Grandes Pentés (GP)?	Pas à l'affleurement	Unité occidentale du Plateau Sous-Marin Est + unité III du Râlé-Poussé
eF4 - "Déstabilisation de la Vallée des Gorgones"	AD	V+	X	< 0.04-0.06	Sous-marine	Aucun	En aval de la Vallée des Gorgones
eF3	AD	V++	X	< 0.04-0.06	Sous-marine	Aucun	Unité est des Formations Méridionales
eF2 - "Effondrements de la Plaine des Sables"	AD	V++		-0.04-0.06	Structure de la Plaine des Sables (PS)	Pas à l'affleurement	Unité médiane du Plateau Sous-Marin Est + unité II du Râlé-Poussé + unité ouest des Formations Méridionales
eF1 - "Déstabilisation du Morne Langevin"	AD	V++		-0.15	Structure du Morne Langevin (ML)	Pas à l'affleurement	Unité distale du Plateau Sous-Marin Est + Unité I du Râlé-Poussé
<b>Flanc Sud - Relief Sous-Marin Sud:</b>							
sF5 - "Déstabilisation de la Dépression de Basse-Vallée"	AD	V+ V++?	X	?	Sous-marine?	Aucun	En aval de la Dépression de Basse-Vallée
sF4	AD	V++		?	Structure de Basse-Vallée (BV)	Pas à l'affleurement	Unité e2 des Formations Orientales
sF3 - "Déstabilisation de Saint-Joseph"	AD	V++		< 0.3	Structure de Saint-Joseph (StJ)	Pas à l'affleurement	Unité Cm4 du Complexe Médian
sF2 - "Déstabilisation de la Plaine des Grègues"	AD	V+ V++?		< 0.3	Structure de la Plaine des Grègues (PG)	Pas à l'affleurement	Unité Cm3 du Complexe Médian
sF1 - "Déstabilisation de la Rivière des Remparts"	AD	V++		-0.3	Structure de la Rivière des Remparts (RR)	Pas à l'affleurement	Unité Cm2 du Complexe Médian + Unité e1 des Formations Orientales
<b>VOLCAN DES ALIZES</b>							
<b>Flanc Est - Relief Sous-Marin Est:</b>							
eA1	AD	V+++		< 1.8	?	Pas à l'affleurement	Soubassement distal du Plateau Sous-Marin Est + Massif de la Ride de la Drague

**Tableau 2-3: Tableau récapitulatif des déstabilisations de flanc des volcans de La Réunion.** 1<sup>ère</sup> partie: Volcans du Piton de La Fournaise et des Alizés. (\*) Type d'événements: AD Avalanche de débris, GB Glissement en blocs, GR Glissement rotationnel. (\*\*) Les événements sont classés en 4 catégories selon leur volume estimatif en km<sup>3</sup>: V-<1, 1<V+<10, 10<V++<100, 100<V+++ . (\*\*\*) Les épisodes de déstabilisations secondaires sont marqués d'une croix. (\*\*\*\*) Le volume de l'événement oN2 est estimée à partir des dépôts apparents sur la bathymétrie. Il est certainement beaucoup plus important en réalité. *Se référer à la figure 2-114 pour la localisation des structures sources.*

Dénomination	Type *	Volume **	Ev. Sec. ***	Age (en Ma)	Zone source	Dépôts	
						Aériens	Sous-marins
<b>VOLCAN DU PITON DES NEIGES</b>							
<b>Flanc Nord - Relief Sous-Marin Nord:</b>							
RP - "Déstabilisations de la Rivière des Pluies"	AD	V-		?	Localisées (remparts de la rivière)	Brèches de la Rivière des Pluies	Aucun
RPD - "Déstabilisation(s) de la Ravine des Patates à Durand"	AD	V-		?	Localisées? (remparts de la rivière)	Brèches de la Rav. des Patates à Durand	Aucun
nN7	AD	V+		?	?	?	Unité c des Formations Médianes
nN6	AD	V+ V++?		?	?	?	Unité b des Formations Médianes
IV - "Déstabilisation de l'Ilet à Vidot"	AD	V-		< 0.35	Structure de la Rivière du Mât (RM)	Brèches de l'Ilet à Vidot	Aucun
MAPE - "Déstabilisation de Mare à Poule d'Eau"	AD	V+		< 0.35	?	Brèches de Mare à Poule d'Eau	Aucun
nN5 - "Déstabilisation(s) de Sainte-Suzanne"	AD	V++		> 0.23	?	Brèches de Sainte-Suzanne	Unité δ des Formations Orientales
nN4 - "Déstabilisation de la Plaine des Palmistes"	AD	V++		> 0.23 < 0.4-0.6	Structure de la Plaine des Palmistes (PP)	Pas à l'affleurement	Unité χ des Formations Orientales
nN3 - "Déstabilisation de Grand Ilet"	AD	V++		> 0.43 < 0.6	Structure de Salazie (Sa)	Brèches de Grand Ilet	Unité β des Formations Orientales
nN2a-c - "Déstabilisation de Mafate"	AD	V++		> 1 < 2	Structure de Mafate (Ma)	Brèches dans le cirque de Mafate?	Unité a (a1 à a3) des Formations Médianes
nN1 - "Déstabilisation de Bébou"	AD	V+++		> 1 < 2	Structure de Bébou (Bé)	niveau(x) bréchique(s) profond(s) du forage géothermique de Salazie?	Unité α des Formations Médianes + Formations Occidentales
<b>Flanc Sud - Relief Sous-Marin Sud:</b>							
BC - "Déstabilisations du Bras de Cilaos"	GB	V-	X	?	?	Brèches du Petit Serré (formations des remparts)	Aucun
ED - "Déstabilisation de l'Entre-Deux"	AD	V-		< 0.155	Structure de l'Entre-Deux (ED)	Brèches de La Pointe	Aucun
PR - "Déstabilisation du Palmiste Rouge"	AD	V-	X	>0.07 < 0.23	Structure du Grand Piton (GP)	Brèches du Palmiste Rouge + Brèches du Petit Serré (Petite Caverne)?	Aucun
sN5 - "Déstabilisation du Chenal Saint-Louis"	AD	V- V+?	X	?	Structure du Chenal Saint-Louis (CSL)	Aucun	Unité o3 des Formations Occidentales
sN4 - "Déstabilisation du Chenal Saint-Pierre"	AD	V+ V++?	X	> 0.45?	Structure du Chenal Saint-Pierre (CSIP)	Aucun	En aval du Chenal Saint-Pierre
sN3	AD	V+	X	?	Sous-marine	Aucun	Unité Lp3 du Lobe Principal
sN2	AD	V++		?	?	?	Unité Lp2 du Lobe Principal
sN1 - "Déstabilisation du Bras de la Plaine"	AD	V+++		> 1.2	Structure du Bras de la Plaine (BP)	Brèches de Cilaos + Brèches du Petit Serré (méga-blocs de laves dans le lit du Bras de Cilaos)?	Unité Lp1 du Lobe Principal + unité Cm1 du Complexe Médian + unités o1 et o2 des Formations Occidentales
<b>Flanc Ouest - Relief Sous-Marin Ouest:</b>							
DA - "Déstabilisation(s) de Dos d'Ane"	AD	V-		< 0.23	Structure de Dos d'Ane (DA)	Unité(s) supérieure(s) des brèches de la Rivière des Galets	Aucun
oN12 - "Déstabilisation du Chenal Saint-Gilles"	AD	V++	X	< 0.34	Structure du Chenal Saint-Gilles (CSTG)	Aucun	Unité Md2 des Formations Médianes
oN11	AD	V+ V++?	X	?	?	Aucun	Unité Md1 des Formations Médianes
oN10	AD	V++	X	?	Sous-marine	Aucun	Unité Mr2 des Formations Méridionales
oN9	AD	V+ V++?	X	?	Sous-marine	Aucun	Unité Mr1 des Formations Méridionales
oN8 - "Déstabilisation de Trois-Bassins"	GB? GR?	V+ V++?		> 0.25 < 0.34	Structure de Trois-Bassins (TB)	Pas à l'affleurement	Bloc Est
oN7 - "Déstabilisation du Chenal de la Rivière des Galets"	AD	V+	X	?	Structure du Chenal de la Rivière des Galets (CRG)	Aucun	Unité C des Formations Nord-Est
oN6 - "Déstabilisation des Falaises de Saint-Paul"	AD	V+	X	> 0.23 < 0.34	Structure des Falaises de Saint-Paul (FStP)	Unité inférieure des brèches de la Rivière des Galets	Formations Orientales
oN5	AD	V++	X	?	Sous-marine	Aucun	Unité LS5 du Lobe Sud
oN4a+b? - BrIV	"Avalanches de débris modernes" de Saint-Gilles"	AD	V++	> 0.34 < 0.435	?	Brèches BrIV de Saint-Gilles	Unité B2 du Lobe Nord + unité LS4 du Lobe Sud
BrIII		AD	V+?		?	Brèches BrIII de Saint-Gilles	Aucun?
BrII		AD	V+?		?	Brèches BrII de Saint-Gilles	Aucun?
oN3a+b? - BrI - "Avalanche de débris ancienne" de Saint-Gilles"	AD	V++		> 0.452 < 1	Structure de Cilaos (Ci) Structure de la Rivière des Galets (RG)? Structure de la Crête de la Marianne (CM)?	Brèches anciennes de Saint-Gilles (BrI) + Brèches du cirque de Mafate (La Brèche, Bronchard,...)	Unité B1 du Lobe Nord + unité LS3 du Lobe Sud
oN2	AD	V+****		?	?	Pas à l'affleurement	Unité LS2 du Lobe Sud
oN1a+b?	AD	V+++		?	?	Pas à l'affleurement	Unités A1 du Lobe Nord et A2 des Formations Nord-Est + Unité LS1 du Lobe Sud

Tableau 2-3: Tableau récapitulatif des déstabilisations de flanc des volcans de La Réunion. 2<sup>ème</sup> partie: Volcan du Piton des Neiges.

## **I.2. Des événements multi-échelles**

En l'absence de données supplémentaires, notamment sismiques (réflexion, réfraction, sondeur de sédiments 3.5 kHz; cf Part. 1; § II.2.4.), il est illusoire de vouloir déterminer précisément le volume des produits impliqués dans les déstabilisations. Les informations manquantes sont principalement l'épaisseur des dépôts d'avalanches de débris en mer ou la géométrie exacte des amphithéâtres sources (extension, enracinement,...). Par conséquent, seule une estimation grossière et relative du volume des différents événements est proposée. Elle est basée sur (1) la cartographie des unités d'avalanches de débris à terre et/ou en mer et sur (2) l'épaisseur apparente des dépôts observée soit sur le terrain, soit sur les profils topographiques construits à partir des données de bathymétrie (cf Chap. 3, § II.). Des informations de volume complémentaires sont tirées des publications de Bret et al. (2003), Fèvre et al. (2001 et 2004) et Arnaud et al. (2004).

En fonction du volume des produits impliqués, 4 catégories d'événements sont définies (Tableau 2-3 et Figure 2-118): la classe V- regroupe les événements dont le volume est inférieur à 1 km<sup>3</sup>, la classe V+, ceux compris entre 1 et 10 km<sup>3</sup>, la classe V++, ceux compris entre 10 et 100 km<sup>3</sup> et la classe V+++, les événements supérieurs à 100 km<sup>3</sup>.

Selon la classification établie, **l'édifice volcanique de La Réunion a subi au moins 4 méga-événements de classe V+++ au cours de son évolution** (Tableau 2-3 et Figure 2-118A). 500 à 1000 km<sup>3</sup> de matériaux ont pu être déplacés par ces avalanches de débris gigantesques. Celles-ci ont démantelé l'île dans chacune des directions, détruisant les flancs occidental (*événement oNIa+b?*; Tableau 2-3 et Figure 2-117), septentrional (*événement nNI*) et méridional (*événement sNI*) du massif du Piton des Neiges et oriental (*événement eAI*) du volcan des Alizés. **Au moins 16 événements majeurs de classe V++ et 19 événements modérés de classe V+** ont également affecté les massifs du Piton des Neiges et du Piton de La Fournaise (Tableau 2-3 et Figure 2-118A). Les flancs libres des deux massifs, à savoir les flancs nord et ouest du Piton des Neiges et est et sud du Piton de La Fournaise, sont les plus fréquemment détruits. **Seules 8 déstabilisations localisées et de taille modeste** (classe V-) ont été mis en évidence (Tableau 2-3 et Figure 2-118A). Les événements identifiés ont tous affecté la partie sub-aérienne du massif du Piton des Neiges. 1 épisode sur 2 est associé à des processus érosionnels de recul de falaises. Un biais analytique sur le nombre d'occurrence de ces déstabilisations doit être considéré. En effet, à la résolution des données disponibles, les événements de taille modeste sont délicats voire impossibles à détecter en domaine immergé. En contexte aérien, ces phénomènes limités pourraient avoir affecté les parois de gorges profondes (événements de type Rivière des Pluies, *RP*; Tableau 2-3 et Figure 2-117) ou des cirques (événement de type Ilet à Vidot, *IV*). Leurs dépôts ont pu être érodés, remobilisés dans des événements ultérieurs ou dissimulés par les produits volcano-sédimentaires plus récents.

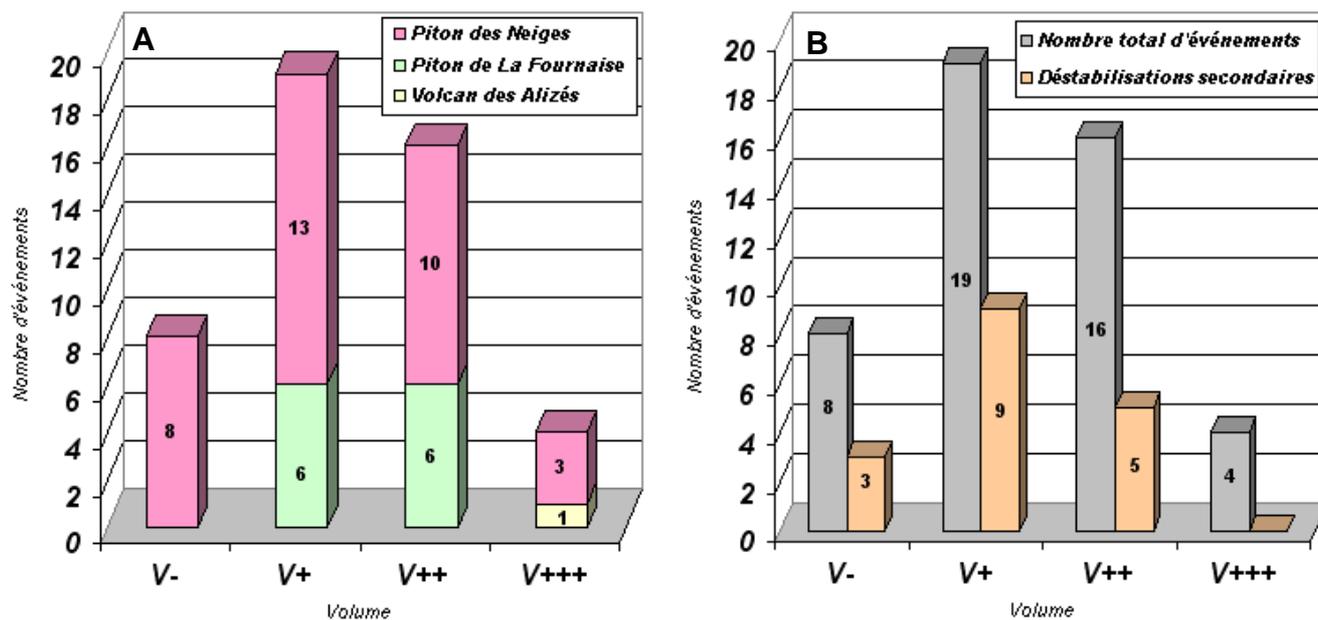


Figure 2-118: Nombre de déstabilisations en fonction du volume des produits impliqués. A/ Répartition en fonction du volcan affecté. B/ Comparatif entre le nombre total d'événements et le nombre de déstabilisations secondaires identifiées à terre ou en mer, indépendamment du volcan affecté. Les classes de volume sont définies par: V-<1 km<sup>3</sup>, 1<V+<10 km<sup>3</sup>, 10<V++<100 km<sup>3</sup>, V+++>100 km<sup>3</sup>.

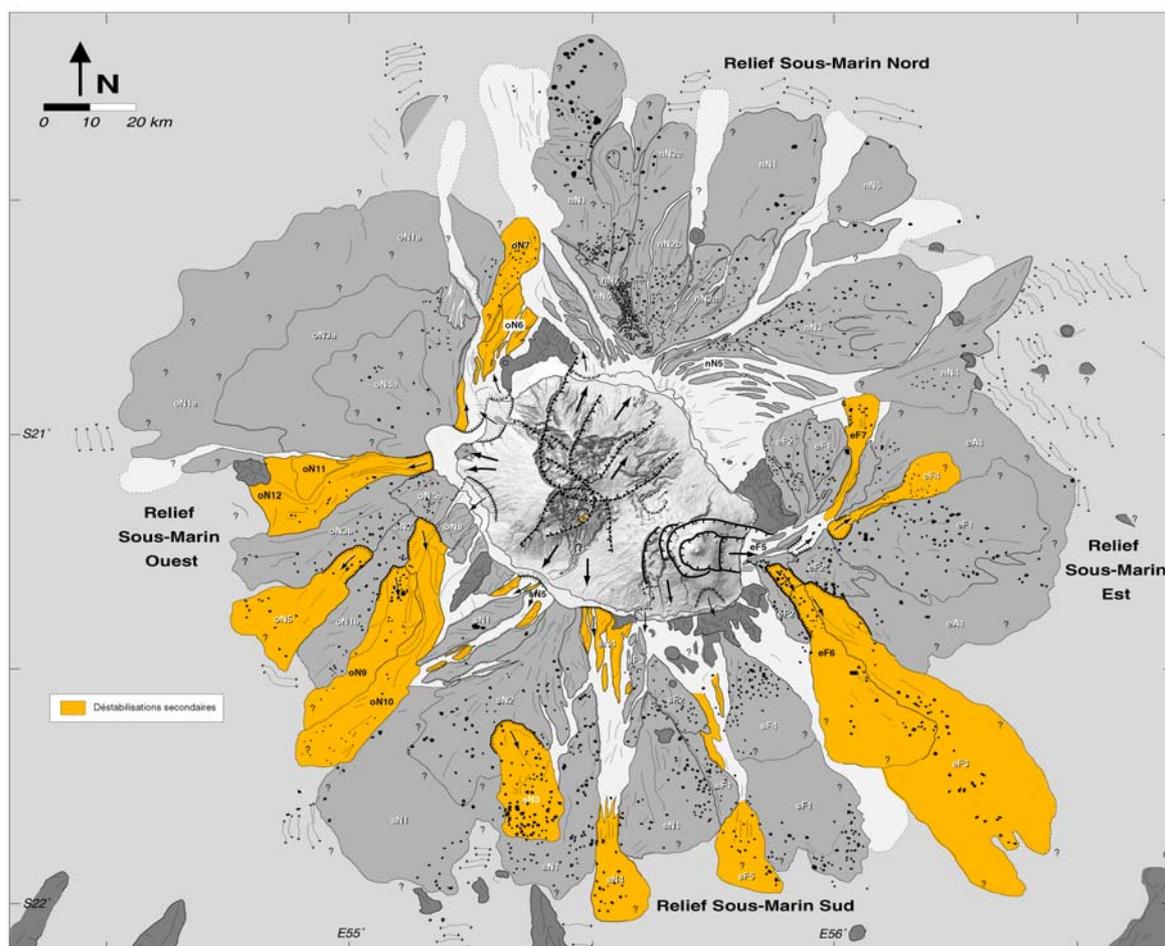


Figure 2-119: Carte interprétative des déstabilisations secondaires. Elles sont majoritairement sous-marines ou côtières et peuvent remobiliser un volume considérable de matériaux.

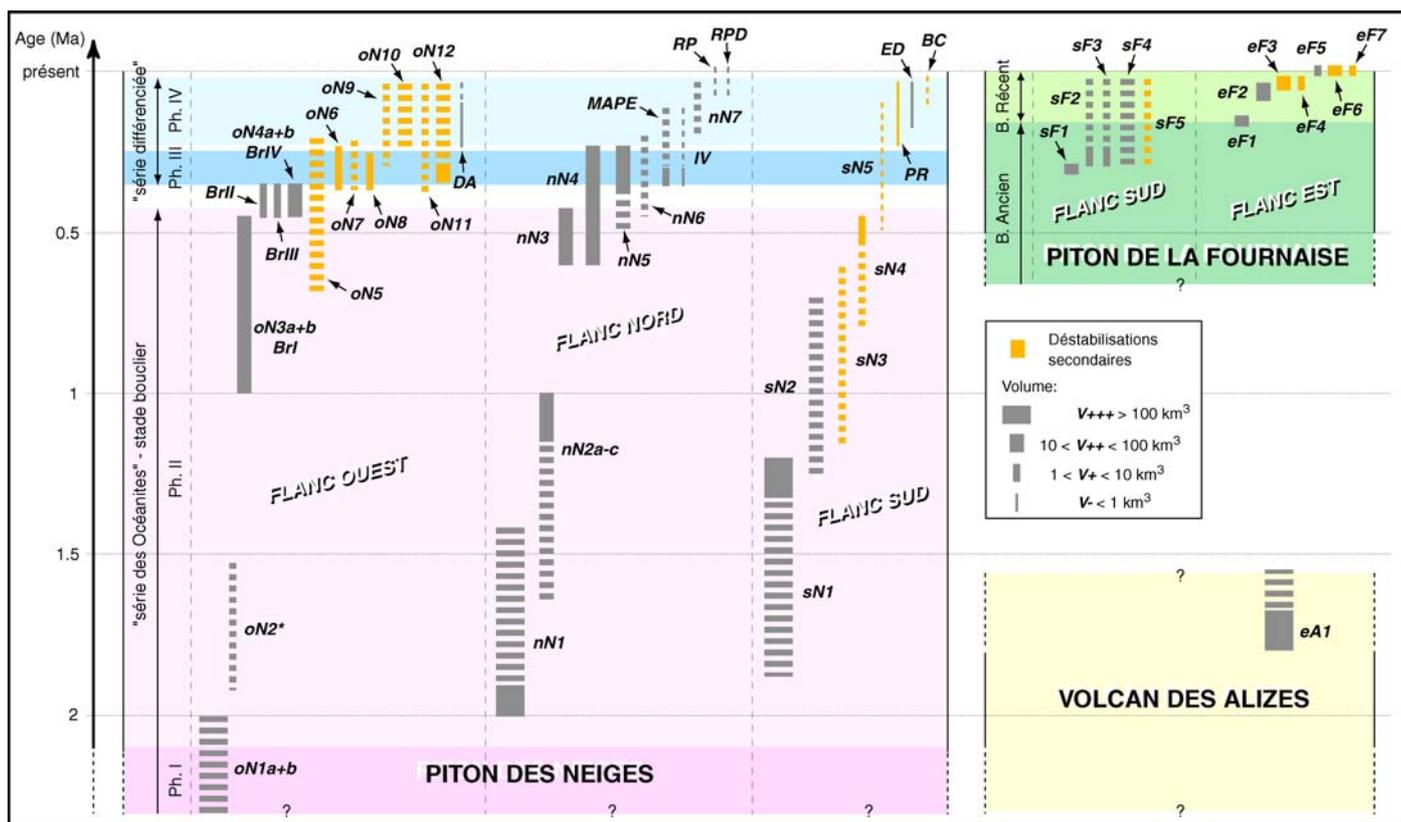
### **I.3. Des événements primaires et secondaires**

**Au moins un tiers des événements correspond à des phénomènes de déstabilisations secondaires** (17 épisodes sur 47; Tableau 2-3, Figures 2-118B et 2-119). Un événement est qualifié de "secondaire" lorsqu'il affecte directement une structure d'accumulation de produits d'avalanches de débris et remobilise, par conséquent, des matériaux déjà impliqués dans un ou plusieurs épisodes de déstabilisations primaires (ou dans d'autres épisodes secondaires).

Les événements secondaires sont **principalement reconnus en domaine sous-marin ou côtier** (Figure 2-119). Ils peuvent déplacer des volumes importants de matériaux. **Au moins 5 événements secondaires de classe V++ et 9 de classe V+** ont ainsi affecté les Reliefs Sous-Marins Est, Ouest et Sud (Tableau 2-3, Figures 2-118B et 2-119). Ils ont démantelé aussi bien leurs parties centrales que latérales. **Une relation génétique entre ces épisodes secondaires et la formation des chenaux et autres dépressions décrites en mer est probable.** Une première hypothèse est de considérer les dépressions comme la conséquence directe des déstabilisations, ce qui est communément observé au large des îles volcaniques (à Stromboli, Kokelaar et Romagnoli, 1995; Tibaldi, 2001, Hawaii, Moore et Chadwick, 1995; McMurtry et al., 1999 ou El Hierro, Gee et al., 2001). Une seconde hypothèse est de supposer l'existence de chenaux d'origine érosive, formés selon le modèle d'Urgeles et al. (1997) le long des lobes d'accumulation de produits d'avalanches de débris, et en amont desquels se sont déclenchés les événements secondaires. Dans ce cas de figure, les produits impliqués dans les déstabilisations se propagent au sein des chenaux et contribuent à leur creusement. L'identification des déstabilisations secondaires d'origine aérienne est plus délicate. La déstabilisation intra-cirque du Palmiste Rouge (*événement PR*; Tableau 2-3) correspond sans ambiguïté à ce type d'événements. Cet épisode modeste (classe V-) est interprété comme une remobilisation des brèches d'avalanches de débris accumulées en fond de cirque de Cilaos (cf Chap. 4, § I.4.3.2; Arnaud et al., 2004). Les déstabilisations des remparts du Bras de Cilaos (*événement BC*) pourraient également être considérées comme secondaires. Elles remobilisent, dans des glissements en blocs, les dépôts d'avalanches de débris déposés précédemment dans l'exutoire du cirque de Cilaos (cf Chap. 4, § I.3.2.3).

### **I.4. Chronologie relative des événements**

**L'âge des déstabilisations est en général mal contraint.** Ceci s'explique par une couverture trop superficielle des datations absolues à terre et leur quasi-inexistence en mer (6 datations obtenues à partir d'échantillons dragués à l'est de La Fournaise; Labazuy, 1991). Nous proposons néanmoins une reconstitution de la chronologie relative des événements qui ont affecté le Piton des Neiges, le volcan des Alizés et le Piton de La Fournaise (Tableau 2-3 et Figure 2-120). Elle résulte de la compilation exhaustive de l'ensemble des informations chronologiques et stratigraphiques tirées de notre étude des dépôts (cf Chap. 3, § II et Chap. 4, § I.) et des zones sources (cf Chap. 4, § II.) des déstabilisations.



**Figure 2-120: Diagramme chronologique synthétique des déstabilisations de flanc des volcans de La Réunion.** La géologie du Piton des Neiges est extraite de Billard et Vincent (1974), celle du Piton de La Fournaise de Bachèlery et Marine (1990; cf Chap. 1, § II.1.). Chaque trait représente un épisode de déstabilisation. Son épaisseur est fonction du volume de matériaux impliqués. Il indique l'intervalle de temps contraint (trait plein) ou non (trait pointillé) à l'intérieur duquel la déstabilisation s'est déclenchée. Le volume de l'événement oN2 est certainement sous-estimé (\*).

► **Les 3 méga-événements de classe V+++ qui ont affecté le volcan du Piton des Neiges se sont produits avant 1.2 Ma.** La première déstabilisation identifiée pourrait être antérieure à 2 Ma et avoir démantelé le flanc ouest (*événement oN1a+b?*; Tableau 2-3 et Figure 2-117) du proto-volcan avant son émergence. Les destructions des flancs nord et sud du Piton des Neiges sous la forme d'avalanches de débris gigantesques (*événements nN1* et *sN1*) se seraient ensuite succédées en moins de 800.000 ans, entre 1.2 et 2 Ma. Postérieurement à ces événements exceptionnels, une trentaine de déstabilisations récurrentes de classe V- à V++ ont démantelé les secteurs nord, sud et ouest du volcan au cours du dernier million d'années. Il ressort du modèle proposé que **le volume des produits impliqués dans les épisodes de déstabilisations du Piton des Neiges a tendance à diminuer avec le temps.** Par exemple, le flanc nord du volcan a subi 1 déstabilisation gigantesque de classe V+++ vraisemblablement aux alentours de 2 Ma (*événement nN1*; Tableau 2-3) et 4 déstabilisations majeures de classe V++ avant 0.23 Ma (*événements nN2a-c* à *nN5*). Depuis cette date, seuls 3 déstabilisations modérées de classe V+ (*événements nN6*, *MAPE* et *nN7*) et 3 événements localisés de classe V- (*événements RP*, *RPD* et *IV*) l'ont affecté. **Les déstabilisations secondaires constituent une part non négligeable des événements les plus récents.** Si on considère les déstabilisations dont l'occurrence pourrait être postérieure à 0.35 Ma, autrement dit située dans la période d'activité

différenciée du volcan (Phases III et IV; Billard et Vincent, 1974), près d'1 événement sur 2 (11 épisodes sur 21) est secondaire. **Les déstabilisations les plus jeunes reconnues dans le secteur du Piton des Neiges sont des événements de taille modeste (classe V-), primaires ou secondaires, liés à des processus érosionnels de recul de falaises.** Les déstabilisations des remparts de la Rivière des Pluies (événement *RP* dans le Tableau 2-3), de la Ravine des Patates à Durand (événement *RPD*) et du Bras de Cilaos (événement *BC*) en sont des exemples. Ces événements localisés constituent un risque potentiel pour les zones habitées situées en fond de vallées ou dans les cirques.

► **Le flanc est du volcan des Alizés a subi une méga-déstabilisation de classe V+++ (événement *eA1*; Tableau 2-3) postérieure à 1.8 Ma.** Cet épisode a certainement considérablement perturbé la morphologie du système volcanique primitif et l'a peut-être même complètement détruit. Il ne faut cependant pas exclure l'existence de plusieurs autres phases gigantesques de démantèlement du volcan des Alizés, dont les indices seraient enfouis sous les produits volcano-sédimentaires plus récents. Un exemple concret est la mise en évidence, par sismique réflexion, de dépôts d'avalanches de débris dans la structure même du flanc sud du Piton de La Fournaise (de Voogd et al., 1999). Ces formations reposent directement sur les sédiments pélagiques anté-volcanisme. Elles sont interprétées comme les produits de déstabilisations primitives du flanc sud du volcan des Alizés (Oehler et al., 2004a).

► **Au moins 12 déstabilisations de classe V+ à V++, dont 5 correspondent à des épisodes secondaires d'origine sous-marine, ont démantelé les flancs sud et est du massif du Piton de La Fournaise en 300.000 ans. Les 3 événements les plus récents se sont produits au cours des derniers 5000 ans et ont affecté le flanc est du volcan.** La déstabilisation associée à l'effondrement de l'Enclos (événement *eF5*; Tableau 2-3) serait le dernier épisode primaire sub-aérien, daté à moins de 5 ka (Labazuy, 1991; Mohammed-Abchir, 1996). Les deux autres événements sont sous-marins et secondaires (événements *eF6* et *eF7*). Le plus important, l'événement *eF6*, pourrait avoir remobilisé une centaine de km<sup>3</sup> de matériaux (cf Chap. 3, § II.2.7.4.). Le déclenchement des déstabilisations secondaires *eF6* et *eF7* pourrait être lié à la mise en place en mer des produits impliqués dans l'événement primaire *eF5*. Les trois événements seraient dans ce cas contemporains. Une hypothèse alternative serait de considérer les épisodes *eF6* et *eF7* comme des déstabilisations plus jeunes encore que l'événement associé à l'effondrement de l'Enclos et uniquement liées à des contraintes gravitaires. Ce modèle implique que de tels événements catastrophiques pourraient se reproduire dans un futur proche à La Réunion, indépendamment de l'évolution en contexte aérien, par la seule déstabilisation gravitaire des dépôts d'avalanches de débris accumulés en mer. Un approfondissement des mécanismes à l'origine des déstabilisations secondaires est donc nécessaire.

### **I.5. Un contrôle structural des déstabilisations sur la morphologie de l'île**

Le système volcanique de La Réunion a été détruit de façon récurrente dans son histoire. Parmi les 47 épisodes de déstabilisations de ses flancs identifiés, près d'1 événement sur 2 a impliqué un volume de matériaux supérieur à 10 km<sup>3</sup>, et 4 pourraient avoir déplacé entre 500 et 1000 km<sup>3</sup> de produits dans des avalanches de débris cataclysmes. Nous proposons que ces phénomènes ont joué un rôle majeur dans la construction de l'île et ont, en particulier, largement contrôlé son évolution morphologique. L'étude morpho-structurale présentée dans le chapitre précédent (cf Chap. 4, § II.) confirme cette hypothèse et suggère de **considérer les principales structures de la morphologie de La Réunion comme les cicatrices des zones sources des déstabilisations** qui ont affecté les volcans du Piton des Neiges, de La Fournaise et peut-être également des Alizés (Figures 2-114 et 2-117).

► La zone centrale du massif du Piton des Neiges est découpée par plusieurs structures interprétés comme la trace rémanente d'amphithéâtres d'avalanches de débris anciens, généralement de grande dimension (pluri-kilométrique à déca-kilométrique) et probablement profondément enracinés dans la structure de l'île (cf Chap. 4, § II.1.2; Figures 2-114 et 2-117). La particularité de ces structures est leur apparente coïncidence avec les limites actuelles des cirques de Mafate (structure de Mafate, **Ma** sur la figure 2-114B), Salazie (structure de Salazie, **Sa**) et Cilaos (structures de Cilaos, **Ci**, et du Bras de la Plaine, **BP**), mais également du paléo-cirque des Marsouins (structure de Bébour, **Bé**). Notre interprétation implique par conséquent une relation génétique entre la formation des cirques et les épisodes de déstabilisations les plus importants et anciens ayant affecté les flancs nord, ouest et sud du volcan (*événements nN1, nN2a-c, nN3, sN1 et oN3a+b?*; Tableau 2-3). Nous proposons que les failles bordières des escarpements sources de ces événements ont pu être réactivées dans des processus volcano-tectoniques de type effondrement caldérique (Chevallier, 1979; Kieffer, 1989 et 1990a), étalement gravitaire (van Wyk de Vries et al., 2001b; Oehler et al., 2005), subsidence du complexe hypovolcanique du volcan (Lambert, 2003; Lénat, comm. pers.) ou lors d'épisodes ultérieurs de déstabilisation. Elles sont à l'origine de discontinuités structurales et lithologiques nettes au sein de l'édifice. Ces discontinuités ont probablement guidé le démantèlement par l'érosion du massif et facilité le creusement des cirques de Mafate, Salazie, Cilaos et des Marsouins.

► La morphologie du massif du Piton de La Fournaise (cf Chap. 4, § II.1.1.; Figure 2-114 et 2-117) est marquée par au moins 3 structures emboîtées, ouvertes vers l'est (les structures du système Enclos-Grand Brûlé, **E** et **GB** sur la figure 2-114B, de la Plaine des Sables, **PS** et du Morne Langevin, **ML**), interprétées comme l'héritage des épisodes de déstabilisations primaires qui ont affecté le secteur oriental du volcan au cours des derniers 150.000 ans (*événements eF1, eF2 et eF5*; Tableau 2-3 et Figure 2-120). Ces événements correspondent à des effondrements de flanc simples ou hybrides au sens du modèle proposé par Merle et Lénat (2003). Une quatrième structure, la structure de la Rivière des Remparts (**RR** sur la figure 2-114B), concentrique aux précédents escarpements et située

en amont, est considérée comme la cicatrice de la zone source d'une déstabilisation plus ancienne, datée à 0.3 Ma (Bachelery et Marine, 1990) qui aurait démantelé le flanc sud du massif. Il ressort du modèle proposé que la Rivière des Remparts pourrait avoir été creusée sous contrôle structural de la discontinuité majeure créée par l'amphithéâtre source de cette déstabilisation. Une hypothèse similaire est envisageable pour expliquer la morphologie en coude anormale de la Rivière de l'Est (Figure 2-114A).

► Le volcan des Alizés a vraisemblablement été détruit par une succession d'épisodes de déstabilisations, dont au moins un est gigantesque et a affecté son flanc est (*événement eAI*; Tableau 2-3 et Figure 2-120). Nous proposons que ces événements anciens ont joué un rôle majeur sur l'édification et l'évolution du système récent de La Fournaise. En particulier, les failles bordières des leurs escarpements sources ont pu être réactivées dans les épisodes de déstabilisations qui ont affecté les flancs sud et est du massif de La Fournaise.

► Plusieurs structures en amphithéâtre, identifiées en domaine côtier, sont interprétées comme la trace d'escarpements sources de déstabilisations de la zone littorale de l'île, la plupart secondaires et relativement récentes (cf Chap. 4, § II.2.; Figure 2-114 et 2-117). A terre, ces structures sont souvent remodelées par l'érosion ou ennoyées et comblées par l'activité volcanique ultérieure. Elles correspondent à d'anciennes falaises côtières (structure des Falaises de Saint-Paul, *FStP* sur la figure 2-114B; structure de Saint-Joseph, *StJ*; Billard et Vincent, 1974) ou sont soulignées par des ruptures de pentes marquées dans la morphologie de l'île (structure de Trois-Bassins, *TB*; structure de Basse-Vallée, *BV*). En mer, elles forment des rentrants au sein du plateau sous-marin côtier (Figure 2-114A). Elles sont principalement localisées en bordure latérale des Reliefs Sous-Marins, en amont de chenaux bien développés. Les structures du Chenal de la Rivière des Galets (*CRG*) ou du Chenal Saint-Pierre (*CStP*) en sont des exemples.

► Les vallées perchées de Dos d'Ane, de l'Entre-Deux, de la Plaine des Grègues et de la Plaine des Palmistes (Figure 2-114A) pourraient avoir une origine tectonique. Nous proposons d'interpréter ces vallées d'altitudes comme des amphithéâtres d'avalanches de débris dont les bordures ont été remodelées par l'érosion active.

## II. VERS UN NOUVEAU MODELE D'ÉVOLUTION DE LA REUNION - PUBLICATION N°1

---

La généralisation et la récurrence d'épisodes de déstabilisations multi-échelles des flancs des volcans du Piton des Neiges, du Piton de La Fournaise et des Alizés au cours de leur histoire géologique montrent que les processus de démantèlement à grande échelle de type glissement et avalanche de débris doivent impérativement être pris en considération dans le modèle d'évolution de La Réunion. Cette conclusion est mise en avant dans un article publié dans *Bulletin of Volcanology* (Oehler et al., 2004a) qui regroupe l'ensemble des résultats obtenus au cours de mon DEA et de ma première année de thèse. Ce papier se base essentiellement sur la valorisation des données multifaisceaux EM12D, acquises durant les campagnes Gallieni, Djire, et Larjaka de L'Atalante (cf Chap. 2, Tableau 2-1) et ne prend donc pas en compte les travaux plus récents. Il est désuet par certains points mais la méthodologie appliquée et les principales conclusions restent valables et tout à fait novatrices. Un second papier de synthèse, intitulé "*Growth and collapse of Reunion Island*" (co-auteurs: Jean-François Lénat, Philippe Labazuy et Christine Deplus de l'Institut de Physique du Globe de Paris), est en cours de préparation. Sa soumission est prévue pour la fin de l'année 2005.



Jean-François Oehler · Philippe Labazuy ·  
Jean-François Lénat

## Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island

Received: 23 February 2003 / Accepted: 27 November 2003 / Published online: 6 May 2004  
© Springer-Verlag 2004

**Abstract** New detailed swath bathymetry and backscatter data corroborate the existence of four large bulges on the submarine flanks of Reunion Island. These fan-shaped promontories are 20–25 km wide at the coastline and 70–150 km across the seafloor 40–50 km offshore. Their surfaces are characterized by a speckle sonar pattern, indicating the presence of large blocks up to several hundred meters across. Each bulge results from the superposition of multiple landslide deposits whose older ones are dissected and delimited by erosive channels as much as 200 m deep and 20 km long. The submarine flanks of Reunion Island are thus mostly built by accumulation of debris avalanche fans. Morphologic and geologic evidence define large sub-aerial source areas for these mass-wasting events. In particular, inferred headwalls of most landslides having affected the Piton des Neiges massif generally coincide with the boundaries of its “cirques” (Mafate, Salazie, and Cilaos), whereas recurrent landslides have resulted in the formation of large concentric amphitheatre structures through the Piton de la Fournaise massif. Thus, about 15 slide events accompanied growth of the Reunion Island shield since 2 Ma.

**Keywords** Reunion Island · Piton des Neiges · Piton de la Fournaise · EM12D multi-beam data · Flank landslides · Debris avalanches · Oceanic island evolution

### Introduction

The development of mechanical instabilities in volcanic edifices results in flank landslides. Landslide deposits have been frequently identified on volcanoes in both

emerged and submerged environments. The best-documented example of a subaerial flank landslide is that of Mount St Helens on 18 May 1980, which triggered a paroxysmal eruption (Lipman and Mullineaux 1981). The development of sophisticated bathymetric and sonar imagery techniques have been crucial in recognizing slide material on the submarine flanks of many volcanic islands in the last two decades. The Hawaiian Ridge was affected by at least 68 large mass-wasting events, with associated deposits attaining 200 km in length and about 5,000 km<sup>3</sup> in volume (Moore et al. 1989, 1994). The Canary Islands similarly experienced 18 mass-wasting events involving up to 1,000 km<sup>3</sup> of material (Ablay and Hürlimann 2000; Krastel et al. 2001). Similar deposits were also identified around the Marquesas Islands (Filmer et al. 1994), Tahiti Island (Clouard et al. 2001), and Tristan da Cunha Island (Holcomb and Searle 1991). These examples emphasize the importance of these phenomena for oceanic islands. More recently, an extensive survey of the submerged flanks of volcanic islands of the Lesser Antilles revealed the presence of at least 30 flank landslides (Deplus et al. 2001; Le Friant 2001). Therefore, mass-wasting phenomena seem to represent a common and recurrent process during the growth and evolution of volcanoes in various geodynamical settings. Flank landslides affect steep strato volcanoes at active margins, as well as intraplate oceanic shields with more gentle slopes, previously considered as more stable edifices.

The Reunion Island oceanic shield has been studied extensively since the 1980s. In particular, recent geophysical studies have provided valuable data on the interior of the island through seismic (Charvis et al. 1999; de Voogd et al. 1999; Gallart et al. 1999), gravity (Malengreau et al. 1999), and magnetic investigations (Lénat et al. 2001). However, the geological structure and the evolution of this volcanic system remain insufficiently understood, partly due to a lack of studies on its submarine part. Indeed, the emergent part of the island represents only 3% of the total volume of the edifice (de Voogd et al. 1999), and a major part of the story is to be found on the submerged flanks. Only the eastern flank of the island has been studied in

Editorial responsibility: J. Stix

J.-F. Oehler (✉) · P. Labazuy · J.-F. Lénat  
Laboratoire Magmas et Volcans, UMR 6524 CNRS, OPGC,  
Université Blaise Pascal,  
5 rue Kessler, 63038, Clermont-Ferrand Cedex, France  
e-mail: J.F.Oehler@opgc.univ-bpclermont.fr  
Tel.: +33-04-73346721  
Fax: +33-04-73346744

detail (Lénat and Labazuy 1990; Lénat et al. 1989, 1990; Labazuy 1991, 1996; Bachèlery et al. 1996; Ollier et al. 1998; de Voogd et al. 1999). This work has revealed that this area of the island was affected by at least three major landslides involving up to 500 km<sup>3</sup> of subaerial material. Previously available general bathymetry at the scale of the island suggested that deposits of similar or more considerable volume could exist in other submarine areas of Reunion Island (Lénat and Labazuy 1990; Labazuy 1991, 1996). However, the absence of detailed bathymetric data beyond the eastern flank of the island has precluded any detailed analysis.

The work presented here is based on new multibeam bathymetric and acoustic data, acquired along transit routes to and from Reunion Island during three cruises of the IFREMER R/V L'Atalante in 1995. The data partially cover the southern, eastern, and northern submarine flanks of the island. The analysis of this new data set enables us to confirm and validate the presence of landslide deposits in several areas off Reunion Island. The subaerial source regions for the mass-wasting events are proposed. The results are compared with the present geological knowledge on Reunion Island and synthesized into a new scheme of evolution of this oceanic island for the last 2 Ma.

### Geological setting and previous work

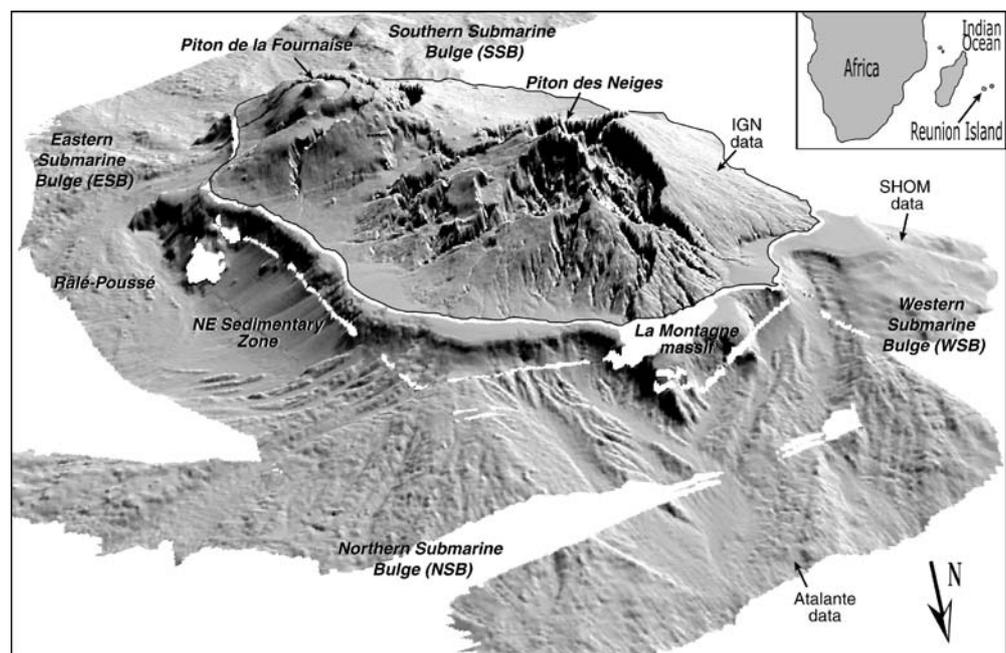
Reunion Island is an oceanic shield volcano located in the southernmost part of the Mascarene Basin (southeastern Indian Ocean) 750 km east of Madagascar (Fig. 1). It is a 8–9-km-high elliptical flattened volcanic cone 220–240 km in diameter at the level of the surrounding sea floor. Its growth is attributed to the activity of a mantle hot spot whose origin is still controversial (Duncan et al.

1989; Burke 1996). The beginning of volcanism on Reunion Island is unknown but can be reasonably estimated at more than 5 Ma (Gillot et al. 1994). The first evidence of its subaerial activity dates from about 2 Ma (McDougall 1971).

For a long time, Reunion Island has been interpreted as resulting from the juxtaposition of two volcanoes: Piton des Neiges and Piton de la Fournaise (Chevallier and Vatin-Pérignon 1982). The construction of the subaerial part of Piton des Neiges corresponds to the formation of a basaltic shield between 2.08 Ma and 430 ka (Oceanite Series); then, after a hiatus and period of erosion, to the eruption of differentiated alkaline magmas between 330 and 12 ka (Differentiated Series; McDougall 1971; Gillot and Nativel 1982; Deniel et al. 1992). Its present morphology is complex and characterized by three major depressions: the cirques of Cilaos, Mafate and Salazie. The origin of these depressions is not fully understood, but they are interpreted as the result of vigorous tropical erosion and volcano-tectonic events. Piton de la Fournaise, presently one of the world's most active volcanoes, is a basaltic shield whose oldest outcropping lava flows have been dated to 0.527 Ma (Gillot and Nativel 1989). Its present effusive eruptions essentially take place on its central cone and along its northeast and southeast rift zones.

Recent geophysical studies (Charvis et al. 1999; de Voogd et al. 1999; Gallart et al. 1999; Malengreau et al. 1999; Lénat et al. 2001) are in disagreement with this two-volcano model. The evolution model proposed by Lénat et al. (2001) is more complex. It comprises (1) the activity of two major primitive volcanic systems, Piton des Neiges in the northwest part of the island and Les Alizés volcano in the southeast; (2) the possible contribution of a third focus, Takamaka volcano, in the northeast of the axis, which connects the major centers; (3) the

**Fig. 1** Three-dimensional representation of the emerged and submerged flanks of the Reunion Island edifice (×4 vertical exaggeration). Global 100-m-gridded DTM with shaded-relief overlay (apparent illumination from the southwest). Inset shows the location of Reunion Island in the Indian Ocean



building of a fourth, younger system, Piton de la Fournaise, on the flanks of three pre-existing volcanoes; and (4) repeated destructive episodes of these volcanic massifs during their growth. The associated flank landslides are postulated to have taken place on nearly all the flanks of the island. This hypothesis is supported by the morphology of submarine slopes, which shows four large bathymetric bulges to the north, west, south, and east of Reunion Island (Lénat and Labazuy 1990; Labazuy 1991, 1996). These structures were first interpreted as sedimentary aprons resulting from large-scale erosional dismantling of the island (Kieffer 1990). However, detailed studies confirm the mass-wasting origin of the eastern bulge and suggest a similar origin for the other submarine bulges. The results from magnetic and seismic work are in agreement with this interpretation. The absence of magnetic anomalies on submarine flanks of the island suggests that they are mostly constituted by disorganized material (Lénat et al. 2001). Seismic reflection profiles off Reunion Island (de Voogd et al. 1999) reveal the presence of debris avalanches deposits in the southern submarine parts of Piton des Neiges and Piton de la Fournaise massifs.

---

### Data acquisition and processing

The work presented here is based on new Simrad EM12D swath bathymetry and backscatter data collected in 1995 during IFREMER R/V L'Atalante cruises to and from Reunion Island harbor (Gallieni, Larjaka, and Djire cruises). These data partly cover the east and south submerged flanks of Piton de la Fournaise, as well as the north and east areas of Piton des Neiges (Fig. 1). Preliminary processing was performed by IFREMER in order to generate (1) a 100-m gridded digital terrain model (DTM) of the bathymetry and (2) three associated 25-m gridded acoustic images of the north, northeast, and east-southeast submarine zones that cover the same area as the bathymetry. The resulting georeferenced data were supplied in Mercator projection, using the WGS84 ellipsoid as reference.

To obtain a view of the whole edifice, we have mosaicked the acoustic images and constructed a DTM, integrating both submarine and subaerial areas (Fig. 1). As most of the bathymetry was based on Atalante data, we chose to represent this final global DTM in geographical coordinates using the WGS84 ellipsoid as a reference. The bathymetry near the seashore was completed using data digitized from maps derived from conventional detailed bathymetry by the "Service Hydrographique et Océanographique de la Marine" (SHOM). The subaerial topography came from a 100-m gridded DTM of the French "Institut Géographique National" (IGN). These complementary data were available in a local projection system (Gauss-Laborde or Reunion Island Piton des Neiges projection) using the 1924 International ellipsoid. The conversion to the WGS84 ellipsoid and the Mercator projection was performed with software provided by the IGN.

The data sets were merged in a 100-m-gridded global DTM. Atalante acoustic images were assembled in a 25-m-gridded sonar mosaic.

---

### Description and analysis of the submerged part of Reunion Island

The new bathymetric and acoustic data confirm the existence of at least four large submarine bulges to the north, west, south, and east of the island (Fig. 1). Our work focuses on the first three bathymetric structures, as the Eastern Submarine Bulge (ESB) already has been interpreted in detail (Lénat and Labazuy 1990; Lénat et al. 1989, 1990; Labazuy 1991, 1996; Bachèlery et al. 1996; Ollier et al. 1998; de Voogd et al. 1999). The Northern Submarine Bulge (NSB) has the best data coverage and was therefore analyzed in greater detail, whereas data coverage allows the study of only the north part of the Western Submarine Bulge (WSB) and of the east part of the Southern Submarine Bulge (SSB).

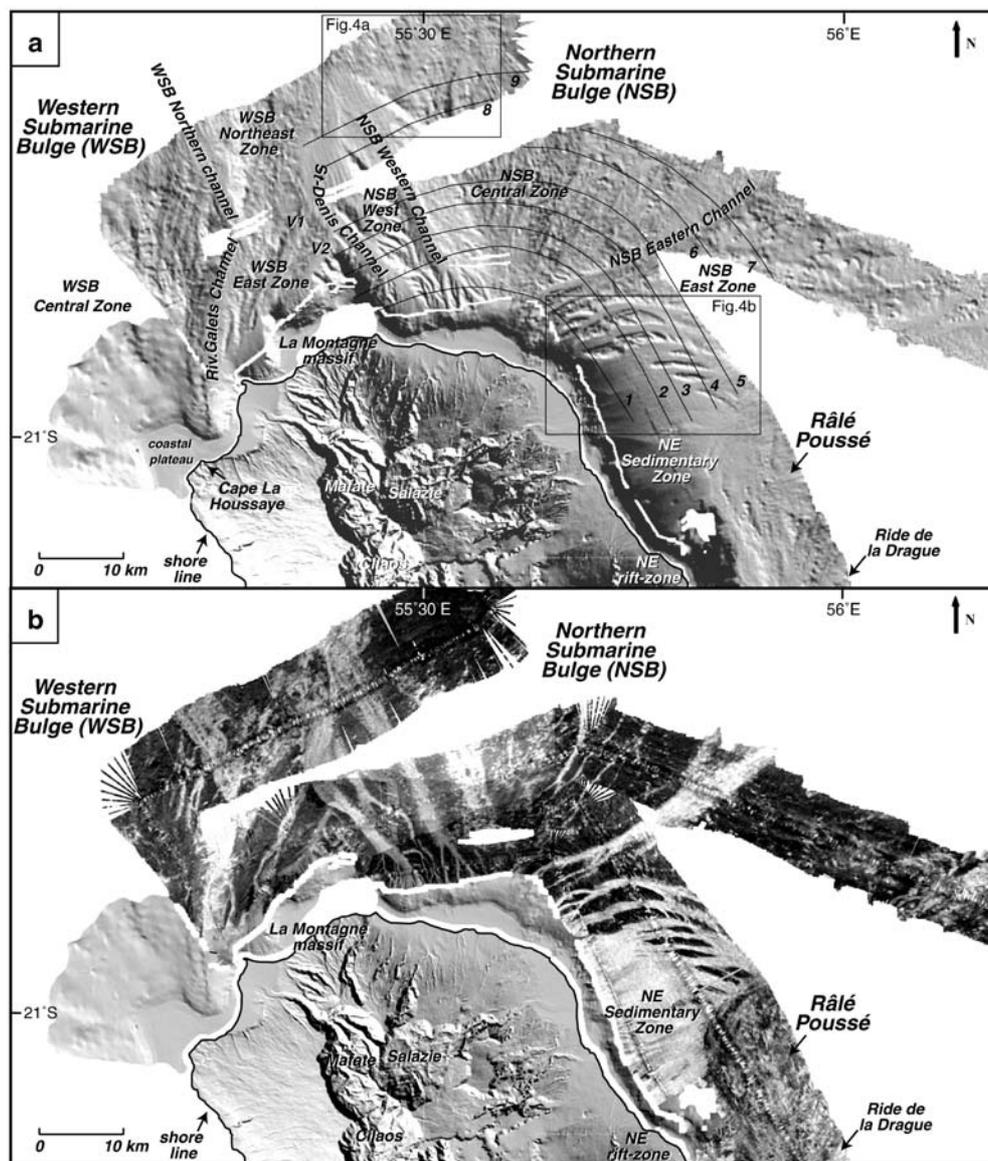
#### The Northern Submarine Bulge (NSB)

The NSB covers the entire northeast quarter off the island (Fig. 2). It forms a fan-shaped submarine promontory, about 20 km wide at the seashore to nearly 70 km on the surrounding sea floor. It extends about 40 km offshore.

The surface of the NSB is characterized by generally low sonar backscatter values (Fig. 2b), which principally correspond to rough surfaces on the bathymetry (Fig. 2a). In addition, spots of high sonar backscatter are observed on some zones of the low-sonar backscatter areas (not all are visible at the scale of the figures). This speckled pattern indicates the presence of blocks protruding from the surface. The largest, which are up to several hundred meters wide, also can be recognized on the bathymetry. The generally low-sonar backscatter of the NSB indicates a near specular reflection of the sonar waves and therefore a smooth surface, probably a coating of fine-grained sediments. The high-backscatter spots are attributed to reflection on block facets oriented nearly perpendicular to the incident sonar waves.

The NSB is notched by high-backscatter channels that exhibit a relatively smooth surface on the bathymetry (Fig. 2a,b). These channels follow the steepest slope. Some of them clearly connect with the coast. They can be identified unambiguously as erosive canyons, probably filled with material derived from land erosion. Their high sonar backscatter implies that their surface is covered by coarse-grained sediments at the scale of the sonar wavelength (around 10 cm). To the east, the NSB is bounded by a large, smooth zone that shows bathymetric and sonar backscatter characteristics similar to that of the sedimentary channels. This area, referred to as the NE Sedimentary Zone (Figs. 2 and 3), appears to be an undisturbed well-developed region of sedimentation.

**Fig. 2** Views of the northern zone of Reunion Island edifice. (a) 100-m-gridded DTM with shaded-relief overlay (apparent illumination from the southwest). Solid lines numbered from 1 to 9 correspond to bathymetric profiles on Fig. 3. (b) 25-m-gridded acoustic image mosaic merged with shaded-relief map of the coastal and subaerial parts of the island (apparent illumination from the southwest). Black is low backscatter and white is high backscatter. The image is a mosaic of intersecting swaths that have been processed with different methodologies. Thus, there are hue variations unrelated to the nature of the terrains at the northern part of the island. However, the boundaries of the different swaths are easily recognized in the figure. (c) Interpretative map showing the main offshore features, based on analysis of the acoustic image and the bathymetry. Discontinuous lines indicate interpolation between the sonar swaths



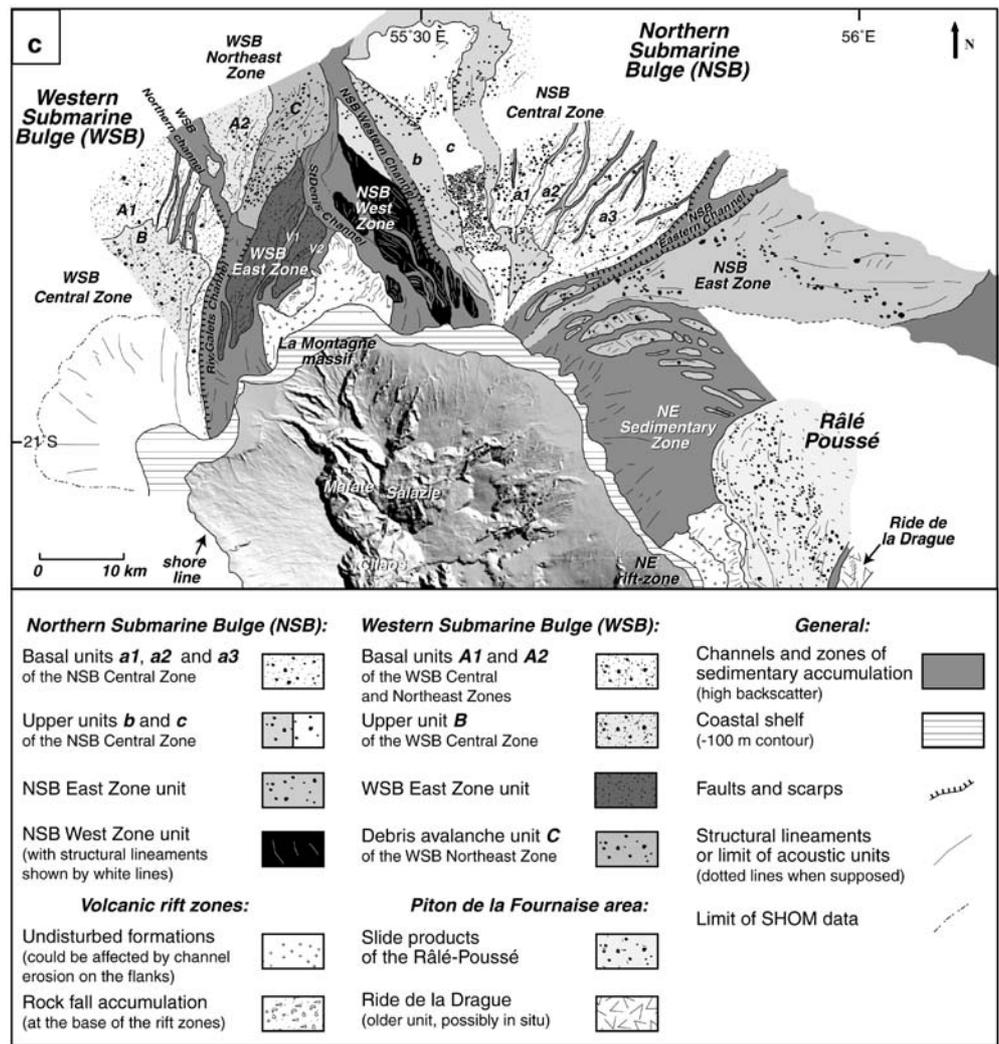
The NSB can be divided into three main zones delimited by three large channels labeled the NSB Eastern and Western Channels and St. Denis Channel (Figs. 2 and 3). These zones are referred to as the NSB Central, East, and West Zones.

The NSB Central Zone forms the apex of the bulge. It is clearly not a homogeneous structure. On the basis of the bathymetry (Figs. 1, 2a, and 3) and partly the sonar image (Fig. 2b), we distinguish two groups of formations. The surface of the units named *b* and *c* is smoother than that of the units labeled *a* (*a1*, *a2*, and *a3*). Unit *c* occupies the summit of the bulge. On the sonar swaths near the coast, this unit is differentiated from unit *b* by a higher sonar backscatter and a dense speckle pattern. The bathymetry is rather smooth, but some ridges and numerous large blocks can be observed. Downhill on the northern swath, this unit becomes well distinct on the bathymetry. It spreads laterally and forms a fan with steep sided border ridges (Fig. 4a). Spots of high sonar backscatter are asso-

ciated with protruding blocks. Unit *c* is bordered on its west and east sides by unit *b*. The latter has a bathymetric signature similar to that of unit *c*, but with lower sonar backscatter and fewer bright spots. The units labeled *a1*–*a3* have a rougher surface than units *b* and *c* with numerous ridges and furrows (Figs. 2 and 3); they also are carved by several channels filled with high reflectivity material. Unlike the other channels of the NSB, those of units *a* do not extend to the coast. In detail, we observe lateral variations in the morphology patterns, and we have tentatively distinguished three subunits (*a1*, *a2*, and *a3*) on the basis of the bathymetric signature. It is difficult, however, with the available data, to assess whether unit *a* represents a single unit with lateral variations, or if it is a complex of three or more subunits.

The NSB East Zone covers a large area. On swaths near the coast, it is partly intermingled with the NE Sedimentary Zone, forming ridges protruding from the smooth sediment surface. A total of 17 such ridges can be

Fig. 2 c



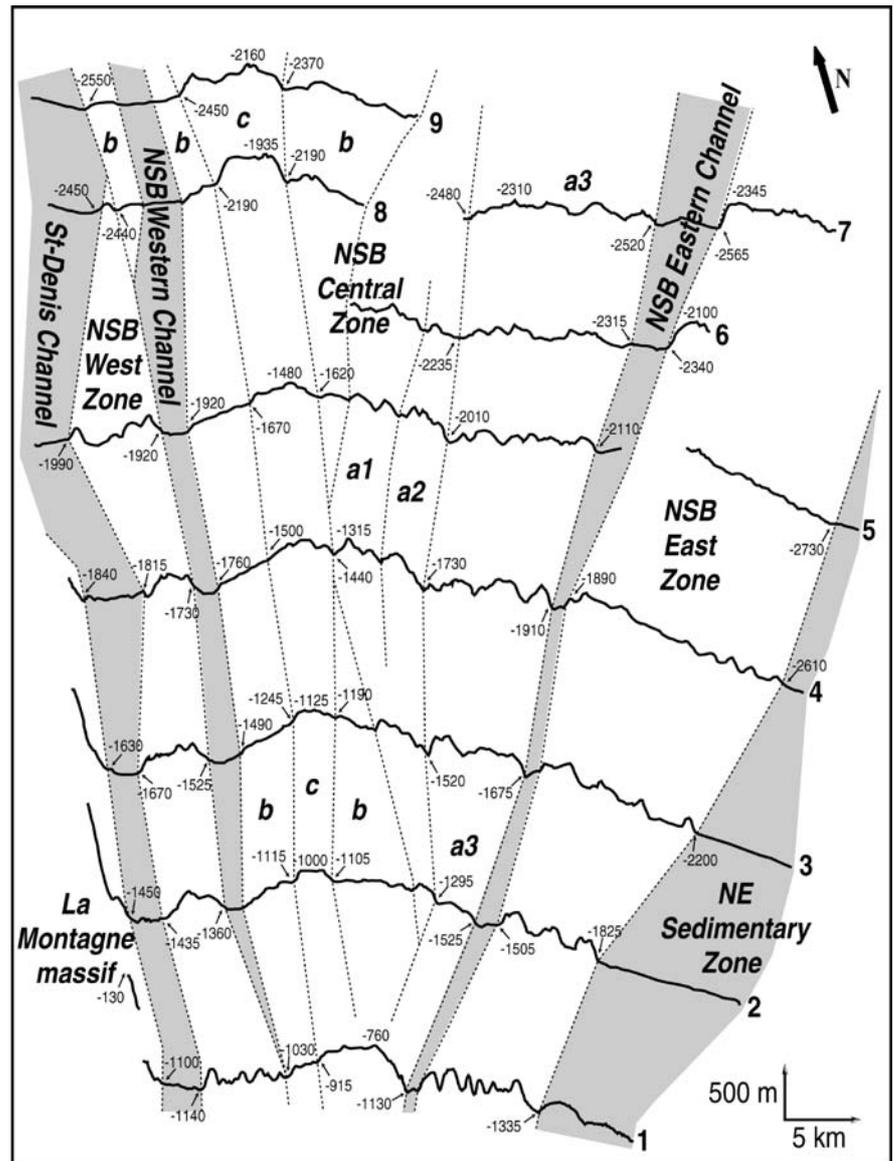
distinguished on the available imagery (Figs. 2b and 4b). They have elongate shapes and are separated by sedimentary channels. Structural lineaments suggest that they are densely fractured. The dimensions of individual ridges can reach 200 m in height, 10 km in length, and 2 km in width. They are probably remnant ridges resulting from submarine erosion. However, one of their remarkable features is that they progressively bend towards the east. This organization is difficult to explain only by erosive processes and we suspect a tectonic origin for their formation. On the swath located farther to the north, sedimentary channels have disappeared, but E–W trending ridges are still conspicuous. The surface is slightly smoother than that of the *a* units.

The NSB West Zone is strongly dissected, showing a dense network of ridges and furrows, some of the latter being filled with smooth sediments. This zone appears to be different from the others, and its surface patterns are indicative of a distinct formation.

The characteristics of the NSB unambiguously indicate a mass-wasting origin. They are obviously different from that of an alluvial fan, which would have bathymetric and backscatter signatures more similar to that of the NE

Sedimentary Zone. A submarine volcanic construct would show typical features such as vents and lava flow surfaces. As a whole, the NSB appears to be a huge accumulation of chaotic terrains, comparable to debris avalanche deposits recognized on many submarine flanks of island volcanoes (Fig. 1). It therefore probably results from a series of mass-wasting events that have affected the north flank of the island. The recurrence of mass-wasting events is a common phenomenon on volcanoes. For example, it has been described on the flanks of Mauna Loa (Lipman et al. 1988), Tenerife (Watts and Masson 1995, 2001), La Palma (Urgeles et al. 1999), Montagne Pelée (Le Friant et al. 2003), and on the east flank of Piton de la Fournaise (Labazuy 1991, 1996). The recurrence of landslides on a submarine flank results in a large apron of increasing width between the coastal and distal areas. The landslide complex described by Urgeles et al. (1999) on the southwest submarine flank of La Palma bears many similarities with the NSB such as the presence of large, well-developed, flat-floored channels. Urgeles et al. (1999) suggest that these channels form along topographic lows along the margins of debris avalanche lobes. The location of the channels would therefore delineate the

**Fig. 3** Selected bathymetric profiles perpendicular to the structures of the Northern Submarine Bulge (NSB; location is given in Fig. 2a). Negative numbers are depths in meters below sea level. The labels *a1*, *a2*, *a3*, *b* and *c* refer to mapped units shown on Fig. 2c. The shaded areas represent channels and zones of sedimentary accumulation



lateral boundaries between successive landslide phases. Urgeles et al. (1999) also note that large channels are only observed in association with relatively old (>100 ka) debris avalanches in the Canary Islands. This observation may be tentatively used for Reunion Island to help establish a relative chronology among the observed landslide phases. In the case of the NSB, the distinct nature of the three main units (the NSB Central, East and West Zones, each separated by sedimentary channels) is consistent with the work by Urgeles et al. (1999) on La Palma. For the NSB Central Zone, units *b* and *c* occupy the top of the bulge and are probably the youngest landslide events. This would explain their more or less pristine surface, whereas the other older *a* units appear more eroded. Furthermore, units *b* and *c* are not eroded by channels. For the NSB East Zone, the orientation of the ridges suggests that the flow of material has been deflected by a pre-existing topographic high in the NSB Central Zone. Accordingly, the NSB East Zone is younger

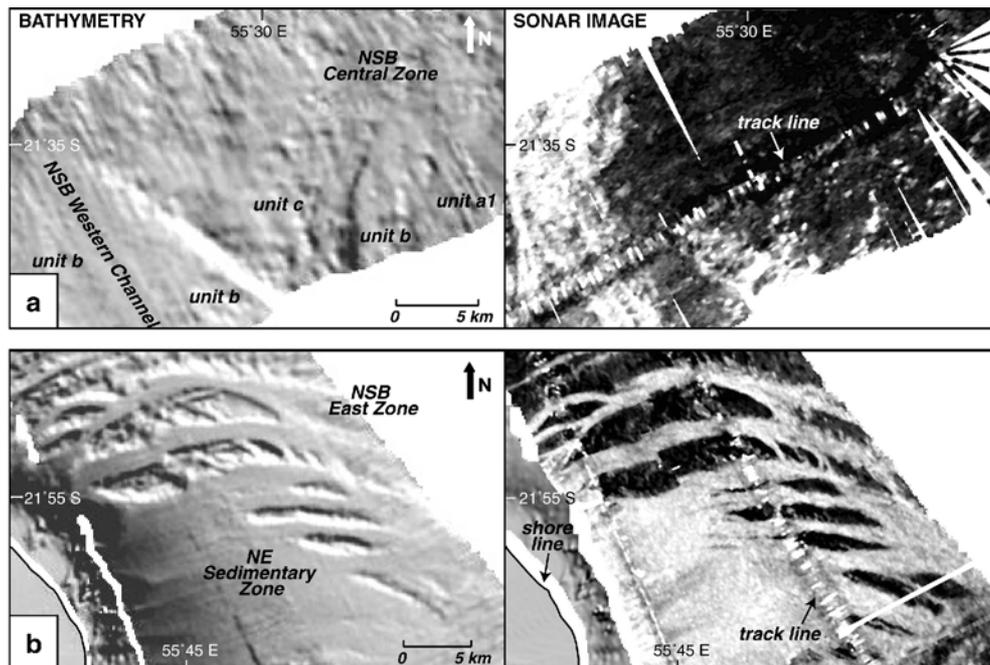
than the *a* units of the NSB Central Zone. By contrast, a landslide origin of the NSB West Zone is not well established. Its surface morphology is different from that of the other units, and it is difficult to assess its nature with the available data. It could be interpreted as a highly eroded, old debris avalanche deposit or as highly fractured slide blocks of constructional origin.

#### The Western Submarine Bulge (WSB)

The WSB covers the west quarter off the island. It forms a fan-shaped bulge about 25 km wide at the seashore to nearly 150 km on the sea floor. It extends about 50 km offshore (Labazuy 1996). Only its northern portion is partially covered by the new data (Fig. 2).

The northern portion of the WSB shows sonar backscatter characteristics similar to those of the NSB (Fig. 2b), with generally low sonar backscatter values, but also high

**Fig. 4** Detailed view of the bathymetry (left) and sonar backscatter (right) of selected zones of the Northern Submarine Bulge (NSB; see location in Fig. 2a). Black is low backscatter, and white is high backscatter. (a) Northern part of unit c. The bathymetry shows a fan-shaped structure with steep-sided border ridges. Protruding blocks are shown by spots of high sonar backscatter. (b) Southern part of NSB East Zone. A total of 17 elongated ridges can be distinguished on the imagery. They are extensively fractured and bend progressively towards the east



reflectivity spots underlining the presence of blocks at the surface. The bulge is cut by high-backscatter smooth-surface channels, which are easily identified on the bathymetry (Fig. 2a). The two particularly large channels labeled the Rivière des Galets and WSB Northern Channels, delimit three main zones within the WSB. These zones are referred to as the WSB Central, Northeast, and East Zones (Fig. 2).

Offshore of Cape La Houssaye (Fig. 2a), the northern part of the WSB Central Zone starts with a 100-m-deep, large coastal plateau on which coral reefs have grown. The WSB Central Zone is clearly heterogeneous. The sonar image (Fig. 2b) and the bathymetry (Figs. 1 and 2a) allow us to distinguish, on its northern slope, at least two distinct superimposed types of formations. A basal unit, labeled *A1*, is characterized by a ridge and furrow surface morphology, carved by several channels filled with high reflectivity material. These channels do not connect to the coast but are interrupted by unit *B*, with a smoother surface.

The WSB Northeast Zone is delimited by the WSB Northern channel to the west and the St. Denis Channel to the east (Fig. 2). It can be divided into two juxtaposed units of different bathymetric (Figs. 1 and 2a) and acoustic (Fig. 2b) signatures. The unit labeled *A2* exhibits generally low-sonar backscatter values similar to those of the WSB Central Zone. It forms a prominent triangular structure whose eastern boundary is a NE-elongated ridge. To the east of this ridge, the unit named *C* comprises more chaotic terrains. The acoustic imagery shows a speckle pattern similar to that observed at the surface of the Piton de la Fournaise Râlé-Poussé bulge (Fig. 2b). This pattern reflects the presence of blocks protruding from the surface. The largest blocks visible on the bathymetry (Fig. 2a), are frequently organized in elongated ridges or in lateral lobes.

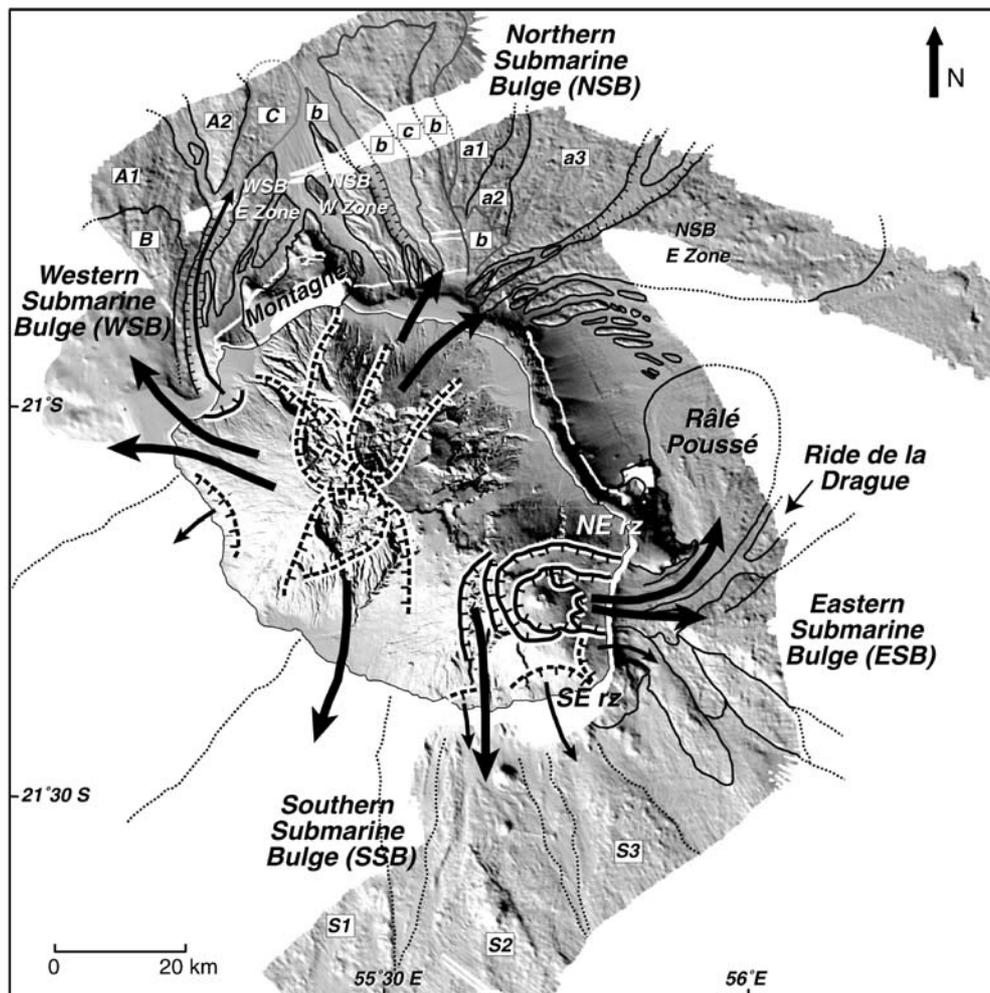
Unit *C* fills the downstream part of the Rivière des Galets Channel and appears to invade the lower part of the St. Denis Channel (Fig. 2).

The WSB East Zone is composed of ridges separated by high backscatter sedimentary channels (Fig. 2). There are two very large ridges, the largest 20 km long and 3 km wide, and smaller ones. The NE boundary of the two largest ridges is marked by a sharp cliff corresponding to the western side of the St. Denis Channel (Fig. 2). The largest channels, labeled V1 and V2, are intersected by the St. Denis Channel, which postdates them, as well as the WSB East Zone ridges. The nature of the WSB East Zone ridges is difficult to establish with the available data. They are probably not homogeneous blocks, but more likely products of old debris avalanches dissected by erosive channels and coated by fine-grained sediments. The geometry of the ridges and the channels is similar to that of the NSB East Zone. The WSB East Zone could thus be debris avalanches deflected by a pre-existing topographic high in the WSB Central Zone.

The WSB (at least its north portion) shares similar acoustic, bathymetric and morphological characteristics with the NSB. It seems unquestionable that the WSB is a huge accumulation of landslide deposits. The WSB thus results from a series of mass-wasting events that have affected the west flank of the island.

A relative chronology can be established among some of the recognized units. The WSB Central Zone shows a sequence of at least two episodes of landslides, with the upper unit *B* overlying unit *A1*, which shows more erosive features. Unit *C* exhibits all the characteristics of a debris avalanche deposit. In particular, its acoustic signature is similar to that of the Piton de la Fournaise Râlé-Poussé bulge (Fig. 2), which is an accumulation of debris avalanche products (Labazuy 1991, 1996). The chronological

**Fig. 5** Interpretative map of the landslides of Reunion Island. The global 100-m-gridded DTM with shaded-relief overlay is used as a base (apparent illumination from the south-west). Large arrows represent major landslides, smaller arrows correspond to smaller events. Structural features are superimposed (solid lines when well constrained, dashed lines when more speculative). SE rz and NE rz are the Piton de la Fournaise SE and NE rift zones

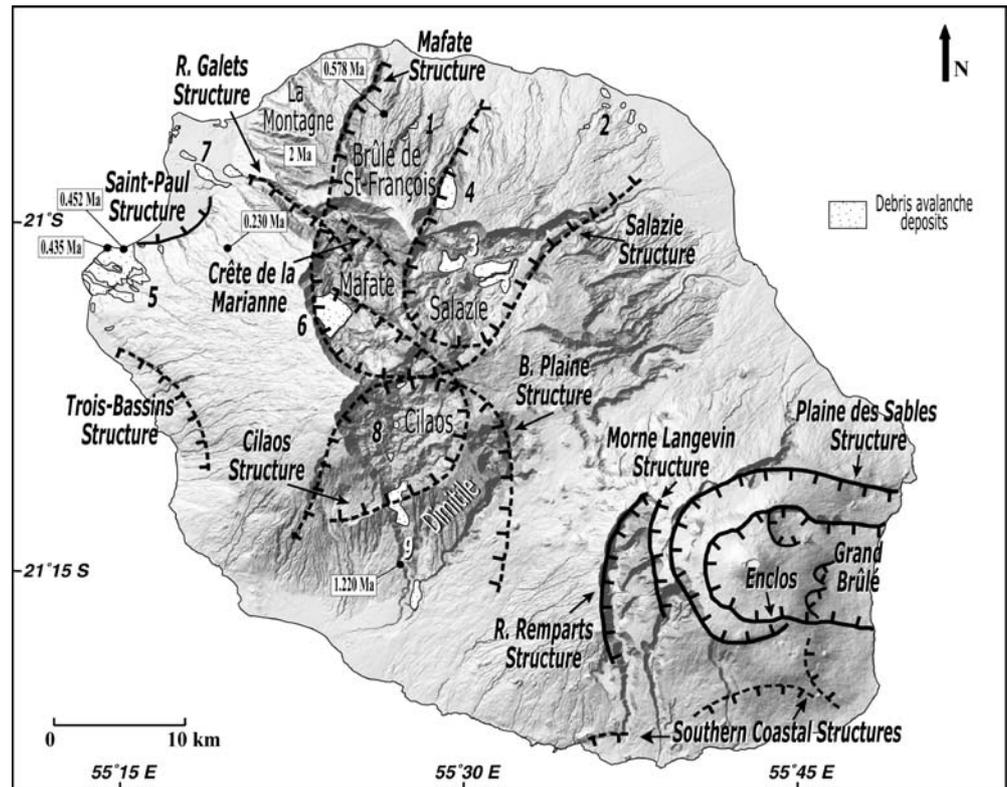


relationships between the NSB and the WSB cannot be established directly. It is clear that the St. Denis Channel, which separates the two bulges, postdates all identified units in contact with the channel except unit *C*. Similarly, the WSB Northern Channel postdates the erosion channels of unit *A1*, and the Rivière des Galets Channel postdates the units it crosses. Unit *C* debris avalanche was channeled within the Rivière des Galets Channel and spilled into the St. Denis Channel in its lower part. Therefore, unit *C* is probably the youngest slide event of the WSB. The filling of the Rivière des Galets Channel may have formed the WSB Northern Channel. This latter channel follows the steepest slope direction and may have become the new direction of flow for material derived from land erosion after the obstruction of the Rivière des Galets Channel by the debris avalanche deposits of unit *C*. In this case, the WSB Northern Channel formed purely by erosion and would not constitute the lateral boundary of a landslide deposit. Consequently, WSB units *A1* and *A2* may be products of the same mass-wasting event, whose deposits have been separated by an erosive channel.

#### The Southern Submarine Bulge (SSB)

The presence of the SSB is known from previous bathymetric mapping (Labazuy 1996). The new Atalante data set covers only the eastern fraction of the SSB (Figs. 1 and 5). Therefore, it is not possible to analyze the SSB to the extent of the NSB. Surface morphology and sonar backscatter characteristics of most areas covered by the new data unambiguously show the presence of debris avalanches at the surface. We can recognize at least three units (*S1*–*S3* on Fig. 5). The two easternmost units may be associated with events affecting Piton de la Fournaise, whereas the western unit is more likely related to volcano-tectonic events in the Piton des Neiges area. More data are necessary to make a detailed analysis of the SSB, which appears as a complex assemblage of landslide material.

**Fig. 6** Inferred source areas of the major landslides of Reunion Island superimposed on a shaded-relief map (apparent illumination from the northwest). Well-constrained border faults are shown in *solid lines*, more hypothetical ones in *dotted lines*. Dates are from McDougall (1971). The debris avalanche deposits recognized on land are numbered from 1 to 9. They are located as 1 Ravine des Patates à Durand (Fèvre et al. 2001; Bret et al. 2003), 2 St. Suzanne, 3 Salazie, 4 Rivière des Pluies (Fèvre et al., 2001; Bret et al. 2003), 5 Cape La Houssaye (Bachelery et al. 1996, 2003), 6 Mafate (Bret et al. 2003), 7 Rivière des Galets (Bret et al. 2003), 8 Cilaos (Maillot, 1999), and 9 Cilaos and Entre-Deux



## Discussion

### Relationships between emerged and submerged parts of Reunion Island

The available data show that the submarine flanks of Reunion Island are mostly built by accumulations of debris avalanche deposits. This reflects the importance of flank instabilities during the growth of the island in virtually all directions. The headwall of a flank landslide is typically a horseshoe-shaped amphitheatre. However, the headwalls of old landslides are often filled and concealed by subsequent volcanic activity or dismantled by erosion. In Reunion Island, except for the most recent landslide, that of Grand Brûlé in the east, no scars of large, ancient landslides are obvious morphologically. We have searched for remnants of landslide scars in the present-day morphology using a detailed analysis of the DTM and on-land geological observations. We found morphological and geological evidence that allows us to propose source areas for large flank landslides in different areas (Figs. 5 and 6). It should be stressed, however, that the precise limits of the inferred source areas are presently poorly constrained by direct geological observations. Indeed, it is very difficult to see and follow geological contacts in this type of environment due to limited outcrop, lateral variations of the volcanic products, erosion, high cliffs, lack of available ages, etc. In addition, it is likely that the landslide events span a very long period of time. The evolution of the volcanic edifices during hun-

dreds of thousands of years creates a complex stratigraphy that is difficult to decipher.

### The Piton des Neiges massif

The landslides products of the NSB, WSB, and SSB indicate that flank instabilities have occurred repeatedly during the growth of Piton des Neiges. From our analysis, it appears that most of the inferred headwalls of the landslides generally coincide with the boundaries of the cirques of Mafate, Salazie, and Cilaos.

The Mafate Structure cuts La Montagne massif, which is older than 2 Ma and is filled by younger lava flows which form the present Brûlé de Saint-François (McDougall 1971; Fig. 6). On the basis of morphological criteria, Kluska (1997) proposes that the Brûlé de Saint-François was built ca. 1 Ma. It is therefore reasonable that the dismantling of the eastern part of La Montagne massif and the subsequent filling of the Brûlé de Saint-François can be attributed to a very large landslide of the north flank of Piton des Neiges. The landslide products may form the base of the NSB (units *a* on Figs. 2c and 5). The Mafate Structure would thus correspond to the scar of an event that occurred ca. 1 Ma. On-land fieldwork (Fèvre et al. 2001; Bret et al. 2003) has allowed the recognition of 0.05 km<sup>3</sup> of debris avalanche breccias in the Ravine des Patates à Durand (outcrop 1 on Fig. 6). These deposits constitute subaerial evidence of this ancient destabilization of the north flank of the island.

We propose that the Salazie Structure is the scar of a more recent landslide nested within the Mafate Structure (Fig. 6). Its deposits tentatively may be associated with the NSB East Zone (Figs. 2c and Fig. 5). The depression formed following this slide was partly filled by lava flows of the Oceanite Series and principally by products from the Differentiated Series. On the north flank of Piton des Neiges, the Differentiated Series formations are mainly confined within the inferred limits of the Salazie Structure. This observation argues for the presence of a former depression in this area and indicates that the landslide formed near the end of the Oceanite Series. Some debris avalanche deposits recognized on land may be associated with this landslide event. The St. Suzanne breccias (outcrop 2 on Fig. 6), formerly mapped by Billard and Vincent (1974) as “undifferentiated tuff”, are now interpreted as highly weathered debris avalanche deposits (Bret et al. 2003). They are the continuation of the NSB East Zone (Fig. 5) and thus could be the subaerial deposits of this event. West of these outcrops, drilling data show the presence of breccias that underlie the differentiated lavas along the coast for about 10 km. Newly discovered breccias within the Salazie cirque (outcrop 3 on Fig. 6), are interpreted as debris avalanche deposits and could be the continuation of St. Suzanne outcrops as well as the 1 km<sup>3</sup> of breccias recognized in the Rivière des Pluies (outcrop 4 on Fig. 6; Fèvre et al. 2001; Bret et al. 2003).

The Cilaos Structure (Fig. 6) corresponds to the structure assumed by Lénat et al. (2001) to be a depression filled by lava flows younger than 0.78 Ma. This depression could be the source area of landslides affecting the west flank of the Piton des Neiges, whose deposits are found in the WSB (units *A* and *B* on Figs. 2c and 5). On land, debris avalanche deposits have been recognized in several locations within the inferred limits of the Cilaos Structure. A series of at least four debris avalanches have been recognized by Bachèlery et al. (1996, 2003) in the coastal area near Cape La Houssaye (outcrop 5 on Fig. 6). The lower unit is overlain by a 0.452-Ma-old lava flow (McDougall 1971). It contains hydrothermally altered fragments and is therefore regarded as resulting from a landslide that cut the central part of Piton des Neiges. Its thickness is unknown. We suggest that the scar of this landslide is the Cilaos Structure, although the Crête de la Marianne or Rivière des Galets Structures could also be associated with this event (Fig. 6). The Cilaos Structure intersects and therefore postdates the ca. 1-Ma-old Dimitile. According to Bachèlery et al. (1996), the three upper units of Cape La Houssaye are associated with less significant events younger than 0.435 Ma, which is the age of the lava flow on top of the lower unit, and older than 0.34 Ma (McDougall 1971), which is the age of a lava flow above the Cape La Houssaye debris avalanches. Other breccias, interpreted as debris avalanche deposits, were also found in the Mafate cirque (outcrop 6 on Fig. 6) and in the outlet of the Rivière des Galets (outcrop 7; Bret et al. 2003), but it is difficult to establish whether they are associated with the Cape La Houssaye formations or if they belong to separate landslide events.

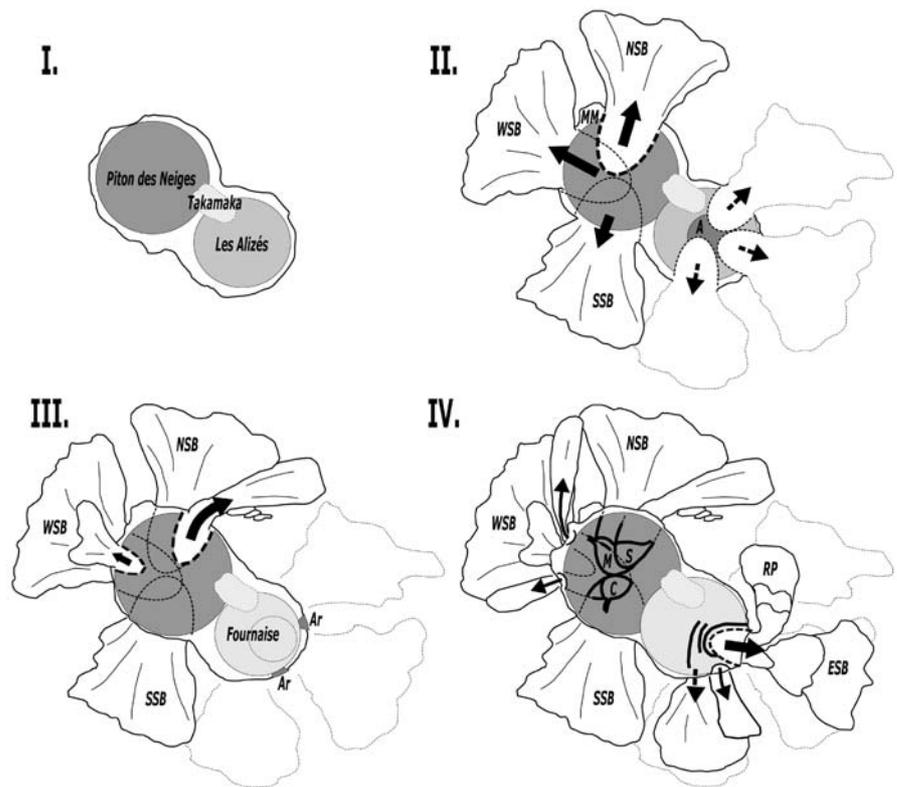
Although the new data do not adequately cover the SSB (Fig. 5), it appears that at least one southward-directed major landslide originated in the Piton des Neiges area. Our inferred Bras de la Plaine Structure (Fig. 6) could constitute the source area of this landslide. Breccias identified as debris avalanche deposits have been recognized on land in the Cilaos cirque (outcrop 8 on Fig. 6; Maillot 1999) and in its present outlet (outcrop 9). According to Maillot, these products are younger than 2 Ma and older than 1.2 Ma. Outcrop 8 may be associated to westward as well as to southward-moving landslides, but outcrop 9 is more likely associated with southward-moving landslides. We therefore propose that the southern flank of the island experienced a major landslide between 2 and 1.2 Ma.

The Piton des Neiges massif has thus been affected by successive destruction of its south, west, and north flanks by gigantic landslides before or ca. 1 Ma and of its north flank again near the end of the Oceanite Series at ~0.43 Ma. The geometry of the inferred remnant scars of these destructive episodes suggests a relationship between instabilities of the edifice and the formation of the cirques. Smaller-scale events occurred more recently such as the three last episodes recognized in the Cape La Houssaye breccias or unit *C* of the NSB. Their correspondingly smaller scars are not seen in the present-day morphology because they have probably been eroded or concealed by younger lava flows. However, in the coastal zone, the presence of landslide headwalls is suspected where curvilinear breaks in slope are observed. The Saint-Paul Structure (Fig. 6) is located directly facing the submarine Rivière des Galets channel, which has funneled debris avalanches (unit *C* of the WSB Northeast Zone on Figs. 2c and Fig. 5), and may correspond to the headwall of this secondary landslide. Although recent, it is older than overlying 0.23 Ma lava flows draping the cliff (Fig. 6). The Trois-Bassins Structure could be interpreted in the same manner, but we lack detailed submarine data for the area.

#### *The Piton de la Fournaise massif*

Morphological and geological evidence of at least three major collapses of the summit of Piton de la Fournaise have been described (Duffield et al. 1982; Bachèlery and Mairine 1990). They are dated at ~0.15 Ma, 60 ka and 5 ka, the related scarps being the Morne Langevin Structure, the Plaine des Sables Structure and the Enclos Fouqué-Grand Brûlé depression (Fig. 6). Whether these collapses are pure caldera-type collapses, flank collapses, or hybrid collapses is still a matter of debate (Bachèlery 1995; Lénat et al. 2001; Merle and Lénat 2003). However, the submarine data have revealed the presence of ~500 km<sup>3</sup> of landslide material (the ESB) within the continuation of the Grand Brûlé trough, and Labazuy (1996) has interpreted these submarine products as the result of recurrent collapses of the east flank of Piton de la Fournaise. According to him, the central part of the ESB

**Fig. 7** Simplified sketch of the evolution of Reunion Island for the last 2 Ma. See text for comments. Landslide deposits: *NSB* Northern Submarine Bulge, *WSB*: Western Submarine Bulge, *SSB*: Southern Submarine Bulge, *ESB*: Eastern Submarine Bulge, *RP* Râlé-Poussé bulge. Volcanic complexes: *A* Les Alizés intrusive complex, *Ar* Les Alizés remnants. Other structures: *MM* La Montagne massif; *C* Cirque of Cilaos, *M* Cirque of Mafate, and *S* Cirque of Salazie



is composed of slide blocks, and the Râlé-Poussé was built by debris avalanche deposits originating from the Grand Brûlé area. A debris avalanche that flowed along the southern flank of the ESB, does not appear to have originated from the Grand Brûlé area, but rather from an area south of the Grand Brûlé (Figs. 5 and 6). On the south flank of the massif, several source areas can be inferred for the debris avalanche deposits observed offshore. The Rivière des Remparts Structure (Fig. 6) was interpreted by Bachèlery and Mairine (1990) to be the remnant scar of a 0.3 Ma volcano-tectonic event whose nature was not fully assessed. It may correspond to the source area of some of the debris avalanche deposits observed offshore. In addition, two curvilinear breaks of slope nearer the coast could also be the source areas of submarine deposits (Figs. 5 and 6).

#### Model of Reunion Island evolution

The limited set of submarine and subaerial geological data do not allow us to develop an exact model for the mass-wasting events during the growth of Reunion Island. However, a synthesis of our new data is important in providing a framework for future investigations. In addition, although some aspects of the synthesis are poorly constrained, it illustrates the major role played by mass-wasting events during the evolution of a volcanic island. The synthesis is shown schematically on Fig. 7.

The subaerial history of the Reunion Island hot spot began ca. 2 Ma ago (Stage I on Fig. 7). Gravity and

magnetic studies (Malengreau et al. 1999; Lénat et al. 2001) suggest that the island had two main volcanic foci at this time, Piton des Neiges and Les Alizés volcanoes, and perhaps a third lesser focus, Takamaka volcano. It is probable that these edifices underwent flank mass-wasting, but the associated deposits are probably buried by subsequent activity. However, seismic reflection data (de Voogd et al. 1999) show the presence of debris avalanche deposits lying directly on the pre-volcanic sediments of the oceanic plate at the south of Piton de la Fournaise. They possibly belong to flank landslides from the early stage of Les Alizés volcano.

Stage II on Fig. 7 represents the state of the island ca. 1 Ma. We suspect that Les Alizés volcano had been profoundly affected by mass-wasting events, since virtually no trace of the edifice remains on land beneath Piton de la Fournaise. The major landslides of Piton des Neiges forming most of the NSB, WSB, and SSB are inferred to have occurred during this period. The limited chronological information available suggests that some units of the NSB postdate adjacent units of the WSB.

At the end of the Oceanite Series (~0.43 Ma; stage III on Fig. 7), a succession of smaller landslides occurred on the west flank of Piton des Neiges. On the north flank, a major landslide created the Salazie Structure, which was later filled by products from the Differentiated Series. To the southeast, Piton de la Fournaise started to grow on the remnants of Les Alizés volcano at ~0.53 Ma (Gillot and Nativel 1989).

At ~0.3 Ma (stage IV on Fig. 7), a southward-moving landslide probably formed the Rivière des Remparts

Structure on Piton de la Fournaise. Piton de la Fournaise subsequently experienced eastward-directed landslides constructing the ESB. The work by Merle and Lénat (2003) suggest that volcano-tectonic events leading to the formation of the Morne Langevin, Plaine des Sables and Enclos-Grand Brûlé Structures are hybrid in nature. They involve flank landslides and passive collapses of the summit areas. The two minor landslides at lower elevation on the south flank of Piton de la Fournaise are younger than the Rivière des Rempart slide. During the recent period of Stage IV on Fig. 7, flank landslides ceased on Piton des Neiges. The Saint Paul and possibly the Trois Bassins Structures formed during this period. The depressions resulting from the previous large landslides were gradually filled by lavas from the Differentiated Series. The subsequent formation of the cirques probably results from the combined action of different processes including erosion (Kieffer 1990) and possibly the spreading (van Wyk de Vries et al. 2001; Oehler et al., unpublished data) and subsidence of dense bodies (Lénat and Merle, personal communication). However, their location and shape seem to be controlled by the scars of the previous large landslides.

#### Origin of landslides

The origin of the destabilization of large portions of volcanic edifices is not fully understood, particularly in the case of gently sloping oceanic shields such as Reunion Island. Several mechanisms have been proposed, including dyke intrusions (Iverson 1995; Elsworth and Day 1999), oversteepening of slopes by the emplacement of new lava flows (Siebert 1984), caldera collapse (Marti et al. 1997), seismicity (Tilling et al. 1976; Lipman et al. 1985), slope dismantling by coastal erosion (Ablay and Hürlimann 2000), and the presence of low-strength layers. Low-strength layers can have different characteristics in volcanic environments including hot ductile cumulates of olivine (Clague and Denlinger 1994), weak volcanoclastic deltas (Duffield et al. 1982), hydrothermally altered zones (Lopez and Williams 1993), hyaloclastites (Garcia and Davis 2001) or marine sediments (Borgia 1994; Merle and Borgia 1996; Borgia et al. 2000). The consequences of the presence of various types of low-strength layers within and below shield-like volcanic islands have been explored by Oehler et al. (2003) using analogue modeling. Their models show that flank landslides can occur passively from deformation of low-strength layers under the volcano load. This suggests that the edifice may become instable in coastal areas because of the presence of weak volcanoclastic deltas. Landslides affecting the central part of the edifice require the presence of an upper weak level within the volcano, such as a hydrothermally altered zone or hyaloclastites, and are more prone to develop when the lower slopes have been destabilized on a volcanoclastic delta. This hybrid mechanism likely explains the largest landslides described in this work. The model of Merle and Lénat (2003) for the Enclos-Grand Brûlé system bears

similarities with this process. An important conclusion of the work by Oehler et al. (2003) is that the gravitational spreading of a shield-like volcanic island on marine sediments cannot explain the formation of flank landslides; in the presence of a ductile layer of sediments, the edifice would be affected by subsidence and stretching exclusively. Several authors (de Voogd et al. 1999; Borgia et al. 2000; van Wyk de Vries et al. 2001) have suggested that spreading may have affected Reunion Island and could be still active, but our new bathymetric data do not show obvious spreading-related features (compression ridges, mid-slope benches, etc). Such features, if present, could be concealed by sediments and slide products.

---

#### Conclusions

The interpretation of new detailed bathymetric and sonar data, together with the analysis of relationships between the submarine and subaerial geology, provides new information for the evolution of Reunion Island. Approximately 15 mass-wasting events have been identified for both Piton des Neiges and Piton de la Fournaise. These events are only part of the story of the island, since we only have access to the products that have not been buried by subsequent events or by sediments. The dimensions of most of the submarine slide deposits imply large source areas on land. We have attempted to locate these source areas through detailed analysis of the topographic features and of the available geological data. The Piton des Neiges area was affected by several generations of landslides in different directions. The location of the postulated main source areas suggests that the formation of the cirques was influenced by the imprints of the landslide scars. The eastward-directed landslides of Piton de la Fournaise were already known, although some uncertainties remain for the exact source areas of the older deposits. Our work reveals the presence of southward-directed landslides on the volcano's south flank. Their source areas are difficult to recognize in the present surface morphology, although some topographic features suggest the presence of headwalls faults which are partly eroded and buried by subsequent volcanic activity. In contrast, the submarine northern flank of Piton de la Fournaise (or eastern flank of Piton des Neiges) is remarkably smooth and constitutes a large zone of sedimentary accumulation.

The occurrence of large sector collapses during the growth of oceanic volcanoes has been well documented during the last two decades, in particular for Hawaii and Canary Islands. The deposits documented off Reunion Island appear to result mainly from debris avalanche-type events, as is the case for the Canary Islands (Urgeles et al. 1999). No slump comparable with that of Hilina on the south flank of Kilauea volcano in Hawaii is observed on the submarine flanks of Reunion Island. The origin of the huge mass-wasting phenomena is still a matter of debate. The presence of low-strength layers within or below the edifices is essential. On the basis of the analogue mod-

eling results from Oehler et al. (2003), we believe that the presence of weak horizons within the Reunion Island edifice (volcaniclastic deltas, hydrothermally altered zones, and hyaloclastites) were the main causes of large landslides.

Mass-wasting events cutting huge portions of a volcano must play a major role in its construction, magmatic evolution, and eruptive mechanisms. The study of the relationships between the largest mass-wasting events and the evolution of volcanoes remain poorly understood but could now be addressed in the case of Reunion Island. Fuller coverage of the submarine flanks, more geological data, and more sophisticated models are required to understand the evolution of this large hot-spot volcanic system.

**Acknowledgements** We thank Philippe Patriat, Daniel Sauter and Marc Munsch, Chief Scientists of the Gallieni, Larjaka, and Djire cruises (1995) on board of R/V L'Atalante and IFREMER, for the preliminary processing of the data. The paper benefited from helpful reviews and comments by John Stix, Peter Lipman, and Lee Siebert.

## References

- Ablay G, Hürlimann M (2000) Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *J Volcanol Geotherm Res* 103:135–159
- Bachèlery P (1995) Quelques réflexions à propos de concepts récents sur la structure du Piton de la Fournaise, Reunion. In: Rapport Quadriennal 1991–1994, pp 107–112, Comité National Français de Géodésie et de Géophysique, Paris, pp 107–112
- Bachèlery P, Mairine P (1990) Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma. In: *Le volcanisme de la Reunion*, monographie. Lénat JF (ed) Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France, pp 213–242
- Bachèlery P, Labazuy P, Lénat JF (1996) Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à La Reunion. *CR Acad Sci* 323 (IIa):475–482
- Bachèlery P, Robineau B, Courteaud M, Savin C (2003) Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Reunion). *Bull Soc Geol Fr* 174(2):125–140
- Billard G, Vincent PM (1974) Cartes géologiques de la France, La Reunion 1/50000 (4 feuilles) et notice. BRGM, Orléans, France
- Borgia A (1994) Dynamic basis of volcanic spreading. *J Geophys Res* 99:17791–17804
- Borgia A, Delaney PT, Denlinger RP (2000) Spreading volcanoes. *Annu Rev Earth Planet Sci* 28:539–570
- Bret L, Fèvre Y, Join J-L, Robineau B, Bachèlery P (2003) Collapse deposits on Piton des Neiges volcano (Reunion Island): overview and geological hazard. *J Volcanol Geotherm Res* 123:25–41
- Burke K (1996) The African Plate. *S Afr J Geol* 4(99):339–407
- Charvis P, Laesanpura A, Gallart J, Hirn A, Lépine JC, de Voogd B, Minshul TA, Hello V, Pontoise B (1999) Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Reunion. *J Geophys Res* 104(B2):2875–2893
- Chevallier L, Vatin-Pérignon N (1982) Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean. *Bull Volcanol* 45(4):285–298
- Clague DA, Denlinger RP (1994) Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. *Bull Volcanol* 56:425–434
- Clouard V, Bonneville A, Gillot PY (2001) A giant landslide on the southern flank of Tahiti Island, French Polynesia. *Geophys Res Lett* 28(11):2253–2256
- Deniel C, Kieffer G, Lecointre J (1992) New  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion: a revised chronology for the Differentiated Series. *J Volcanol Geotherm Res* 51:253–267
- Deplus C, Le Friant A, Boudon G, Komorowski JC, Villemant B, Harford C, Ségoufin J, Cheminée JL (2001) Submarine evidence of large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth Planet Sci Lett* 192:145–157
- de Voogd B, Pou Palomé S, Hirn A, Charvis P, Gallart J, Rousset D, Danobeitia J, Perroud H (1999) Vertical movements and material transport during hotspot activity: seismic reflection profiling off shore La Reunion. *J Geophys Res* 104(B2):2855–2874
- Duffield WA, Stieljes L, Varet J (1982) Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion, and Kilauea Volcano, Hawaii. *J Volcanol Geotherm Res* 12:147–160
- Duncan RA, Backman J, Peterson L (1989) Reunion hotspot activity through tertiary time: initial results from the Ocean Drilling Program, Leg 115. *J Volcanol Geotherm Res* 36:193–198
- Elsworth D, Day SJ (1999) Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagoes. *J Volcanol Geotherm Res* 94:323–340
- Fèvre Y, Bret L, Robineau B, Join JL (2001) A newly discovered debris avalanche deposit, Rivière des Pluies breccia, northern Reunion Island. In: Abstracts of EUG XI, 8–12 April 2001, Strasbourg
- Filmer PE, McNutt MK, Webb HF, Dixon DJ (1994) Volcanism and archipelagic aprons in the Marquesas and Hawaiian Islands. *Mar Geophys Res* 16:385–406
- Gallart J, Driad L, Charvis P, Sapin M, Hirn A, Diaz J, de Voogd B, Sachpazi M (1999) Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Reunion from an offshore-onshore seismic transect. *J Geophys Res* 104(B2):2895–2908
- Garcia MO, Davis MG (2001) Submarine growth and internal structure of ocean island volcanoes based on submarine observations of Mauna Loa volcano, Hawaii. *Geol Soc Am Bull* 29:163–166.
- Gillot PY, Nativel PE (1982) K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Reunion. *J Volcanol Geotherm Res* 13:131–146
- Gillot PY, Nativel PE (1989) Eruptive history of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J Volcanol Geotherm Res* 36:53–65
- Gillot PY, Lefèvre JC, Nativel PE (1994) Model for the structural evolution of the volcanoes of Reunion Island. *Earth Planet Sci Lett* 122:291–302
- Holcomb R, Searle R (1991) Large landslides from oceanic volcanoes. *Mar Geotechnol* 10:19–32
- Iverson RM (1995) Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes? *J Volcanol Geotherm Res* 66:295–308
- Kieffer G (1990) Grands traits morphologiques de l'île de la Reunion. In: Lénat LF (ed) *Le volcanisme de la Reunion*. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France, pp 75–114
- Kluska JM (1997) Evolution magmatique et morpho-structural du Piton des Neiges (île de la Reunion) au cours des derniers 500000 ans. PhD Thesis, Univ. of Paris XI, Orsay, 200 pp
- Krastel S, Schmincke HU, Jacobs CL, Rihm R, Le Bas TM, Alibés B (2001) Submarine landslides around the Canary Islands. *J Geophys Res* 106(B3):3977–3997
- Labazuy P (1991) Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique en domaine intraplaque océanique: le Piton de la Fournaise (île de la Reunion). PhD thesis, Univ. of Clermont-Ferrand, 260 pp
- Labazuy P (1996) Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). In: Mc Guire WJ, Jones AP, Neuberg (eds) *Volcano instability on the earth and other planets*. *J Geol Soc Lond* 110:295–306
- Le Friant A (2001) Les déstabilisations de flanc des volcans actifs de l'arc des Petites Antilles: origines et conséquences. PhD Thesis, Univ. of Paris VII, 378 pp

- Le Friant A, Boudon, G, Deplus, C, Villemant, B (2003) Large scale flank-collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *J Geophys Res* 108(B1): 2055
- Lénat JF, Labazuy P (1990) Morphologies et structures sous-marines de la Reunion. In: Lénat JF (ed) *Le volcanisme de la Reunion*. Cent. Rech. Volcanol., Clermont-Ferrand, France, pp 43–74
- Lénat JF, Vincent P, Bachèlery P (1989) The off-shore continuation of an active basaltic volcano, Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean): structural and geomorphological interpretation from sea beam mapping. *J Volcanol Geotherm Res* 36:1–36
- Lénat JF, Bachèlery P, Bonneville A, Galdéano A, Labazuy P, Rousset D, Vincent P (1990) Structure and morphology of the submarine flank of an active volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean). *Oceanol Acta* 10:211–223
- Lénat JF, Gibert-Malengreau B, Galdéano A (2001) A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean). *J Geophys Res* 106(B5):8645–8663
- Lipman PW, Mullineaux DR (1981) The 1980 eruptions of Mount St Helens. *US Geol Surv Prof Pap* 1250, US Geol Surv, Reston, Virginia, 844 pp
- Lipman PW, Lockwood JP, Okamura RT, Swanson DA, Yamashita KM (1985) Ground deformation associated with the 1975 magnitude-7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea volcano, Hawaii. *US Geol Surv Prof Pap* 1276, US Geol Surv, Reston, Virginia, 45 pp
- Lipman PW, Normark WR, Moore JG, Wilson JB, Gutmacher CE (1988) The giant submarine Alika debris slide, Mauna Loa, Hawaii. In: RI Tilling (Ed) *Special section on how volcanoes work, Part 2*. AGU, Washington, DC, pp 4279–4299
- Lopez DL, Williams ST (1993) Catastrophic volcanic collapse: relation to hydrothermal processes. *Science* 260:1794–1796
- Maillot E (1999) Les systèmes intrusifs des volcans boucliers océaniques: Ile de la Reunion (Océan Indien). *Approche structurale et expérimentale*. PhD Thesis, Univ. of Reunion, 289 pp
- Malengreau B, Lénat JF, Froger JL (1999) Structure of Reunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *J Volcanol Geotherm Res* 88:131–146
- Marti J, Hürlimann M, Ablay GJ, Gudmundsson A (1997) Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology* 25:879–882
- McDougall I (1971) The chronology and evolution of the young volcanic island of Reunion (Indian Ocean). *Geochem Cosmochim Acta* 35(3):261–288
- Merle O, Borgia A (1996) Scaled experiments of volcanic spreading. *J Geophys Res* 101:13805–13817
- Merle O, Lénat JF (2003) Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean) *J Geophys Res* 108(B3):2166
- Moore JG, Clague DA, Holcomb RT, Lipman PW, Normark WR, Torresan ME (1989) Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *J Geophys Res* 94(B12):17465–17484
- Moore JG, Normark WR, Holcomb RT (1994) Giant Hawaiian landslides. *Annu Rev Earth Planet Sci* 22:119–144
- Oehler JF, van Wyk de Vries B, Labazuy P, Lénat JF (2003) The role of low strength layers (LSL) in destabilising oceanic shield volcanoes: an analogue modeling approach. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 6–11th April 2003, Nice
- Ollier O, Cochonat P, Lénat JF, Labazuy P (1998) Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Sedimentology* 45:293–330
- Siebert L (1984) Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 22:163–197
- Tilling RI, Koyanagi RY, Lipman PW, Lockwood JP, Moore JG, Swanson DA (1976) Earthquakes and related catastrophic events, Island of Hawaii, November 29, 1975: a preliminary report. *US Geol Surv Circ* 740, US Geol Surv, Reston, Virginia, 33 pp
- Urgeles R, Masson DG, Canals M, Watts AB, Le Bas T (1999) Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *J Geophys Res* 104(B11):25331–25348
- van Wyk de Vries B, Cecchi E, Robineau B, Merle O, Bachèlery P (2001) Factors governing the volcano-tectonic evolution of La Reunion Island: a morphological, structural and laboratory modelling approach. In: *Abstracts of EUG XI*, 8–12 April 2001, Strasbourg
- Watts AB, Masson DG (1995) A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J Geophys Res* 100(B12):24487–24498
- Watts AB, Masson DG (2001) New sonar evidence for recent catastrophic collapses of the north flank of Tenerife, Canary Islands. *Bull Volcanol* 63:8–19

## **PARTIE 3:**

### **COMMENT LES VOLCANS DES ILES OCEANIQUES SE DESTABILISENT-ILS?**

IDEES A PARTIR DE L'ETUDE DE L'ILE DE JAMES ROSS  
(ANTARCTIQUE) ET DE MODELISATIONS ANALOGIQUES.



# **Chapitre 1**

## *Structure et déstabilisations du volcan Mount Haddington (Ile de James Ross, Antarctique)*

### **OBJECTIFS:**

- Présenter l'Ile de James Ross et le volcan Mount Haddington. Souligner l'intérêt de l'étude dans le cadre de mon travail de thèse sur La Réunion;
- Observer les dépôts de déstabilisations à l'affleurement dans le secteur d'étude, situé au sud-est de l'Ile de James Ross (région d'Hamilton Point). Dégager un modèle de la structure du volcan et identifier les processus à l'origine des déstabilisations des deltas de laves. Appliquer les résultats à l'échelle du volcan Mount Haddington.

### **MOTS CLES:**

Ile de James Ross, Mount Haddington, volcan analogue aux boucliers océaniques, Hamilton Point, avalanches de débris, glissements rotationnels, deltas de laves, plans de faible résistance, pression fluide, "sagging".

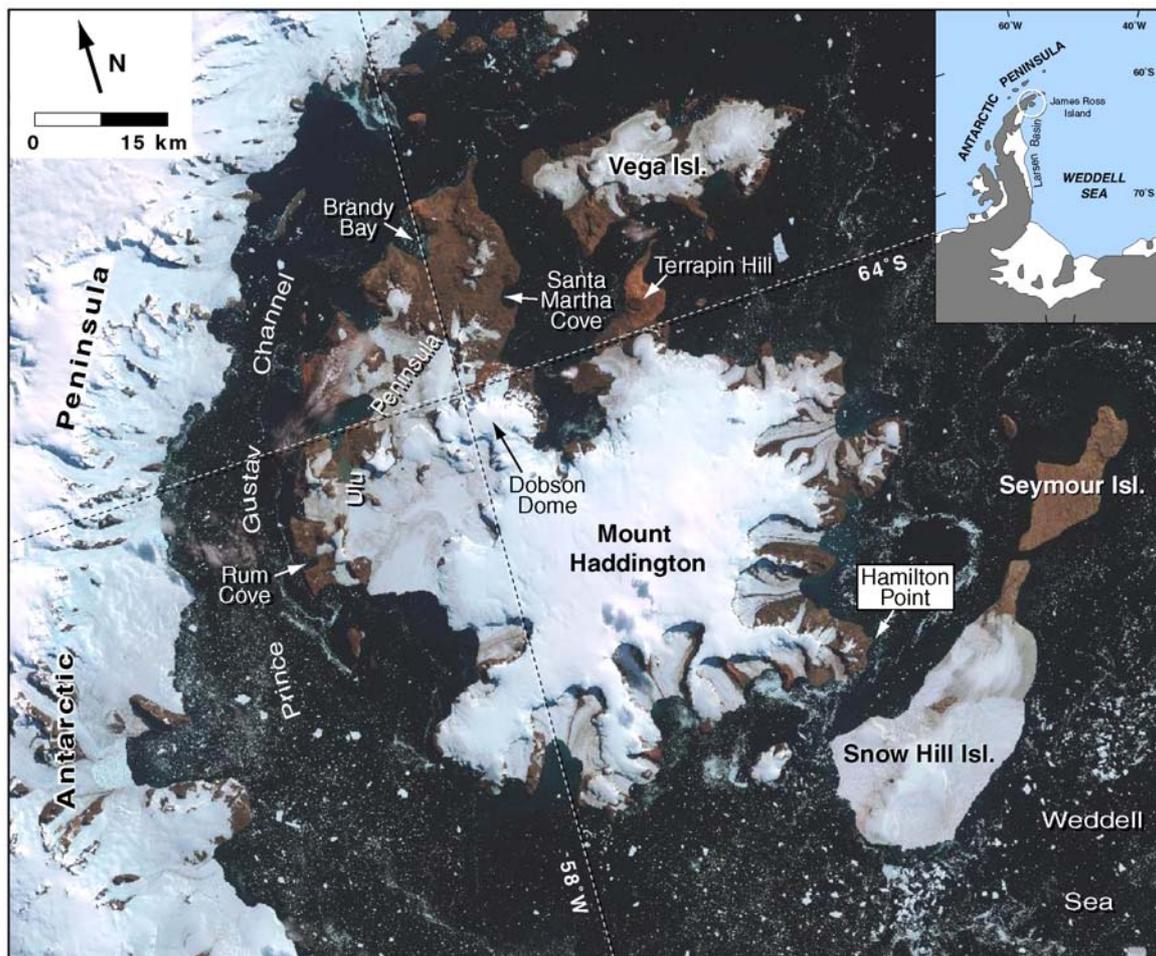


Figure 3-1: L'île de James Ross. Image ASAR (Source British Antarctic Survey). La localisation de l'île en Antarctique est présentée en encadré.

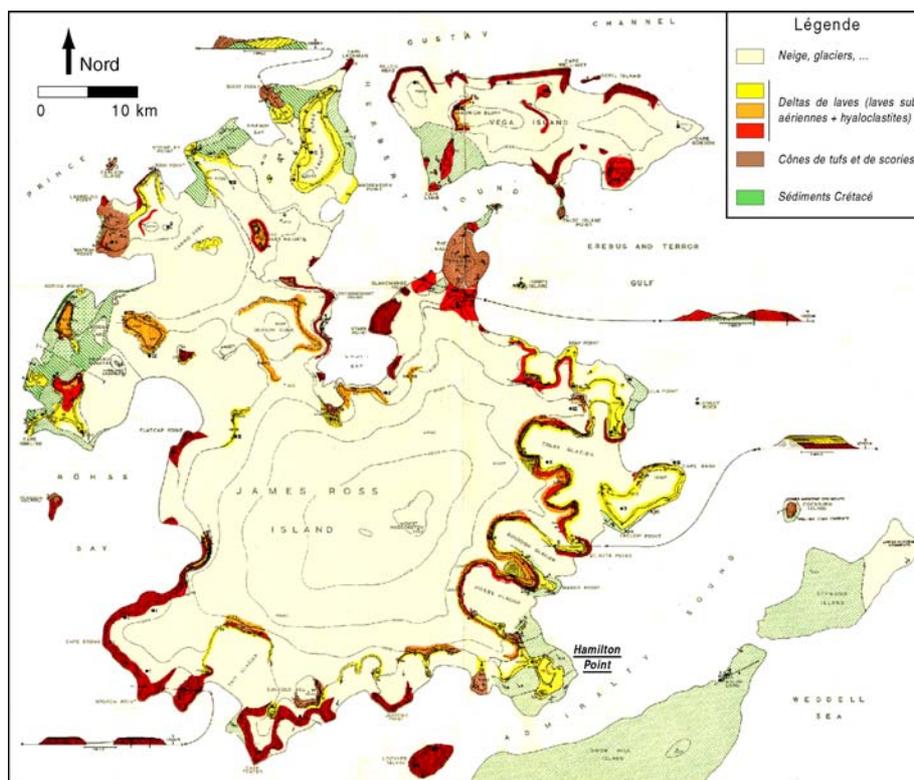


Figure 3-2: Carte géologique de l'île de James Ross. Extraite de Nelson (1975). La légende est simplifiée.

## I. PRESENTATION DE L'ILE DE JAMES ROSS ET DU VOLCAN MOUNT HADDINGTON - INTERETS DE L'ETUDE

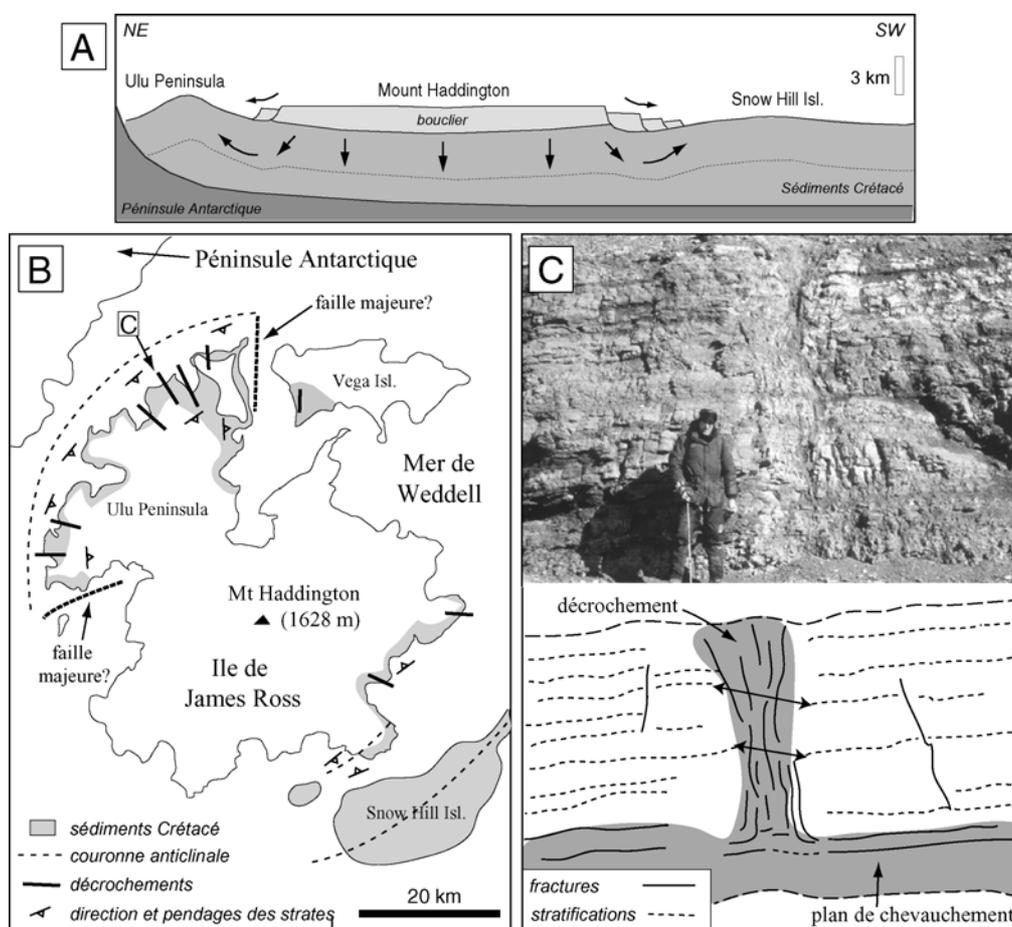
L'Ile de James Ross est située en Mer de Weddell, à l'est de l'extrémité septentrionale de la Péninsule Antarctique, entre les latitudes sud 63°30 et 64°35 et les longitudes ouest 56°30 et 58°30 (Figure 3-1). Elle s'étend sur 75 km du nord au sud et 70 km d'est en ouest. Sa superficie, d'environ 2600 km<sup>2</sup>, est comparable à celle de l'Ile de La Réunion. Le volcanisme de l'Ile de James Ross, d'âge Miocène, pourrait avoir débuté il y a plus de 10 Ma (Smellie, 1999). Les magmas émis, essentiellement alcalins, se sont épanchés en contexte arrière-arc, pendant et après l'arrêt de la subduction de la plaque pacifique sous la Péninsule Antarctique (Smellie, 1987 et 1999). La genèse de ces magmas, encore mal comprise, pourrait être liée à une extension régionale (Smellie, 1987; Ineson, 1989; Pirrie, 1991; Hole et al., 1991) ou à un point chaud (Smellie, 1999). Les manifestations les plus récentes du volcanisme de l'Ile de James Ross sont datées à 80.000 ans (Dobson Dome, Figure 3-1), mais plusieurs cônes de tufs ou de scories reconnus sur le terrain pourraient être plus jeunes qu'un millier d'années (Smellie, comm. pers.).

Mount Haddington est le principal volcan de l'Ile de James Ross (Figure 3-1). Ce vaste édifice, d'environ 50 km de diamètre, culmine à 1628 m. Il est presque entièrement recouvert d'une calotte glaciaire de 300 m d'épaisseur qui pourrait dissimuler une caldéra de 8 km de diamètre (Smellie, comm. pers.). L'intérêt de l'étude de Mount Haddington dans le cadre de la synthèse sur l'évolution de La Réunion repose sur les trois observations suivantes:

### ***1- Mount Haddington est un analogue des volcans boucliers océaniques***

Le volcan est essentiellement constitué de laves basaltiques émises en contexte glaciaire et marin (Smellie, 1999). Lorsqu'une éruption a lieu sous un glacier, celui-ci fond rapidement et un lac peut se créer localement (Skilling, 1994; Smellie et Skilling, 1994; Gudmundsson et al., 1997; Werner et Schminke, 1999; Smellie, 2000 et 2001; Chapman, 2003). Les conditions de mise en place du magma sont alors similaires à celles observées à la naissance d'un volcan sous-marin. Le résultat est un édifice tabulaire appelé "tuya" (Mathews, 1947), dont la structure et la morphologie sont comparables à celles des boucliers océaniques. Mount Haddington a connu plusieurs éruptions de ce type durant sa croissance, la plupart exceptionnelles si on considère les volumes de produits émis, compris entre 50 et 200 km<sup>3</sup> (Smellie, comm. pers.). Mount Haddington est par conséquent 10 à 100 fois plus grand que les tuyas classiques et ses dimensions approchent celles d'un bouclier océanique.

L'activité principalement effusive de Mount Haddington est à l'origine de larges deltas de laves (Figures 3-2; Nelson, 1975; Smellie, 1999; Skilling, 2002). Les deltas sont des constructions



**Figure 3-3: Processus de "sagging" du volcan Mount Haddington.** Modifié d'après van Wyk de Vries et al., 2003. A/ Schéma conceptuel. Le volcan s'affaisse sur son substratum sédimentaire ductile épais et le déforme. B/ Schéma synthétique des structures observées sur le terrain. La déformation des sédiments Crétacé est intense à l'ouest de l'Ile de James Ross car contrainte par la présence de la Péninsule Antarctique. Elle est plus limitée à l'est car les déplacements s'accommodent librement en mer de Weddell à l'est. C/ Faille décrochante soulignée par de la calcite, identifiée au nord-ouest de l'Ile de James Ross (région de Brandy Bay).

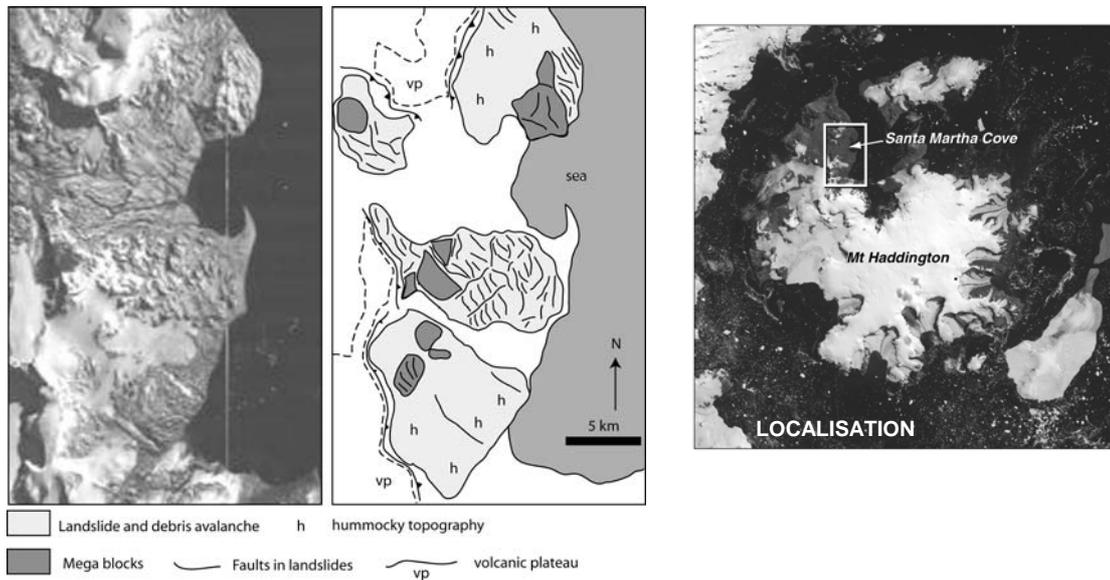
caractéristiques des îles océaniques qui contribuent à l'élargissement des volcans boucliers. Leur formation, largement documentée à Hawaii (Moore et al., 1973; Tribble, 1991; Hon et al., 1993; Lipman et Moore, 1996; Mattox et Mangan, 1997), est liée à la fragmentation des coulées de laves sub-aériennes lors de leur entrée en mer (dans un lac glaciaire ou une mer de glace dans le cas de Mount Haddington). Les deltas identifiés sur l'île de James Ross peuvent s'étendre sur une dizaine de km de long et de large (Figure 3-2). Ces dimensions sont hors normes car les deltas observés en bordure littorale des îles océaniques sont généralement plus larges que longs, leur longueur atteignant à peine quelques centaines de m en moyenne (Delorme et al., 1989; Tribble, 1991; Mattox et Mangan, 1997). Cette différence s'explique (1) par le volume considérable de produits émis lors des éruptions de Mount Haddington, mais également (2) par le fait que le volcan s'est édifié sur le plateau continental de la Péninsule Antarctique. La tranche d'eau à combler pour former une assise solide aux deltas est de ce fait moins importante qu'en contexte océanique (~500 m dans la région de l'île de James Ross; Smellie, comm. pers.; >1500-2000 m à Hawaii et à La Réunion).

### ***2- Les flancs préalablement immergés de Mount Haddington sont à l'affleurement***

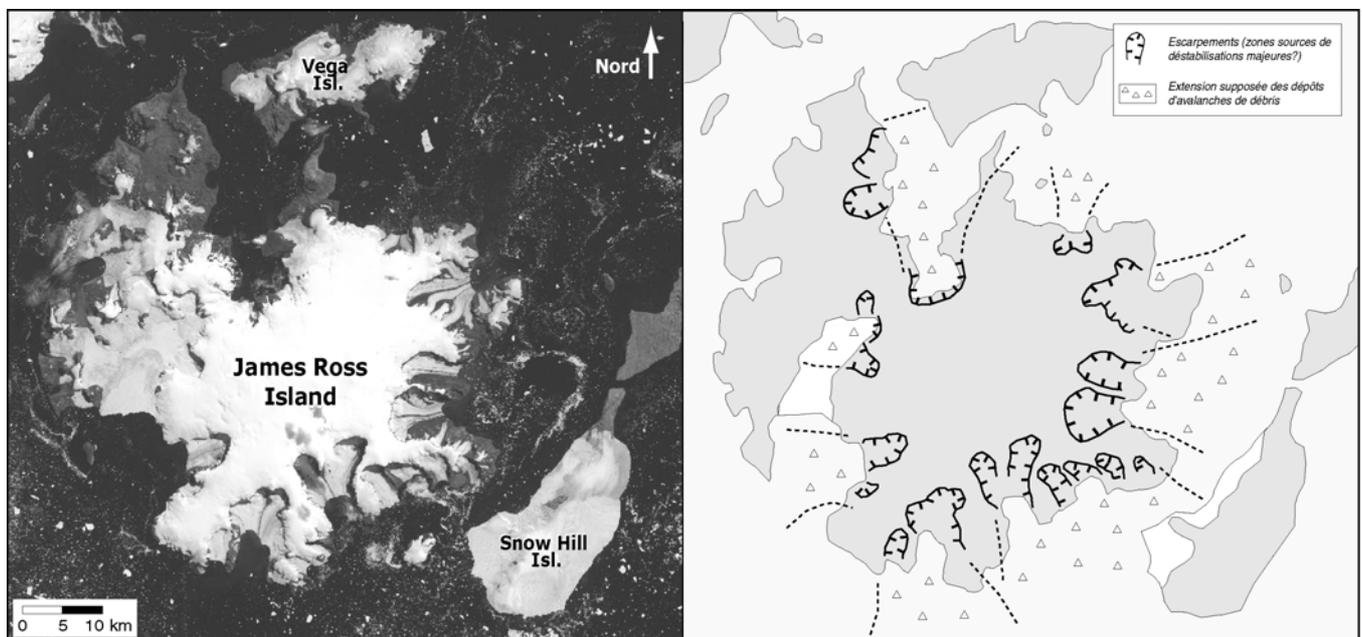
La particularité des deltas de laves de Mount Haddington est leur superposition apparente dans le paysage de l'île de James Ross (Nelson; 1975; Smellie, 1999; Skilling, 2002). Cette superposition témoigne de larges fluctuations de l'épaisseur de glace et du niveau marin au cours de la construction du volcan (Smellie, 1999). Ces variations seraient néanmoins insuffisantes pour expliquer la situation de certains deltas, perchés à plus de 1000 m d'altitude (Figure 3-2). L'île de James Ross pourrait ainsi avoir été surélevée de 500 à 1000 m, par rebond isostatique, lors du retrait de la calotte glaciaire (van Wyk de Vries, comm. pers.). Cette surrection générale serait à l'origine de l'émersion de l'ensemble de la séquence volcanique. Si on ajoute à cela, une absence totale de végétation, une érosion glaciaire et marine efficace et une qualité d'affleurement exceptionnelle, l'île de James Ross se révèle être un endroit unique pour l'étude des flancs généralement immergés des volcans océaniques.

### ***3- Mount Haddington est un édifice instable***

Mount Haddington est édifié au coeur du Bassin de Larsen (Figure 3-1), interprété comme un bassin arrière-arc (McDonald et al., 1988) où sont accumulés jusqu'à 6 km d'épaisseur de sédiments détritiques et pélagiques d'âge Crétacé, riches en argile (Nelson, 1975; Ineson, 1989; Pirrie, 1989 et 1991; Crame et al., 1991; Pirrie et al., 1992). Le volcan s'affaisse sur ce substratum sédimentaire ductile épais selon un processus dit de flexure ou de "sagging" (Merle et Borgia, 1996; van Wyk de Vries et Borgia, 1996; van Wyk de Vries et Matela; 1998; Borgia et al., 2000) et le déforme (Figure 3-3A). Les terrains Crétacé affleurent à la périphérie de l'île de James Ross, principalement à l'ouest (Ulu Peninsula) et à l'est (région d'Hamilton Point), mais également sur les îles de Snow Hill, de Seymour et de Vega (Figures 3-1 et 3-2). Ils forment ainsi une structure annulaire proéminente autour de Mount Haddington (Figure 3-3B). Cette structure est interprétée comme un anticlinal résultant de



**Figure 3-4: Dépôts de déstabilisations repérés au nord-ouest de l'île de James Ross, dans le secteur de Santa Martha Cove (van Wyk de Vries, 2002).** Les dépôts d'avalanches de débris identifiés présentent une morphologie caractéristique à hummocks et incluent des méga-blocs de laves et de brèches hyaloclastiques de plusieurs km<sup>3</sup>.



**Figure 3-5: Cicatrices d'escarpements sources de déstabilisations majeures dans la morphologie de l'île de James Ross. Modifié d'après Oehler et al. (2005).**

l'expulsion radiale des sédiments sous-jacents ductiles sous le poids du volcan (Smellie, 1999; van Wyk de Vries et al., 2003). Sur le terrain, la déformation des sédiments Crétacé se caractérise par des plissements, des chevauchements et des failles décrochantes (Figures 3-3B et C; van Wyk de Vries, 2002 et 2004; Oehler, 2003). Elle est intense à l'ouest de l'Ile de James Ross car elle est contrainte par la présence de la Péninsule Antarctique (Figure 3-3A). Elle est limitée à l'est car elle peut s'accommoder librement en mer de Weddell.

Le volcan Mount Haddington a subi plusieurs épisodes majeurs de déstabilisation au cours de son évolution, dont les dépôts ont été mis en évidence à partir de l'analyse des photographies aériennes, mais également sur le terrain lors des missions réalisées sur l'Ile de James Ross depuis 2002 (van Wyk de Vries, 2002 et 2004; Oehler, 2003). Dans la région de Brandy Bay et de Santa Martha Cove (nord-ouest de l'île; Figure 3-1), les épisodes les plus importants identifiés impliquent plusieurs dizaines de km<sup>3</sup> de matériaux (Figure 3-4; van Wyk de Vries, 2002). A Terrapin Hill ou à Rum Cove (Figure 3-1), des dépôts d'avalanches de débris sont inclus dans la séquence volcanique (van Wyk de Vries, 2004; cf Figure 3-18B) et témoignent de l'occurrence de déstabilisations de flanc du volcan Mount Haddington au cours de sa croissance. Oehler et al. (2005) proposent que la morphologie de l'Ile de James Ross est profondément marquée par ces événements destructifs (cf Chap. 2., § I.). Si la partie centrale du volcan est préservée et probablement active, la périphérie de Mount Haddington est au contraire largement érodée et disséquée par de profondes vallées, la plupart occupée par des glaciers (Figure 3-1). Ces vallées forment des amphithéâtres dont la superficie atteint plusieurs dizaines de km<sup>2</sup>, délimités par des falaises de 300 à 800 m de haut. Elles pourraient correspondre aux cicatrices actuelles d'escarpements sources de déstabilisations majeures, remodelés par l'érosion glaciaire (Figure 3-5). Les structures identifiées sont beaucoup plus larges et fréquentes à l'est et au sud de l'Ile de James Ross. Ce déséquilibre pourrait s'expliquer par une plus grande aptitude du volcan Mount Haddington à se déstabiliser dans les directions non contraintes par la Péninsule Antarctique (Figure 3-3A).

L'Ile de James Ross se révèle ainsi être un site particulièrement intéressant pour l'étude de la structure et des processus conduisant à la déstabilisation d'un volcan considéré comme un système analogue aux boucliers océaniques en général et à La Réunion en particulier (van Wyk de Vries et al., 2003; Oehler et al., 2004b). La mission menée en 2003, au sud est de l'île, dans la région d'Hamilton Point (Figure 3-1), a été réalisée dans cet objectif. Elle a été effectuée en collaboration avec le British Antarctic Survey (BAS, Cambridge, UK) et dans le cadre du projet "Late Cenozoic History of the Antarctic Ice Sheet" (chef du projet LCHAIS: John Smellie, BAS).

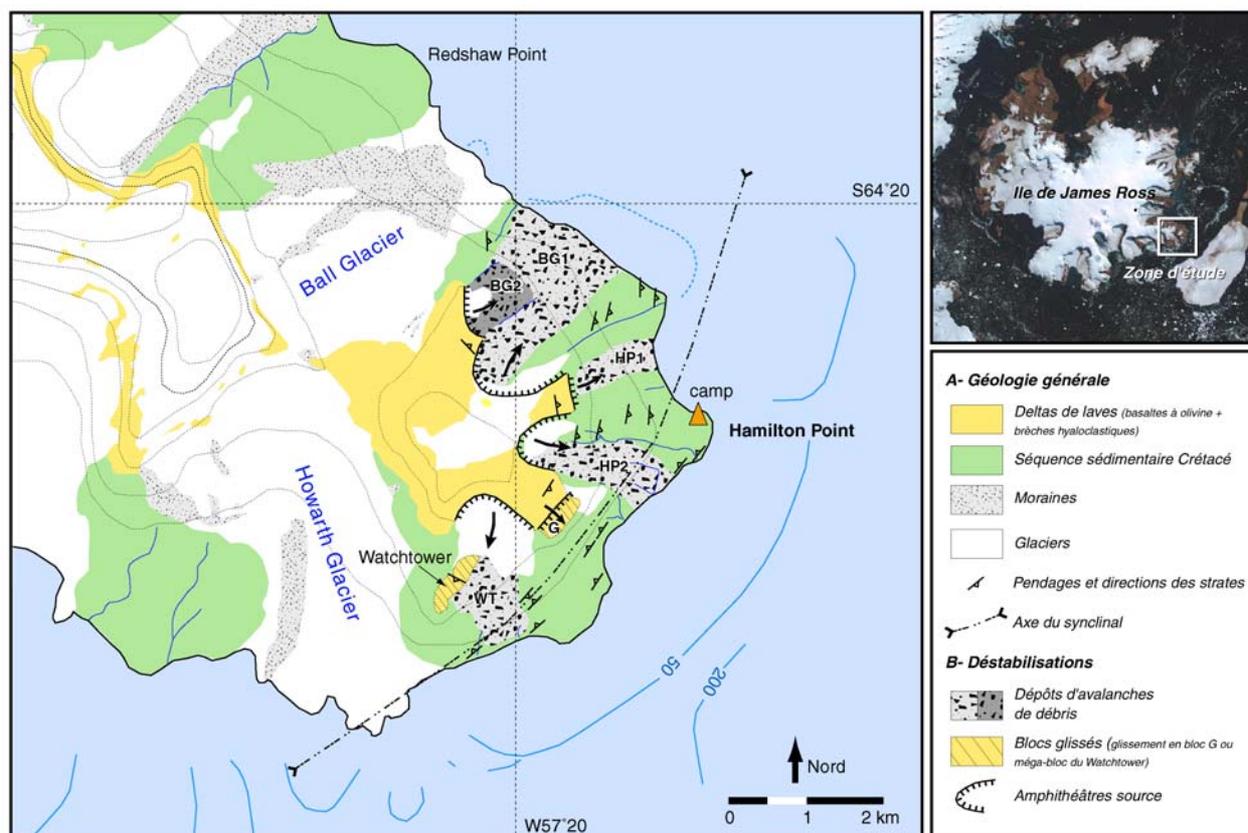


Figure 3-6: Carte géologique synthétique simplifiée de la région d'Hamilton Point. La carte a été construite en compilant les informations de terrain, la carte géologique de Nelson (1975) et la carte à 1/100000 publiée par le British Antarctic Survey (BAS, 1995). Les courbes de niveaux sont représentées tous les 100 m.

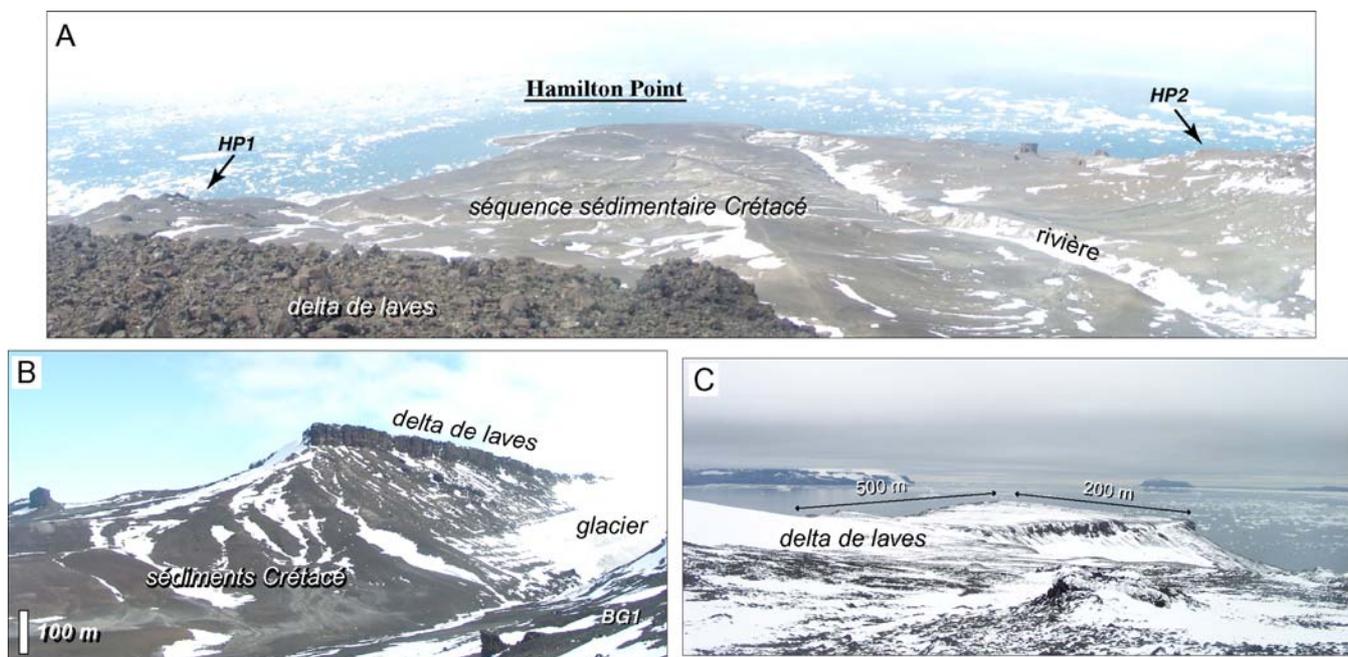


Figure 3-7: Paysages caractéristiques de la zone d'étude. A/ Panorama sur Hamilton Point et la séquence sédimentaire Crétacé depuis les deltas de laves (altitude ~450 m). B/ Vue sur les deltas de laves depuis la zone littorale. Ils reposent sur les sédiments Crétacé qui affleurent dans le secteur d'étude sur 400 à 500 m d'épaisseur. C/ Morphologie caractéristique en haut plateau des deltas de laves.

## II. OBSERVATIONS DE TERRAIN DANS LA REGION D'HAMILTON POINT

---

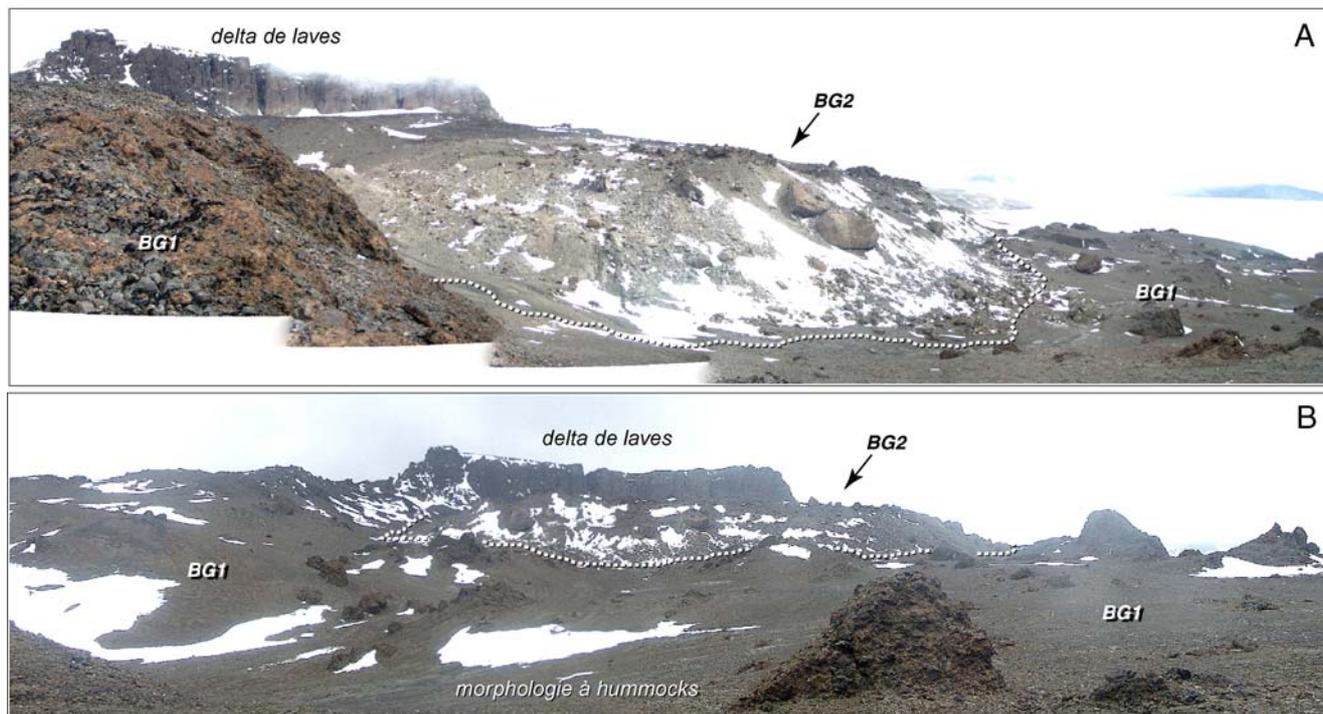
Hamilton Point est le nom donné au cap le plus oriental d'une région globalement libre de glace qui s'étend sur environ 15 km<sup>2</sup> au sud-est de l'Ile de James Ross (Figures 3-1, 3-2 et 3-6). Les 2/3 en superficie de cette région confinée entre les glaciers de Ball au nord-ouest et de Howarth au sud-ouest (Figure 3-6) ont été étudiés durant les 21 jours passés sur le terrain (du 7 au 27 janvier 2003). Le paysage d'Hamilton Point est contrasté et caractérisé par (1) de grandes étendues littorales de terrains sédimentaires Crétacé découpés par quelques vallées où coulent de petites rivières alimentées par la fonte des glaciers (Figure 3-7A), (2) des hauts plateaux volcaniques qui correspondent aux deltas de laves typiques du volcanisme de l'Ile de James Ross (Figures 3-7B et C) et (3) des dépôts d'avalanches de débris qui couvrent environ 40% du secteur d'étude (Figures 3-8 et 3-9) et dont l'identification, à partir de l'analyse des photographies aériennes, est à l'origine du choix du site d'Hamilton Point pour ma mission sur l'Ile de James Ross. Les travaux réalisés sur le terrain ont eu pour objectifs l'observation et l'étude (1) de ces dépôts d'avalanches de débris mais surtout, (2) de la structure du volcan, afin de préciser les mécanismes de déclenchement des déstabilisations.

### II.1. Evidences de déstabilisations de flanc

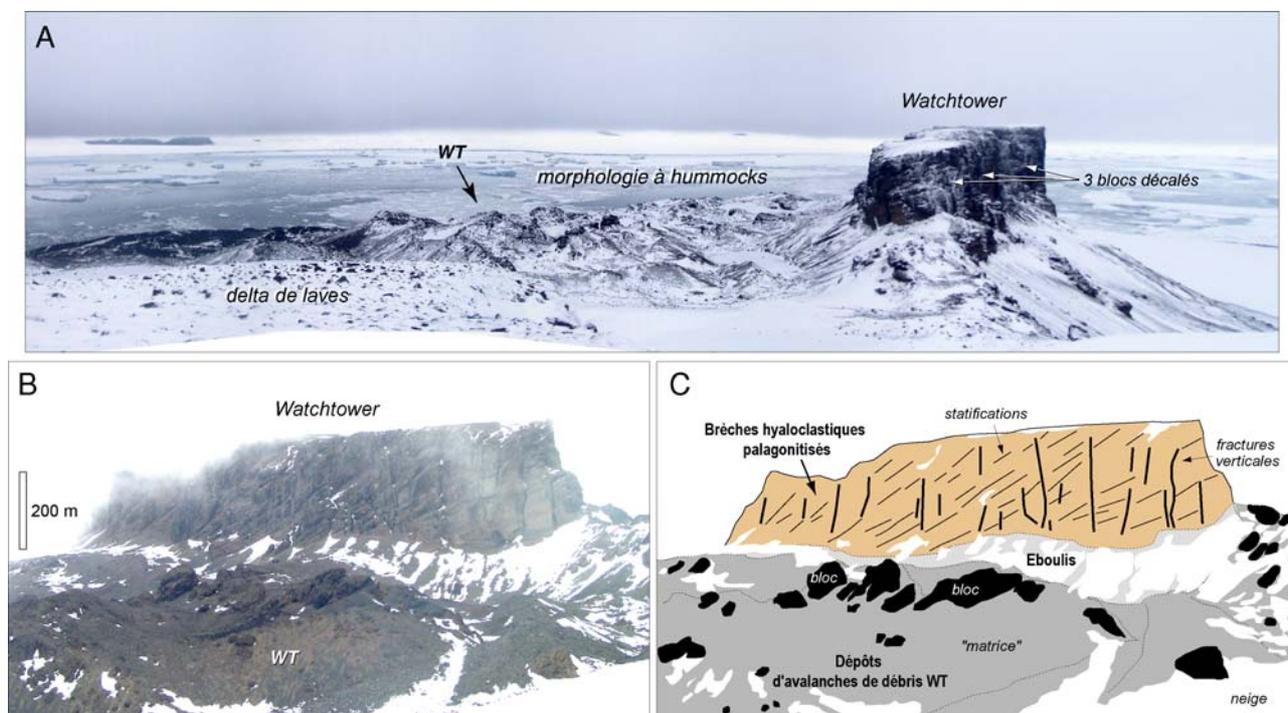
Les investigations de terrain ont permis d'identifier deux grands types de déstabilisations dans la région d'Hamilton Point: les avalanches de débris et les glissements rotationnels.

#### II.1.1. Avalanches de débris

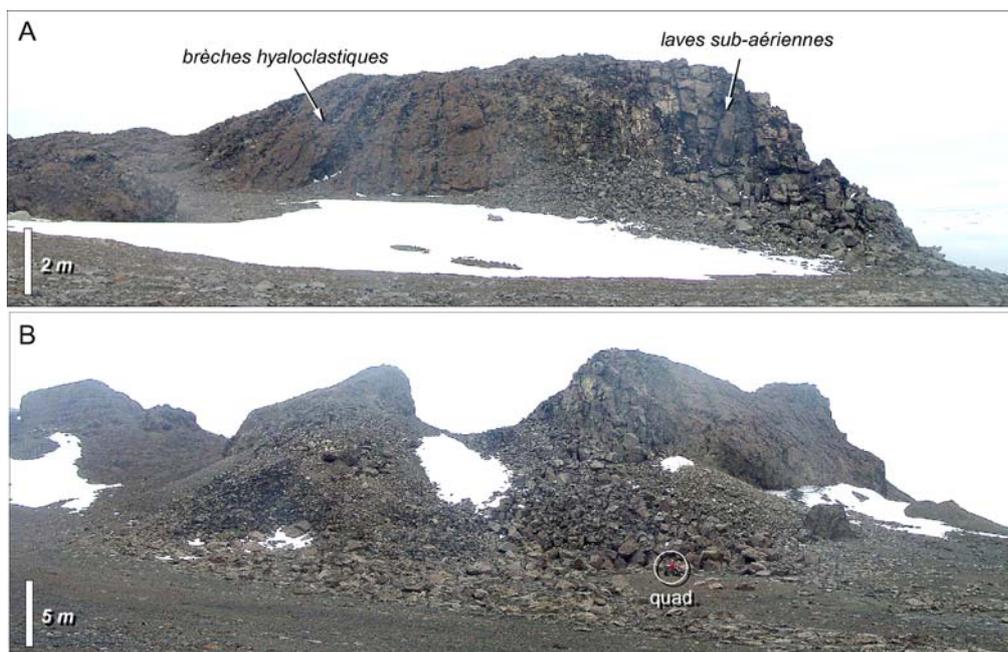
Des excroissances topographiques de plusieurs centaines de m de haut, allongées depuis le pied des falaises volcaniques jusqu'à la côte et probablement au-delà en mer pour les plus volumineuses sont identifiées dans la région d'Hamilton Point (Figures 3-6, 3-8 et 3-9). Ces structures s'apparentent à des tas de matériaux désorganisés et présentent une morphologie à hummocks caractéristique des dépôts d'avalanches de débris (cf Part. 1, § II.2.3.). Les formations sont principalement composées de blocs polygéniques, métriques à pluri-décamétriques ("faciès bloc"), emballés dans une matrice constitués de débris et de fragments issus de la pulvérisation des blocs ("faciès matrice"). La très grande majorité des blocs correspondent à des brèches hyaloclastiques palagonitisées associées ou non à des laves sub-aériennes (Figure 3-10). Quelques-uns sont uniquement laviques ou franchement sédimentaires. Dans l'ensemble, les blocs conservent leur stratification initiale et sont souvent simplement basculés (Figure 3-10A). Seuls les niveaux les plus fragiles, à savoir les niveaux laviques lorsqu'ils sont présents, sont largement pulvérisés et se débitent en fragments nourrissant la matrice (Figure 3-10B).



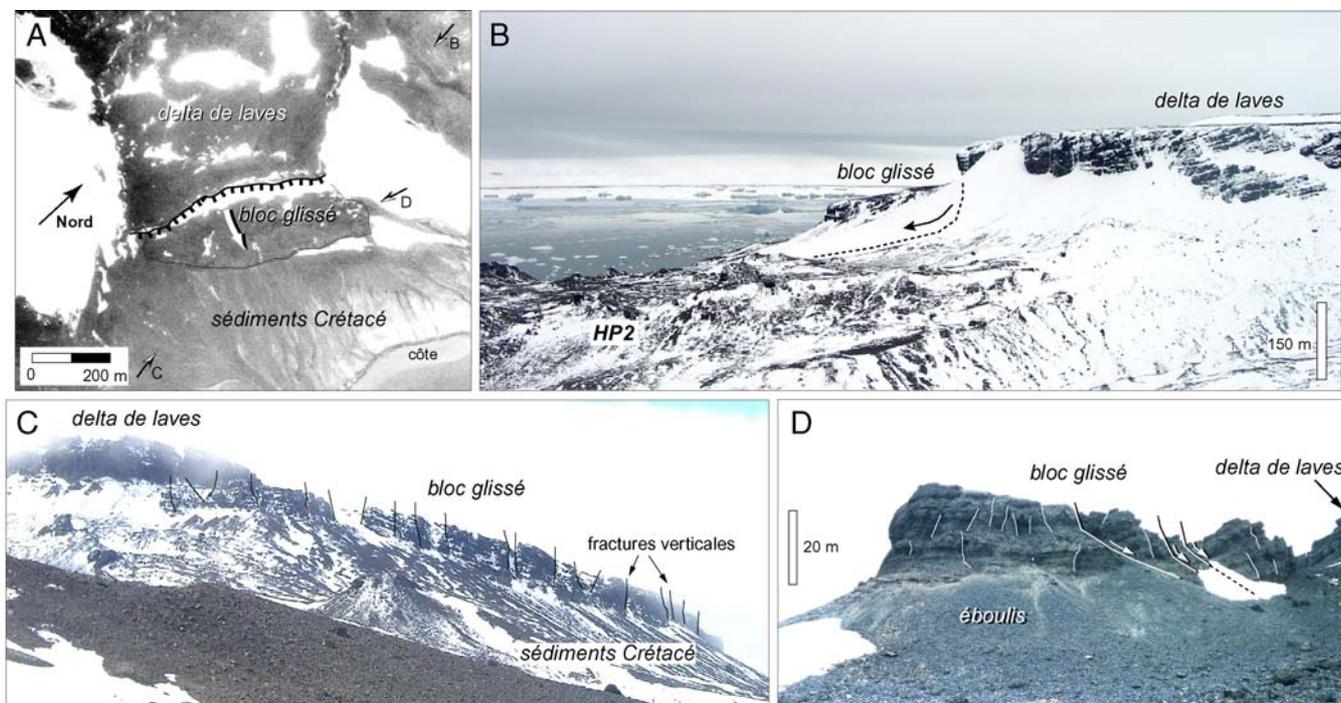
**Figure 3-8: Panorama des dépôts d'avalanches de débris *BG1* et *BG2*.** A/ Vue latérale sur les dépôts *BG2*, depuis le sud-est. B/ Vue de face, depuis le nord-est. Les dépôts *BG2* forment une excroissance topographique de 200 m de haut, 900 m de long et 600 m de large, constituée de blocs de laves et de brèches hyaloclastiques de taille pluri-métrique à pluri-décamétrique emballés dans une matrice. Ces formations reposent sur un terrain chaotique (morphologie à hummocks) qui correspond aux dépôts de l'avalanche de débris *BG1* antérieure.



**Figure 3-9: Les dépôts d'avalanche de débris *WT*.** A/ Panorama sur les formations depuis les hauts plateaux volcaniques (vue depuis le nord). Les dépôts présentent une morphologie à hummocks typique des dépôts d'avalanches de débris. Ils sont placés au pied du Watchtower, bloc de brèches hyaloclastiques de 300 m de haut, 500 m de large et 800 m de long, interprété comme un méga-bloc d'avalanche de débris. B/ Vue sur le Watchtower depuis le sud-est. C/ Schéma interprétatif. Les hyaloclastites sont uniformément inclinées et orientées sur l'ensemble de la structure. Le bloc est disséqué par de nombreuses fractures verticales.



**Figure 3-10: Blocs d'avalanches de débris.** A/ Bloc basculé constitués de laves sub-aériennes et de brèches hyaloclastiques. B/ Bloc de lave sub-aériennes pulvérisés.



**Figure 3-11: Glissement rotationnel identifié au sud-ouest d'Hamilton Point** (épisode **G** sur la figure 3-6). A/ Photographie aérienne du secteur (source *British Antarctic Survey*). Le bloc déstabilisé est clairement dissocié des deltas de laves supérieurs. B, C et D/ Vues latérales du glissement (prises de vue indiquées sur la photographie A). Le bloc est placé environ 80 m plus bas que les hauts plateaux volcaniques (B). Il est disséqué par des fractures verticales (C) et se compose de plusieurs blocs basculés (D).

Les observations caractérisent sans ambiguïté l'occurrence de déstabilisations catastrophiques de type avalanches de débris dans la zone d'étude. Celles-ci ont clairement affecté les hauts plateaux volcaniques qui surplombent l'ensemble de la région d'Hamilton Point. L'analyse des photographies aériennes couplée aux observations de terrain ont permis de reconstituer la morphologie des deltas de laves du secteur. Plusieurs structures en amphithéâtres, chacune colonisée par un glacier, sont mises en évidence (Figure 3-6). Les produits d'avalanches de débris sont placés au pied et dans le prolongement de ces structures, interprétées comme les zones sources des déstabilisations. Dans le détail, les dépôts proximaux d'au moins 5 avalanches de débris de tailles relativement modestes, les plus importantes impliquant jusqu'à 0.1 km<sup>3</sup> de matériaux, ont été identifiés et cartographiés dans la région d'Hamilton Point. Les événements sont baptisés **BG1**, **BG2**, **HP1**, **HP2** et **WT** (Figure 3-6). Les plus remarquables sont:

- les dépôts **BG1** et **BG2**, au nord de la zone d'étude, clairement superposés (Figures 3-6 et 3-8). Cette organisation souligne une mise en place plus tardive des formations **BG2** supérieures. Elle est à l'image de ce que l'on peut observer sur les flancs immergés des volcans de La Réunion où les dépôts de multiples événements récurrents de déstabilisations se superposent (cf Partie 2, Chap. 3);

- les dépôts **WT**, au sud-ouest d'Hamilton Point, qui s'étendent au pied d'un gigantesque bloc de brèches hyaloclastiques de 300 m de haut, 500 m de large et 800 m de long: le Watchtower (Figures 3-6 et 3-9). Cette structure ne correspond pas à un tuya intra-glaciaire car les hyaloclastites présentent une direction et un pendage globalement uniformes sur l'ensemble de la structure (Figures 3-9B et C). Le Watchtower est traversé par d'importantes fractures verticales et vraisemblablement par des failles qui le dissèquent en sous-blocs, décalés les uns par rapport aux autres (Figure 3-9A). Sa situation au pied des deltas de laves (Figure 3-6), en position abaissée d'une centaine de mètres par rapport aux plateaux volcaniques alentours, suggère un déplacement du bloc. Nous proposons par conséquent d'interpréter le Watchtower comme un méga-bloc d'avalanche de débris, impliqué dans l'événement **WT** (Figure 3-6).

### *II.1.2. Glissement rotationnel*

Un gigantesque bloc de 600 m de long et 250m de large jouxte les deltas de laves situés au sud-est d'Hamilton Point (**G** sur la figure 3-6; Figure 3-11). Ce bloc, essentiellement constitué de brèches hyaloclastiques, est placé environ 80 m plus bas que les plateaux volcaniques supérieurs (Figure 3-11B). L'ensemble est relativement bien préservée. Le bloc est cependant traversé par de multiples fractures verticales et se compose de blocs basculés (Figures 3-11C et D). La structure observée correspond clairement à un bloc glissé qui témoigne du caractère instable des deltas de laves. Le phénomène est récent et probablement actif.

## **II.2. Structure de l'île**

### **II.2.1. Les deltas de laves**

Les deltas de laves occupent la partie supérieure de la zone d'étude et forment des hauts plateaux qui culminent à 500-600 m d'altitude. Ils sont délimités par des falaises atteignant une centaine de m de hauteur (Figures 3-7B et C). Les investigations de terrain menées au pied de ces falaises, relativement faciles d'accès, ont permis de dégager un log général de la structure des deltas (cf Figure 3-17). Il en ressort 5 unités principales présentées du sommet à la base de la séquence volcanique:

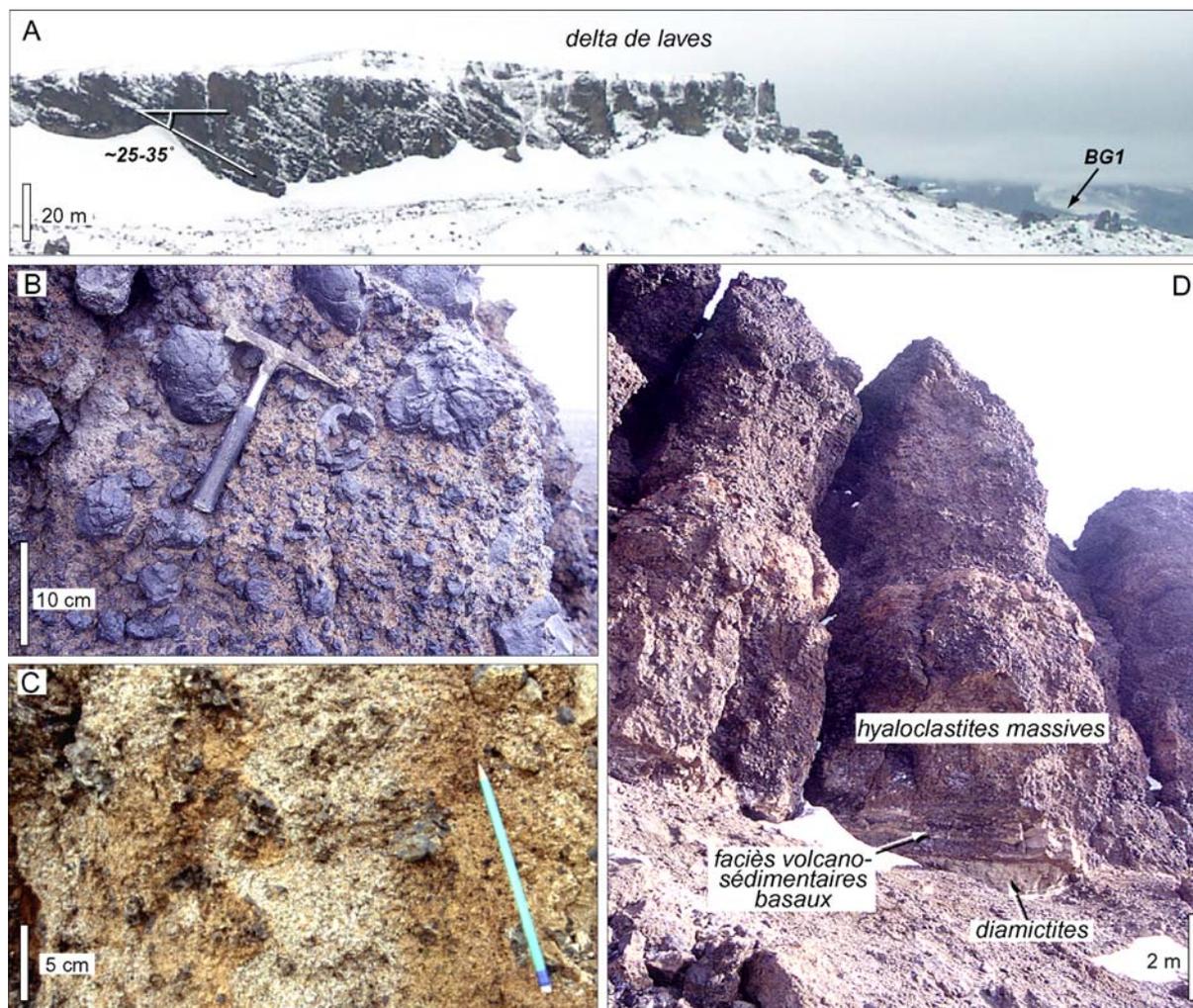
#### **A- Les coulées de laves sub-aériennes (CL):**

Les coulées de laves sub-aériennes sont très rarement identifiées in situ. Les quelques affleurements reconnus sont localisés au sommet des plateaux à une altitude moyenne de 500 m, mais les principales observations ont été réalisées sur des blocs d'avalanches de débris repérés au pied des deltas de laves (cf II.1.1.). Il s'agit essentiellement de coulées pahoehoe massives, de composition basaltique (basaltes à phénocristaux d'olivine), vésiculées ou non. Leur épaisseur et leur extension n'ont pas pu être estimées;

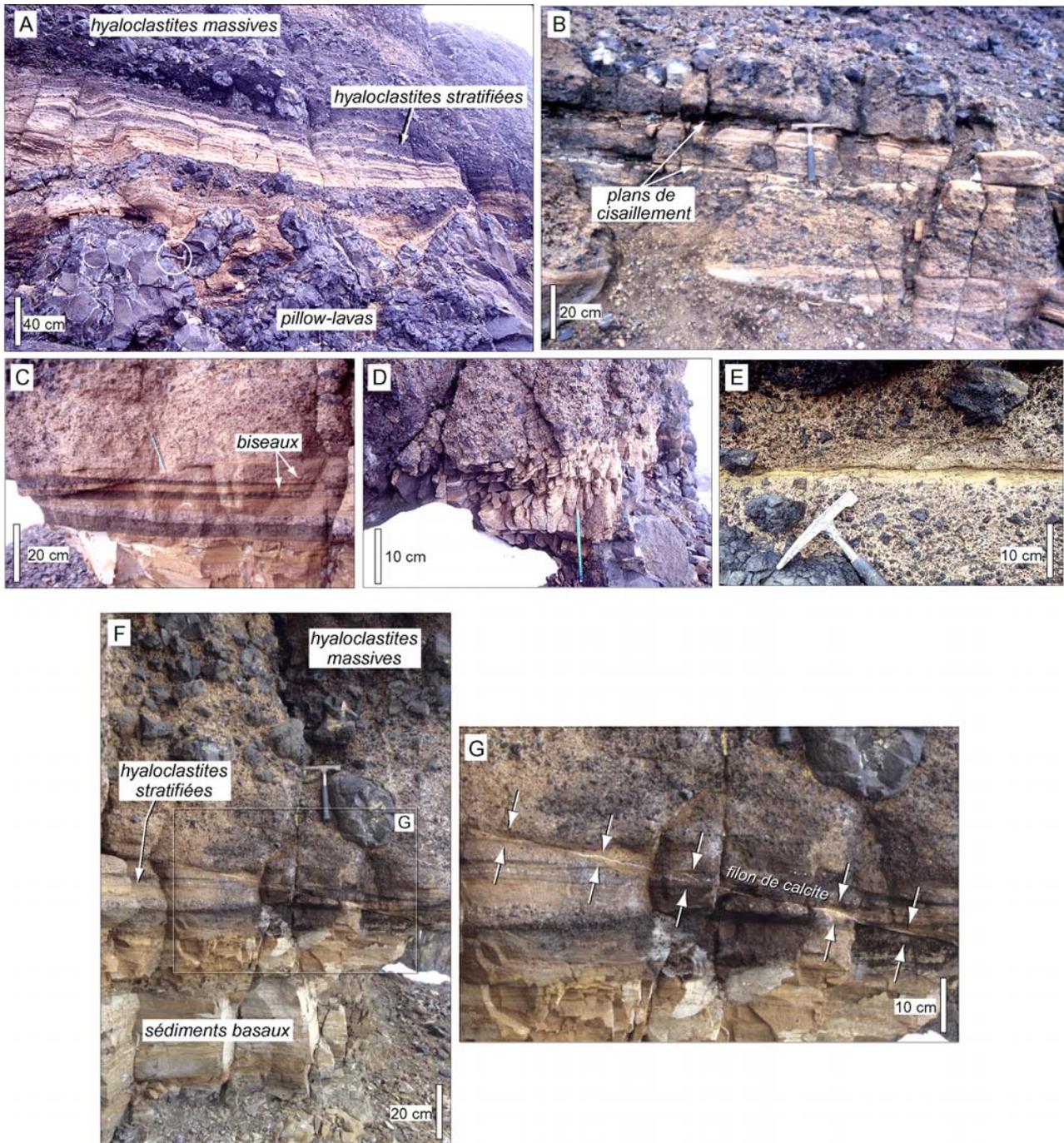
#### **B- Les brèches hyaloclastiques palagonitisées (Hp):**

→ **massives (Hpm):** Les falaises étudiées sont en très grande majorité constituées de brèches hyaloclastiques massives, globalement résistantes, qui affleurent sur plusieurs dizaines de m (Figure 3-12). Ces formations présentent un pendage apparent de 25 à 35° vers la mer (Figure 3-12A). Elles sont décrites comme l'association d'une matrice fine palagonitisée jaunâtre et de fragments de laves trempés de tailles diverses, depuis les petits morceaux de verre millimétriques à pluri-centimétriques jusqu'aux blocs de laves en coussins de taille métrique (Figure 3-12B). Le matériau, fortement altéré (Figure 3-12C), est cimenté par la palagonite. L'ensemble est traversé par d'importantes fractures qui dissèquent les formations en blocs instables (Figure 3-12D);

→ **stratifiées (Hps):** Un faciès stratifié, d'une vingtaine de cm jusqu'à 3 m de puissance en fonction du site, est observé quasi systématiquement à la base de la séquence hyaloclastique (Figure 3-13). Ce niveau est constitué d'une alternance de matériaux palagonitisés fins gréseux et de lits plus grossiers incluant des fragments de laves vitrifiés de taille millimétrique à pluri-décimétrique. L'épaisseur des strates n'est généralement pas uniforme et varie d'un à plusieurs dizaines de cm. Des figures en biseaux ou des stratifications entrecroisées sont observées par endroits (Figures 3-13A, B et C). Certaines strates présentent un granoclassement inverse (Figure 3-13A). Les brèches stratifiées sont intensément fracturées (Figure 3-13D). Les fractures, en grande majorité verticales, semblent s'initier dans ce niveau et se propager au sein des brèches massives supérieures **Hpm** (Figures 3-13A



**Figure 3-12: Les brèches hyaloclastiques massives (*Hpm*).** A/ Vue sur un delta de laves. Les hyaloclastites présentent un pendage de 25-35° vers la mer. B/ Faciès caractéristique. Des fragments de laves trempés de taille millimétrique à métrique sont inclus dans une matrice jaunâtre palagonitisée. C/ Faciès d'altération. D/ Vue sur la falaise d'un delta de laves. Les hyaloclastites massives sont traversées par des fractures qui les dissèquent en blocs instables.



**Figure 3-13: Les brèches hyaloclastiques stratifiées (Hps).** A/ Faciès caractéristique marqué par une alternance de matériaux palagonitisés fins et de lits plus grossiers incluant des fragments de laves vitrifiés de taille millimétrique à pluri-décimétrique. B/ Identification de plans de cisaillements au sein du matériau. C/ Les strates ne présentent pas une épaisseur uniforme. Des figures en biseaux sont identifiées. D/ Fracturation intense. E/ Zoom sur un plan de cisaillement. F/ G/ Mise en évidence de filons de calcite.

et D). Elles sont localement soulignées par de petits filons de calcite (Figures 3-13F et G). Les discontinuités lithologiques existantes entre les niveaux fins et plus grossiers des brèches stratifiées sont à l'origine de zones de cisaillement nettes au sein du matériau (Figure 3-13B). Dans le détail, les niveaux fins sont fracturés et pulvérisés. Ils s'apparentent à une gouge de faille (Figure 3-13E).

#### C- Les pillow-lavas (**PL**):

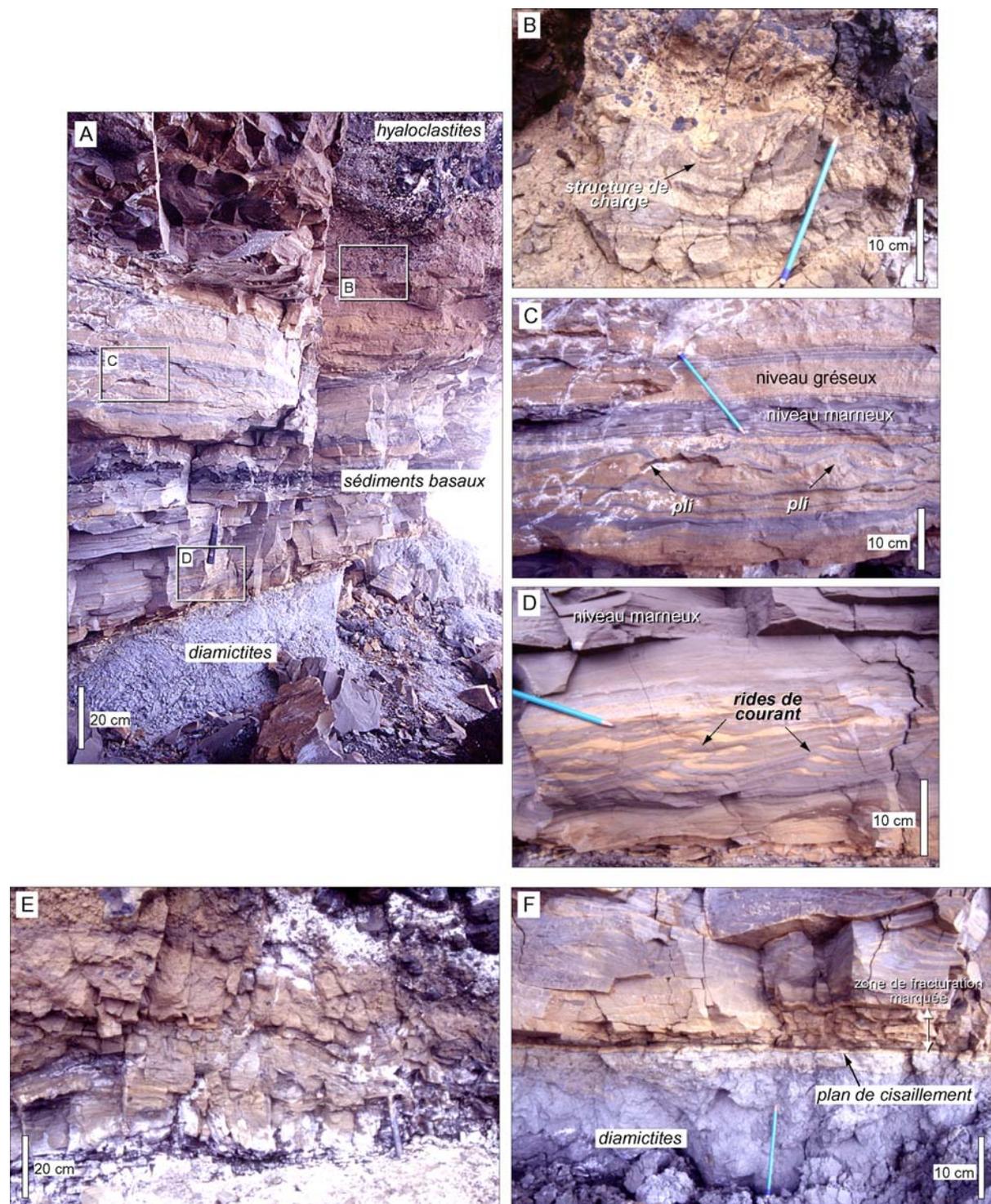
Les brèches hyaloclastiques stratifiées **Hps** peuvent localement recouvrir et draper un niveau de pillow-lavas (Figure 3-13A). Ces formations laviques, rarement observées sur l'île de James Ross (Smellie, 1999), apparaissent très bien développées dans les falaises situées au sud d'Hamilton Point. Elles sont cependant absentes ou n'affleurent pas à l'ouest et au nord de la zone d'étude. Les pillow-lavas forment des tumuli, jusqu'à 20 m de puissance, où sont empilés des blocs laviques de dimension pluri-décimétrique à métrique. Des structures circulaires de 10-15 m de diamètre, présentant une fracturation radiale, ont également été observées sur le terrain. Elles pourraient correspondre à d'anciens tunnels de laves;

#### D- Les faciès volcano-sédimentaires basaux (**fvsb**):

Un niveau volcano-sédimentaire affleure sous les brèches hyaloclastiques à l'ouest et au nord d'Hamilton Point (principalement sous le niveau stratifié **Hps**, mais également directement sous les brèches massives **Hpm**) ou, sous les tumuli de pillow-lavas **PL** au sud. Les formations identifiées, de 1 à 2 m d'épaisseur, se caractérisent par une alternance (1) de lits silteux à gréseux constitués de fragments millimétriques de hyaloclastites palagonitisées et de laves vitrifiées et (2) de niveaux franchement marneux où les produits volcaniques sont absents (Figures 3-14A et C). Les premiers sont principalement représentés au sommet de l'unité. Ils se raréfient vers la base où les seconds sont prédominants. Ces niveaux présentent de nombreuses figures sédimentaires de type rides de courant, plis syn-sédimentaires ou structures de charge (Figures 3-14B, C et D). A l'image des hyaloclastites stratifiées **Hps**, les faciès volcano-sédimentaires basaux sont intensément fracturés (Figure 3-14E). Les fractures sont soulignées localement par des filons de calcite. Un plan de cisaillement net à l'origine d'une striation marquée des formations sédimentaires est identifiée à la base de l'unité (Figure 3-14F), au contact des diamictites **Dia** sous-jacentes;

#### E- Les diamictites (**Dia**):

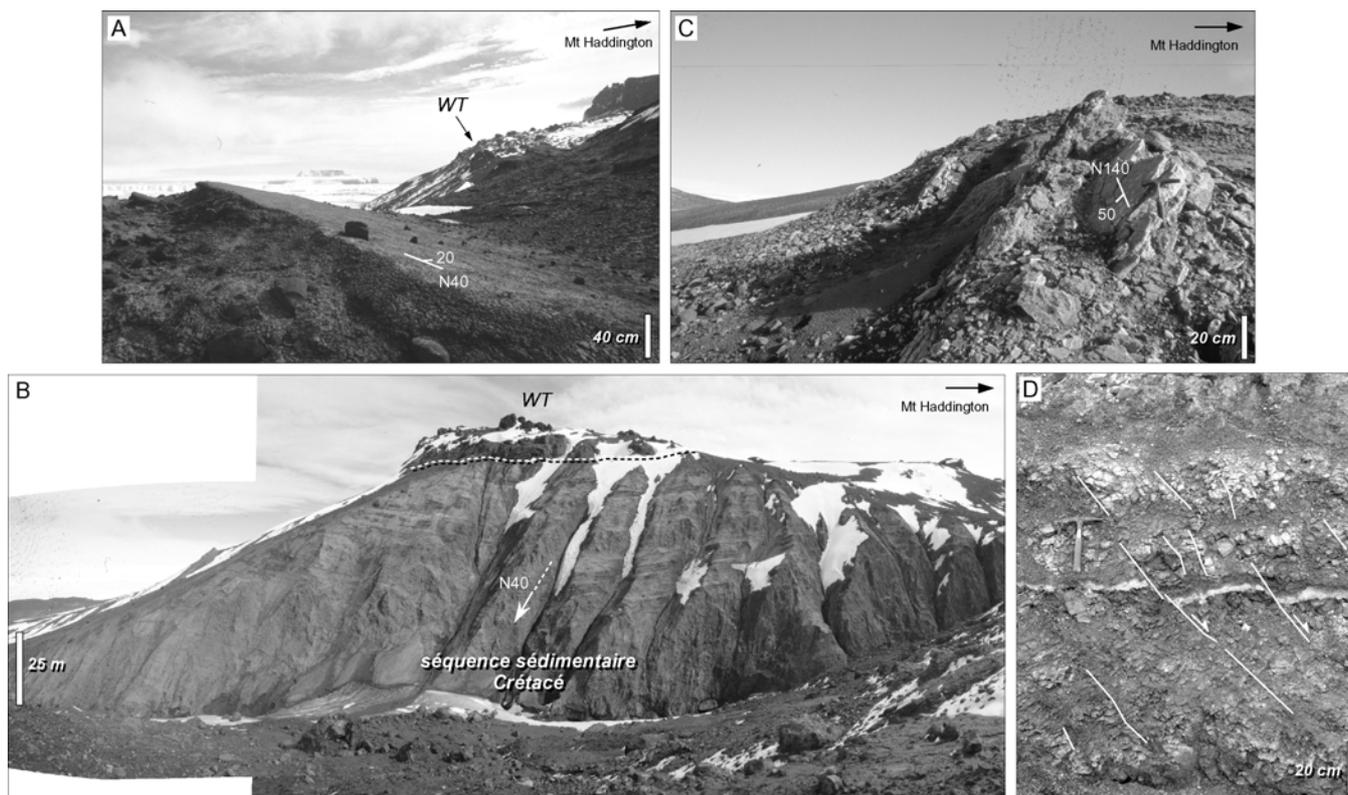
A la base de la séquence, une brèche friable associant une matrice argileuse et des blocs centimétriques à pluri-décimétriques de compositions diverses (schistes, granites, blocs sédimentaires arrondis; Figure 3-15) repose, localement et selon un contact discordant, sur les sédiments Crétacé sous-jacents (cf § II.1.2.2.). Cette brèche, dont l'épaisseur n'excède pas 5 m dans la région d'Hamilton Point, est une diamictite. Ces formations sédimentaires d'origine glacio-marine sont regroupées par Pirrie et al. (1997) au sein de l'unité "Hobbs Glacier Formations" d'âge Miocène. Leur dépôt serait



**Figure 3-14: Les faciès volcano-sédimentaires basaux (fvsb).** A, B, C et D/ Succession des faciès et figures sédimentaires identifiés sur le terrain. B/ Structure de charge au contact des hyaloclastites massives supérieures. C/ Illustration de l'alternance de niveaux silteux à gréseux constitués de fragments millimétriques de hyaloclastites palagonitisées et de laves vitrifiées et de niveaux marneux où les produits volcaniques sont absents. Plis syn-sédimentaires. D/ Niveaux franchement marneux et rides de courant. E/ Fracturation intense. F/ Zoom sur le plan de cisaillement existant au contact des diamictites *Dia* sous-jacentes.



**Figure 3-15: Faciès caractéristique des diamictites (*Dia*).** Il s'agit d'une brèche à matrice argileuse incluant des blocs de toutes tailles et de toutes origines.



**Figure 3-16: Figures de déformation et de fracturation de la séquence sédimentaire Crétacé à Hamilton Point.** A/ Strate sédimentaire de direction N40° et de pendage 20° vers l'ouest (sud-ouest du secteur d'étude). B/ Pli de direction N40° (sud-est du secteur d'étude). La séquence sédimentaire est drapée par des dépôts d'avalanches de débris. C/ Importante veine de calcite de direction N140° et de pendage 50° vers l'est (est d'Hamilton Point). D/ Exemple de micro-failles à rejet normal (nord de la zone d'étude).

antérieur au volcanisme de l'Ile de James Ross. Elles sont interprétées comme le résultat de la sédimentation en mer, aux limites d'un inlandsis ou d'un iceberg de grande dimension, de produits arrachés au substratum par érosion glaciaire (Pirrie et al., 1997).

### *II.2.2. La séquence sédimentaire Crétacé*

Les sédiments Crétacé, à l'affleurement sur 400-500 m d'épaisseur dans la partie littorale de la zone d'étude (Figure 3-6 et 3-7B), forment le soubassement sur lequel les deltas de laves se sont construits. Ils constituent vraisemblablement la partie supérieure des formations regroupées par Pirrie (1991) et Crame et al. (1991) au sein de l'unité dite de "Lopez de Bertodano". Ces formations se seraient principalement mises en place en domaine marin peu profond. Elles sont riches en argile et localement en fossiles (petites ammonites et coraux). La séquence est généralement peu consolidée, la plupart du temps gorgée d'eau et boueuse.

Les unités sédimentaires présentent une direction générale NE-SW et des pendages faibles de l'ordre de 5 à 20° (Figure 3-16A). Au sud d'Hamilton Point, les pendages sont uniformément orientés vers le nord-ouest, alors qu'à l'ouest et au nord, les strates sont inclinées vers le sud-est (Figure 3-6). Les mesures structurales soulignent ainsi l'existence d'un synclinal dans les sédiments, de direction générale NE-SW globalement tangente au volcan Mount Haddington. Ce pli, effectivement observé dans une rivière profonde à l'est du Watchtower (sud de la zone d'étude; Figure 3-16B), est interprété comme le résultat de l'expulsion radiale des sédiments Crétacé sous la charge de l'édifice.

De façon générale, les sédiments Crétacé sont peu fracturés. Les micro-failles identifiées sur le terrain sont en grande majorité à rejet normal (Figure 3-16D). Le déplacement sur chacune d'entre-elles n'excède pas quelques cm. Les failles sont souvent soulignées par des filons de calcite. Leur direction est globalement conforme à celle des strates. Leur pendage, généralement fort (60-70°), est opposé au pendage des couches sédimentaires. D'importantes veines de calcite ont cependant été repérées localement à l'ouest d'Hamilton Point (Figure 3-16C). Ces veines, de 10 à 20 cm de large et à forts pendages (50-60°), sont suivies sur quelques dizaines de m. Elles pourraient souligner des directions majeures de fracturation au sein de la séquence Crétacé.

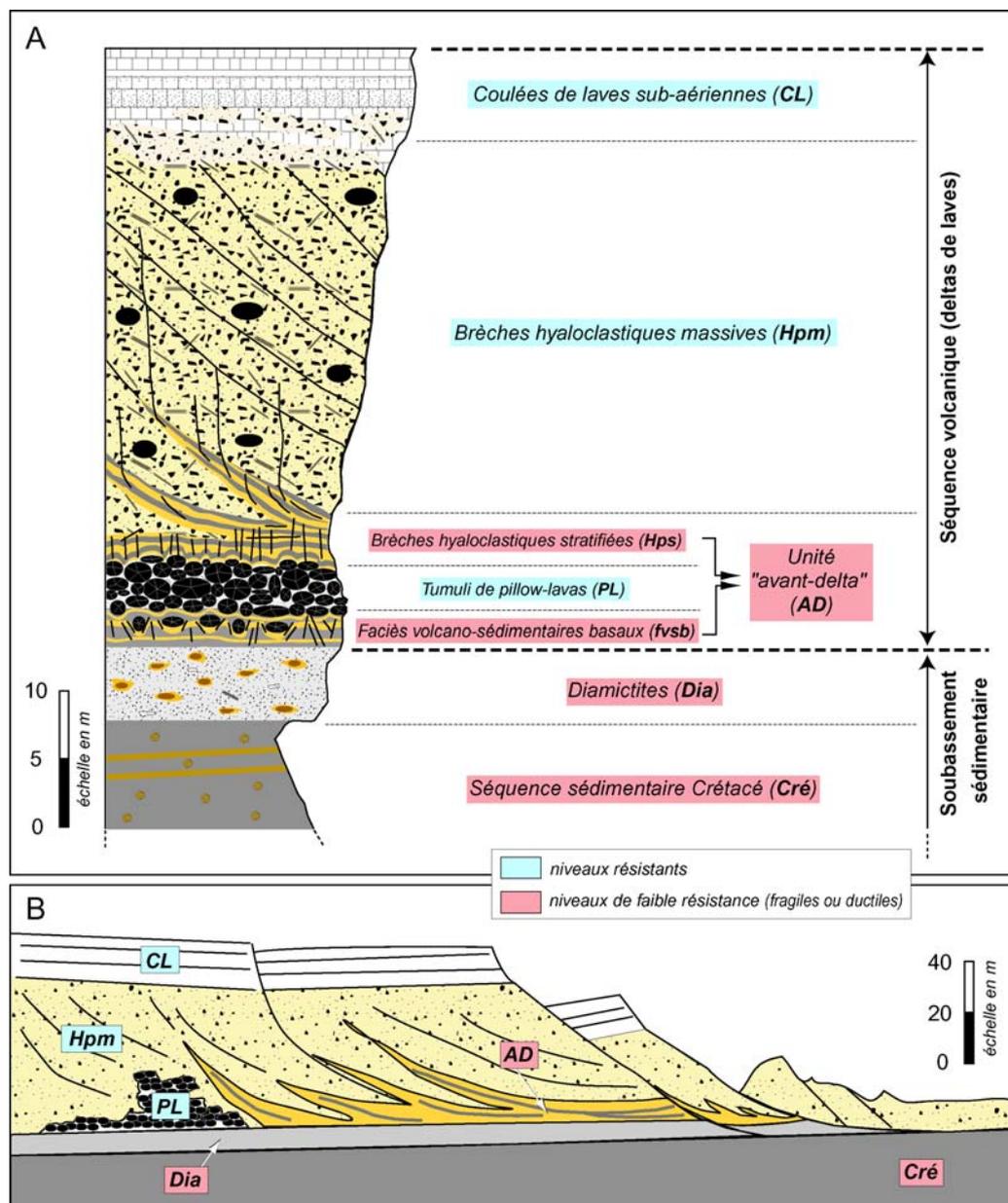


Figure 3-17: Schémas synthétiques de la structure du volcan Mount Haddington dans la région de Hamilton Point. A/ Log stratigraphique. B/ Section transversale d'un delta de laves. Les différentes unités sont classées en fonction de leur rhéologie.

### III. INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSION

---

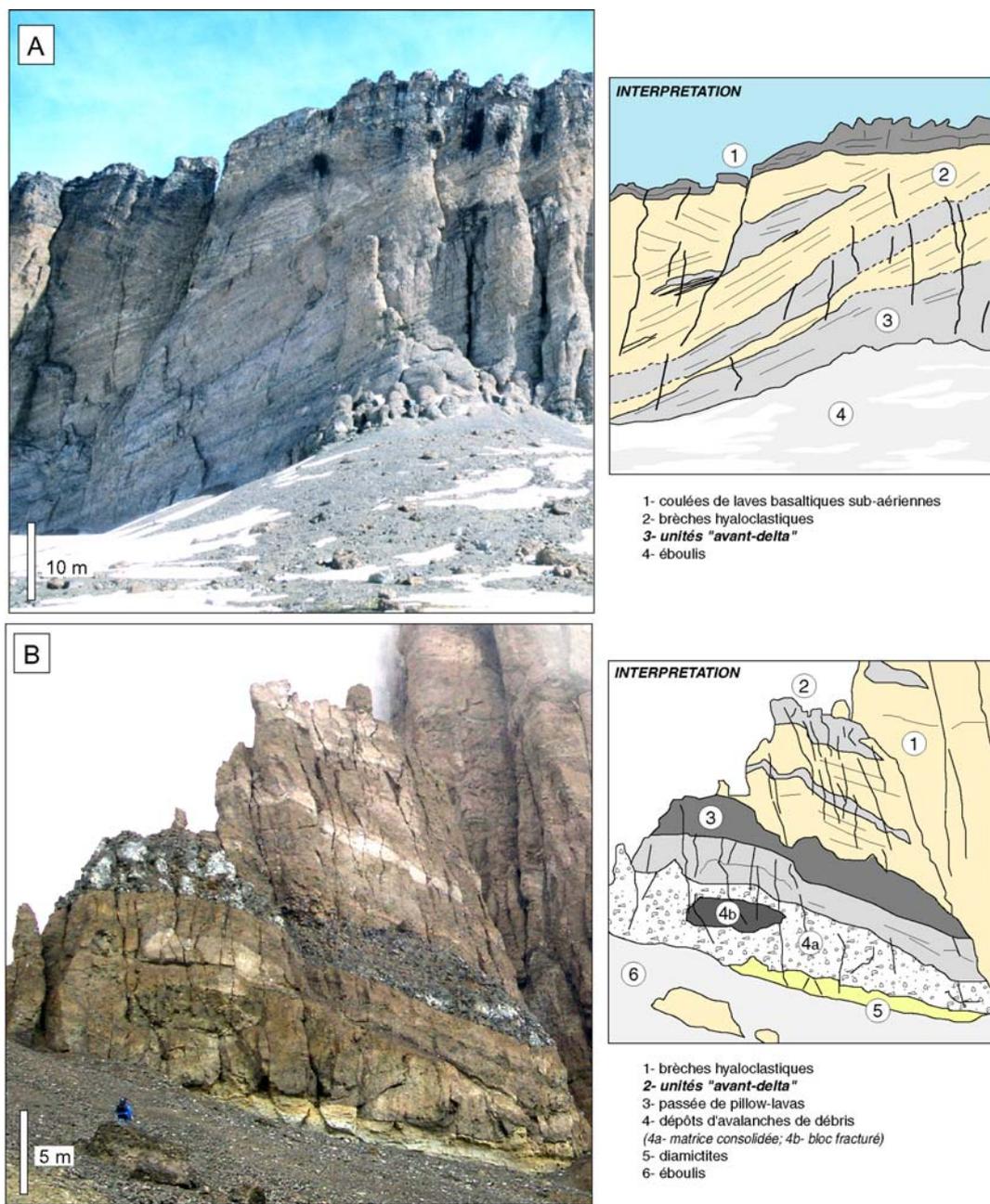
#### III.1. Structure et stabilité des deltas de laves

Les deltas de laves observés dans la région d'Hamilton Point sont clairement instables. Cette instabilité se traduit par le déclenchement de glissements rotationnels et d'avalanches de débris catastrophiques dont les dépôts sont omniprésents dans le secteur d'étude (Figures 3-6, 3-8 et 3-9; cf § II.1.). Les événements identifiés sont de taille modeste ( $\sim 0.1 \text{ km}^3$ ). Ils apparaissent relativement récents et sont de toute évidence liés au retrait de la calotte glaciaire lors de la dernière déglaciation (van Wyk de Vries et al., 2003). Dans ce contexte, les déstabilisations observées à Hamilton Point impliquent uniquement des processus gravitaires. Le contexte émergé de l'île de James Ross offre l'opportunité d'étudier directement les deltas de laves et le soubassement sédimentaire du volcan Mount Haddington. L'objectif principal est d'identifier les formations les plus faibles dans la structure de l'île et les facteurs susceptibles de jouer un rôle dans le déclenchement des déstabilisations.

##### III.1.1. Signification, origine et rhéologie des faciès observés sur le terrain

◆ Parmi les unités mises en évidence au sein de la séquence volcanique (cf § II.2.1.) et hormis les coulées de laves sub-aériennes (*CL*), les brèches hyaloclastiques massives (*Hpm*) et les pillow-lavas (*PL*) sont clairement les terrains les plus résistants (Figure 3-17). Les hyaloclastites résultent de la trempe, de la fragmentation et de la pulvérisation des coulées de laves lors de leur entrée dans l'eau (Moore, 2001). Les tumuli de pillow-lavas se construisent localement, par la progression et l'émergence du magma directement sous l'eau. Ces formations sont classiquement intégrées dans les modèles conceptuels d'île océanique (Garcia et Davis, 2001; Oehler et al., 2005) et sont systématiquement rencontrés dans les forages (Nielson et Stiger, 1996; Klingelhöfer et al., 2001; Moore, 2001; DePaolo et al., 2001) ou observés lors de plongées (Lipman et al., 2002; Morgan et Clague, 2003). A Hawaii, le forage de Hilo met en évidence deux niveaux distincts de hyaloclastites (Moore, 2001). Le niveau supérieur est poreux, perméable et friable. Le niveau inférieur, plus ancien, est cimenté et par conséquent moins perméable. La cimentation s'explique par l'altération et la palagonitisation du matériau. Ce contraste de lithologie et de propriétés physiques au sein de la séquence hyaloclastique n'est pas observé sur l'île de James Ross. Les brèches *Hpm* forment au contraire un ensemble homogène, globalement résistant, cimenté par la palagonite et de ce fait peu perméable. Leur résistance est néanmoins relative en raison des fortes altérations et fracturations du matériau (Oehler et al., 2005).

◆ Bien qu'indurées et compactées, les brèches hyaloclastiques stratifiées (*Hps*) et les faciès volcano-sédimentaires basaux (*fvsb*) correspondent aux formations les plus faibles de la séquence volcanique (Figure 3-17). Elles sont intensément fracturées et traversées par des plans de cisaillement

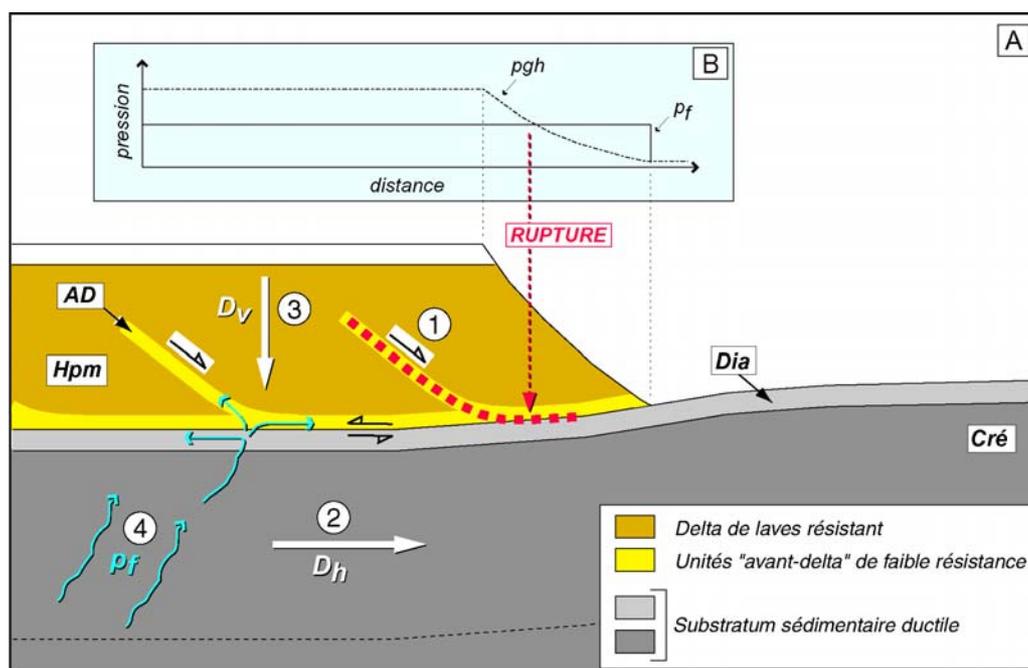


**Figure 3-18: Identification des unités volcano-sédimentaires "avant-delta" (AD) incluses dans la structure des deltas de laves.** A, B/ Exemples dans la région de Rum Cove (ouest de l'île de James Ross, cf Figure 3-1 pour la localisation). *Source des photographies: van Wyk de Vries.* Les faciès AD présentent un pendage comparable à celui des brèches hyaloclastiques. On note également la présence de dépôts d'avalanches de débris dans la structure du volcan sur la photographie B.

(Figures 3-13 et 3-14) qui diminuent la cohésion du matériau. Les fractures sont soulignées par des filons de calcite qui mettent en évidence une propagation privilégiée des fluides au sein de ces unités (Figures 3-13F et G). Les brèches **Hps** sont de toute évidence liées à l'entrée des coulées de laves dans l'eau. La fraction fine gréseuse observée au sein de ces formations (cf § II.2.1.; Figure 3-13) pourrait résulter de la sédimentation, à la surface et au pied des deltas, des fragments trempés les plus fins produits lors de la pulvérisation des coulées. Les lits plus grossiers pourraient témoigner d'une intensification de l'activité volcanique et d'un épanchement plus important des coulées dans l'eau. Les figures de plis syn-sédimentaires et les rides de courant observées à Hamilton Point, au sein des faciès volcano-sédimentaires **fvsb** (cf § II.2.1.; Figures 3-14B, C et D), suggèrent que la mise en place de ces formations est uniquement liée à des processus de sédimentation. Les niveaux silteux-gréseux pourraient correspondre à des produits de démantèlement des deltas de laves, transportés et déposés par des courants de turbidité (Smellie, 2000 et 2001; Skilling, 2002; Smellie et Skilling, 1994; Smellie et Hole, 1997; Smellie et al., 1993). La sédimentation pélagique, en contexte marin, pourrait être à l'origine des strates plus marneuses. Celles-ci, dépourvues de clastes d'origine volcanique, pourrait souligner des phases d'accalmie ou d'arrêt de l'activité.

Sur la base de ces interprétations, nous proposons de regrouper les formations **Hps** et **fvsb** en une seule unité dite "avant-delta" (**AD**; Figure 3-17). Cette unité regroupe l'ensemble des produits volcano-sédimentaires accumulés à la surface, au pied et en avant des deltas de laves au cours de leur formation. Les unités **AD** sont généralement incluses dans la structure même des deltas (Figure 3-18). Elles présentent souvent une géométrie incurvée, en asymptote vers la base de la séquence volcanique (Skilling, 2002; van Wyk de Vries, comm. pers.). Leur pendage est comparable à celui des hyaloclastites massives **Hpm** (25-35°) dans la partie supérieure des deltas (Figure 3-18). Il diminue vers la base pour atteindre des valeurs faibles ou quasi nulles. L'inclusion des formations **AD** dans la structure du volcan s'explique par l'avancée progressive des deltas pendant une même éruption ou lors de différentes phases d'activité. Elle n'a pas été observée à Hamilton Point car nos investigations se sont limitées (pour des raisons de sécurité) au front des deltas de laves.

◆ Les diamictites (**Dia**) et la séquence Crétacé (**Cré**) constituent le soubassement sédimentaire sur lequel les deltas de laves sont construits (Figure 3-17). Ces formations, riches en argile, sont de rhéologie ductile. A Hamilton Point, les sédiments Crétacé sont peu affectés par la déformation liée au processus d'affaissement du volcan Mount Haddington sur son substratum (cf § I.). Les mesures structurales réalisées mettent en évidence un plissement globalement tangent à l'édifice et de grande longueur d'onde à l'échelle du volcan, qui indique une libre accommodation des déplacements à l'est de l'Ile de James Ross (Figure 3-3). L'identification de veines de calcite de taille relativement importante (10 à 20 cm de large; cf § II.1.2.2. et Figure 3-16) souligne d'importantes circulations de fluides au sein de la séquence sédimentaire Crétacé.



**Figure 3-19: Modèle simplifié de la structure du volcan Mount Haddington et facteurs d'instabilité des deltas de laves.** A/ Schéma synthétique. 1- Unités volcano-sédimentaires "avant-delta" de faible résistance. 2- Déplacement horizontal  $D_h$  lié à l'expulsion latérale du substratum sédimentaire ductile sous la charge de l'édifice. 3- Déplacement vertical  $D_v$  lié à l'affaissement des deltas sur le substratum ductile ("sagging"). 4- Pression fluide  $p_f$ . B/ Diagramme illustrant l'évolution de la pression lithostatique  $p_{gh}$  et de la pression fluide  $p_f$  en fonction de la distance. La rupture à la base de la séquence volcanique a lieu lorsque la contrainte effective est nulle.

### III.1.2. Facteurs d'instabilité des deltas de laves

La structure de l'île, telle qu'elle est observée à Hamilton Point, peut être simplifiée de la façon suivante (Figures 3-17 et 3-19). En position supérieure, les deltas de laves sont relativement résistants et peu perméables car essentiellement constitués de brèches hyaloclastiques palagonitisées massives (**Hpm**). Ils sont cependant fragilisés par les unités volcano-sédimentaires "avant-delta" (**AD**), de faible résistance, incluses dans leur structure. Les deltas de laves reposent sur un substratum sédimentaire épais et ductile qui associe un niveau de diamictites (**Dia**) et la totalité de la séquence Crétacé (**Cré**). Le substratum sédimentaire est riche en fluides. Ceux-ci exercent une forte pression à la base des deltas de laves. Ils sont confinés sous la couche peu perméable de hyaloclastites massives (**Hpm**) et ne peuvent progresser vers la surface qu'à travers les unités de faible résistance **AD**.

Sur la base de ce modèle, nous proposons que les formations "avant-delta" de faible résistance (**AD**), le substratum ductile (**Dia+Cré**) et la pression fluide ( $p_f$ ) jouent un rôle clé dans le déclenchement des déstabilisations (Figure 3-19):

► Les unités **AD** constituent des horizons faibles au sein de la séquence volcanique résistante. Ils doivent être considéré, sous la charge de l'édifice, comme des plans de rupture potentiels (**facteur 1** sur la figure 3-19);

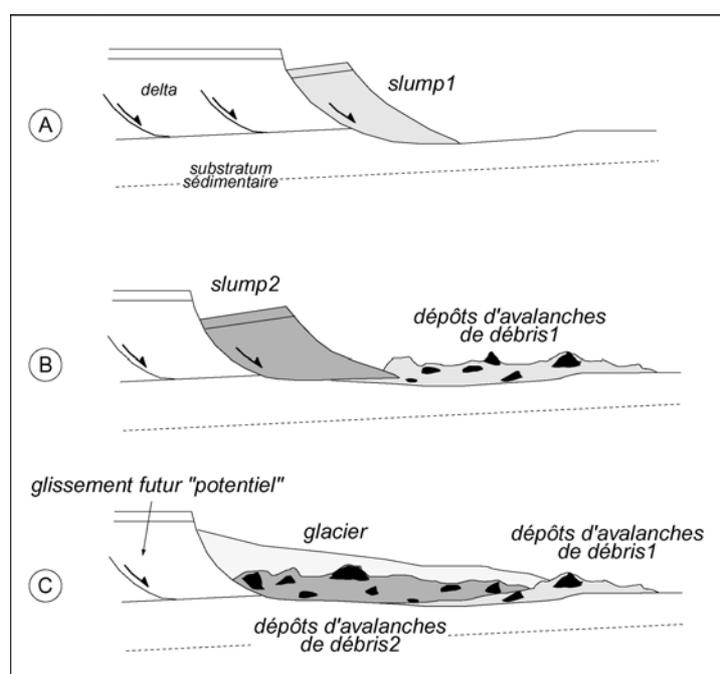
► Le soubassement ductile **Dia+Cré** est déformé sous le poids des deltas de laves. La déformation se traduit localement par l'expulsion latérale des formations sédimentaires (composante verticale  $D_h$ ; **facteur 2**). Elle est à l'origine d'un découplage entre la séquence volcanique résistante et le substratum ductile. Il en résulte un cisaillement entre les deux ensembles, effectivement observé sur le terrain entre le niveau de diamictites et les terrains sus-jacents (cf § II.2.1.; Figure 3-14F). Ce contexte est favorable à la génération de déstabilisations de type glissements rotationnels puisque le cisaillement d'une couche fragile sur un substratum ductile conduit à la formation de failles normales et de blocs basculés (Le Corvec, 2005). Le processus est de plus facilité et amplifié par l'affaissement généralisé du volcan Mount Haddington, liée au phénomène de "sagging" affectant l'édifice (composante verticale  $D_v$ ; **facteur 3**);

► La pression fluide  $p_f$  contrôle la rupture des deltas de laves (**facteur 4**). En général, elle reste inférieure à la pression lithostatique sauf à l'extrémité des deltas où le poids de la colonne de roches diminue (Figure 3-17B). Lorsque la contrainte effective devient nulle, une rupture est susceptible de se produire à la base de la séquence volcanique. Celle-ci peut se propager au sein des unités de faible résistance **AD** et contribuer à la déstabilisation des deltas de laves.

### III.2. Modèle de déstabilisations des deltas de laves

Les observations de terrain réalisées dans la région d'Hamilton Point (cf § II.) et les interprétations précédentes permettent de dégager le modèle synthétique suivant de la déstabilisation des deltas de laves (Figure 3-20):

Dans un stade initial (*étape A* sur la figure 3-20), les deltas sont déstabilisés sous la forme de glissements rotationnels comparables à l'événement **G** identifié à Hamilton Point (Figures 3-6 et 3-11). La rupture est liée (1) à la présence de fluides sous pression à la base de la séquence volcanique, (2) au cisaillement et à l'affaissement des deltas de laves relativement résistants sur leur substratum sédimentaire ductile et (3) à l'existence au sein même de la structure des deltas, d'horizons incurvés de faible résistance, les unités volcano-sédimentaires "avant-delta". Lorsque que l'équilibre instable du bloc glissé est rompu, le glissement rotationnel dégénère en une avalanche de débris (*étape B*). Cette évolution se traduit par une désagrégation des matériaux impliqués. Les fragments du bloc glissé sont en grande majorité pulvérisés et alimentent la matrice (Figure 3-10B). Certains sont cependant conservés et uniquement basculés (Figure 3-10A). Le méga-bloc d'environ 0.1 km<sup>3</sup> du Watchtower (Figure 3-9) a simplement été déplacé par translation. La libération des contraintes autorise l'initiation d'un nouvel épisode de glissement rotationnel, en retrait par rapport au premier événement déclenché. Le processus de déstabilisation rétrograde des deltas de laves est ainsi ponctué par le déclenchement successif de glissements rotationnels et d'avalanches de débris dont les dépôts se superposent en zone littorale (par exemple, les événements BG1 et BG2 à Hamilton Point; Figures 3-6 et 3-8) et probablement en mer. Lors des glaciations, l'installation d'un glacier à l'intérieur de l'amphithéâtre source des déstabilisations (*étape C*) contribue à rétablir une stabilité relative des deltas. Son retrait peut réactiver le processus.



**Figure 3-20: Modèle de déstabilisation des deltas de laves.** Les deltas se déstabilisent sous la forme de glissements rotationnels (A) qui dégénèrent en avalanches de débris lorsque que l'équilibre instable du bloc glissé est rompu (B). Le processus est rétrograde. Les glissements déclenchés impliquent potentiellement un volume de matériaux de plus en plus important. La colonisation de l'amphithéâtre source des déstabilisations par un glacier est souvent observée (C). Elle a tendance à rétablir une certaine stabilité des deltas de laves. Le processus peut être réactivé lors du retrait du glacier.

### **III.3. Application à l'échelle du volcan Mount Haddington**

Le volcan Mount Haddington a subi des déstabilisations gigantesques de ses flancs au cours de son évolution. Les volumes de produits impliqués dans ces événements sont supérieurs de plusieurs ordres de grandeur à ceux des glissements et des avalanches de débris identifiés à Hamilton Point (cf § I. et Figure 3-5). Le modèle précédent (cf § III.2.) apparaît insuffisant pour expliquer l'occurrence de ces épisodes majeurs, même si plusieurs km<sup>3</sup> de matériaux peuvent être déplacés dans le processus d'effondrements rétrogrades des deltas de laves. Nous proposons par conséquent une hypothèse de travail complémentaire. Elle s'appuie sur le fait que le déclenchement d'avalanches de débris même modestes, en zone périphérique du volcan pendant sa croissance, peut contribuer à la génération d'événements postérieurs beaucoup plus importants.

L'alternance de phases de déstabilisation des deltas de laves (selon le modèle précédent) et de construction de l'édifice laisse envisager l'hypothèse selon laquelle des dépôts d'avalanches de débris sont inclus dans la structure du volcan. Cette hypothèse est effectivement vérifiée à Terrapin Hill ou à Rum Cove (cf § I. et Figure 3-18B, van Wyk de Vries, 2004). Les brèches d'avalanches de débris consistent en un mélange peu consolidé de débris, caractérisé par l'association de blocs de taille variable, parfois intacts, souvent très largement fracturés ("faciès bloc"), et d'une matrice principalement constituée de fragments de blocs et d'éléments fins ("faciès matrice", cf Part. 1, § II.2.3.). Le démantèlement par érosion (glaciaire) et l'altération liée aux circulations de fluides ont tendance à diminuer la granulométrie des formations et à les argiliser. Les brèches d'avalanches de débris constituent ainsi clairement des horizons de faible résistance (Oehler et al., 2005). Leur rhéologie, liée à leur contenu en argile, peut être considérée comme ductile. Cette observation a certaines conséquences sur la stabilité des flancs du volcan construits sur ce type de formations. Celles-ci peuvent en effet se déformer sous leur propre poids et sous la charge de l'édifice, générant ainsi un glissement de flanc (slump?) qui peut potentiellement évoluer en avalanche de débris. La taille de l'événement engendrée est fonction de l'extension du niveau de décollement formé par les brèches d'avalanches de débris. Elle peut être considérable.

Sur la base de modélisations analogiques, nous avons montré (Oehler et al., 2005) que le processus peut être amplifié par la déformation ductile simultanée des niveaux hyaloclastiques (cf Chap. 2, § I.). Si à l'échelle de l'affleurement, le comportement fragile des brèches hyaloclastiques massives *Hpm* est évident (cf § II.2.1), à l'échelle du volcan et sous la charge de l'édifice, ces formations fortement altérées et fracturées pourraient se comporter comme un matériau ductile avec cependant une forte viscosité due à leur cimentation et leur faible teneur en argile. Le modèle précise que la déformation des niveaux basaux de brèches d'avalanches de débris, même d'extension limitée, peut induire celle des hyaloclastites supérieures avec pour conséquence directe la génération de déstabilisations de flanc récurrentes, rétrogrades et de taille croissante.

Ainsi, la présence de plans de faible résistance de rhéologie ductile ou fragile, à petite ou à grande échelle, inclus dans la structure de l'édifice, apparaît comme fondamentale dans les processus de déstabilisation de flanc des deltas de laves et du volcan Mount Haddington. A l'échelle des deltas, le rôle des unités volcano-sédimentaires "avant-delta" est central dans le déclenchement des glissements rotationnels et des avalanches de débris. A l'échelle du volcan, la déformation ductile couplée (1) des brèches d'avalanches de débris mises en place lors d'événements antérieurs (précoces?) de déstabilisations des deltas et (2) des niveaux hyaloclastiques pourrait être la principale cause des épisodes majeurs de démantèlement de Mount Haddington.

## **Chapitre 2**

### *Rôle des plans de faible résistance dans la déstabilisation des volcans boucliers*

Approche par modélisations analogiques

#### **OBJECTIFS:**

- Etudier, sur la base de modélisations analogiques, les relations entre la déformation ductile de quatre types d'horizons faibles (un substratum sédimentaire marin, des deltas volcanoclastiques, une zone hydrothermalisée et des niveaux hyaloclastiques) et le déclenchement de déstabilisations de flanc d'un volcan bouclier et/ou son étalement gravitaire (spreading).

Les résultats sont présentés sous la forme d'un article publié dans *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (Oehler et al., 2005 - Publication n°2).

#### **MOTS CLES:**

Plans de faible résistance, slumps et avalanches de débris, étalement gravitaire (spreading), modèles analogiques, volcans boucliers.





## Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach

Jean-François Oehler\*, Benjamin van Wyk de Vries, Philippe Labazuy

*Laboratoire Magmas et Volcans, UMR 6524 CNRS, OPGC, Université Blaise Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex, France*

Received 16 November 2004; accepted 16 November 2004

### Abstract

During their growth and evolution, oceanic hot-spot and arc shield volcanoes are destabilized and often dismantled by landslides. The origin of these phenomena can be found in the structure of volcanic islands marked by several low strength horizons such as a marine substratum, hyaloclastites, hydrothermally altered rocks, or volcanoclastic deltas, that weaken the edifice. We have tested the role of these Low Strength Layers (LSLs) with analogue modeling. We conclude that destabilization on these levels can lead to landslides or gravitational spreading. In our experiments, slides generated are only slump-type events, but they can evolve, in nature, into debris avalanches through mechanisms that could not be modeled in the laboratory. The role of fan-shaped volcanoclastic deltas included in the edifice structure is critical to slump formation. This process is more efficient if deltas are associated with another upper LSL, such as weak hyaloclastites or hydrothermally altered rocks. In this case, recurrent events generating collapses with increasing width are observed. Gravitational spreading of a volcanic island occurs when it is underlain by a ductile marine substratum, or includes an intra-edifice unconstrained hyaloclastic layer, 1/3 as thick as the height of the subaerial edifice. Spreading is characterized by edifice stretching and subsidence and does not generate major landslides. We also show that gravitational spreading on a marine substratum tends to inhibit slide generation, especially when the thickness of the sedimentary layer is larger than 1/10 of the edifice total height. However, if this value is lower, spreading occurs later and slumps can develop initially. We describe natural examples of oceanic hot-spot or arc shield volcanoes affected by both spreading and landslides, such as Reunion Island, Hawaii Island, James Ross Island (Antarctica) and Martinique Island (Antilles). The main structural features on these volcanoes can be explained solely by deformation on LSLs. We therefore propose a general model for the destabilization of volcanic islands that is applicable to all shield-like edifices. © 2004 Elsevier B.V. All rights reserved.

*Keywords:* low strength layers; landslides; volcano spreading; analogue models; oceanic hot-spot shield volcanoes; arc shield volcanoes

\* Corresponding author. Tel.: +33 04 73 34 67 21; fax: +33 04 73 34 67 44.  
E-mail address: [J.F.Oehler@opgc.univ-bpclermont.fr](mailto:J.F.Oehler@opgc.univ-bpclermont.fr) (J.-F. Oehler).

## 1. Introduction

Landslides are recognized to be common and recurrent during volcano growth. If steep stratovolcanoes have a greater probability to be destabilized, the largest landslide deposits, with volume up to 1000 km<sup>3</sup>, have been detected around gently sloping volcanic shields. Numerous studies, especially those using swath bathymetry and sonar data, have shown the importance of landslides in hot-spot related oceanic volcano growth, for example, in the Hawaiian Islands (Moore et al., 1989, 1994), the Canary Islands (Ablay and Hürlimann, 2000; Krastel et al., 2001), Reunion Island (Lénat et al., 1989; Labazuy, 1996; Oehler et al., 2004a), the French Polynesia Islands (Filmer et al., 1994; Clouard et al., 2001; Clément et al., 2002) and Tristan da Cunha Island (Holcomb and Searle, 1991). Seabound arc volcanoes can be shield-like and also suffer landslides, for example in the Lesser Antilles Arc (Deplus et al., 2001; Le Friant et al., 2002).

The term landslide is retained as a general term for all slope failures, but following the classification of Varnes (1978), two general types of landslides, slumps and debris avalanches, are considered here. A slump is a slow and intermittently-moving event characterized by displacements of large undeformed masses, whereas a debris avalanche is a catastrophic event where material is largely disaggregated during transport. Several trigger mechanisms have been proposed to explain the generation of these landslides. These include dyke intrusions (Iverson, 1995; Elsworth and Day, 1999), oversteepening of slopes by new lava (Siebert, 1984), caldera collapse (Marti et al., 1997), seismicity (Tilling et al., 1976; Lipman et al., 1985),

slope steepening by coastal erosion (Ablay and Hürlimann, 2000), but also effects of low strength layers (LSLs) existing in the volcano structure. Such layers can be hot olivine cumulates (Clague and Denlinger, 1994), volcanic residual soils (Hürlimann et al., 2001) or water-saturated rocks (Siebert, 1984). For this study, we particularly focus on the role of four LSLs, namely, (1) a marine substratum, (2) volcanoclastic deltas, (3) hydrothermalized zones and (4) hyaloclastites (Fig. 1):

- (1) Volcanic islands generally grow on top of marine sediments. These clay-rich water-saturated pelagic sediments act as a décollement horizon, because of their low shear strength and because rapid compaction under the volcano load leads to overpressuring of pore fluids and low effective normal stress (Iverson, 1995; Smith et al., 1999). The presence of such a layer under volcanic islands causes spreading. Gravitational spreading is distinguished from volcanic spreading. Gravitational spreading is defined as the deformation of a weak strata under the weight of a volcano that induces the deformation of the strata and consequently the destabilization of the volcano (Merle and Borgia, 1996). The destabilization is made easier when a sufficiently magma influx is added to the process. Borgia (1994) uses the term volcanic spreading to describe this magma-driven spreading. Spreading of stratovolcanoes can result in disastrous flank landslides and debris avalanches. Several examples are known such as Mombacho (Van Wyk de Vries and Francis, 1997) or Socompa (Van Wyk de Vries

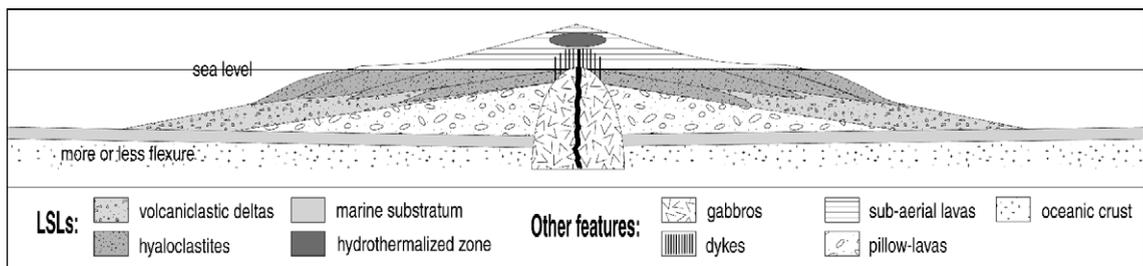


Fig. 1. Our idealized construction of volcanic island. 4 LSLs are indicated. This general model is made for a basaltic shield, but can equally be applied to more evolved hot-spot volcanoes, such as Piton des Neiges (La Reunion), or to arc volcanoes, such as Guadeloupe, Martinique or Montserrat (Antilles).

et al., 2001a). For volcanic islands, spreading is thought to contribute to the generation of slumps. The Hilina slump (Kilauea, Hawaii) is interpreted as a deep-seated gravitational slide due to spreading of the volcano south flank on the pre-Hawaiian seafloor (Lipman et al., 1985; Borgia and Treves, 1992).

- (2) Volcaniclastic deltas (also called ‘deltas’ in the following) result from different sedimentary processes on volcano flanks. Landslide events are certainly an important process for delta formation since hundreds of km<sup>3</sup> of material can be displaced in a single event. Growing seamounts, still below sea level, are already affected by such mass-wasting events. Loihi seamount, the youngest Hawaiian volcano, is thus extensively modified by landsliding, even though its summit is still 1 km below sea level and the volcano is perhaps a hundredth the size of a mature shield (Moore et al., 1989). Seismic tomography reveals that the structure of volcanic islands is often marked by lateral and vertical heterogeneities, including low velocity zones, interpreted as landslide deposits (Weigel and Grevemeyer, 1999). Fan-shaped slide deposits are probably included within the structure of all volcanic islands. Landslide deposits, and in particular debris avalanche deposits, consist of a poorly sorted mixture of brecciated debris. They are characterized by the association of large coherent blocks and large chunks of various lithology and by a surrounding mixture of crushed heterogeneous fragments with a predominance of thin elements. Fluid circulation, subsequent erosion and weathering alter these deposits and produce a more fine-grained and clay-rich material that could play the role of a décollement zone. Debris flow deposits, detritic deposits and fine sediments resulting from the pelagic sedimentation and turbidite deposition are also components of deltas. Such materials contain mechanically weak subaerially weathered products. On arc volcanoes and evolved shields, pyroclastic flow materials dominate the volcanic pile. This material, either emplaced directly or reworked, will also form a weak component in the submarine construction. Deltas are thus a

heterogeneous, potentially unstable layer of low strength material beneath or within the volcanic edifice that can influence island flank stability (Leslie et al., 2002).

- (3) The alteration of volcanoes by hydrothermal circulation results in edifice weakening and can trigger sector collapses (Lopez and Williams, 1993; Day, 1996). Alteration by hot fluids produces extensive rock dissolution and generates minerals such as gypsum and clay. These are weak and ductile. Hydrothermally altered zones have therefore low strength and can flow, collapse and spread laterally under their own or the edifice weight. On stratovolcanoes, this can cause large flank landslides, such as at Casita volcano (Van Wyk de Vries et al., 2000; Kerle and van Wyk de Vries, 2001). Merle and Lénat (2003) underline, however, that this process will be less active for shield volcanoes, because of the buttress effect of a shallow slope. They add that if this confinement is breached in one sector, then the weakened zone can spread and create a caldera-like structure.
- (4) Hyaloclastites are glassy, water-quenched, fragmental lava, generally of basaltic composition. Most hyaloclastites are produced when subaerial lava flows across a shoreline, where it is disrupted, quenched and shattered (Moore, 2001). The existence of hyaloclastites in the structure of volcanic islands is proved by drilling data (Moore, 2001; Garcia and Davis, 2001; DePaolo et al., 2001; Nielson and Stiger, 1996; Klingelhöfer et al., 2001) but also by submarine observations. The Hilo drill hole in Hawaii exhibits two types of hyaloclastites (Moore, 2001). Uppermost hyaloclastites are porous, permeable, and uncemented, whereas the deeper older hyaloclastites absorb less water and become better cemented due to the palagonitization of glass and addition of secondary minerals. Moore (2001) affirms that the zone of freshest uncemented hyaloclastites represents the weakest rock in the drill hole and concludes that it is a likely level for tectonic or landslide disruption. In general, we suggest that most LSLs have a ductile behavior, especially due to their clay-rich composition. The behavior of hyaloclastites is however more debatable. Our

observations on hyaloclastites in James Ross Island (Antarctica) (Van Wyk de Vries et al., 2003; Oehler et al., 2004b) show that they are a highly fractured, weathered and palagonitized material, with clear destabilization potential. If their behavior must therefore be considered as brittle on a small scale, on a large scale and under the weight of an overlying edifice, this level probably behaves as a ductile destabilization zone, although certainly with a higher viscosity than the other LSL, due to lower clay contents, and greater cementation.

We present analogue experiments that study the influence of the four LSLs (a marine substratum, volcanoclastic deltas, hydrothermalized zones and hyaloclastites) on the stability of oceanic hot-spot and arc shield volcanoes. We base our scaled models on the hot-spot Reunion Island edifice. This oceanic shield has in fact probably the best average morphology for generalizing models to other oceanic hot-spot and arc edifices. We attempt to understand how slide structures, that is to say horseshoe-shaped structures or amphitheatres, can be generated only from the deformation of LSLs and to evaluate the potential of spreading in generating landslides. It seems right that weak LSLs should favor the gravitational destabilization of volcanic islands by causing slumps. By combining structures observed in our models with those on real volcanoes, we construct a general model for LSL gravitational destabilization of shield volcanoes.

## 2. Analogue models

### 2.1. Scaling

We simulate a shield volcano by a model composed by sand and plaster modeling the brittle volcanic rocks. LSLs included in the structure of the edifice are considered ductile and are simulated by silicone layers. The choice of these materials is linked with the scaling procedure. A scaled model is a reduced representation of reality, which needs to be geometrically, kinematically and dynamically similar to nature (Hubbert, 1937; Ramberg, 1981). The scaling procedure described in previous studies on scaled models of volcanic edifice aims to respect these conditions (Merle and Vendeville,

1995; Van Wyk de Vries and Merle, 1996; Merle and Borgia, 1996; Donnadieu and Merle, 1998). For technical reasons, we set the model/nature length ratio  $L^*$  to  $5 \times 10^{-6}$  (1 cm in experiments represents 2 km in nature). The mixture of sand and plaster used in experiments has an average bulk density of  $1400 \text{ kg m}^{-3}$ , whereas volcanic rocks present an average bulk density of  $2500 \text{ kg m}^{-3}$ . The density ratio  $\rho^*$  is thus 0.56. Experiments were carried out in the terrestrial gravitational field so that the gravity ratio  $g^*$  is 1. The stress ratio is therefore  $\sigma^* = \rho^* \times g^* \times L^* = 2.8 \times 10^{-6}$ . We can deduce from it that our models should be about 300,000 times less strong than the natural volcano. As the cohesion  $\tau_0$  has the dimension of a stress, we can write that  $\tau_0^* = \sigma^*$ . Consequently, if we take a general high cohesion for volcanic rocks (about  $10^6$ – $10^7$  Pa), the analogue material must have a very low cohesion. The mixture of sand (95% in weight) and plaster (5% in weight) satisfies to this condition with a very low cohesion of about 10–20 Pa (calculated following Donnadieu, 2000). It moreover presents an angle of internal friction comparable to that of natural rocks ( $\sim 30^\circ$ ). The material allows us to follow the morphologic evolution of structures, which appear as small scarps in experiments. To simulate LSLs, we generally use the transparent silicone PDMS (trade name: SGM 36; produced by Dow Corning, UK), mixed with less than 1% in weight of sand. We measured the viscosity of this mixture at about  $10^5$  Pa s. It is chosen as the reference ductile material for the scaling. In one series, we however use both PDMS and the pink silicone Rhodorsil Gomme (trade name: Silbione Gomme 70009; produced by Rhône-Poulenc, France) mixed with up to 5% in weight of sand (viscosity measured at about  $10^6$  Pa s). It allows us to simulate a contrast of viscosity between less ductile hyaloclastites and the other LSLs. The deformation of a ductile material is time-dependent and we can write that  $t^* = \mu^* / \tau_0^*$ ,  $t^*$  being the time ratio and  $\mu^*$  the viscosity ratio. If we consider that the viscosity of LSLs, strongly linked with that of clay, is about  $10^{18}$  Pa s (Borgia, 1994; Merle and Borgia, 1996; Carena et al., 2000), then  $t^*$  is about  $10^{-7}$ . One hour of experiments is then equivalent to about 1 ka. In a few hours, most experiments produced significant deformation. As 1 ka is well within the lifetime of large volcanic edifices, such deformation can be reasonably expected to occur in nature.

## 2.2. Experimental procedure

Our scaled models consist of 3-cm-high and 30-cm-diameter circular shields that aim to simulate an edifice comparable to Reunion Island (Fig. 2A,C). An important morphological aspect is the natural break of slope near the shore and which is reproduced on models (Fig. 2B,D). This break of slope is a general feature on shield-like volcanic islands. It is explained by a change in depositional environment across the shoreline. Subaerial lava flows generally form low slopes. In contrast, when they cross the shoreline, they are rapidly quenched and undergo cooling, contraction and granulation (Moore and Chadwick, 1995). The resulting breccia forms a steep scree slope. Pyroclastic flows entering the sea form similar morphologies. Models are directly built on a table with sand and plaster plus silicone layers for the different tested LSLs. We have first chosen to study the role of each type of LSL individually. The interactions between different LSLs are then tested in more complicated, but also more realistic models. A qualitative structural analysis is first done during experiments, and then quantitative deformation analysis is made using vertically acquired digital photos with standard methods (Donnadieu et al., 2003). Displacements are estimated using black silicon

carbon grains arranged at the surface of the model at the initial stage and followed step by step through image processing.

## 2.3. Limitations

Our experiments only study the gravitational deformation of LSLs under their own and the weight of the overlying edifice. Therefore, for such passive models simulating shield volcanoes, only slump-type slide events can be observed. The triggering of catastrophic events (debris avalanches) would require to take into account changes in state not possible in the laboratory. An important limitation of our models is that we simulate LSLs with a similar viscosity ( $\sim 10^5$  Pa s) whatever their origin. We assume that while LSLs have different constituent materials, their bulk behaviour is roughly the same. This is because the proportion of weak elements such as clays can be similar in each situation. In nature, it is likely that there is a significant range of viscosity even within one LSL type.

In a series of experiments, we consider hyaloclastites one order of magnitude less ductile than the other LSLs ( $\sim 10^6$  Pa s) to simulate their lower clay content and better cementation. The aim is simply to apply a contrast of viscosity between LSLs. Another omission

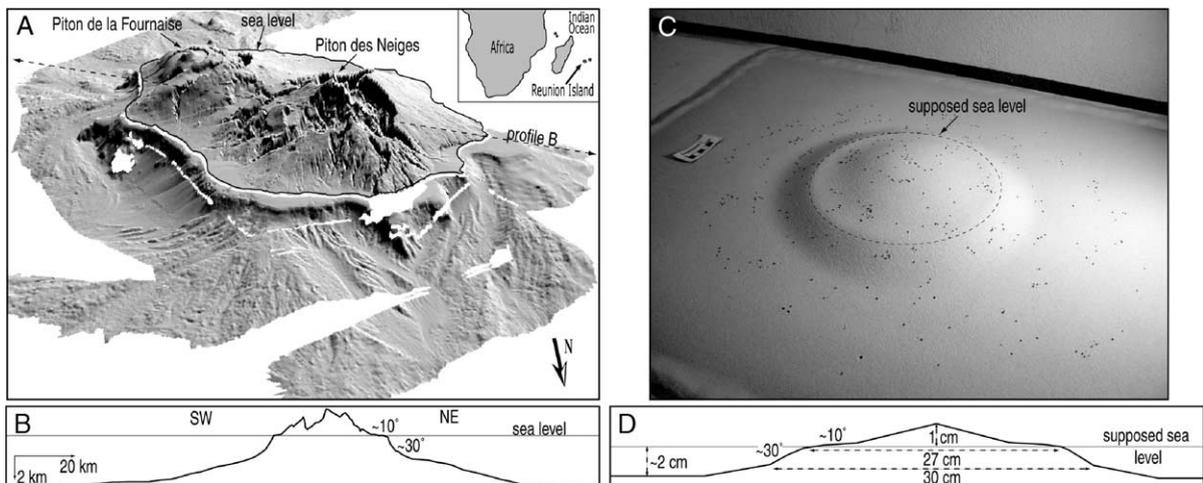


Fig. 2. Comparison between Reunion Island and our scaled model. (A) Three-dimensional representation of the emerged and submerged flanks of La Reunion ( $\times 4$  vertical exaggeration). Global 100 m-gridded DTM with shaded relief overlay (apparent illumination from the south-west). Inset shows the location of Reunion Island in the Indian Ocean. From Oehler et al. (2004a). (B) Southwest northeast profile of La Reunion edifice (location is given in A). (C) Oblique view and (D) schematic section of the reference scaled model. Note that the natural break of slope of La Reunion edifice is respected in the scaled model.

in the models is the restraining load of the ocean. This would have to be modeled as a low-density ( $500 \text{ kg m}^{-3}$ ), low viscosity ( $10^{-19} \text{ Pa s}^{-1}$ ) material. The sea would have an effect of damping deformation induced by the emerged edifice, but would also load submarine deltas, possibly increasing delta-related deformation. Erosion processes and eruptions are not modeled, nor crustal flexure under the load of volcanic edifice, especially important for such large shield volcanoes. Our models are therefore a sim-

plification of the reality, but observed structures are comparable to those described in nature.

### 3. Experimental results

Although the scaling is based on an edifice comparable to La Reunion, we try to generalize as much as possible our results. LSL main parameters are thus compared with parameters characterizing

Table 1  
Synthesis of our analogue experiments

LSLs characteristic parameters	Examples of experiment	Characteristic times (ka) <sup>a</sup>	Displacement rates (cm/year) <sup>b</sup>	Main processes
<i>Case A: Only a marine substratum</i>				
$e=1/10 H_e$	Fig. 3	4–6	40	Spreading
$e>1/10 H_e$	–	3	–	Spreading
$e<1/10 H_e$	–	24	–	Spreading
<i>Case B: Only deltas</i>				
Type 1	Fig. 4B,C	<5	14	Slide
Type 2	Fig. 4D,E	<5	80	Slide
Type 3	Fig. 4F,G	<24	6	Slide
<i>Case C: Only an upper LSL</i>				
$D_h>8/9 D_v$ , whatever $E$ (hyaloclastites)	Fig. 5	3–5	16	Spreading
$D_h\leq 8/9 D_v$ , whatever $E$ (hyaloclastites or hydr. zone)	–	–	–	Nothing
<i>Case D: Association of a marine substratum and deltas</i>				
$e>1/10 H_e$	–	3	56	Spreading
$e<1/10 H_e$	–	–	–	Slide (see case B)
$e=1/10 H_e$ , $n=3$ (type 1), 2 observed steps:	Fig. 6	2	52	Slide+
		9	35 deltas, 22 elsew.	Spreading
$e=1/10 H_e$ , $n=4$ (type 1), 2 observed steps:	–	2	86	Slide+
		5	71 deltas, 42 elsew.	Spreading
$e=1/10 H_e$ , $n=2$ (type 1), 2 observed steps:	–	2	85	Slide+
		5	88 deltas, 55 elsew.	Spreading
<i>Case E: Association of an upper LSL and deltas</i>				
No contrast of viscosity between both LSLs:				
$D_h>8/9 D_v$ , whatever $\delta$	Fig. 7B,C	3	10	Spreading
$D_h\leq 8/9 D_v$ , $\delta\leq 1/27 D_v$	Fig. 7D,E	2	23	Slide
	Fig. 7F,G	2	17	Slide
whatever $D_h$ , $\delta>1/27 D_v$	–	–	–	Slide (see case B)
With hyaloclastites more viscous:				
$D_h=D_v$ , $E\leq 1/3 H_v$	Fig. 8B,C	2	14 deltas, 1.5 elsew.	Slide+ Spreading
$D_h=D_v$ , $E>1/3 H_v$	Fig. 8D,E	<3	25 deltas, 4 elsew.	Slide+ Spreading
<i>Case F: Association of an upper LSL, a marine substratum and deltas</i>				
whatever all parameters	Fig. 9	1	80	Spreading

<sup>a</sup> Time needed to observe first significant structures.

<sup>b</sup> Maximum displacement rates on average on the total duration of experiment. See text and figures for more precisions.

the geometry of a volcanic island, such as the edifice total height  $H_e$  or the diameter and height of its subaerial part,  $D_v$  and  $H_v$ . The main results of our analogue experiments are synthesized in the Table 1. It classes the observed destabilizations into two main processes, spreading and slides, although intermediate forms exist where spreading and slide are intimately associated. This table can thus serve as a guide to evaluate the potential destabilization of oceanic hot-spot and arc-shield volcanoes.

### 3.1. Case A: only a marine substratum

First we modeled a brittle volcano lying on a ductile marine substratum of constant thickness  $e$  (Fig. 3A). This layer is considered as infinite and the silicone was constrained at its boundaries by a sand heap in order to restrict lateral creep. We varied the parameter  $e$ , defined as a fraction of the edifice total height ( $H_e$ ), from  $e=1/10 H_e$  to  $e=1/3 H_e$ . In all the cases, the final morphology of the edifice is quite similar; the structures being generated more rapidly with increasing thickness (Table

1). The morphology is characterized by (a) radial stretching structures (triangular horsts and grabens) localized at the break of slope and (b) concentric anticlines and thrusts, all around (Fig. 3B). Displacements are mainly radial causing an overall subsidence of the edifice (Fig. 3C). The process clearly resembles gravitational spreading as described by Merle and Borgia (1996). We observed no potential slide structures.

### 3.2. Case B: only deltas

Here we included only fan-shaped ductile deltas within a brittle edifice (Fig. 4A). They are considered to lie on a brittle conic base simulating a pillow-lava foundation. Three types of deltas were tested (Table 2, Fig. 4A). For each experiment, three deltas of the same type were used and laid at  $120^\circ$  one from each other. Whatever the delta shape, the observed structures are quite similar (Fig. 4B–G), even if they develop at different rates (Table 1). Systems of normal faults develop directly facing the deltas. They present a horseshoe-shaped morphology and are organized in

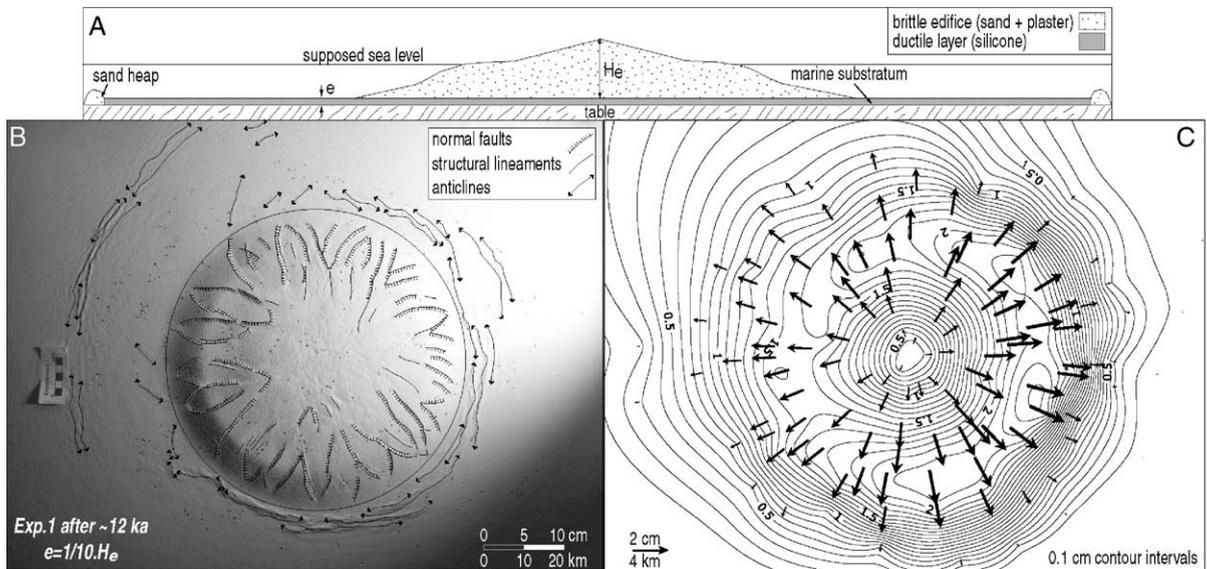


Fig. 3. The effect of a ductile marine substratum on the stability of a brittle shield volcano. (A) Schematic general representation of initial stage of experiments. (B) Experiment 1 photograph with structural map overlay. (C) Contour map of the calculated displacement field (in cm). Vectors illustrate the amplitude and direction of displacement. The larger the arrow is, the more important the displacement is. The model clearly illustrates gravitational spreading described by Merle and Borgia (1996). We have deliberately chosen to build an asymmetric model; the extent of the silicone layer being greater to the left than elsewhere. It explains why concentric anticlines and thrusts have developed at the base of the edifice to the right, while they are located further to the left.

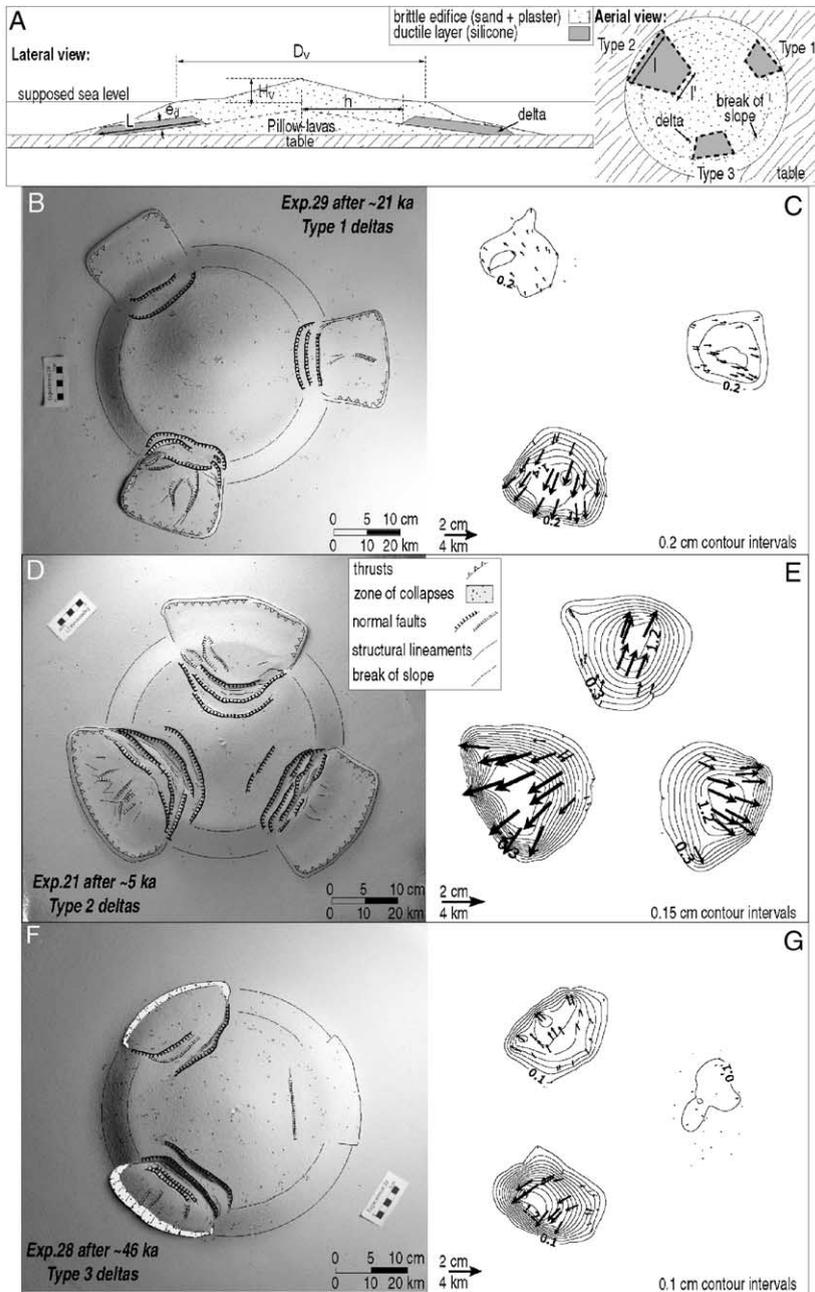


Fig. 4. The effect of ductile volcaniclastic deltas including in the structure of a brittle edifice on its stability. (A) Schematic general representation of initial stage of experiments. (B, D, F) Experiments 29, 21 and 28 photographs, where the three different types of delta are tested (see Table 2). Structural map is overlaid. (C, E, G) Contour maps of the calculated displacement field (in cm). Systems of normal faults have developed within the edifice, directly facing the deltas. Coastal (experiment 29), but also major subaerial slumps (experiments 21 and 28) are generated depending on the size and location of the deltas. Note that on the surface of the deltas grabens develop when deltas spread. They present a fan-shaped organization.

Table 2  
Geometric characteristics of volcanoclastic deltas

Illustrations	Delta types	Delta sizes					Locations
		$L/D_v$	$l/D_v$	$l'/D_v$	$e_d/H_v$	$h/D_v$	
Fig. 4B,C	Type 1	0.41	0.48	0.33	0.5	0.5	
Fig. 4D,E	Type 2	0.55	0.74	0.37	0.5	0.25	
Fig. 4F,G	Type 3	0.26	0.48	0.48	0.5	0.33	

Parameters are illustrated on Fig. 4A.

steps, creating several collapse units. Grabens generally tangential to the break of slope are observed downhill from these faults. The observed structures and displacement fields show that deltas are not destabilized simultaneously. They spread one after the other under their own weight and that of the overlying edifice. The consequence is the development of slide structures that mainly affect edifice edge. We also varied the delta thickness and conclude that slide structures are generated more rapidly with increasing thickness.

3.3. Case C: only hyaloclastites or a hydrothermalized zone

Here a circular ductile section of diameter  $D_h$  and thickness  $E$  is incorporated at the supposed sea level within a brittle edifice, in order to simulate an upper

LSL (Fig. 5A). This level could be regarded as either hyaloclastites or a hydrothermalized zone according to the ratio  $D_h/D_v$ ;  $D_v$  being the subaerial edifice diameter. We considered that we simulated a hydrothermalized zone if  $D_h < 1/3 D_v$  and hyaloclastites otherwise. We varied the parameters  $E$  and  $D_h$  and conclude that  $D_h$  mostly controls the deformation;  $E$  simply influencing deformation rate. We distinguish two situations:

- (1) If  $D_h > 8/9 D_v$ , the edifice surface is dissected by large but disorganized stretching structures (horsts and grabens) (Fig. 5B). Small collapses occur at the break of slope. Observations and displacement fields (Fig. 5C) indicate that the ductile silicone layer (hyaloclastites in this case) is deformed under the edifice load. Spreading is predominant and no slide structures are observed.
- (2) If  $D_h \leq 8/9 D_v$ , nothing happens as the ductile layer is efficiently constrained. We thus agree with observations of Merle and Lénat (2003), for whom, destabilization of a low slope-angle shield volcano is unlikely to result from the collapse and spreading of a confined hydrothermally altered zone.

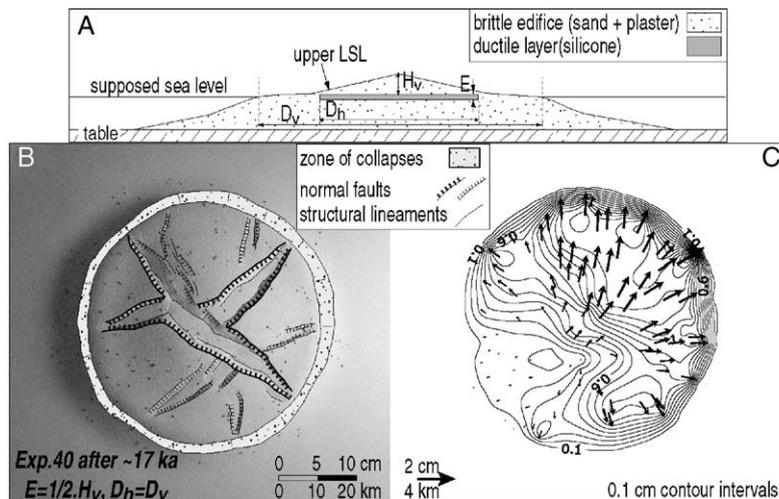


Fig. 5. The effect of a ductile hyaloclastic layer on the stability of a brittle shield volcano. (A) Schematic general representation of initial stage of experiments. (B) Experiment 40 photograph with structural map overlay. (C) Contour map of the calculated displacement field (in cm). The model illustrates the spreading of the hyaloclastic layer under the edifice load. Note that the edifice is mainly deformed towards the upper right corner. This dissymmetry is due to an imperfect construction; the ductile hyaloclastic layer being more confined by sand towards the lower left corner.

### 3.4. Case D: association of a marine substratum and deltas

Here we investigated the association of ductile marine substratum and fan-shaped deltas without contrast of viscosity between the LSLs (Fig. 6A). We varied the thickness  $e$  of the marine substratum, defined as a fraction of the edifice total height  $H_e$ , but also the type and the number  $n$  of deltas. We observed that the addition of an underlying ductile layer influences the generation of delta-related slide events, such as produced in delta only experiments (Fig. 4). In particular, the thickness  $e$  of this level is critical:

- (1) If  $e > 1/10 H_e$ , the surface of the edifice is quickly marked by stretching structures. Spreading predominates and slides are inhibited.
- (2) For  $e < 1/10 H_e$ , spreading is limited and slides predominate (Fig. 4).
- (3) For  $e = 1/10 H_e$ , slides and spreading occur successively. The edifice is first affected by peripheral slumps (Fig. 4), then spreading becomes predominant with the formation of (a) concentric anticlines and thrusts all around

the models and (b) major stretching structures (graben-horst-graben) at their surface (Fig. 6B). The development of these stretching structures is strongly linked with the type and the number of deltas. They are more marked for type 1 deltas. Grabens develop directly facing deltas and thus a 4-branch structure forms when  $n=4$ , a triangular structure when  $n=3$  (Fig. 6B) and a 2-branch structure when  $n=2$ . Displacement analysis shows that these particular morphologies can be explained by a more rapid spreading of the deltas compared with the rest of the edifice (Fig. 6C).

### 3.5. Case E: association of hyaloclastites or a hydrothermalized zone and deltas

Here we associated ductile fan-shaped deltas and an upper ductile LSL (hyaloclastites or a hydrothermalized zone, see case C, Fig. 7A). We varied the thickness  $E$  and the diameter  $D_h$  of the upper LSL, but also the type of deltas. For hyaloclastites, we also studied the effect of a contrast of viscosity between the upper LSL and deltas.

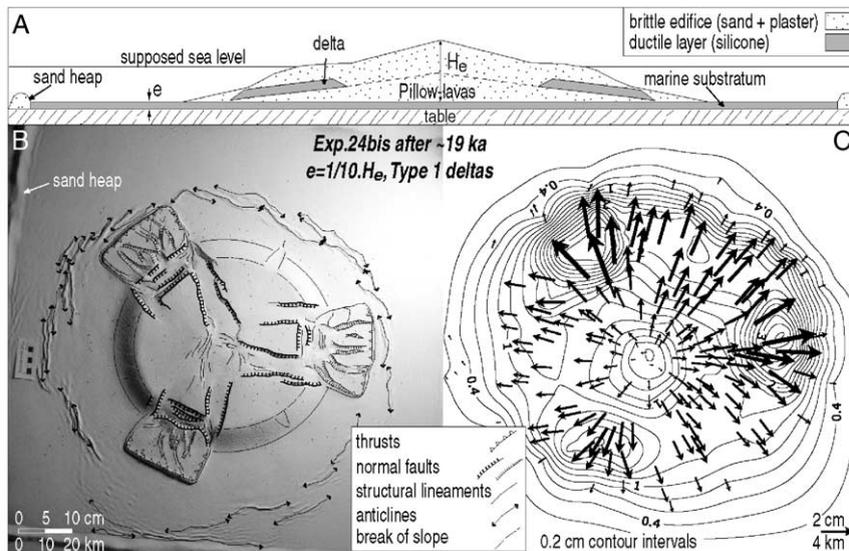


Fig. 6. The effect of the association of ductile volcanoclastic deltas and a marine substratum on the stability of a brittle shield volcano. (A) Schematic general representation of initial stage of experiments. (B) Experiment 24bis photograph with structural map overlay. (C) Contour map of the calculated displacement field (in cm). The model is marked by spreading-related structures, whose development is controlled by initial delta-related slumps. A system of graben-horst-graben has thus developed at the edifice surface, directly facing deltas, forming a remarkable triangular structure.

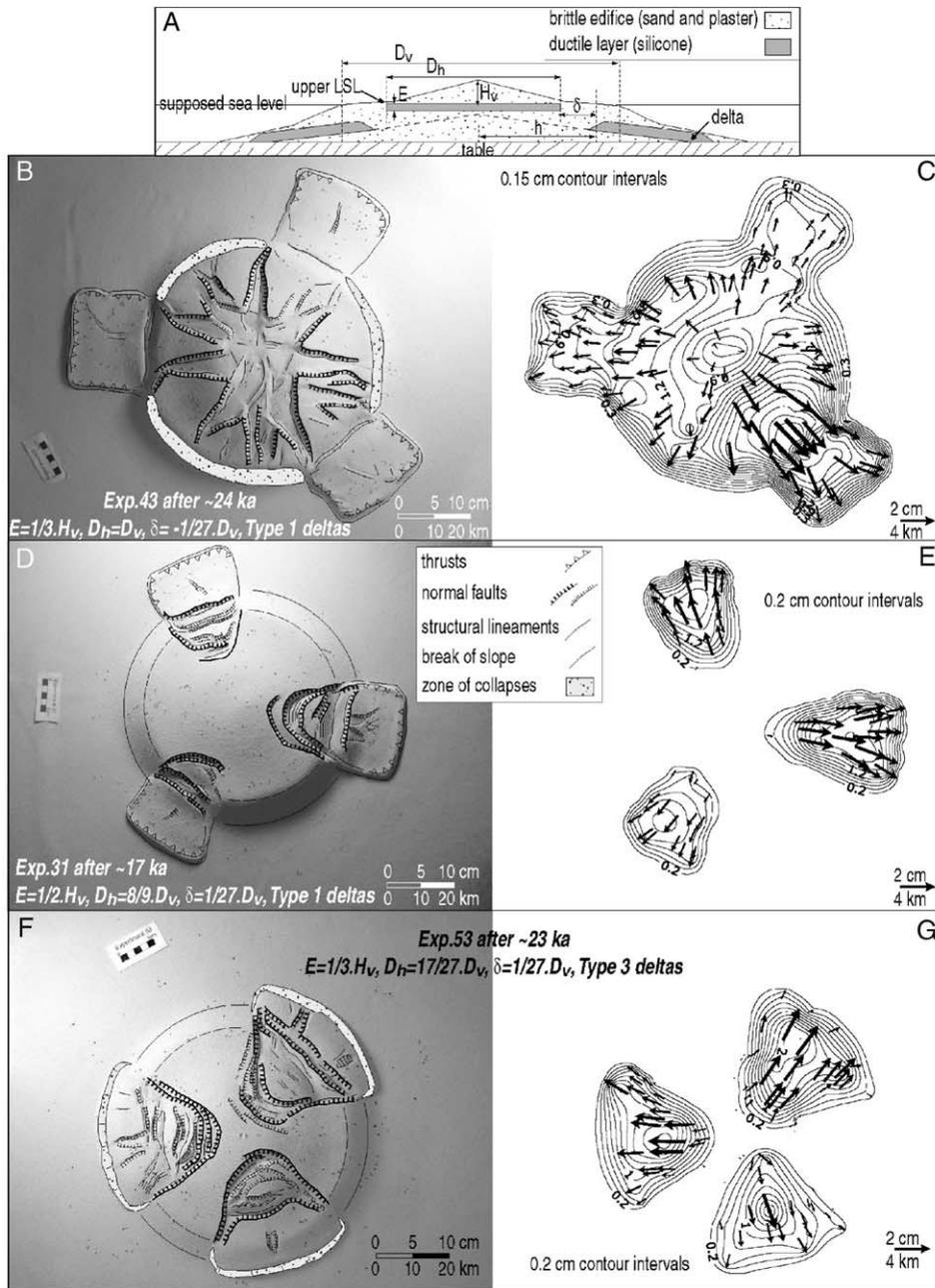


Fig. 7. The effect of the association of ductile volcaniclastic deltas and an upper ductile LSL (hyaloclastites or a hydrothermalized zone, depending on the ratio  $D_h/D_v$ ) on the stability of a brittle edifice. Both LSLs have the same viscosity. (A) Schematic general representation of initial stage of experiments. (B, D, F) Experiments 43, 31 and 53 photographs with structural map overlay. (C, E, G) Contour maps of the calculated displacement field (in cm). Models show that slides and spreading are intimately linked. The predominance of one or another process depends on the diameter  $D_h$  of the upper LSL and the parameter  $\delta$ .

### 3.5.1. 1st series: without contrast of viscosity

First we did experiments without contrast of viscosity. PDMS silicone is used to simulate both LSLs. In the models, the main parameters controlling deformation are the diameter  $D_h$  of the upper LSL and the value  $\delta$ .  $\delta$  is the distance from the uphill part of the deltas to the upper LSL (Fig. 7A). We define  $\delta$  in the models as a fraction of the subaerial edifice diameter ( $D_v$ ). Three situations are observed that strongly depend on the values  $D_h$  and  $\delta$ ; the thickness  $E$  simply influencing deformation rate:

- (1) Whatever  $D_h$  and if  $\delta > 1/27 D_v$ , nothing happens apart from the peripheral edifice destabilization (Fig. 4). The upper LSL has no influence on the morphology of the model, as it stays constrained.
- (2) If  $D_h > 8/9 D_v$  and whatever  $\delta$ , the upper LSL (hyaloclastites in this case) is free and quickly spreads. At the edifice surface, numerous stretching structures appear and form an alternation of triangular horsts and grabens with a star-shaped organization (Fig. 7B). At the break of slope, small collapses are observed. Horse-shoe-shaped scarps are not clearly evident, but the late delta deformation nevertheless provokes collapses directly facing them.
- (3) If  $D_h \leq 8/9 D_v$  and  $\delta \leq 1/27 D_v$ , the upper LSL is efficiently constrained as it is buttressed at its boundaries. It can be destabilized only if it is liberated by delta deformation. The edifice is first destabilized by peripheral slumps (Fig. 4) that free the upper LSL on a length restricted to the deltas. The deformation of the upper LSL then allows migration of destabilization uphill and the subsequent formation of larger slide structures (Fig. 7D,F). Growing-size recurrent slumps are thus generated. Organized blocks sliding slowly downhill within slide structures are observed. The displacement field shows that only delta areas are affected by deformation (Fig. 7E,G). We therefore observe that similar morphologies characterizing growing-size recurrent slides can be generated considering different initial systems. The only necessary conditions are the association of two ductile LSL, an upper one, sufficiently confined (hyaloclastites or a

hydrothermalized zone), and a lower one (peripheral deltas), both separated by a distance  $\delta \leq 1/27 D_v$ . This observation agrees with those of Merle and Lénat (2003) for their analogue models simulating hybrid collapse in Piton de la Fournaise. They underline that the destabilization of an upper ductile layer is possible only if this layer is located near a lower one.

### 3.5.2. 2nd series: with a contrast of viscosity between hyaloclastites and deltas

If we only consider hyaloclastites, the most realistic model would be that where  $D_h = D_v$ , that is to say where the boundary of hyaloclastites is located exactly at the level of the break of slope. In this case, however, spreading is the predominant process and slides are secondary. This is clearly not the usual case in nature. The first solution was therefore to constrain the ductile hyaloclastic layer by sand at its boundary, increasing in effect the resistance to deformation. Another more realistic solution was to consider that hyaloclastites are less ductile than deltas and therefore to use two different silicones to model them. Such experiments were done considering hyaloclastites of diameter  $D_h = D_v$ , one order of magnitude more viscous than ductile deltas. Hyaloclastites are simulated with Rhodorsil Gomme silicone and deltas with PDMS silicone. For these experiments, the parameter controlling the deformation style and rate is the thickness  $E$  of hyaloclastites defined as a fraction of the subaerial edifice height ( $H_v$ ). Two situations are observed:

- (1) For  $E \leq 1/3 H_v$ , the hyaloclastic level is subjected to only limited spreading and slide structures can develop (Fig. 8B). The edifice is mostly stable. The displacement field shows that mainly the peripheral part of the edifice facing the deltas is destabilized (Fig. 8C). Slide structures as already described (Fig. 4) are quickly generated. The delta deformation induces hyaloclastic layer destabilization, which collapses simultaneously. Peripheral slumps are therefore amplified by the induced destabilization of hyaloclastites and tend to migrate uphill to form growing-size recurrent events.
- (2) For  $E > 1/3 H_v$ , spreading effects are noticeably more marked, with the formation at the

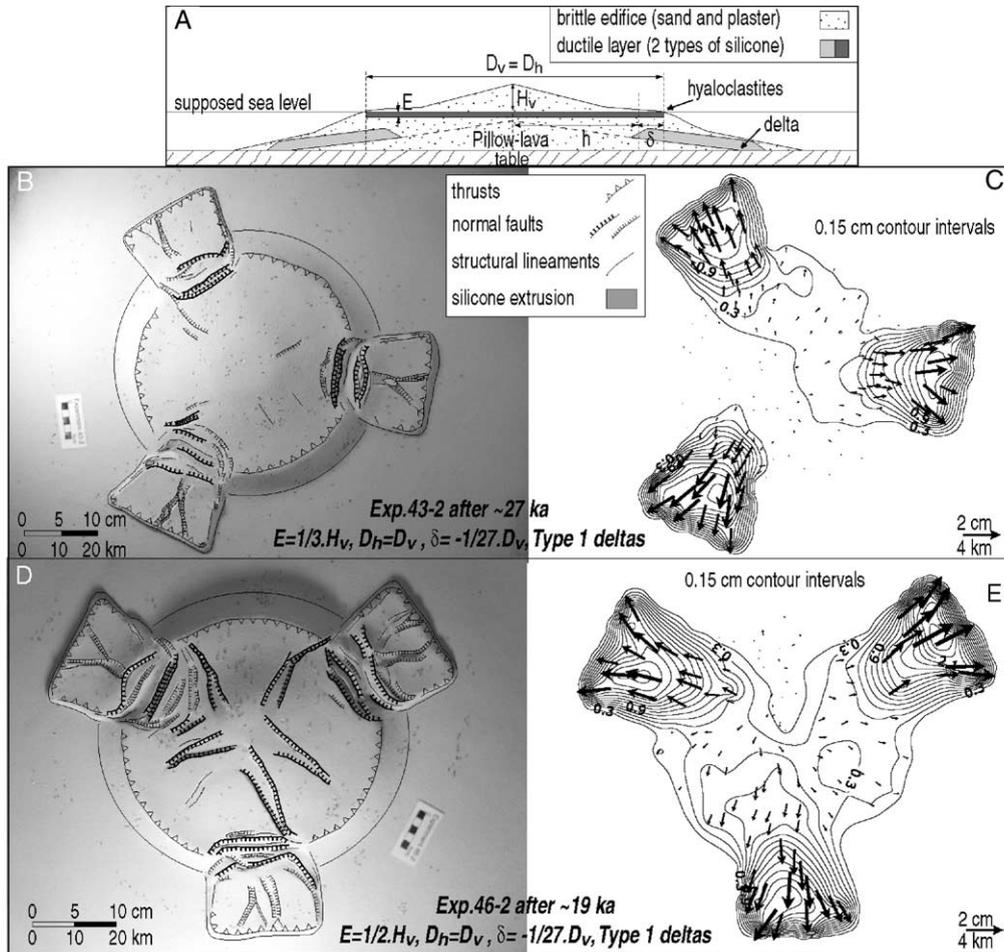


Fig. 8. The effect of the association of ductile volcaniclastic deltas and hyaloclastites ( $D_h=D_v$ ) on the stability of a brittle edifice. Hyaloclastites are considered 1-order of magnitude more viscous than deltas. (A) Schematic general representation of initial stage of experiments. (B, D) Experiments 43-2 and 46-2 photographs with structural map overlay. (C, E) Contour maps of the calculated displacement field (in cm). The higher viscosity of the hyaloclastic layer is a key factor for limiting general edifice spreading. The main destabilization process can therefore be delta slide.

surface of the model of star-shaped grabens (Fig. 8D). We notice that grabens are not facing the collapses, but develop at their edges. Slide structures are however well developed and tend to migrate uphill, after the induced destabilization of the ductile hyaloclastic layer. Spreading and slide structures form simultaneously, as illustrated by displacement fields (Fig. 8E).

The higher viscosity of the hyaloclastic layer is therefore revealed to be a key factor for limiting

general edifice spreading. Ductile deltas are however necessary to generate slide structures. The association of deltas and hyaloclastites allows the uphill migration of slumps to produce growing-size recurrent superficial events with a décollement high above the edifice base.

### 3.6. Case F: association of a marine substratum, an upper LSL and deltas

Finally, we simulated an edifice with 3 LSL types (Fig. 9A). We used experiments like in case

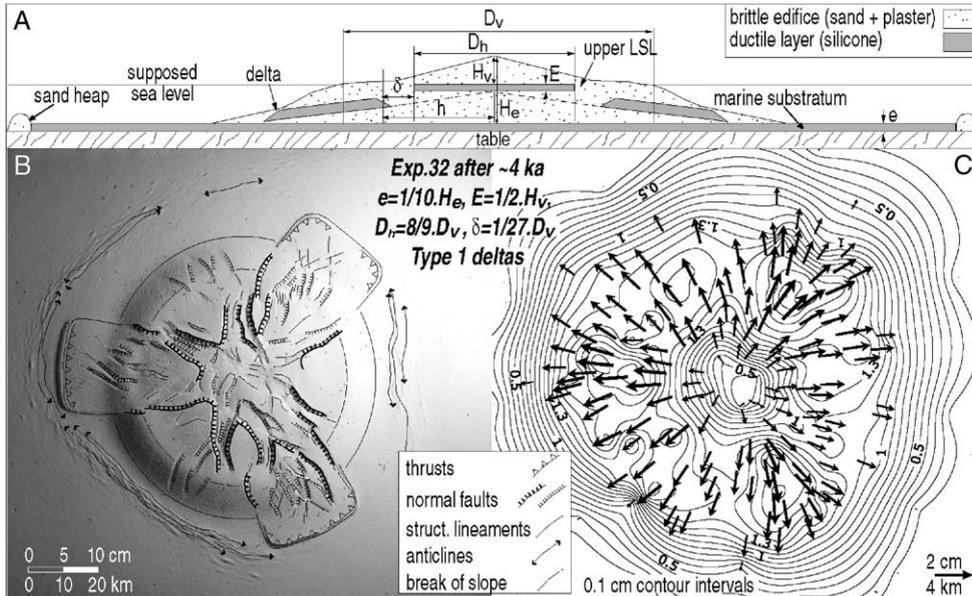


Fig. 9. The effect of the association of ductile volcanoclastic deltas, an upper LSL and a marine substratum on the stability of a brittle edifice. (A) Schematic general representation of initial stage of experiments. (B) Experiment 32 photograph with structural map overlay. (C) Contour map of the calculated displacement field (in cm). The edifice is clearly affected by spreading.

E and added a ductile layer under the models (marine substratum). The thickness  $e$  of this layer is fixed to  $1/10$  of the edifice total height ( $H_e$ ), as we have already concluded that slides are inhibited with a larger thickness. Whatever the structure of the considered model or the chosen viscosity for LSLs, spreading is clearly predominant and slide structures almost non-existent (Fig. 9B). The surface of the model is marked by numerous radial horsts and grabens with a star-shaped organization. A belt of folds and thrusts developed all around. The displacement field is mainly radial (Fig. 9C). The presence of an underlying ductile layer in the structure of an edifice can therefore inhibit slide structure generation. The edifice spreads following the radial movement of the underlying ductile level, but also of the upper LSL. These experiments show that while the thickness of the pelagic layer is critical, the strength of the edifice resisting spreading is also important. The spreading of the edifice can probably be limited if the marine substratum is thinner than  $0.3\text{ cm}$  ( $<1/10 H_e$ ). It was difficult to do such experiments, as silicone films can not be produced.

#### 4. Comparison with natural examples

##### 4.1. Landslides

Our experiments show that landslides can form only by the deformation of LSLs under the edifice load. If small collapses identified with limited debris avalanches have been observed in some cases, most of the generated landslides are slumps. Hürlimann et al. (2001) underline that the causes of landslides include preparing factors contributing to the edifice destabilization and triggering mechanisms. We suggest that effects of LSLs constitute a preparing factor, as they contribute to the destabilization of the edifice by the development of slumps. Other mechanisms are needed to trigger debris avalanches such as seismicity, dyke intrusion, sea level changes, but they are not simulated here. We therefore propose that modeled slumps constitute the first destabilization stages of volcanic islands. These slumps can later evolve into debris avalanches when they become gravitationally unstable or because of other triggering mechanisms. This process was described by Labazuy (1996) for the east flank of Piton de la Fournaise and is also accepted

for Canary Islands debris avalanche deposits (Urgeles et al., 1999).

Our scaled models suggest a major role of deltas in the formation of these slumps. The presence of a ductile fan-shaped delta in the structure of an edifice and its deformation under the weight of the volcano is in fact the best manner to generate slide structures. In our models, the larger and the thicker are deltas, the greater is the area affected by the slumps. Different-sized events can thus be observed:

- (1) Coastal episodes are generated from the deformation of type 1 deltas (Fig. 4B and Table 2). They are small-size volcanoclastic deltas, whose uphill part is located under the break of slope of the edifice. We propose that they mainly result from the emplacement of sub-aerial material on the island flanks, either directly (for example, by a pyroclastic or lava flow entering in sea) or through erosion processes (sedimentary aprons). The destabilization of the edifice coastal part can thus be explained by the growth of the subaerial island over a weak delta. This can generate easily identifiable scarps in the lower flanks of an island. Reunion Island is marked by several breaks of slope in the coastal zone (Fig. 10A). Oehler et al. (2004a) proposed that they are source areas of debris avalanche events. These escarpments are similar to normal faults generated by experiment where type 1 deltas are deformed under their own weight and the load of the overlying edifice (Fig. 4B). We suggest that these scarps may result from the same process under the load of Piton des Neiges volcano. This may have first formed coastal slumps that may have then spawned debris avalanches. These structures are often located in the vicinity of mouths of La Reunion main rivers. We suspect that sedimentary aprons have developed directly offshore and may have contributed to the destabilization.
- (2) Major subaerial slumps are generated by the deformation of type 2 and 3 deltas (Fig. 4D,F and Table 2). These deltas are deeply rooted in the edifice structure. They must be explained by processes having occurred during the early growth of the volcanic island, even before emergence. These LSLs may include primitive

landslide deposits, turbidites and phreatomagmatic products. Another hypothesis is to consider the case of overlapping volcanoes. Large oceanic volcanoes are in fact often constructed by several overlapping edifices, where deltas of an earlier volcano are covered by a more recent edifice. These internal weak levels could have an influence on the stability of the younger volcano. Subaerial major events, including an entire section of the edifice can thus be generated, solely by deformation of such deltas under the volcano load. This may be an explanation for the formation of the Hilina slump (Kilauea, Hawaii). We have reproduced a morphology comparable to Hilina by deformation of a type 3 delta (compare Figs. 4F and 10B). The model has a similar organization with uphill normal faults, a massive displaced block and debris avalanches at the front. We have also calculated an average displacement rate of about 6 cm/year (Table 1) that is comparable with the rate of 10 cm/year estimated or measured in reality (Moore et al., 1989; Moore and Clague, 1992; Delaney et al., 1998). The Hilina slump may therefore be explained by delta deformation. A massive 2 km-thick section of volcanoclastic materials, such as sandstone and debris-flow breccias, has been recognized at the base of Kilauea's south flank (Naka et al., 1998). Lipman et al. (2002) note that several sampled clasts of this section have slickensided or faceted surfaces, indicating deformation. They add that these clasts mainly have a Mauna Kea and/or Kohala origin. All these observations agree with the existence of a paleo-volcanoclastic delta of Mauna Kea and/or Kohala origin that was covered by the young Kilauea volcano. The deformation of these weak materials under the load of Kilauea may explain the Hilina slump. Another example of shield-like volcano affected by delta-related destabilizations may be the island of Martinique (Antilles, Fig. 10C). The west side of this island is dominated by a series of concave, west-facing structures, the most recent of which are clearly faults and may be the source zones of major debris avalanches identified offshore (Deplus et al., 2001). The present volcanic topography is built on a set of Tertiary volcanoes that lie to the west of the

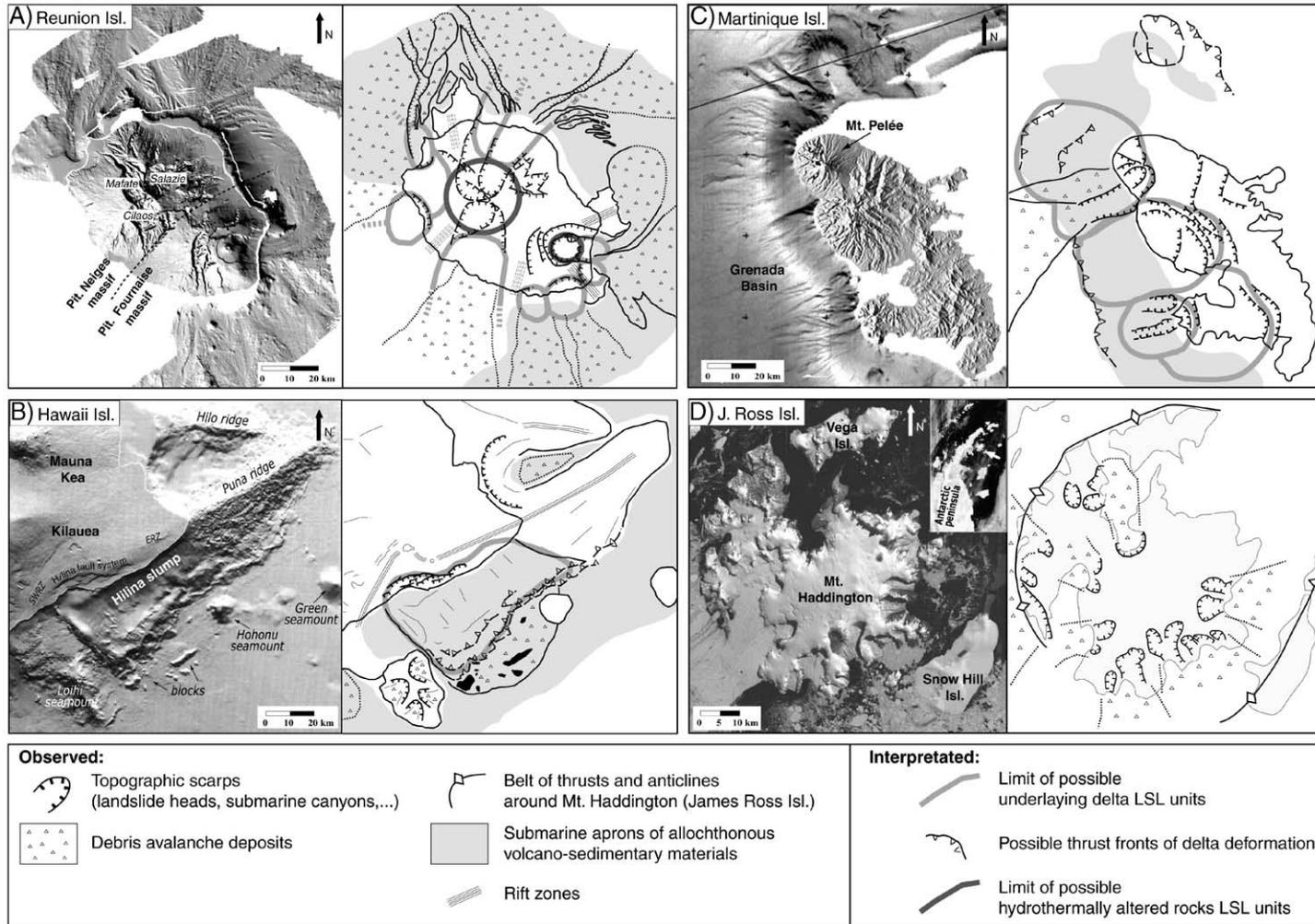


Fig. 10. Four shield-like volcanic islands. Well constrained structural features are shown in solid lines, more hypothetical ones in dotted lines. The location of possible LSL units is proposed. (A) Shaded relief map of Reunion Island edifice from Oehler et al. (2004a). Reunion Island appears to be mainly affected by landslides. Triangular horsts at the north-east of the subaerial part are thought to be spreading-related (van Wyk de Vries et al., 2001b). (B) Shaded-relief map of the south-east Hawaii region from Moore and Chadwick (1995). The area is characterized by the active Hilina slump, whose origin is to be found in the joint action of rift zones and deformation of the edifice on LSLs. (C) Shaded-relief map of Martinique Island. The submarine part is from Deplus et al. (2001). The subaerial DEM is from NASA SRTM archive. The hypothetical extent of the Tertiary volcanoclastic delta LSL sequences is shown. They are suspected to play a role in the generation of some large debris avalanches. (D) Satellite photographs of James Ross Island (Antarctica). Inset shows the location of the island in the Antarctic Peninsula region. The island is characterized by several U-shaped amphitheatres we propose to be related to landslides and surrounded by a broad annular outcrop resulting from edifice sagging.

island's axis. Erosion of these will have created large deltas to the west in the Grenada Basin. Martinique has therefore grown at least partially on a sloping set of deltas that may have played a role in its destabilization. Other large volcanoes in the Antilles have similar west-directed concave structures and major debris avalanche deposits in the Grenada Basin. We thus suggest that the main process in generating and locating these events is long term deformation on delta LSLs related to the Tertiary arc.

The growth of slumps is more efficient when deltas are associated with another upper LSL, such as hyaloclastites or hydrothermally altered rocks. In this case, the first coastal slumps due only to delta deformation migrate within the edifice and affect larger and larger sections of the volcano. If triggering mechanisms occur during this process, recurrent debris avalanches can be generated. Using these observations, we propose an explanation for the recurrence of mass-wasting events generally observed for volcanic islands. At La Reunion, [Bachèlery et al. \(2003\)](#) describe at least 4 debris avalanches having affected the west flank of Piton des Neiges. The lower thicker unit contains hydrothermally altered fragments and is therefore regarded as resulting from a landslide that cut the central altered part of Piton des Neiges. We propose that the observed slide deposits may be explained by the successive deformation of a lower delta and of an upper hydrothermalized zone ([Fig. 7F](#)). The destabilization of the edifice coastal part by the deformation of a delta may have freed the weak central hydrothermalized part of Piton des Neiges and contributed to the development of a main landslide. Recurrent slide episodes were later generated by the continuous deformation of the Piton des Neiges central core. We have also found field evidence for the recurrence of slides at Mount Haddington volcano on James Ross Island (Antarctica) ([Van Wyk de Vries et al., 2003](#); [Oehler et al., 2004b](#)). The morphology of this Antarctic shield-like volcano is characterized by several large well-formed U-shaped structures ([Fig. 10D](#)). Such amphitheatres have been reproduced by the association of deltas and hyaloclastites ([Fig. 7D](#)). We propose that these structures are related to slides and suggest that they result from the deformation of these LSLs. Hyaloclastites in fact constitute a main

part of the volcanic section of this island and field observations have demonstrated that this level is potentially very weak.

#### *4.2. Spreading*

For the case of shield-like volcanic islands, it appears from our experiments that gravitational spreading, as described by [Merle and Borgia \(1996\)](#), is not at the origin of landslides. In fact, if an edifice is clearly destabilized on a marine substratum, only stretching and subsidence occur ([Fig. 3](#)). We also conclude that gravitational spreading tends to inhibit slide formation. Spreading is thus predominant and sliding absent if underlying sediments are thicker than 1/10 of the volcanic edifice total height ([Table 1](#)). For a lower sediment thickness, landslides can be generated, as spreading is slow compared with deltas deformation. For exactly 1/10 of the total height, landslides can occur first, but are rapidly inhibited as spreading takes over. This case is encountered in Reunion Island, where an about 600-m-thick preexisting marine substratum ([de Voogd et al., 1999](#)) underlies an about 6000-m-high edifice. Theoretically, the Reunion edifice could therefore be affected by landslides first and spreading later. For landslides, [Oehler et al. \(2004a\)](#) have shown that at least 15 main events have affected the edifice, while some possible spreading-related normal and thrust faults have been described by [Van Wyk de Vries et al. \(2001b\)](#) from field observations and digital terrain model analysis. In particular, triangular horsts appear in the morphology of La Reunion and are similar to those developed in models clearly dominated by the spreading process (compare [Figs. 3 and 10A](#)). A mechanical decoupling between the edifice and the top of the oceanic basement is confirmed by seismic data, however the imaged sediments appear undeformed ([de Voogd et al., 1999](#)). Gravitational spreading results in deformation of the marine substratum with the development of concentric anticlines and thrusts all around the edifice as shown by our experiments ([Figs. 3, 6, 9](#)). However, we observed that these compressive structures do not necessarily appear at the base of the volcano. Their appearance is dependant on the constraints applied to the underlying ductile level. They are generally located about 20 km from the volcano in our models ([Fig. 3](#)), but could occur further, if the marine

substratum is unconstrained. For Hawaii, the marine substratum is estimated to be 0.08 to 0.1 km-thick (Leslie et al., 2002) for an about 9 km-high edifice. In these conditions, gravitational spreading should be non-existent. However, works by Morgan et al. (2000) and Morgan and Clague (2003) support the existence of spreading for Mauna Loa and Kilauea volcanoes. This can be explained by volcanic spreading (Borgia, 1994); the low thickness of the marine substratum being compensated by the action of rift zones. James Ross Island (Antarctica) is built on a very thick Cretaceous sedimentary substratum (possibly up to 6 km-thick, Van Wyk de Vries et al., 2003; Oehler et al., 2004b). According to our scaled models, the about 1.5 km-high volcano must therefore spread. However, we have found field evidence of slumps that appear not to be compatible with our general model (Fig. 10D). Van Wyk de Vries and Matela (1998) observed that a volcanic edifice spreads laterally when underlain by a thin ductile layer, but they noticed that thicker ductile layers lead to inward flexure (or sagging). Sagging of an edifice is marked mainly by vertical movements and edifice compression that could increase delta-related deformation and the formation of slumps. We therefore suggest that if a threshold is exceeded for the marine substratum thickness, spreading is replaced by sagging allowing the development of slides.

The origin of the large Salazie, Mafate and Cilaos “cirques” of Piton des Neiges (La Reunion) (Fig. 10A) is still not understood. Several hypotheses have been proposed to explain their formation including subsidence of dense bodies (Lénat and Merle, pers. com.), erosion (Kieffer, 1990), but also spreading (Van Wyk de Vries et al., 2001b) and landslides (Oehler et al., 2004a). We suggest an alternative including the last three processes with a predominant role of landslides. We have in fact reproduced a morphology comparable to Piton des Neiges with the development of large star-shaped grabens in the central part of the edifice by associating, in our models, deltas with either a marine substratum or a hyaloclastic level (Figs. 6 and 8D respectively). We propose that the “cirques” of Piton des Neiges can be explained by: (1) large delta-related slumps with a possible role of a central hydrothermalized zone (Fig. 7F), which have evolved in debris avalanches as indicated by deposits identified off the island (Oehler et al., 2004a), (2) subsequent development of

spreading-related structures controlled by the first-generated slides and (3) continual rapid torrential tropical erosion. Our experiments support that spreading of the edifice (Piton des Neiges in the case of La Reunion) may be related to the deformation of the volcano on its marine substratum (Fig. 6), but also be caused by deformation on hyaloclastites (Fig. 8D). For deformation, the hyaloclastic layer must be unconstrained and at least 1/3 as thick as the height of the subaerial edifice (Table 1). This kind of deformation can theoretically affect Ascension Island where at least 1 km-thick hyaloclastites have been identified by drilling (Nielson and Stiger, 1996; Klingelhöfer et al., 2001) under an about 1 km-high subaerial edifice. At La Reunion, we suspect the existence of such weak hyaloclastic layer although no field evidence exists.

#### 4.3. Genesis and influence of rift zones

Gravitational destabilization of a shield-like volcano creates extensional structures. Spreading forms alternations of horsts and grabens with a star-shaped organization at the edifice surface (Figs. 3, 5, 7B, 8D, 9), whereas delta-related landslides develop grabens generally tangential to the break of slope downhill from horseshoe-shaped headwalls (Fig. 4). These zones of extension are preferential pathways for dike intrusion and constitute potential areas for rift zone development (Walter, 2003). Thus, in nature, rift zones could form, (1) either radially, if the edifice is affected by spreading, (2) or parallel to the headwall of an active slump, as observed for Hilina (Fig. 10B). The development of spreading-related structures is moreover intimately controlled by delta destabilization. Grabens thus often develop at delta edges (Figs. 6, 7B, 8D, 9). This may lead to the formation of rift zones surrounding the entire delta-sliding sector, reminiscent for example Piton de la Fournaise morphology (Fig. 10A). We consequently agree with Walter (2003) and Walter and Troll (2003) that rift zone location is strongly controlled by edifice gravitational destabilization.

#### 4.4. Submarine canyons

Submarine canyons are observed around several islands including La Reunion (Oehler et al., 2004a),

La Palma (Canary Islands) (Urgeles et al., 1999) and Antilles (Deplus et al., 2001). These canyons are mainly thought to have an erosive origin. However, fan-shaped grabens described at the surface of the deltas in our models are morphologically like these submarine canyons (compare Fig. 10A, C with, for example, Fig. 6B). Their development during the deformation of deltas therefore suggests that a tectonic component may have been added in their formation process. They may result of the spreading of slide deposits after their emplacement.

## 5. Summary and conclusions

The main conclusions of this experimental study are the following:

- (a) The gravitational destabilization of an oceanic hot-spot or arc shield volcano on LSLs creates landslides and/or spreading of the affected edifice.
- (b) The formation of slides is strongly linked with the presence in the edifice structure of fan-shaped volcanoclastic deltas. In our experiments, generated events are only slumps. Debris avalanches could not be triggered due to laboratory constraints. The development of these slumps is more efficient if deltas are associated with another upper LSL, such as hyaloclastites or hydrothermally altered rocks. In this case, recurrent events generating collapses with increasing width are observed.
- (c) Gravitational spreading occurs when the edifice is underlain by a ductile marine substratum or marked by the presence of an intermediate, unconstrained hyaloclastic layer, thick as at least 1/3 of the height of the subaerial edifice.
- (d) The spreading process is not the origin of large landslides at shield-like volcanic islands. It only provokes stretching and subsidence of the affected edifice. Gravitational spreading of a volcano on its marine substratum actually tends to inhibit slide formation, especially when the thickness of the sedimentary layer is larger than 1/10 of the edifice total height. Slumps can only develop if spreading occurs later in the destabilization process that is to say if the thickness of

the marine substratum is equal or lower to this value.

- (e) Structural features observed on several oceanic hot-spot or arc shield volcanoes can be attributed to the deformation of edifices on LSLs. One structural control is the location of rift zones (Walter and Troll, 2003). LSLs may be important at Reunion Island which is affected by both spreading and landslides. The formation of its “cirques” can be explained by the joint action of these processes, and with erosion. The Hilina slump (Kilauea, Hawaii) may be attributed to the deformation of the south flank of the island on a volcanoclastic delta. The particular morphology of James Ross Island (Antarctica) is certainly linked with a simultaneous deformation of deltas and hyaloclastites made easier by edifice sagging. The role of delta deformation may be important in the destabilization of Martinique Island and other Lesser Antilles islands. Our model for the destabilization of volcanic islands is therefore applicable to all shield-like edifices.

## Acknowledgments

The paper benefited from helpful reviews and comments by Marco Bonini, Valentin Troll and Valerio Accocella. The authors moreover thank Olivier Merle who contributed to its improvement. This work was supported by a French PNRN grant to Benjamin van Wyk de Vries. Works on Haddington volcano (James Ross Island, Antarctica) was supported by the British Antarctic Survey.

## References

- Ablay, G., Hürlimann, M., 2000. Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103, 135–159.
- Bachelery, P., Robineau, B., Courteaud, M., Savin, C., 2003. Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Reunion). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 174, 125–140.
- Borgia, A., 1994. Dynamic basis of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.* 99, 17791–17804.
- Borgia, A., Treves, B., 1992. Volcanic plates overriding the oceanic crust: structure and dynamics of Hawaiian volcanoes.

- In: Parson, L.M., Murton, B.J., Browning, P. (Eds.), *Ophiolites and their modern oceanic analogues*. The Geological Society, London, pp. 277–299.
- Carena, S., Borgia, A., Battaglia, A., Pasquare, M., Ferraris, M., Martelli, L., De Nardo, M.T., 2000. Gravity synclines. *J. Geophys. Res.* 105, 21819–21833.
- Clague, D.A., Denlinger, R.P., 1994. Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. *Bull. Volcanol.* 56, 425–434.
- Clément, J.P., Legendre, C., Caroff, M., Guillou, H., Cotton, J., Bollinger, C., Guille, G., 2002. Epiclastic deposits and “horseshoe-shaped” calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago), French Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 120, 87–101.
- Clouard, V., Bonneville, A., Gillot, P.Y., 2001. A giant landslide on the southern flank of Tahiti Island, French Polynesia. *Geophys. Res. Lett.* 28, 2253–2256.
- Day, S.J., 1996. Hydrothermal pore fluid pressure and the stability of porous, permeable volcano. In: Mc Guire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geol. Soc. London, pp. 295–306.
- Delaney, P.T., Denlinger, R.P., Lisowski, M., Miklius, A., Okubo, P.G., Okamura, A.T., Sako, M.K., 1998. Volcanic spreading at Kilauea, 1976–1996. *J. Geophys. Res.* 103, 18003–18023.
- DePaolo, D.J., Stolper, E., Thomas, D.M., 2001. Deep Drilling into a Hawaiian Volcano. *Eos, Am. Geophys. Union* 82 (13), 149–155.
- Deplus, C., Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.C., Villemant, B., Harford, C., Ségoufin, J., Cheminée, J.L., 2001. Submarine evidence of large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 145–157.
- de Voogd, B., Pou Palomé, S., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., Danobeitia, J., Perroud, H., 1999. Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling off shore La Reunion. *J. Geophys. Res.* 104, 2855–2874.
- Donnadiou, F., 2000. *Déstabilisation des édifices volcaniques par les cryptodômes: Modélisation analogique et approche numérique*. PhD thesis, Univ. Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.
- Donnadiou, F., Merle, O., 1998. Experiments on the indentation process during cryptodome intrusions; new insights into Mount St. Helens deformation. *Geology* 26, 79–82.
- Donnadiou, F., Kelfoun, K., van Wyk de Vries, B., Cecchi, E., Merle, O., 2003. Digital photogrammetry as a tool in analogue modeling: applications to volcano instability. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 123, 161–180.
- Elsworth, D., Day, S.J., 1999. Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 323–340.
- Filmer, P.E., McNutt, M.K., Webb, H.F., Dixon, D.J., 1994. Volcanism and Archipelagic Aprons in the Marquesas and Hawaiian Islands. *Mar. Geophys. Res.* 16, 385–406.
- Garcia, M.O., Davis, M.G., 2001. Submarine growth and internal structure of ocean island volcanoes based on submarine observations of Mauna Loa volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 29, 163–166.
- Holcomb, R., Searle, R., 1991. Large landslides from oceanic volcanoes. *Mar. Geotechnol.* 10, 19–32.
- Hubbert, M.K., 1937. Theory of scale models as applied to the study of geologic structures. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 48, 1459–1519.
- Hürlimann, M., Ledesma, A., Marti, J., 2001. Characterisation of a volcanic residual soil and its implications for large landslide phenomena: application to Tenerife, Canary Islands. *Eng. Geol.* 59, 115–132.
- Iverson, R.M., 1995. Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66, 295–308.
- Kerle, N., van Wyk de Vries, B., 2001. The 1998 debris avalanche at Casita Volcano, Nicaragua; Investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 49–63.
- Kieffer, G., 1990. Grands traits morphologiques de l’île de la Reunion. In: Lénat, J.F. (Ed.), *Le volcanisme de la Reunion*, monographie. Cent. Rech. Volcanol. Clermont-Ferrand, France, pp. 75–114.
- Klingelhöfer, F., Minshull, T.A., Blackman, D.K., Harben, P., Childers, V., 2001. Crustal structure of Ascension Island from wide-angle seismic data: implications for the formation of near-ridge volcanic islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 190, 41–56.
- Krastel, S., Schmincke, H.U., Jacobs, C.L., Rihm, R., Le Bas, T.M., Alibés, B., 2001. Submarine landslides around the Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 106, 3977–3997.
- Labazuy, P., 1996. Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). In: Mc Guire, W.J., Jones, A.P., Neuberg, J. (Eds.), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. J. Geol. Soc. London, pp. 295–306.
- Le Friant, A., Boudon, G., Komorowski, J.C., Deplus, C., 2002. L’île de la Dominique, à l’origine des avalanches de débris les plus volumineuses de l’arc des Petites Antilles. *C. R. Géosci.* 334, 235–243.
- Lénat, J.F., Vincent, P., Bachèlery, P., 1989. The off-shore continuation of an active basaltic volcano: piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean): structural and geomorphological interpretation from Sea Beam mapping. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36, 1–36.
- Leslie, S.C., Moore, G.F., Morgan, J.K., Hills, D.J., 2002. Seismic stratigraphy of the Frontal Hawaiian Moat: implications for sedimentary processes at the leading edge of an oceanic hotspot trace. *Mar. Geol.* 184, 143–162.
- Lipman, P.W., Lockwood, J.P., Okamura, R.T., Swanson, D.A., Yamashita, K.M., 1985. Ground deformation associated with the 1975 magnitude-7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea volcano, Hawaii. *U. S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1276 (45 pp.).
- Lipman, P.W., Sisson, T.W., Ui, T., Naka, J., Smith, J.R., 2002. Ancestral submarine growth of kilauea volcano and instability of its South flank. In: Takahashi, E., Lipman, P.W., Garcia, M.O., Naka, J., Aramaki, S. (Eds.), *Hawaiian Volcanoes: Deep Underwater Perspectives*. Geophys. Monograph, vol. 128. Am. Geophys. Union, pp. 161–191.
- Lopez, D.L., Williams, S.T., 1993. Catastrophic volcanic collapse: relation to hydrothermal processes. *Science* 260, 1794–1796.

- Marti, J., Hürlimann, M., Ablay, G.J., Gudmundsson, A., 1997. Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology* 25, 879–882.
- Merle, O., Borgia, A., 1996. Scaled experiments of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.* 101, 13805–13817.
- Merle, O., Lénat, J.F., 2003. Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* 108, 2166.
- Merle, O., Vendeville, B., 1995. Experimental modeling of thin-skinned shortening around magmatic intrusions. *Bull. Volcanol.* 57, 33–43.
- Moore, J.G., 2001. Density of basalt core from Hilo drill hole, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 112, 221–230.
- Moore, J.G., Chadwick, W.W., 1995. Offshore geology of Mauna Loa and adjacent areas, Hawaii. *Mauna Loa Revealed: Structure, Composition, History and Hazards. Geophysical monograph*, vol. 92. AGU.
- Moore, J.G., Clague, D.A., 1992. Volcano growth and evolution of the island of Hawaii. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 104, 1471–1484.
- 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. *J. Geophys. Res.* 94, 17465–17484.
- Moore, J.G., Normark, W.R., Holcomb, R.T., 1994. Giant hawaiian landslides. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 22, 119–144.
- Morgan, J.K., Clague, D.A., 2003. Volcanic spreading on Mauna Loa volcano, Hawaii: evidence from accretion, alteration, and exhumation of volcanoclastic sediments. *Geology* 31, 411–414.
- Morgan, J.K., Moore, G.F., Hills, D.J., Leslie, S., 2000. Overthrusting and sediment accretion along Kilauea's mobile south flank, Hawaii: evidence for volcanic spreading from marine seismic reflection data. *Geology* 28, 667–670.
- Naka, J., Shipboard Scientists, 1998. Preliminary results of the KAIREI KR98-08, 09 cruises around the Hawaiian Islands. *Eos, Trans. Am. Geophys. Union* 79 (45), F1022 (Suppl).
- Nielson, D.L., Stiger, S.G., 1996. Drilling and evaluation of Ascension #1, a geothermal exploration well on Ascension Island, South Atlantic Ocean. *Geothermics* 25, 543–560.
- Oehler, J.F., Labazuy, P., Lénat, J.F., 2004a. Recurrence of major flank landslides during the last 2 Ma-history of Reunion Island. *Bull. Volcanol.* 66, 585–598.
- Oehler, J.F., van Wyk de Vries, B., Smellie, J., 2004b. How oceanic islands become destabilized? Ideas from landslides on James Ross Island (Weddell Sea, Antarctica). *EGU 1st General Assembly*, 25–30th April 2004. Nice.
- Ramberg, H., 1981. Gravity, deformation and the Earth's crust. Academic, San Diego, CA. 452 pp.
- Siebert, L., 1984. Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 22, 163–197.
- Smith, J.R., Malahoff, A., Shor, A.N., 1999. Submarine geology of the Hilina slump and morpho-structural evolution of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94, 59–88.
- Tilling, R.I., Koyanagi, R.Y., Lipman, P.W., Lockwood, J.P., Moore, J.G., Swanson, D.A., 1976. Earthquakes and related catastrophic events, Island of Hawaii, November 29, 1975: a preliminary report. *U.S. Geol. Surv. Circ.* 740 (33 pp.).
- Urgeles, R., Masson, D.G., Canals, M., Watts, A.B., Le Bas, T., 1999. Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 104, 25331–25348.
- van Wyk de Vries, B., Francis, P.W., 1997. Catastrophic collapse at statovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature* 387, 387–390.
- van Wyk de Vries, B., Matela, R., 1998. Styles of volcano-induced deformation: numerical models of substratum flexure, spreading and extrusion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 81, 1–18.
- van Wyk de Vries, B., Merle, O., 1996. The effect of volcanic constructs on rift fault patterns. *Geology* 24, 643–646.
- van Wyk de Vries, B., Kerle, N., Petley, D., 2000. Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology* 28, 167–170.
- van Wyk de Vries, B., Self, S., Francis, P.W., Keszthelyi, L., 2001a. A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105, 225–247.
- van Wyk de Vries, B., Cecchi, E., Robineau, B., Merle, O., Bachèlery, P., 2001b. Factors governing the volcano-tectonic evolution of La Reunion Island: a morphological, structural and laboratory modeling approach. *EUG XI*, 8–12th April 2001, Strasbourg.
- van Wyk de Vries, B., Oehler, J.F., Smellie, J., 2003. Gravitational tectonics at Mt Haddington, an antarctic submarine/subglacial volcano. *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, 6–11th April 2003. Nice.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. *Landslides, Analysis and Control*, Spec. Rep. 176. In: Schuster R.L., Krizek R.J. (Eds.), National Academy of Sciences, Washington, D. C., 1973, pp 11–33.
- Walter, T.R., 2003. Buttrressing and fractional spreading of Tenerife, an experimental approach on the formation of rift zones. *Geophys. Res. Lett.* 30 (6), 1296.
- Walter, T.R., Troll, V.R., 2003. Experiments on rift zone evolution in unstable volcanic edifices. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 127, 107–120.
- Weigel, W., Grevemeyer, I., 1999. The Great Meteor seamount: seismic structure of a submerged intraplate volcano. *Geodynamique* 28, 27–40.



# **Discussion-synthèse**

## ***OBJECTIFS:***

- Synthétiser les principaux résultats des travaux de terrain menés sur l’Ile de James Ross (Antarctique) et des modélisations analogiques. Souligner le rôle clé des plans de faible résistance et en particulier celui des deltas volcanoclastiques inclus dans la structure des volcans boucliers océaniques (ou d’îles d’arc) sur le déclenchement des déstabilisations de flanc;
- Appliquer ces résultats aux volcans de La Réunion.

## ***MOTS-CLES:***

Plans de faible résistance, deltas volcanoclastiques, déformation ductile, processus gravitaires.



## I. PRINCIPAUX RESULTATS DE L'ETUDE DE L'ILE DE JAMES ROSS ET DES MODELISATIONS ANALOGIQUES

Les travaux de terrain menés sur l'île de James Ross (cf Chap. 1) se sont révélés particulièrement intéressants dans l'observation de la structure du volcan Mount Haddington et l'analyse des mécanismes mis en jeu dans le déclenchement des déstabilisations de ce volcan considéré comme un analogue des boucliers océaniques (cf Chap 1, § I.). Il ressort de cette étude que les plans de faible résistance jouent un rôle central dans la génération des glissements rotationnels et des avalanches de débris, que ce soit à l'échelle des deltas de laves ou à l'échelle de l'édifice. La présence, au sein même de la structure des deltas de laves, d'horizons faibles incurvés, de rhéologie fragile, interprétés comme le résultat de la sédimentation "avant-delta" (cf Chap 1, § III.1.), est cruciale dans le déclenchement de déstabilisations rétrogrades d'ampleur croissante mais néanmoins limitée (volumes de quelques km<sup>3</sup>; cf Chap 1, § III.2. et Figure 3-20). L'alternance de ces épisodes de démantèlement et de phases de (re-)construction des deltas de laves a pour conséquence l'existence de niveaux de brèches d'avalanches de débris dans l'architecture du volcan. Ces formations de faible résistance sont potentiellement ductiles (cf Chap 1, § III.3). Leur déformation, sous leur propre poids et la charge de l'édifice, peut déclencher des glissements de flanc de grande ampleur (volumes supérieurs à 10 km<sup>3</sup>). Le processus, encore amplifié par la déformation ductile couplée des niveaux hyaloclastiques, pourrait expliquer les déstabilisations gigantesques qu'a subi le volcan Mount Haddington durant son évolution (cf Chap 1, § I.).

Le modèle proposé pour le volcan Mont Haddington est très largement basé sur les résultats des modélisations analogiques (cf Chap. 2; Oehler et al., 2005). Celles-ci illustrent le rôle clé de la déformation ductile de deltas volcanoclastiques inclus dans la structure des volcans boucliers sur leur déstabilisation. Les deltas résultent de processus de démantèlement de l'édifice (cf Chap. 2, § 1. de l'article). Les avalanches de débris sont certainement les phénomènes les plus efficaces dans leur formation car plusieurs centaines de km<sup>3</sup> de produits peuvent être déplacé en un seul événement. Les accumulations de produits détritiques, de sédiments fins mis en place par des courants de turbidité, de dépôts de coulées de débris ou d'écoulements pyroclastiques en sont également des constituants, mais dans des proportions plus faibles. Les deltas constituent clairement des niveaux de faible résistance. Leur comportement est considéré comme ductile (cf Chap. 2, § 1. de l'article). La déformation des deltas sous leur propre poids et la charge de l'édifice peut conduire à la génération d'épisodes de déstabilisations côtiers ou intra-édifice, en fonction de la taille et de l'extension des formations dans la structure du volcan (cf Chap. 2., § 3.2. et 4.1. de l'article). Le phénomène est encore plus efficace si la déformation ductile d'un niveau supérieur de faible résistance, comme par exemple des hyaloclastites ou une zone d'altération hydrothermale, est couplée à celle des deltas. Dans ce cas, des déstabilisations rétrogrades récurrentes et de taille croissante sont générées (cf Chap. 2., § 3.5. et 4.1. de l'article).

## II. APPLICATION A LA REUNION

---

Les principales conclusions de l'étude de l'île de James Ross et des modélisations analogiques (cf § I.) constituent des pistes de travail pour comprendre comment les volcans boucliers se déstabilisent. Ils peuvent être appliqués à La Réunion en privilégiant l'hypothèse d'un rôle central des processus gravitaires dans le déclenchement des déstabilisations des volcans de l'île. Nous proposons ainsi que l'essentiel des événements identifiés (cf Part. 2, Figure 2-117 et Tableau 2-3 de la synthèse) peut être expliqué par la déformation ductile d'horizons de faible résistance et en particulier de deltas volcanoclastiques (cf Chap. 2, § 4.1.; Figure 10A de l'article). Ainsi:

► **les déstabilisations secondaires, sous-marines** (par exemple, les déstabilisations du Chenal de la Rivière des Galets (*oN7*) ou du Chenal Saint-Gilles (*oN12*), les événements *sN3*, *eF3* et *oN5*; cf Part. 2, Figure 2-117 et Tableau 2-3 de la synthèse) **ou aériennes** (par exemple, la déstabilisation intra-cirque du Palmiste Rouge (*PR*)) pourraient résulter de la seule déformation des structures d'accumulations de dépôts d'avalanches de débris sous leur propre poids;

► La charge des coulées de laves littorales sur des deltas d'avalanches de débris ou sur des cônes d'alluvions localisés au débouché des rivières pourrait expliquer les **déstabilisations côtières, primaires ou secondaires** (par exemple, les déstabilisations des Falaises de Saint-Paul (*oN6*), de Trois-Bassins (*oN8*), ou de Saint-Joseph (*sF3*));

► L'origine des **déstabilisations primaires intra-édifice** (la majorité des événements interprétés) pourrait être attribuée à la déformation ductile de deltas constitués de dépôts d'avalanches de débris plus anciens, inclus dans la structure de l'édifice, couplée ou non à celle d'un niveau faible supérieur, vraisemblablement une zone d'altération hydrothermale comme suggéré par d'autres auteurs pour le Piton des Neiges (Bachèlery et al., 2003; cf Part. 2, Chap. 4, § I.1.1.3.) et le Piton de La Fournaise (Merle et Lénat, 2003; cf Part. 2, Chap. 1, § II.1.2.), mais peut être également des horizons hyaloclastiques, ce qui est plus spéculatif car aucune évidence de terrain de ces formations n'existe à La Réunion (cf Chap. 2, § 4.1. de l'article).

Ce dernier point pose au moins deux problèmes. (1) Il existe une incompatibilité apparente entre le résultat des modélisations analogiques et les observations de terrain. Les modèles montrent que la déformation ductile couplée d'un delta et d'un niveau faible supérieur est à l'origine d'épisodes de déstabilisations récurrents, rétrogrades et de taille croissante. A La Réunion, au contraire, les volumes de produits impliqués dans les déstabilisations ont plutôt tendance à diminuer avec le temps (cf Part. 2, § I.4. et Figure 2-120 de la synthèse). Une hypothèse serait de considérer les épisodes rétrogrades modélisés lors des expériences analogiques comme l'évidence d'une seule et même phase

de déstabilisation. (2) Il est nécessaire de trouver une explication au déclenchement des **déstabilisations de flanc primaires intra-édifice les plus anciennes et volumineuses** qui ont affecté les volcans du Piton des Neiges, de La Fournaise et des Alizés (cf Part. 2, Figure 2-117 et Tableau 2-3 de la synthèse). Nous proposons un modèle comparable à celui présenté pour le volcan Mount Haddington (cf § I.), basé sur le déclenchement de déstabilisations précoces des flancs des volcans de l'île lors de leur phase principale de construction. Les dépôts des avalanches de débris même modestes générées ont pu servir de plans de décollement pour les déstabilisations de grande ampleur ultérieures. D'autres plans de faible résistance, notamment les zones d'altération hydrothermale ou les niveaux hyaloclastiques, ont pu amplifier le processus. Ce modèle impliquerait l'existence de phases de démantèlement supplémentaires de l'édifice volcanique de la Réunion dans ses premiers instants. Les dépôts de ces événements doivent être recherchés dans la structure interne de l'île.

Ainsi, le rôle des processus gravitaires liés à la présence dans la structure de l'édifice de plans de faible résistance pourrait être privilégié pour expliquer les déstabilisations des flancs des volcans de La Réunion. L'action conjointe d'autres facteurs endogènes ou exogènes (cf Part. 1, § III.) ne doit cependant pas être négligée. Les intrusions répétées de dykes au sein des rift zones, les épisodes d'effondrements caldériques, la sismicité ou l'eustatisme constituent autant de facteurs potentiels susceptibles de favoriser les déstabilisations et pourraient jouer un rôle dans leur déclenchement à La Réunion.



## **CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES**



## **CONCLUSIONS**

Les études géophysiques menées récemment à La Réunion (sismique, Charvis et al., 1999; de Voogd et al., 1999; Gallart et al., 1999; gravimétrie, Malengreau et al., 1999; Lambert, 2003; Levieux, 2004; et magnétisme, Lénat et al., 2001) ont permis une avancée considérable dans la compréhension de la structure géologique, la croissance et l'évolution de cette île volcanique océanique. En particulier, le modèle proposé par Lénat et al. (2001) souligne (1) l'activité, depuis au moins 2 Ma, de deux centres volcaniques primitifs majeurs, le Piton des Neiges au nord-ouest et le volcan des Alizés au sud-est; (2) la construction d'un troisième système plus jeune (<0.53 Ma), sur les flancs des deux volcans pré-existants, le Piton de La Fournaise, et (3) la récurrence de déstabilisations de flanc de grande ampleur des trois massifs volcaniques au cours de leur histoire géologique. Le dernier point restait cependant insuffisamment contraint en raison notamment d'une connaissance limitée et partielle de l'environnement sous-marin de l'île. Ce travail de thèse comble cette lacune en proposant une première étude du système volcanique de La Réunion dans son ensemble. Elle consiste en une analyse conjointe des parties immergée et émergée de l'île qui, confrontée à l'ensemble des connaissances géologiques et géophysiques, confirme l'importance considérable des processus de déstabilisations dans l'évolution des volcans de La Réunion.

Le résultat majeur de cette étude est le recensement d'une cinquantaine d'épisodes destructifs des flancs du Piton des Neiges, du volcan des Alizés et du Piton de La Fournaise au cours des 2 derniers millions d'années au moins. La plupart correspondent à des phénomènes instantanés et catastrophiques de type avalanche de débris. Leurs dépôts sont principalement accumulés en mer, au sein de quatre gigantesques excroissances topographiques, les Reliefs Sous-Marins, localisés à l'est, au nord, à l'ouest et au sud de l'île. Ces structures complexes, clairement allochtones, se sont construites progressivement par la superposition et/ou la juxtaposition des produits impliqués dans des déstabilisations multiples, récurrentes et multi-échelles des volcans de l'île. Les événements les plus volumineux et anciens ont démantelé les secteurs nord, ouest et sud du Piton des Neiges entre 1.2 et 2 Ma et est du volcan des Alizés après 1.8 Ma, déplaçant plusieurs centaines de km<sup>3</sup> de matériaux (classe V+++; volumes compris entre 100 et 1000 km<sup>3</sup>). Leurs dépôts sont retrouvés en mer à plus de 60 km des côtes et incluent des méga-blocs de taille kilométrique. Ils forment le soubassement des Reliefs Sous-Marins sur lequel se superposent les produits impliqués dans une trentaine de déstabilisations ultérieures majeures (classe V++; volumes compris entre 10 et 100 km<sup>3</sup>) ou plus modérées (classe V+; volumes compris entre 1 et 10 km<sup>3</sup>) des volcans du Piton des Neiges et de La Fournaise. Le dernier événement aurait démantelé le flanc est du volcan actif, il y a moins de 5 ka (Labazuy, 1991; Bachèlery et Mairine, 1990; Mohammed-Abchir, 1996). Les dépôts proximaux des déstabilisations du Piton des Neiges sont retrouvés à terre, au cœur et en bordure littorale du massif (Bachèlery et al., 1996; Maillot, 1999; Fèvre et al., 2001, 2003 et 2004; Bret et al., 2003; Arnaud et al.,

2003 et 2004; ce mémoire). Leur omniprésence dans la structure profonde de l'édifice est également suspectée. Certains affleurements de brèches d'avalanches de débris, reconnus dans les cirques, dans les gorges profondes ou à leurs débouchés, témoignent cependant de l'occurrence d'événements strictement aériens. Ces épisodes sont souvent de taille modeste (classe V-; volumes inférieurs à 1 km<sup>3</sup>). Les plus récents sont associés à des processus érosionnels de recul de falaises. Un tiers des déstabilisations mises en évidence à La Réunion est interprété comme des épisodes secondaires. Un événement est qualifié de secondaire lorsqu'il affecte directement une structure d'accumulation de dépôts d'avalanches de débris et remobilise par conséquent des produits déjà impliqués dans une ou plusieurs déstabilisations primaires. Les épisodes secondaires sont potentiellement majeurs en terme de taille (classes V- à V++). Ils sont principalement identifiés en contexte immergé et constituent une part non négligeable des déstabilisations les plus récentes ayant affecté les flancs sous-marins des volcans du Piton des Neiges et de La Fournaise. Sur le flanc est, certains sont contemporains ou plus jeunes que la dernière déstabilisation sub-aérienne datée du volcan actif (<5 ka).

L'étude morpho-structurale de la partie sub-aérienne de La Réunion suggère une relation génétique forte entre les épisodes de déstabilisations des volcans de l'île et sa morphologie. Les principaux escarpements reconnus à terre et en zone côtière, sont interprétés comme (1) les zones sources de déstabilisations relativement récentes, souvent remodelées par l'érosion et/ou comblées par l'activité volcanique ultérieure, ou (2) les traces rémanentes d'amphithéâtres d'avalanches de débris anciens dont les failles bordières ont pu être réactivées dans des processus volcano-tectoniques de type effondrement caldérique (Chevallier, 1979; Kieffer, 1989 et 1990a), étalement gravitaire (van Wyk de Vries et al., 2001b; Oehler et al., 2005), subsidence du complexe hypovolcanique du Piton des Neiges (Lambert, 2003; Lénat, comm. pers.), ou lors d'épisodes ultérieurs de déstabilisation. Ces failles constituent des discontinuités structurales et lithologiques nettes au sein de l'édifice. Elles ont probablement guidé son démantèlement par érosion et ainsi facilité le creusement des dépressions centrales du Piton des Neiges (les trois cirques de Mafate, Salazie, Cilaos et le paléo-cirque des Marsouins) et des principales rivières pérennes de l'île.

L'origine des déstabilisations de flanc des volcans de La Réunion n'est pas clairement définie. Elles résultent vraisemblablement de l'action combinée de différents facteurs endogènes et/ou exogènes. L'étude du volcan Mount Haddington (Ile de James Ross, Antarctique) et les expériences analogiques montrent cependant que la déformation ductile d'horizons de faible résistance inclus dans la structure des volcans boucliers, et en particulier de deltas volcanoclastiques, essentiellement constitués de dépôts d'avalanches de débris, est cruciale dans la génération de glissements rotationnels et d'avalanches de débris ultérieures. Ce modèle est privilégié à La Réunion, en envisageant un rôle prédominant des processus gravitaires dans le déclenchement des déstabilisations des volcans de l'île.

## **PERSPECTIVES**

Ce travail de thèse souligne l'apport indéniable de l'étude des fonds immergés de La Réunion dans la compréhension de l'évolution de ce système volcanique océanique. Notre analyse a pour support les meilleurs documents numériques "terre-mer" actuels, renseignant sur la topographie et la nature des flancs sous-marins de l'édifice et d'une partie de la plaque océanique environnante, à savoir (1) un MNT global, à 100 m de résolution, et (2) une image composite, à 50 m de résolution, associant image de réflectivité des fonds marins et image de pente calculée à partir du MNT global dans les zones non couvertes par les données de réflectivité (cf Annexe I). Ces documents se révèlent cependant très vite limités pour la caractérisation précise des épisodes de déstabilisations. Des données marines supplémentaires sont nécessaires pour déterminer par exemple, l'épaisseur des unités d'avalanches de débris en mer (pouvant conduire par la suite à l'estimation des volumes), la nature des formations impliquées, l'âge des événements ou leur mode de mise en place (dynamique, cinétique). Les campagnes océanographiques **FOREVER** (**FOR**mation et **EV**olution de l'**ED**ifice de La **RÉ**union; *CNRS - Institut de Physique du Globe de Paris, chef de projet: Christine Deplus*) et **ERODER** (**ERO**sion et **D**émantèlement de l'**ED**ifice volcanique de La **RÉ**union; *Université de La Réunion - IFREMER, chefs de projet: Patrick Bachèlery et Bruno Savoye*) programmées pour l'année 2006 devraient apporter un certain nombre d'informations discriminantes en ce sens. L'objectif à terme de ces deux campagnes est l'obtention d'une couverture bathymétrique et géophysique (imagerie acoustique, sondeur de sédiments 3.5 kHz, gravimétrie, magnétisme et sismique légère) complète des flancs sous-marins de La Réunion et de la plaque océanique alentour. Des carottages, des dragages et des échantillonnages in situ à partir d'engins submersibles habités (NAUTILE) ou téléopérés (ROV) sont également prévus. L'exploitation de ces données devrait permettre de préciser le modèle de déstabilisations des volcans de La Réunion et apporter des contraintes pour la compréhension des phénomènes. Ces opérations en mer doivent cependant être couplées à des investigations plus approfondies à terre. La cartographie des brèches d'avalanches de débris doit être poursuivie, en particulier dans les cirques où un certain nombre d'observations restent mal contraintes (thèse en cours de Arnaud, soutenance de thèse prévue en 2006). Une campagne de datations ciblées doit également être menée pour préciser l'âge de certains événements identifiés. La géologie structurale de l'île, et en particulier celle du massif du Piton des Neiges, doit être réexaminée en prenant en compte l'existence probable d'importantes discontinuités (failles) dans la structure de l'édifice.

La généralisation, l'importance et la récurrence des déstabilisations des volcans de La Réunion imposent une réévaluation de l'aléa et des risques associés à ces phénomènes. Le flanc est du Piton de La Fournaise, déstabilisé pour la dernière fois il y a seulement 5 ka (Labazuy, 1991; Bachèlery et Mairine, 1990; Mohammed-Abchir, 1996), pourrait constituer le site d'un prochain événement

catastrophique. Les études interférométriques (Sigmundsson et al., 1999; Fukushima et al., 2003 et 2005; Froger et al., 2004) montrent que celui-ci se déplace de plusieurs dizaines de cm vers la mer à chaque éruption. A terme, le déplacement cumulé pourrait conduire à la déstabilisation du secteur instable, avec pour conséquence la possible génération d'un tsunami. Il apparaît ainsi fondamental (1) de contraindre au mieux le volume susceptible d'être impliqué dans cet événement, en identifiant les structures actives (plan de glissement, failles bordières), afin (2) d'estimer, à l'image de ce qui a déjà été réalisé pour les volcans des Canaries (Ward et Day, 2001) ou des Petites Antilles (Smith et Shepherd, 1996; Le Friant, 2001), l'importance de la vague engendrée. Une telle modélisation permettrait d'anticiper les conséquences d'un nouveau tsunami dans l'Océan Indien. Notre étude soulève de plus le problème de l'occurrence de futures déstabilisations secondaires sous-marines des structures d'accumulation de dépôts d'avalanches de débris reconnues autour de l'île. Si celles-ci sont effectivement liées aux seuls processus gravitaires, leur déclenchement est également à prendre en considération dans l'évaluation des risques. Dans ce contexte, la cartographie détaillée des Reliefs Sous-Marins s'avère d'autant plus nécessaire pour identifier les secteurs potentiellement instables. Enfin, à terre, les études de stabilité des falaises escarpées, principalement celles des gorges profondes ou des cirques, doivent être approfondies. Les glissements actuels de Grand Ilet et d'Hell-Bourg (Haurie, 1987; Raucoules et al., 2003) constituent le risque principal pour les zones habitées situées dans le cirque de Salazie. Leur évolution en avalanches de débris n'est pas exclue. Leur surveillance doit par conséquent être amplifiée.

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**



## A

---

- Ablay G, Hürlimann M (2000). Evolution of the north flank of Tenerife by recurrent giant landslides. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103:135-159.
- Adushkin VV, Zykov NY, Fedotov SA (1995). Mechanism of volcanic slope failure. Assessment of potential collapse and debris avalanches at Klyuchevskoi volcano. *Volc. Seism.* 16:667-684.
- Arnaud N, Bachèlery P, Cruchet M (2003). Dismantling processes of basaltic shield volcanoes. Origin of the Piton des Neiges breccias-Reunion Island. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 6-11<sup>th</sup> April 2003, Nice.
- Arnaud N, Bachèlery P, Cruchet M (2004). Recurrence of large flank collapses in a basaltic shield volcano: example of Piton des Neiges volcano, Reunion Island. RST Joint Earth Sciences Meeting, 20-25<sup>th</sup> September 2004, Strasbourg.
- Averous P (1983). Esquisse géomorphologique des atterrages de l'Ile de la Réunion. Document Terres Australes et Antarctiques Françaises.

## B

---

- Bachèlery P (1981). Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion): étude volcanologique, structurale et pétrologique. Thèse. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Bachèlery P (1995). Quelques réflexions à propos de concepts récents sur la structure du Piton de la Fournaise, Réunion. Dans: Rapport Quadriennal 1991-1994, pp. 107-112. Com. Nat. Fr. Géod. Géophys., Paris.
- Bachèlery P, Montaggioni J (1983). Morphostructure du flanc oriental du volcan de la Fournaise, Ile de la Réunion, (Océan Indien). *C.R. Acad. Sci. Paris.* 297:81-84.
- Bachèlery P, Mairine P (1990) Evolution volcano-structurale du Piton de la Fournaise depuis 0.53 Ma. Dans: Lénat JF (ed), *Le volcanisme de la Réunion. Monographie.* 213-242.
- Bachèlery P, Labazuy P, Lénat JF (1996) Avalanches de débris sous-marines et subaériennes à La Réunion. *C.R. Acad. Sci.* 323:475-482.
- Bachèlery P, Robineau B, Courteaud M, Savin C (2003). Avalanches de débris sur le flanc occidental du volcan-bouclier Piton des Neiges (Reunion). *Bull. Soc. Geol. France.* 174:125-140.
- Begét JE (2000). Volcanic Tsunamis. Dans: Sigurdsson H. (ed.), *Encyclopaedia of Volcanoes.* Academic Press. 1005-1013.
- Begét JE, Kienle J (1992). Cyclic formation of debris avalanches at Mount St. Augustine Volcano. *Nature.* 356:701-704.
- Belousov A, Bogoyavlenskaya GE (1988). Debris avalanche of the 1956 Bezymianny eruption. *Proc. Kagoshima Int. Conf. On Volcanoes.* 460-462.
- Belousov A, Belousova M, Voight B (1999). Multiple edifice failures, debris avalanches and associated eruptions in the Holocene history of Shiveluch volcano, Kamchatka, Russia. *Bull. Volc.* 61:324-342.
- Billard G, Vincent PM (1974). Cartes géologiques de la France, La Reunion 1/50000 (4 feuilles) et notice. Edition du BRGM, France.
- Bisquay H (2002). Sondeurs multifaisceaux. [www.ifremer.fr/flotte/cours/cours\\_smf\\_fichiers/](http://www.ifremer.fr/flotte/cours/cours_smf_fichiers/)
- Bolt BA, Horn WL, Macdonald GA, Scott RF (1975). Geological hazards: earthquakes, tsunamis, volcanoes, avalanches, landslides, floods. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York. 328 p., 116 fig.

- Bonneville A, McNutt M (1992). Shear strength of the great Pacific fracture zones. *Geophys. Res. Lett.* 19:2023-2026.
- Bonneville A, Barriot JP, Bayer R (1988). Evidence from geoid data of a hotspot origin from the southern Mascarene Plateau and Mascarene island (Indian Ocean). *J. Geophys. Res.* 93:4199-4212.
- Borgia A (1994). Dynamic basis of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.* 99:17791-17804.
- Borgia A, Treves B (1992). Volcanic plates overriding the oceanic crust: structure and dynamics of Hawaiian volcanoes. Dans: Parson LM, Murton BJ, Browning P (eds), *Ophiolites and Their Modern Oceanic Analogues*. The Geological Society, London. 277-299.
- Borgia A, Ferrari L, Pasquarè G (1992). Importance of gravitational spreading in the tectonic and volcanic evolution of Mount Etna. *Nature*. 357: 231-235.
- Borgia A, Delaney PT, Denlinger RP (2000). Spreading volcanoes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 28:539-570.
- Boulanger MO, Boulanger D, Munsch M, Sauter D, Tissot JD (1992). Cetus: a new computer software to display marine geophysical data, improve navigation using Seabeam crossings, grid data and process images. EGS XVII<sup>th</sup> General Assembly, April 1992, Edinburgh.
- Bret L, Fevre Y, Join JL, Robineau B, Bachèlery P (2003). Deposits related to degradation processes on Piton des Neiges volcano (Reunion Island): overview and geological hazard. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 123:25-41.
- British Antarctic Survey (1995). James Ross Island. BAS 100 Series (topographic maps), Sheet 2, 1:100.000. Cambridge, British Antarctic Survey.
- Bulmer MH, Guest JE (1996). Modified volcanic domes and associated debris aprons on Venus. Dans: McGuire WJ, Jones AP, Neuberg J. (eds), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 110:349-371.
- Burke K (1996). The African Plate. *S. Afr. J. Geol.* 4:339-407.
- Bussière P (1959). Etude géologique de l'île de la Réunion. Service géologique, Madagascar. 64 p.

## C

---

- Calvari S, Tanner LH, Groppelli G (1998). Debris-avalanche deposits of the Milo Lahar sequence and the opening of the Valle del Bove on Etna volcano Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 87:193-209.
- Cantagrel JM (1995). Avalanches et coulées de débris dans un volcan complexe intraplaque: vers un nouveau schéma volcano-structural du massif du Cantal (Massif central, France). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 166:285-293.
- Cantagrel JM, Arnaud NO, Ancochea E, Fuster JM, Huertas MJ (1999). Repeated debris avalanches on Tenerife and Genesis of Las Canadas caldera wall (Canary Islands). *Geology*. 27:739-742.
- Carracedo JC (1994). The Canary Islands: an example of structural control on the growth of large oceanic-island volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 60:225-241.
- Carracedo JC (1996). A simple model for the genesis of large gravitational landslide hazards in the Canary Islands. Dans: McGuire WJ, Jones AP, Neuberg J. (eds), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 110:125-135.
- Carracedo JC (1999). Growth, structure, instability and collapse of Canarian volcanoes and comparisons with Hawaiian volcanoes. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94:1-19.

- Cecchi E, van Wyk de Vries B, Lavest JM (2005). Flank spreading and collapse of weak-cored volcanoes. *Bull. Volc.* 67:72-91.
- Chadwick WW, De Roy T, Carrasco A (1991). The September 1988 intracaldera avalanche and eruption at Fernandina volcano, Galapagos Islands. *Bull. Volc.* 53:276-286.
- Chapman MG (2003). Sub-ice volcanoes and ancient oceans/lakes: a Martian challenge. *Global Planet. Change.* 35:185-198.
- Charvis P, Laesanpura A, Gallart J, Hirn A, Lépine JC, de Voogd B, Minshul TA, Hello V, Pontoise B (1999). Spatial distribution of hotspot material added to the lithosphere under La Reunion. *J. Geophys. Res.* 104:2875-2893.
- Chevallier L (1979). Structures et évolution du volcan Piton des Neiges, Ile de la Réunion. Leurs relations avec les structures du Bassin des Mascareignes, Océan Indien occidental. Thèse. Université de Grenoble.
- Chevallier L, Bachèlery P (1981). Evolution structurale du volcan actif du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion, Océan Indien occidental. *Bull. Volc.* 44:723-741.
- Chevallier L, Vatin-Pérignon N (1982). Volcano-structural evolution of Piton des Neiges, Reunion Island, Indian Ocean. *Bull. Volc.* 45:285-298.
- Clague DA, Denlinger RP (1994). Role of olivine cumulates in destabilizing the flanks of Hawaiian volcanoes. *Bull. Volc.* 56:425-434.
- Clague DA, Moore JG (2002). The proximal part of the giant submarine Wailau landslide, Molokai, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 113:259-287.
- Clague DA, Moore JG, Reynolds JR (2000). Formation of submarine flat-topped volcanic cones in Hawaii. *Bull. Volc.* 62:214-233.
- Clément JP, Legendre C, Caroff M, Guillou H, Cotten J, Bollinger C, Guille G (2002). Epiclastic deposits and 'horseshoe-shaped' calderas in Tahiti (Society Islands) and Ua Huka (Marquesas Archipelago), French Polynesia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 120:87-101.
- Clouard V, Bonneville A, Gillot PY (2001). A giant landslide on the southern flank of Tahiti Island, French Polynesia. *Geophys. Res. Lett.* 28: 2253-2256.
- Cochoonat P, Lénat JF, Bachèlery P, Boivin P, Cornaglia B, Deniel C, Labazuy P, Le Drezen E, Lipman PW, Ollier G, Savoye B, Vincent PM, Voisset M (1990). Glissements et depots gravitaires en domaine volcano-sédimentaire sous-marin (volcan de la Fournaise, île de la Réunion). *C. R. Acad. Sci. Paris.* 311:679-686.
- Colonna M (1994). Chronologie des variations du niveau marin au cours du dernier cycle climatique (0-140000 ans) dans la partie sud occidentale de l'Océan Indien. Thèse. Université de Provence, Marseille.
- Courteaud M, Bachèlery P, Robineau B, Join JL (1997). Les brèches de Saint-Gilles. Note technique géologique. Laboratoire des Sciences de la Terre. Université de La Réunion. 21 p.
- Crame JA, Pirrie D, Riding JB, Thomson MRA (1991). Campanian-Maastrichtian (Cretaceous) stratigraphy of the James Ross Island area, Antarctica. *J. Geol. Soc., London.* 148:1125-1140.
- Crandell DR (1989). Gigantic Debris Avalanche of Pleistocene Age From Ancestral Mount Shasta Volcano, California, and Debris-Avalanche Hazard Zonation. *U.S. Geol. Surv. Bull.* 1861.

Crumpler LS, Head JW, Aubele JC (1996). Calderas on Mars: characteristics, structure, and associated flank deformation. Dans: McGuire WJ, Jones AP, Neuberg J. (eds), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 110:307-348.

## D

---

Day SJ (1996). Hydrothermal pore fluid pressure and the stability of porous, permeable volcano. Dans: McGuire WJ, Jones AP, Neuberg J. (eds), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 110:77-93.

Day SJ, Heleno da Silva SIN, Fonseca JFBD (1999a). A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94:191-218.

Day SJ, Carracedo JC, Guillou H, Gravestock P (1999b). Recent structural evolution of the Cumbre Vieja volcano, La Palma, Canary Islands: volcanic rift zone reconfiguration as a precursor to volcano flank instability? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94:135-167.

Defos du Rau J (1959). Le relief de l'Ile de la Réunion. Thèse. Université de Bordeaux.

Delaney PT, Fiske RS, Miklius A, Okamura AT, Sako MK (1990). Deep magma body beneath the summit and rift zones of Kilauea volcano, Hawaii. *Science*. 247:1311-1316.

Delemen IF (1995). Gravitational instability mechanisms in volcanic cones (with reference to Klyuchevskoi volcano). *Volc. Seism.* 16:649-666.

Delorme H, Bachèlery P, Blum PA, Cheminée JL, Delarue JF, Delmond JC, Hirn A, Lepine JC, Vincent PM, Zlotnicki J (1989). March 1986 eruptive episodes at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36:199-208.

Demange J, Chovelon P, Puvilland P (1989). Geothermal model of the Salazie Cirque (Reunion Island): volcanic and structural implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36:153-176.

Deniel C (1990). Le magmatisme du Piton des Neiges. Dans: Lénat JF (ed), *Le volcanisme de la Réunion*. Monographie. 115-144.

Deniel C, Kieffer G, Lecointre J (1992). New  $^{230}\text{Th}$ - $^{238}\text{U}$  and  $^{14}\text{C}$  age determinations from Piton des Neiges volcano, Reunion: A revised chronology for the Differentiated Series. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 51:253-267.

DePaolo DJ, Stolper E, Thomas DM (2001). Deep Drilling into a Hawaiian Volcano. *Eos, Am. Geophys. Union.* 82: 13.

Deplus C, Le Friant A, Boudon G, Komorowski JC, Villemant B, Harford C, Ségoufin J, Cheminée JL (2001). Submarine evidence of large-scale debris avalanches in the Lesser Antilles Arc. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 192:145-157.

de Voogd B, Pou Palomé S, Hirn A, Charvis P, Gallart J, Rousset D, Danobeitia J, Perroud H (1999). Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling off shore La Reunion. *J. Geophys. Res.* 104:2855-2874.

Dieterich JH (1988). Growth and persistence of Hawaiian volcanic rift zones. *J. Geophys. Res.* 93:4258-4270.

Dikau R, Brunsden D, Schrott L, Ibsen ML (1996). *Landslide recognition. Identification, movement and causes*. Wiley and Sons (eds). 251 p.

- Donnadiou F, Merle O, Besson JC (2001). Volcanic edifice stability during cryptodome intrusion. *Bull. Volc.* 63:61-72.
- Duffield WA, Stieltjes L, Varet J (1982). Huge landslide blocks in the growth of Piton de la Fournaise, La Réunion, and Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 12:147-160.
- Dugelay S (1997). Caractérisation des fonds marins à partir de données sondeur EM12. Thèse. Université Paris XI, Orsay.
- Duncan RA (1981). Hotspots in the southern oceans – an absolute frame of reference for motion of the Gondwana continents. *Tectonophysics.* 74:29-42.
- Duncan RA, Backman J, Peterson L (1989). Reunion hotspot activity through tertiary time: Initial results from the Ocean Drilling Program, Leg 115, J. *Volcanol. Geotherm. Res.* 36:193-198.
- Dvorak JJ, Okamura AT, English TT, Koyanagi RY, Nakata JS, Sako MK, Tanigawa WT, Yamashita KM (1986). Mechanical response of the south flank of Kilauea Volcano, Hawaii, to intrusive events along the rift systems. *Tectonophysics.* 124:193-209.
- Dyment J (1991). Structure et évolution de la lithosphère océanique dans l'Océan Indien: Apport des anomalies magnétiques. Thèse. Université Louis Pasteur, Strasbourg.

## E

---

- Elsworth D, Voight B (1995). Dike intrusion as a trigger for large earthquakes and the failure of volcano flanks. *J. Geophys. Res.* 100:6005-6024.
- Elsworth D, Day SJ (1999). Flank collapse triggered by intrusion: the Canarian and Cape Verde Archipelagos. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94:323-340.
- Endo ET, Malone SD, Noson LL, Weaver CS (1981). Locations, magnitudes, and statistics of the March 20-May 18 earthquake sequence. Dans: Lipman PW, Mullineaux DR (eds), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1250:93-107.
- Erismann TH (1979). Mechanisms of large landslides. *Rock Mech.* 12:5-46.

## F

---

- Fèvre Y, Bret L, Robineau B, Join JL (2001). A Newly Discovered Debris Avalanche Deposit, Rivière des Pluies breccia, Northern Reunion Island. *EUG XI*, 8-12<sup>th</sup> April 2001, Strasbourg.
- Fèvre Y, Bret L, Arnaud N, Bachèlery P (2003). New insight on Mafate-Saint-Gilles debris avalanche deposits (westward Piton des Neiges volcano-Reunion Island). *EGS-AGU-EUG Joint Assembly*, 6-11<sup>th</sup> April 2003, Nice.
- Fèvre Y, Saint-Ange F, Robineau B (2004). Assessment of the effects of erosion and sediment transport during the rainy season in a deep shield volcano valley: Rivière des Pluies case in La Réunion Island (Indian Ocean). *RST Joint Earth Sciences Meeting*, 20-25<sup>th</sup> September 2004, Strasbourg.
- Filmer PE, McNutt MK, Wolfe CJ (1993). Elastic thickness of the lithosphere in the Marquesas and Society Islands. *J. Geophys. Res.* 98:19565-19577.
- Filmer PE, McNutt MK, Webb HF, Dixon DJ (1994). Volcanism and Archipelagic Aprons in the Marquesas and Hawaiian Islands. *Mar. Geophys. Res.* 16:385-406.

- Fischer RL, Johnson GL, Heezen BL (1967). Mascarene Plateau, Western Indian Ocean. *Geol. Soc. Am. Bull.* 78:1247-1266.
- Francis PW (1994). Large volcanic debris avalanches in the central Andes. Dans: *Proceedings of International Conference on Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geological Society of London.
- Fretzdorff S, Stoffers P, Devey CW, Munsch M (1998). Structure and morphology of submarine volcanism in the hotspot region around Reunion Island, western Indian Ocean. *Mar. Geol.* 148:39-53.
- Fretzdorff S, Paterne M, Stoffers P, Ivanova E (2000). Explosive activity of Reunion Island volcanoes through the past 260000 years as recorded in deep-sea sediments. *Bull. Volc.* 62:266-277.
- Froger JL, Fukushima Y, Briole P, Staudacher T, Souriot T, Villeneuve N (2004). The deformation field of the August 2003 eruption at Piton de La Fournaise, Reunion Island, mapped by ASAR interferometry. *Geophys. Res. Lett.* 31. L14601. doi: 10.1029/2004GL020479.
- Fukushima Y, Durand P, Cayol V (2003). Seaward displacements at Piton de La Fournaise measured by radar interferometry between 1998 and 2000. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 6-11<sup>th</sup> April 2003. Nice.
- Fukushima Y, Cayol V, Durand P (2005). Finding realistic dike models from interferometric synthetic aperture radar data: The February 2000 eruption at Piton de La Fournaise. *J. Geophys. Res.* 110. B03206. doi:10.1029/2004JB003268.

## G

---

- Gallart J, Driad L, Charvis P, Sapin M, Hirn A, Diaz J, de Voogd B, Sachpazi M (1999). Perturbation to the lithosphere along the hotspot track of La Reunion from an offshore-onshore seismic transect. *J. Geophys. Res.* 104:2895-2908.
- Garcia MO, Davis MG (2001). Submarine growth and internal structure of ocean island volcanoes based on submarine observations of Mauna Loa volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.* 29:163-166.
- Gee MJR, Watts AB, Masson DG, Mitchell NC (2001). Landslides and the evolution of El Hierro in the Canary Islands. *Mar. Geol.* 177:271-293.
- Gillot PY, Nativel PE (1982). K-Ar chronology of the ultimate activity of Piton des Neiges volcano, Reunion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 13:131-146.
- Gillot PY, Nativel PE (1989). Eruptive history of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36:53-65.
- Gillot PY, Lefevre JC, Nativel PE (1994). Model for the structural evolution of the volcanoes of Reunion Island. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 122:291-302.
- Glicken H (1982). Criteria for identification of large volcanic debris avalanches. *EOS, Trans. Am. Geophys. Union.* 63:1141.
- Glicken H (1991). Sedimentary architecture of large volcanic-debris avalanches. Dans: Fisher RV, Smith GA (eds), *Sedimentation in volcanic settings*. SEPM Sp. Publ. 45:99-106.
- Glicken H (1996). Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano, Washington. U.S. Department of the Interior. U.S. Geological Survey. Open-file Report 96-677. 90 p.
- Glicken H, Voight B, Janda RJ (1981). Rockslide-debris avalanche of May 18, 1980, Mount St. Helens volcano. *IAVCEI Symp. Arc Volcanism, Tokyo and Hakone.* 109-110.

- Goguel J (1978). Scale-dependent rockslide mechanisms, with emphasis on the role of pore fluid vaporization. Dans: Voight B (ed), *Rockslides and Avalanches-I: Natural Phenomena*. Elsevier, Amsterdam. 693-705.
- Gorshkov GS (1959). Gigantic eruption of the Volcano Bezymianny. *Bull. Volc.* 21:77-109.
- Gudmundsson MT, Sigmundsson F, Björnsson H (1997). Ice-volcano interaction of the 1996 Gjalp subglacial eruption, Vatnajökull, Iceland. *Nature*. 389:954-957.

## H

---

- Haurie JL (1987). Géodynamique des cirques de la Réunion. Implications géotechniques et stabilité des versants. Thèse. Université Scientifique, Technologique et Médicale de Grenoble.
- Hildebrand A, Gillot PY, Le Roy I (2004). Volcano-tectonic and geochemical evolution of an oceanic intra-plate volcano: Tahiti-Nui (French Polynesia). *Earth Planet. Sc. Lett.* 217:349-365.
- Holcomb RT, Searle RC (1991). Large landslides from oceanic volcanoes. *Mar. Geotech.* 10:19-32.
- Hole MJ, Rogers G, Saunders AD, Storey M (1991). Relation between alkalic volcanism and slab-window formation. *Geology*. 19:657-660.
- Hon K, Heliker CC, Kjargaard JI (1993). The construction of pahoehoe lava deltas on Kilauea Volcano, Hawaii. *Eos, Am. Geophys. Union*. 74:616.
- Howard K (1973). Avalanche mode of motion. Implications from lunar examples. *Science*. 108:1052-1055.
- Hürlimann M, Turon E, Marti J (1999a). Large landslides triggered by caldera collapse events in Tenerife, Canary Islands. *Phys. Chem. Earth*. 24:921-924.
- Hürlimann M, Ledesma A, Marti J (1999b). Conditions favouring catastrophic landslides on Tenerife (Canary Islands). *Terra Nova*. 11:106-111.
- Hürlimann M, Garcia-Piera JO, Ledesma A (2000). Causes and mobility of large volcanic landslides: application to Tenerife, Canary Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 103:121-134.
- Hürlimann M, Ledesma A, Marti J (2001). Characterisation of a volcanic residual soil and its implications for large landslide phenomena: application to Tenerife, Canary Island. *Eng. Geol.* 59:115-132.
- Hsü K (1975). Catastrophic debris streams (Sturzstroms) generated by rock falls. *Geol. Soc. Am. Bull.* 86:129-140.

## I

---

- Ineson JR (1989). Coarse-grained submarine fan and slope apron deposits in a Cretaceous back-arc basin, Antarctica. *Sedimentology*. 36:793-819.
- Inokuchi T (1988). Gigantic landslides and debris avalanches on volcanoes in Japan. *Proceedings of the Kagoshima International Conference on Volcanoes*. National Institute for Research Administration, Japan. 456-459.
- Iverson RM (1995). Can magma-injection and groundwater forces cause massive landslides on Hawaiian volcanoes? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66:295-308.

## K

---

- Katayama N (1974). Old records of natural phenomena concerning the Shimabara Catastrophe. Sci. Rpt. Shimabara Volcano Observ., Fac. Sci. Kyushu Univ. 9:1-45 (en japonais, abstract en anglais).
- Kent PE (1966). The transport mechanism in catastrophic rockfalls. *Geology*. 74:79-83.
- Kerle N, van Wyk de Vries B (2001). The 1998 debris avalanche at Casita volcano, Nicaragua. Investigation of structural deformation as the cause of slope instability using remote sensing. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105:49-63.
- Kieffer G (1989). La formation des cirques du Piton des Neiges (La Réunion). *Bull. Ass. Géogr. Fr.* 5:361-370.
- Kieffer G (1990a). Grands traits morphologiques de l'île de la Réunion. Dans: Lénat JF (ed), *Le volcanisme de la Réunion. Monographie.* 75-114.
- Kieffer G (1990b). Evolution dynamique et structurale récente ("Phase IV") du Piton des Neiges (Île de La Réunion, Océan Indien). Dans: Lénat JF (ed), *Le volcanisme de la Réunion. Monographie.* 163-185.
- Klingelhöfer F, Minshull TA, Blackman DK, Harben P, Childers V (2001). Crustal structure of Ascension Island from wide-angle seismic data: implications for the formation of near-ridge volcanic islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 190:41-56.
- Kluska JM (1997). Evolution magmatique et morpho-structural du Piton des Neiges (Île de la Réunion) au cours des derniers 500000 ans. Thèse. Université Paris XI, Orsay.
- Kokelaar P, Romagnoli C (1995). Sector collapse, sedimentation and clast population evolution at an active island-arc volcano: Stromboli, Italy. *Bull. Volc.* 57:240-262.
- Komorowski JC, Navarro C, Cortes A, Siebe C, Rodriguez S (1993). Recurrent collapse of Volcan Colima (Mexico) since 10000 years BP: implications for eruptive processes, magma output, edifice stability and volcanic risks. Abstracts of IAVCEI General Assembly, Canberra. p.60.
- Krastel S, Schmincke HU, Jacobs CL, Rihm R, Le Bas TM, Alibés B (2001). Submarine landslides around the Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 106:3977-3997.

## L

---

- Labazuy P (1988). Interprétation de données bathymétriques et géophysiques sur les flancs immergés de la Réunion. Mémoire de DEA. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Labazuy P (1991). Instabilités au cours de l'évolution d'un édifice volcanique en domaine intraplaque océanique: Le Piton de la Fournaise (Île de la Réunion). Thèse. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Labazuy P (1996). Recurrent landslides events on the submarine flank of Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island). Dans: McGuire WJ, Jones AP, Neuberg J. (eds), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets. Geol. Soc. Spec. Publ. London.* 110:295-306.
- Labazuy P, Lénat JF, Cochonat P, Bachèlery P, Boivin P, Cornaglia B, Deniel C, Le Drezen E, Lipman PW, Ollier G, Savoye B, Vincent P, Voisset M (1989). High-resolution side-scan sonar images of the undersea portion of Piton de la Fournaise volcano. Abstract. 5ème réunion de l'EUG. Strasbourg.
- Lagmay AMF, van Wyk de Vries B, Kerle N, Pyle DM (2000). Volcano instability induced by strike-slip faulting. *Bull. Volc.* 62:331-346.

- Lambert M (2003). Etude de la structure interne du point chaud de la Réunion d'après les données gravimétriques. Mémoire de DEA. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Latter JN (1982). Tsunamis of volcanic origin: Summary of causes with particular reference to Krakatoa, 1883. *Bull. Volc.* 44:467-490.
- Le Corvec N (2005). Déstabilisation du volcan Socompa (Chili) et avalanches de débris. Mémoire de Master. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Le Friant A (2001). Les déstabilisations de flanc des volcans actifs de l'arc des Petites Antilles: origines et conséquences. Thèse. Université Paris VII Denis Diderot.
- Le Friant A, Boudon G, Deplus C, Villemant B (2003). Large-scale flank collapse events during the activity of Montagne Pelée, Martinique, Lesser Antilles. *J. Geophys. Res.* 108:2055.
- Lénat JF, Bachèlery P (1988). Dynamics of magma transfers at Piton de la Fournaise volcano (Reunion Island, Indian Ocean). *Earth Evol. Sci. Special Issue "Modeling of volcanic processes"*, Chi-Yu and Scarpa R (eds), Friedr. Vieweg & Sohn, Braunschweig/Wiesbaden, 57-72.
- Lénat JF, Labazuy P (1990). Morphologies et structures sous-marines de la Réunion. Dans: Lénat JF (ed), *Le volcanisme de la Réunion. Monographie.* 43-74.
- Lénat JF, Vincent P, Bachèlery P (1989). The off-shore continuation of an active basaltic volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean): Structural and geomorphological interpretation from Sea Beam mapping. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36:1-36.
- Lénat JF, Bachèlery P, Bonneville A, Galdéano A, Labazuy P, Rousset D, Vincent P (1990). Structure and morphology of the submarine flank of an active volcano: Piton de la Fournaise (Reunion Island, Indian Ocean). *Oceanol. Acta.* 10:211-223.
- Lénat JF, Gibert-Malengreau B, Galdeano A (2001). A new model for the evolution of the volcanic island of Reunion (Indian Ocean). *J. Geophys. Res.* 106:8645-8663.
- Lesquer A (1990). Structure profonde de l'île de la Réunion d'après l'étude des anomalies gravimétriques. Dans: Lénat JF (ed), *Le volcanisme de la Réunion. Monographie.* 19-27.
- Levieux G (2004). Synthèse géophysique de la zone de forage de reconnaissance géothermique du Piton de La Fournaise. Mémoire de DEA. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Lipman PW, Mullineaux DR (1981). The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1250.
- Lipman PW, Moore JG (1996). Mauna Loa lava accumulation rates at the Hilo drill site; formation of lava deltas during a period of declining overall volcanic growth. *J. Geophys. Res.* 101:11631-11641.
- Lipman PW, Lockwood JP, Okamura RT, Swanson DA, Yamashita KM (1985). Ground deformation associated with the 1975 magnitude-7.2 earthquake and resulting changes in activity of Kilauea volcano, Hawaii. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.* 1276. 45 p.
- Lipman PW, Normark WR, Moore JG, Wilson JB, Gutmacher CE (1988). The giant submarine Alika debris slide, Mauna Loa, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 93:4279-4299.
- Lipman PW, Sisson TW, Ui T, Naka J, Smith JR (2002). Ancestral Submarine Growth of Kilauea Volcano and Instability of its South Flank. Dans: Takahashi E, Lipman PW, Garcia MO, Naka J, Aramaki S (eds), *Hawaiian Volcanoes: Deep Underwater Perspectives. Geophys. Monograph 128, Am. Geophys. Union.* 161-191.

Lopez DL, Williams ST (1993). Catastrophic volcanic collapse: Relation to hydrothermal processes. *Science*. 260:1794-1796.

Lurton X (1998). *Acoustique sous-marine. Présentation et applications*. Editions Ifremer. 110 p.

## M

---

Maillot E (1999). *Les systèmes intrusifs des volcans boucliers océaniques: Ile de la Réunion (Océan Indien). Approche structurale et expérimentale*. Thèse. Université de la Réunion.

Malengreau B (1995). *Structure profonde de la Réunion d'après les données magnétiques et gravimétriques*. Thèse. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.

Malengreau B, Lénat JF, Froger JL (1999). Structure of Réunion Island (Indian Ocean) inferred from the interpretation of gravity anomalies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88:131-146.

Maramai A, Tinti S, Graziani L, Armigliato A, Pagnoni G, Manucci A, Zaniboni F (2003). Quantitative observations of the physical effects of the Stromboli tsunami occurred on December 30, 2002. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 6-11<sup>th</sup> April 2003. Nice.

Mark RK, Moore J (1987). Slopes of the Hawaiian ridge. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*. 1350:101-107.

Marti J (1997). Vertical and lateral collapses on Tenerife (Canary Islands) and other volcanic ocean islands. *Geology*. 25:879-882.

Marti J (1998). Comment on "A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands, by Watts AB and Masson DG". *J. Geophys. Res.* 103:9945-9947.

Masson DG, Canals M, Alonso B, Urgelès R, Huhnerbach V (1998). The Canary Debris Flow: source area morphology and failure mechanisms. *Sedimentology*. 45:411-432.

Masson DG, Watts AB, Gee MJR, Urgeles R, Mitchell NC, Le Bas TP, Canals M (2002). Slope failures on the flanks of the western Canary Islands. *Earth Sc. Rev.* 57:1-35.

Mathews WH (1947). "Tuyas", flat-topped volcanoes in northern British Columbia. *Am. J. Sci.* 245:560-570.

Mattox TN, Mangan MT (1997). Littoral hydrovolcanic explosions: a case study of lava-seawater interaction at Kilauea volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 75:1-17.

McDonald DIM, Barker PF, Garrett SW, Ineson JR, Pirrie D, Storey BC, Whitham AG, Kinghorn RRF, Marshall JEA (1988). A preliminary assessment of the hydrocarbon potential of the Larsen Basin, Antarctica. *Mar. Pet. Geol.* 5:34-53.

McDougall I (1971). The chronology and evolution of the young volcanic island of Reunion (Indian Ocean). *Geochem. Cosmochim. Acta* 35:261-288.

McGuire WJ (1996). Volcano instability: a review of contemporary themes. Dans: McGuire WJ, Jones AP, Neuberg J. (eds), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 110:1-23.

McGuire WJ, Pullen AD, Saunders SJ (1990). Recent dyke-induced large-scale block movement at Mount Etna and potential slope failure. *Nature*. 343:357-359.

McMurtry GM, Herrero-Bervera E, Cremer MD, Smith JR, Resig J, Sherman C, Torresan ME (1999). Stratigraphic constraints on the timing and emplacement of the Alika 2 giant Hawaiian submarine landslide. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94:35-58.

- McMurtry GM, Watts P, Fryer GJ, Smith JR, Imamura F (2004a). Giant landslides, mega-tsunamis, and paleo-sea level in the Hawaiian Islands. *Mar. Geol.* 203:219-233.
- McMurtry GM, Fryer GJ, Tappin DR, Wilkinson IP, Williams M, Fietzke J, Garbe-Schoenberg D, Watts P (2004b). Mega-tsunami deposits on Kohala volcano, Hawaii, from flank collapse of Mauna Loa. *Geology.* 32:741-744.
- Mehl KW, Schmincke HU (1999). Structure and emplacement of the Pliocene Roque Nublo debris avalanche deposit, Gran Canaria, Spain. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94:105-134.
- Melosh HJ (1979). Acoustic fluidization: a new geologic process? *J. Geophys. Res.* 84:8097-8113.
- Menard HW, Atwater T (1969). Origin of fracture zone topography. *Nature.* 222:1037-1040.
- Merle O, Borgia A (1996). Scaled experiments of volcanic spreading. *J. Geophys. Res.* 101:13805-13817.
- Merle O, Lénat JF (2003). Hybrid collapse mechanism at Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *J. Geophys. Res.* 108:2166.
- Merle O, Vidal N, van Wyk de Vries B (2001). Experiments on vertical basement fault reactivation below volcanoes. *J. Geophys. Res.* 106:2153-2162.
- Mitchell NC (2003). Susceptibility of mid-ocean ridge volcanic islands and seamounts to large-scale landsliding. *J. Geophys. Res.* 108:2397.
- Mitchell NC, Masson DG, Watts AB, Gee MJR, Urgeles R (2002). The morphology of the submarine flanks of volcanic ocean islands. A comparative study of the Canary and Hawaiian hotspot islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 115:83-107.
- Mohamed-Abchir MA (1996). Les Cendres de Bellecombe: Un événement majeur dans le passé récent du Piton de la Fournaise, Ile de la Réunion. Thèse. Université de Paris VII, Paris.
- Mohrig D, Whipple KX, Hondzo M, Ellis C, Parker G (1998). Hydroplaning of subaqueous debris flows. *Geol. Soc. Am. Bull.* 110:387-394.
- Montaggioni L (1971). Premières observations sur la répartition granulométrique et minérale des sables volcaniques littoraux de l'Ile de La Réunion (Océan Indien). *Téthys, suppl.* 1:299-324.
- Montaggioni L, Nativel P (1988). La Réunion-Ile Maurice, géologie et aperçus biologiques. Guides géologiques régionaux. Ed. Masson. 192 p.
- Moore JG (2001). Density of basalt core from Hilo drill hole, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 112:221-230.
- Moore JG, Clague DA (1992). Volcano growth and evolution of the island of Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.* 104:1471-1484.
- Moore JG, Chadwick WW (1995). Offshore geology of Mauna Loa and adjacent areas, Hawaii. Dans: *Mauna Loa Revealed: Structure, composition, history and hazards. Geophysical Monograph.* 92.
- Moore JG, Moore GW (1984). Deposit from a giant wave on the island of Lanai, Hawaii. *Science.* 226:1312-1315.
- Moore GW, Moore JG (1988). Large-scale bedforms in boulder gravel produced by giant waves in Hawaii. Dans: *Sedimentologic consequences of convulsive geologic events. Sp. Pap. Geol. Soc. Am.* 229:101-110.
- Moore JG, Phillips RL, Grigg RW, Peterson DW, Swanson DA (1973). Flow of lava into sea: 1969-1971, Kilauea Volcano, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.* 84:537-546.

- Moore JG, Clague DA, Holcomb RT, Lipman PW, Normark WR, Torresan ME (1989). Prodigious submarine landslides on the Hawaiian Ridge. *J. Geophys. Res.* 94:17465-17484.
- Moore JG, Normark WR, Holcomb RT (1994a). Giant hawaiian landslides. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 22:119-144.
- Moore JG, Bryan WB, Ludwig KR (1994b). Chaotic deposition by giant wave, Molokai, Hawaii. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106:962-967.
- Moore JG, Bryan WB, Beeson MH, Normark WR (1995). Giant blocks in the South Kona landslide, Hawaii. *Geology.* 23:125-128.
- Morgan WJ (1981). Hotspot tracks and the opening of the Atlantic and Indian Oceans. Dans: Emiliani C (ed), *The Sea.* 7:443-487.
- Morgan JK, Clague DA (2003). Volcanic spreading on Mauna Loa volcano, Hawaii: Evidence from accretion, alteration, and exhumation of volcanoclastic sediments. *Geology.* 31:411-414.
- Morgan JK, Moore GF, Hills DJ, Leslie S (2000). Overthrusting and sediment accretion along Kilauea's mobile south flank, Hawaii: Evidence for volcanic spreading from marine seismic reflection data. *Geology.* 28:667-670.
- Morgan JK, Moore GF, Clague DA (2003). Slope failure and volcanic spreading along the submarine south flank of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Geophys. Res.* 108:2415.
- Moss JL, McGuire WJ, Page D (1999). Ground deformation monitoring of a potential landslide at La Palma, Canary Islands. *J. Geotherm. Res.* 94:251-265.

## N

---

- Naumann T, Geist D (2000). Physical volcanology and structural development of Cerro Azul Volcano, Isabela Island, Galapagos: Implications for the development of Galapagos-type shield volcanoes. *Bull. Volc.* 61:497-514.
- Nelson PHH (1975). The James Ross Island Volcanic Group of northeast Graham Land. *British Antarctic Survey Scientific Reports*, n°54. 62 p.
- Nielson DL, Stiger SG (1996). Drilling and evaluation of Ascension #1, a geothermal exploration well on Ascension Island, South Atlantic Ocean. *Geothermics.* 25:543-560.
- Normark WR, Moore JG, Torresan ME (1993). Giant volcano-related landslides and the development of the Hawaiian Islands. Dans: Schwab WC, Lee HJ, Twichell DC (eds), *US Geol. Surv. Bull.* 2002, pp. 184-196.
- Nunn PD (1995). *Oceanic islands.* Blackwell. Oxford. 413 p.

## O

---

- Oehler JF (2001). Etude des phénomènes d'instabilités de l'édifice volcanique réunionnais à partir de données multi-sources (topographie, bathymétrie, imagerie sonar). Contraintes sur l'évolution de l'Ile de La Réunion. Mémoire de DEA. Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand.
- Oehler JF (2003). Preliminary report on the volcano-tectonics of the Hamilton Point area, Mount Haddington volcano, James Ross Island. *British Antarctic Survey Preliminary Report.* 10 p.

- Oehler JF, Labazuy P, Lénat JF (2004a). Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bull. Volc.* 66:585-598.
- Oehler JF, van Wyk de Vries B, Smellie J (2004b). How oceanic islands become destabilized? Ideas from landslides on James Ross Island (Weddell Sea, Antarctica). EGU 1<sup>st</sup> General Assembly, 25-30<sup>th</sup> April 2004. Nice.
- Oehler JF, van Wyk de Vries B, Labazuy P (2005). Landslides and spreading of oceanic hot-spot and arc-shield volcanoes on Low Strength Layers (LSLs): an analogue modeling approach. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 144:169-189.
- Ollier G, Cochonat P, Lénat JF, Labazuy P (1998). Deep-sea volcanoclastic sedimentary systems: an example from La Fournaise volcano, Reunion Island, Indian Ocean. *Sedimentology.* 45:293-330.

## P

---

- Pararas-Carayanis G (2002). Evaluation of the threat of mega tsunamis generation from postulated massive slope failures of island stratovolcanoes on La Palma, Canary Islands, and on the Island of Hawaii. *Science of tsunami hazards.* 20:251-277.
- Paris R, Perez Torrado FJ, Carracedo JC (2005). Massive flank failures and tsunamis in the Canary Islands: past, present, future. *Z. Geomorph. N.F.* 140:37-54.
- Pasquarè G, Francalanci L, Garduno VH, Tibaldi A (1993). Structure and geological evolution of the Stromboli volcano, Aeolian islands, Italy. *Acta Vulcanol.* 3:79-89.
- Pérez Torrado FJ, Paris R, Cabrera MC, Carracedo JC, Schneider JL, Wassmer P, Guillou H, Gimeno D (2002). Tsunami deposits at Agaete valley, Gran Canaria (Canary Islands). *Geogaceta.* 32:75-78 (en espagnol, abstract en anglais).
- Pirrie D (1989). Shallow marine sedimentation within an active margin basin, James Ross Island, Antarctica. *Sedimentary Geology.* 63:61-82.
- Pirrie D (1991). Controls on the petrographic evolution of an active margin sedimentary sequence: the Larsen Basin, Antarctica. Dans: Morton AC, Todd SP & Haughton PDW (eds), *Developments in sedimentary provenance studies.* Geol. Soc. Spec. Publ. London. 57:231-249.
- Pirrie D, Duane AM, Riding JB (1992). Jurassic-Tertiary stratigraphy and palynology of the James Ross Basin: review and introduction. *Antarctic Science.* 4:259-266.
- Pirrie D, Crame JA, Riding JB, Butcher AR, Taylor PD (1997). Miocene glaciomarine sedimentation in the northern Antarctic Peninsula region: the stratigraphy and sedimentology of the Hobbs Glacier Formation, James Ross Island. *Geol. Mag.* 134:745-762.
- Pou Palomé S (1997). Structure et évolution de l'édifice volcanique du point chaud de la Réunion: traitement et interprétation des profils de sismique réflexion de la campagne REUSIS. Thèse. Université de Pau et des pays de l'Adour. Pau.
- Poul X (1964). Etude hydrogéologique de la zone côtière comprise entre La Possession et Saint-Philippe. BRGM-Tananarive. 160 p.
- Poul X (1969). Etude hydrogéologique de la plaine de Saint-Paul. BRGM-Tananarive. 48 p.

## R

---

- Rançon JP, Lerebour P, Auge T (1987). Mise en évidence par forage d'une chambre magmatique ancienne à l'aplomb de la zone orientale du Piton de La Fournaise (Ile de La Réunion). Implications volcanologiques. C.R. Acad. Sc. Paris. 304: 55-60.
- Rançon JP (1990). Lithostratigraphie du forage du Grand Brûlé. Implications volcanologiques. Dans: Lénat JF (ed), Le volcanisme de la Réunion. Monographie. 187-200.
- Raucoules D, Carnec C, Cruchet M, Delacourt C, Feurer D, Le Mouélic S (2003). Identification of landslides in La Reunion Island with JERS-1 and RADARSAT-1 radar interferometry. Proc. of FRINGE workshop. 1-5<sup>th</sup> December 2003. Frascati, Italy.
- Reid ME, Sisson TW, Brien DL (2001). Volcano collapse promoted by hydrothermal alteration and edifice shape, Mount Rainier, Washington. *Geology*. 29:779-782.
- Reubi O, Hernandez J (2000). Volcanic debris avalanche deposits of the upper Maronne valley (Cantal Volcano, France): evidence for contrasted formation and transport mechanisms. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 102:271-286.
- Robert (1974). Morphologie littorale de l'Ile de La Réunion. *GU Trav. Centre Univ. La Réunion*. 3:1-282.
- Rocher P (1988). Contexte volcanique et structural de l'hydrothermalisme récent dans le massif du Piton des Neiges: Etude détaillée du cirque de Salazie. Thèse. Université Paris XI-Orsay.
- Rousset D, Bonneville A, Lénat JF (1987). Detailed gravity study of the off-shore structure of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. *Bull. Volc.* 49:713-722.
- Rousset D, Lesquer A, Bonneville A, Lénat JF (1989). Complete gravity study of Piton de la Fournaise volcano, Reunion Island. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 36:37-52.
- Ryan MP (1987). Elasticity and contractancy of Hawaiian olivine tholeiite and its role in the stability and structural evolution of subcaldera magma reservoirs and rift systems. *US. Geol. Prof. Pap.* 1350:1395-1447.

## S

---

- Satake K, Smith JR, Shinozaki K (2002) Three-Dimensional Reconstruction and Tsunami Model of the Nuanu and Wailau Giant Landslides, Hawaii. Dans: Takahashi E, Lipman PW, Garcia MO, Naka J, Aramaki S (eds), Hawaiian volcanoes: Deep underwater perspectives. *Geophys. Monograph* 128. Am. Geophys. Union. 333-346.
- Schlich R (1982). The Indian Ocean: aseismic ridges, spreading centers and oceanic basins. Dans: Nairn AEM and Stehli FG (eds), The oceans basins and margins, vol. 6, The Indian Ocean. Plenum Press. New York. 51-147.
- Schlich R, Dymant J, Munsch M (1990). Structure and age of the Mascarene and Madagascar basins. Dans: *Abstr. Volcanisme Intraplaque. Le point-chaud de la Réunion. Réunion Nov. 1990.*
- Schneider JL, Fisher RV (1998). Transport and emplacement mechanisms of large volcanic debris avalanches: evidence from the northwest sector of Cantal Volcano (France). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 83:141-165.
- Shreve RL (1968). The Blackhawk landslide. *Geol. Soc. Am. Sp. Pap.* 108.

- Scott KM, Vallance JW (1993). History of Landslides and Debris Flows at Mount Rainier, Washington: USGS Open-File Report. 93-111.
- Sekiya S, Kikuchi Y (1889). The eruption of Bandai-San. Tokyo Imp. Univ. Coll. Sci. J. 3:91-172.
- Siebert L (1984). Large volcanic debris avalanches: characteristics of source areas, deposits, and associated eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 22:163-197.
- Siebert L (1992). Threat from debris avalanches. *Nature.* 356:658-659.
- Siebert L, Glicken H, Ui T (1987). Volcanic hazards from Bezymianny- and Bandai-type eruptions. *Bull. Volc.* 49:435-459.
- Siebert L, Begét JE, Glicken H (1995). The 1883 and late-prehistoric eruptions of Augustine volcano, Alaska. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 66:367-395.
- Sigmundsson F, Durand P, Massonnet D (1999). Opening of an eruptive fissure and seaward displacement at Piton de La Fournaise volcano measured by RADARSAT satellite radar interferometry. *Geophys. Res. Lett.* 26:533-536
- Skilling IP (1994). Evolution of an englacial volcano: Blown Bluff, Antarctica. *Bull. Volc.* 56:573-591.
- Skilling IP (2002). Basaltic pahoehoe lava-fed deltas: large-scale characteristics, clast generation, emplacement processes and environmental discrimination. Dans: Smellie J, Chapman MG (eds), *Volcano-ice interaction on Earth and Mars.* Geol. Soc. Spec. Publ. London. 202:91-113.
- Smellie JL (1987). Geochemistry and tectonic setting of alkaline volcanic rocks in the Antarctic Peninsula: a review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 32:269-285.
- Smellie JL (1999). Lithostratigraphy of Miocene-Recent, alkaline volcanic fields in the Antarctic Peninsula and eastern Ellsworth Land. *Antarctic Science.* 11:362-378.
- Smellie JL (2000). Subglacial eruptions. Dans: Sigurdsson H. (ed.), *Encyclopaedia of Volcanoes.* Academic Press. 403-418.
- Smellie JL (2001). Lithofacies architecture and construction of volcanoes erupted in englacial lakes: Icefall Nunatak, Mount Murphy, eastern Marie Byrd Land, Antarctica. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* 30:9-34.
- Smellie JL, Skilling IP (1994). Products of subglacial eruptions under different ice thicknesses: two examples from Antarctica. *Sedimentary Geology.* 91:115-129.
- Smellie JL, Hole MJ (1997). Products and processes in Pliocene-Recent, subaqueous to emergent volcanism in the Antarctic Peninsula: examples of englacial Surtseyan volcano construction. *Bull. Volc.* 58:628-646.
- Smellie JL, Hole MJ, Nell PAR (1993). Late Miocene valley-confined subglacial volcanism in northern Alexander Island, Antarctic Peninsula. *Bull. Volc.* 55:273-288.
- Smith MS, Shepherd JB (1996). Tsunami waves generated by volcanic landslides: an assessment of the hazard associated with Kick'em Jenny. Dans: McGuire WJ, Jones AP, Neuberg J. (eds), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets.* Geol. Soc. Spec. Publ. London. 110:115-123.
- Smith WHF, Sandwell DT (1997). Global sea floor topography from satellite altimetry and ship depth soundings. *Science.* 277:1956-1962.
- Smith JR, Malahoff A, Shor AN (1999). Submarine geology of the Hilina slump and morpho-structural evolution of Kilauea volcano, Hawaii. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 94:59-88.

- Smith DK, Kong LSL, Johnson KTM, Reynolds JR (2002). Volcanic morphology of the submarine Puna Ridge, Kilauea volcano. Dans: Takahashi E, Lipman PW, Garcia MO, Naka J, Aramaki S (eds), Hawaiian volcanoes: Deep underwater perspectives. Geophys. Monograph 128. Am. Geophys. Union. 125-142.
- Stieltjes L (1986). Carte géologique de la Réunion, 1/200000. Dans: Atlas hydrogéologique de la Réunion, illustration 6.
- Stoffers P, Devey C, Ackermann D, Berner Z, Cantin B, Durand J, Franke-Bruckmaier B, Fretzdorff S, Graupner T, Haug G, Hekinian R, Labazuy P, Lorenc S, Mühlhan N, Mühlhan S, Parterne M, Schmidt M, Statteger K, Uhlig S, Whitechurch H (1994). Cruise report SO87: The Réunion Hotspot. Berichte-Reports 65. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel.
- Swanson DA, Duffield WA, Fiske RS (1976). Displacement of the south flank of Kilauea volcano: The result of forceful intrusion of magma into the rift zones. US. Geol. Surv. Prof. Pap. 963. 39 p.

## T

---

- Teide Group (1997). Morphometric interpretation of the northwest and southeast slopes of Tenerife, Canary Islands. J. Geophys. Res. 102:20325-20342.
- Tibaldi A (2001). Multiple sector collapses at Stromboli volcano, Italy: how they work. Bull. Volc. 63:112-125.
- Tilling RI, Koyanagi RY, Lipman PW, Lockwood JP, Moore JG, Swanson DA (1976). Earthquakes and related catastrophic events, Island of Hawaii, November 29, 1975: A preliminary report. U.S. Geol. Surv. Circ. 740. 33 p.
- Tinti S, Pagnoni G, Zaniboni F, Armigliato A (2003). Simulations of the 30 december 2002 Stromboli tsunami, Italy. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 6-11<sup>th</sup> April 2003. Nice.
- Tribble GW (1991). Underwater observations of active lava flows from Kilauea volcano, Hawaii. Geology. 19:633-636.
- Troade R (1991). Courantologie et sédimentologie des baies de Saint-Paul et de la Possession à l'île de la Réunion. Thèse. Université de la Réunion. La Réunion.

## U

---

- Ui T (1983). Volcanic dry avalanche deposits. Identification and comparison with nonvolcanic debris stream deposits. J. Volcanol. Geotherm. Res. 18:135-150.
- Ui T, Kawachi S, Neall VE (1986). Fragmentation of debris avalanche material during flowage. Evidence from the Pungarehu formation, Mount Egmont, New Zealand. J. Volcanol. Geotherm. Res. 27:255-264.
- Ui T, Takarada S, Yoshimoto M (2000). Debris avalanches. Dans: Sigurdsson H. (ed.), Encyclopaedia of Volcanoes. Academic Press. 617-626.
- Upton BGJ, Wadsworth WJ (1965). Geology of Réunion Island, Indian Ocean. Nature. 207:151-154.
- Upton BGJ, Wadsworth WJ (1969). Early volcanic rocks of Réunion and their tectonic significance. Bull. Volc. 33:1246-1268.
- Urgeles R, Canals M, Baraza J, Alonso B, Masson DG (1997). The most recent megalandslides of the Canary Islands: The El Golfo debris avalanche and the Canary debris flow, west Hierro Island, J. Geophys. Res. 102:20305-20323.

Urgeles R, Masson DG, Canals M, Watts AB, Le Bas T (1999). Recurrent large-scale landsliding on the west flank of La Palma, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 104:25331-25348.

## V

---

van Wyk de Vries B (2002). Preliminary report on the structural geology of the Brandy Bay region of Mount Haddington, James Ross Island. British Antarctic Survey Preliminary Report. 5 p.

van Wyk de Vries B (2004). Report on 3<sup>rd</sup> field visit to James Ross Island. British Antarctic Survey Preliminary Report. 5 p.

van Wyk de Vries B, Borgia A (1996). The role of basement in volcano deformation. Dans: McGuire WJ, Jones AP, Neuberg J. (eds), *Volcano Instability on the Earth and Other Planets*. Geol. Soc. Spec. Publ. London. 110:95-110.

van Wyk de Vries B, Francis PW (1997). Catastrophic collapse at statovolcanoes induced by gradual volcano spreading. *Nature*. 387:387-390.

van Wyk de Vries B, Matela R (1998). Styles of volcano-induced deformation: numerical models of substratum flexure, spreading and extrusion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 81:1-18.

van Wyk de Vries B, Kerle N, Petley D (2000). Sector collapse forming at Casita volcano, Nicaragua. *Geology*. 28:167-170.

van Wyk de Vries B, Self S, Francis PW, Keszthelyi L (2001a). A gravitational spreading origin for the Socompa debris avalanche. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 105:225-247.

van Wyk de Vries B, Cecchi E, Robineau B, Merle O, Bachèlery P (2001b). Factors Governing the Volcano-Tectonic Evolution of La Reunion Island: a Morphological, Structural and Laboratory Modelling Approach. EUG XI, 8-12<sup>th</sup> April 2001, Strasbourg.

van Wyk de Vries B, Oehler JF, Smellie J (2003). Gravitational tectonics at Mt Haddington, an antarctic submarine/subglacial volcano. EGS-AGU-EUG Joint Assembly, 6-11<sup>th</sup> April 2003. Nice.

Varnes DJ (1978). Slope movement types and processes. Dans: Schuster, RL, Krizek RJ (eds.), *Landslides, Analysis and Control*, Special Report 176. National Academy of Sciences, Washington, DC. 11-33.

Vidal N, Merle O (2000). Reactivation of basement faults beneath volcanoes: a new model of flank collapse. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 99:9-26.

Voight B (1981). Time scale for the first moments of the May 18 eruption. Dans: Lipman PW, Mullineaux DR (eds), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1250:69-92.

Voight B, Glicken H, Janda RJ, Douglass PM (1981). Catastrophic rockslide avalanche of May 18. Dans: Lipman PW, Mullineaux DR (eds), *The 1980 eruptions of Mount St. Helens*, Washington. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1250:347-377.

Voight B, Janda RJ, Glicken H, Douglass, PM (1983). Nature and mechanics of the Mount St Helens rockslide-avalanche of 18 May 1980. *Géotechnique*. 33:243-273.

## W

---

Ward SN, Day S (2001). Cumbre Vieja Volcano-Potential collapse and tsunami at La Palma, Canary Islands. *Geophys. Res. Lett.* 28:3397-3400.

Watts AB, Masson DG (1995). A giant landslide on the north flank of Tenerife, Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 100:24487-24498.

Watts AB, ten Brink US, Buhl P, Brocher TM (1985). A multichannel seismic study of lithospheric flexure across the Hawaiian-Emporer seamount chain. *Nature.* 315:105-111.

Werner R, Schmincke HU (1999). Englacial vs lacustrine origin of volcanic table mountains: evidence from Iceland. *Bull. Volc.* 60:335-354.

White R, McKenzie D (1989). Magmatism at Rift Zones. The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* 94:7685-7729.

## Y

---

Young RW, Bryant EA (1992). Catastrophic wave erosion on the south-eastern coast of Australia: impact of the Lanai tsunami ca. 105 ka? *Geology.* 20:199-202.

# **ANNEXES**



## **Annexe I**

*Documents numériques "terre-mer"*



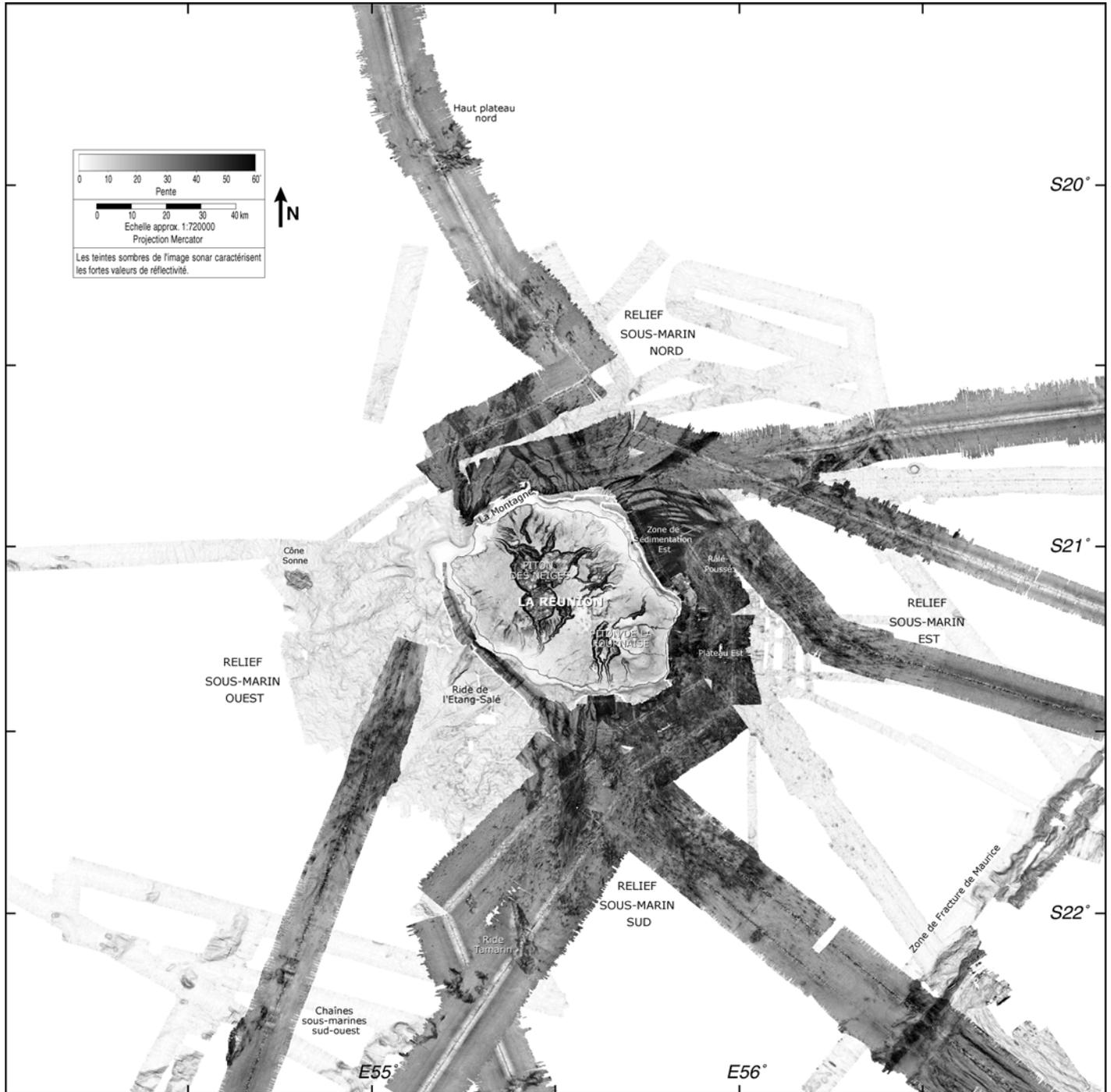


Figure An.I-2: Image composite pente+sonar à 50 m de résolution de l'édifice volcanique de La Réunion.



## **Annexe II**

*Importation-exportation  
entre CARAIBES, Surfer et ENVI*

## I. CARAIBES → Surfer

Fichier Caraïbes: *grille.mnt* pour un MNT ou *grille.imo* pour une image sonar.

### A/ Sous CARAIBES:

1/ Module *Mntasc* ou *MosAsc* pour exporter un MNT ou une image sonar, respectivement.  
Utiliser l'exportation de type Arcview

L'exportation de type Arcview génère:

- un fichier raster binaire *grille.bin* (grille de données),
- un fichier entête *grille.hdr*.

Seul le fichier *grille.bin* nous intéresse.

2/ Noter les caractéristiques de la grille

- Nombre de colonnes: nb\_col
- Nombre de lignes: nb\_lig
- Pas de la grille: pas
- Caractéristiques cartographiques: xmin xmax, ymin ymax
- Altitudes: zmin zmax

### B/ Sous Manip\_Raster:

1/ Swap des octets

- Option 10 GESTION DE FICHIERS*
- Option 12 CONV. FLOAT-INT-SHORT UNIX/PC*

- type de données: FLOAT, SHORT, ...,
- nombre de lignes et de colonnes: nb\_lig, nb\_col
- taille du pixel: pas

2/ Gestion de la valeur non définie (NaN) de la grille

- Option 4 OPERATIONS ALGEBRIQUES*
- Option 10 REMPLACE VALEUR A VALEUR*

- valeur à remplacer: 99692099683868690470000000000000000000 (NaN CARAIBES)
- valeur de remplacement: -32000 (NaN Manip\_Raster)

3/ Exportation au format Surfer

- Option 10 GESTION DES FICHIERS*
- Option 19 EXPORT SURFER (\*.grd)*

- caractéristiques géométriques de la grille: xmin et xmax, ymin et ymax, zmin et zmax
- type de codage: binaire ou ascii.

Le fichier *grille.grd* est généré automatiquement par Manip\_Raster. L'opération est terminée!

## II. CARAIBES → ENVI

Fichier Caraïbes: **grille.mnt** pour un MNT ou **grille.imo** pour une image sonar.

### A/ Sous CARAIBES:

1/ Module *Mntasc* ou *MosAsc* pour exporter un MNT ou une image sonar, respectivement.  
Utiliser l'exportation de type Arcview

L'exportation de type Arcview génère:

- un fichier raster binaire *grille.bin* (grille de données),
- un fichier entête *grille.hdr*.

Seul le fichier *grille.bin* nous intéresse.

2/ Noter les caractéristiques de la grille

Nombre de colonnes: nb\_col

Nombre de lignes: nb\_lig

Pas de la grille: pas

Caractéristiques cartographiques: xmin xmax, ymin ymax

### B/ Sous ENVI:

*File* → *Open Images File*

→ Construction du fichier descriptif ENVI: **grille.bin.hdr**

Attention: Arcview et ENVI utilisent la même extension \*.hdr pour le fichier entête.

#### Renseigner les champs:

-le nombre d'échantillons ou de colonnes (*Samples*): nb\_col

-le nombre de lignes (*Lines*): nb\_lig

-le nombre de bandes (*Bands*): 1

-le premier échantillon (*xstart* et *ystart*): 1 et 1

-le type de données (*Data type*): Floating point

-*Offset*: 0

-*Byte Order*: **Network (IEEE)**

-*File Type*: ENVI standard

-*Interleave*: BSQ

Le fichier descriptif ENVI (**grille.hdr**) est généré automatiquement par le logiciel. L'opération est terminée!

### III. Surfer → ENVI

Fichier Surfer: *grille.grd*

#### A/ Sous Surfer:

- 1/ Noter les caractéristiques de la grille
  - Nombre de colonnes: nb\_col
  - Nombre de lignes: nb\_lig
  - Type de données: float, integer...
- 2/ Transformation de la grille (Mirroring Y)
  - Grid Transform* → *Mirror Y*

#### B/ Sous ENVI:

*File* → *Open Images File*

→ Construction du fichier descriptif ENVI: *grille.grd.hdr*

Soit size la taille du fichier importé en bytes (*File size*),

##### Renseigner les champs:

- le nombre d'échantillons ou de colonnes (*Samples*): nb\_col
- le nombre de lignes (*Lines*): nb\_lig
- le nombre de bandes (*Bands*): 1
- le premier échantillon (*xstart* et *ystart*): 1 et 1
- le type de données (*Data type*): Floating point, codé sur 4 octets → type = 4
- Byte Order*: Host (Intel)
- File Type*: ENVI standard
- Interleave*: BSQ

et le plus important!!!

- l'offset (*Offset*):  $size - (nb\_col * nb\_lig * type)$

L'option offset permet de ne pas prendre en considération l'entête Surfer dans la lecture de la grille. Pour le format Surfer 6, l'entête équivaut à 56 bytes donc offset=56.

Le fichier descriptif ENVI (*grille.grd.hdr*) est généré automatiquement par le logiciel. L'opération est terminée!

## IV. Surfer → CARAIBES

Fichier Surfer: *grille.grd*

### A/ Sous Surfer:

1/ Noter les caractéristiques de la grille

Pas de la grille: pas

Caractéristiques cartographiques: xmin xmax, ymin ymax

2/ Changement de format de *grille.grd*: sauvegarder la grille au format ASCII XYZ

### B/ Sous Matlab:

Utilisation de l'utilitaire 3colXYZ.m

"Option 5: Transformation d'un fichier XYZ en un fichier 1 colonne Z (NaN Surfer=9999)"

### C/ Sous CARAIBES:

Module *ImpMnt*

#### Renseigner les champs

Format du fichier d'entrée: ASCII

Format du fichier ASCII: 1 colonne/valeur

Sens de parcours: par ligne

Direction des lignes: gauche à droite

Direction des colonnes: haut en bas

Ecartement entre lignes: pas

Ecartement entre colonnes: pas

Valeurs non significatives: 9999

Caractéristiques géographiques de la grille: xmin xmax, ymin ymax

Choisir le système de projection dans la fenêtre *Cartographie*.

Le module *ImpMnt* génère un fichier d'extension \*.mnt. L'importation est terminée!

## V. ENVI → Surfer

Fichier ENVI: *grille*

L'exportation est réalisée à l'aide du logiciel Manip\_Raster.

Sous Manip\_Raster:

*Option 10 GESTION DES FICHIERS*

*Option 19 EXPORT SURFER (\*.grd)*

Renseigner les champs:

- type de données: FLOAT, SHORT,...
- nombre de lignes et de colonnes de la grille,
- le taille du pixel,
- le nom du fichier final: *grille.grd*
- les caractéristiques cartographiques de la grille:  
xmin et xmax, ymin et ymax, zmin et zmax
- le type de codage: binaire ou ascii.

Le fichier *grille.grd* est généré automatiquement par Manip\_Raster. L'exportation est terminée!

## VI. ENVI → CARAIBES

L'exportation d'une grille ENVI vers l'environnement CARAIBES n'est pas directe. Elle nécessite la réalisation des étapes ENVI→Surfer (cf § V.) puis Surfer→CARAIBES (cf § IV.).

## **Annexe III**

### *Module Matlab mfso.m*

Conversion des données Hydrosweep du format mfso (CETIS)  
au format Tfhydr (CARAIBES)

## I. FICHIERS DE DONNEES HYDROSWEEP AU FORMAT MFSSO (CETIS)

La structure des enregistrements mfso est (modifié à partir de CETIS, 1997):

<i>entête</i>	<i>64 octets</i>
---------------	------------------

Puis, pour chaque cycle multifaisceaux:

<i>clat, colatitude en degrés x 1000000</i>	<i>4 octets</i>
<i>long, longitude en degrés x 1000000</i>	<i>4 octets</i>
<i>tem, temps exprimé en secondes depuis le 1/1/1970 (origine UNIX)</i>	<i>4 octets</i>
<i>fla, 16 drapeaux sur les données (inutile pour nous !)</i>	<i>2 octets</i>
<i>cap, cap exprimé en 1/10<sup>e</sup> de degrés</i>	<i>2 octets</i>
<i>dis[n], n distances de tribord à babord</i>	<i>n x 2 octets</i>
<i>sea[n], n profondeurs de tribord à babord</i>	<i>n x 2 octets</i>

Les distances sont en mètres. A tribord, elles sont négatives, à babord positives. Les profondeurs sont en mètres. Elles sont négatives. 0 (ou 32767?) si pas de données. Dans notre cas, n est égal à 61. La longueur totale d'un cycle est donc de 260 octets.

## II. FICHIERS DE DONNEES HYDROSWEEP AU FORMAT TfhYDR (CARAIBES)

Le fichier au format *TfhYdr* de CARAIBES est un fichier ascii contenant des blocs de différents types. Seuls les blocs de type "ERGNMESS" sont exploités par CARAIBES. Ils sont constitués de 5 enregistrements successifs:

-enregistrement "date et position":

Octets	Données
0-3	Longueur de l'enregistrement (96)
4-15	Longitude en degrés décimaux
16-27	Latitude en degrés décimaux
28-31	Année
32-33	Mois
34-35	Jour
36-37	Heures
38-39	Minutes
40-41	Secondes
...	...
49-53	Cap du navire en degrés décimaux
...	...
81-87	Profondeur verticale en mètres
88-91	Echelle des distances transverses et profondeurs
...	...

-enregistrement "distances transverses tribord":

Octets	Données
0-3	Longueur de l'enregistrement (124)
4-5	Nombre de mesures
6-121	29 distances tribord
...	...

-enregistrement "profondeurs tribord":

Octets	Données
0-3	Longueur de l'enregistrement (124)
4-5	Nombre de mesures
6-121	29 profondeurs tribord
...	...

-enregistrement "distances transverses babord":

Octets	Données
0-3	Longueur de l'enregistrement (124)
4-5	Nombre de mesures
6-121	29 distances babord
...	...

-enregistrement "profondeurs babord":

Octets	Données
0-3	Longueur de l'enregistrement (124)
4-5	Nombre de mesures
6-121	29 profondeurs babord
...	...

Exemple d'un fichier au format Tfhidr

```

0012000001
0014MEABPDAT
0044S0 100      Ausl. Suva  19930602124825
0014MEABHYDI
0126
0014MEABCOMM
0042
0014ERGNPARA

0
0014ERGNMESS
0096  43.5657640  -28.727096019930602124825      0  54.9
0 3696.01.00
012429  97 194 290 387 484 581 678 776 876
97610791183128813941501160617201835195220652181230124182541267028142960  0
0
012429369937023704370537013698369436883686368236833683368036773669365836563
653364836333617360335813564355035473541  0  0
012429  92 187 282 378 474 570 668 766 865
9661067117112771383149316071723184819862123226424062557271828803049  0  0
0
012429369336873684368036733672367036693667366936643664366736653666367136743
69437213747376737793796381438353853  0  0  0
0014ERGNLZT

0

0

0

0014ERGNAMPL

0

0

0

0

0014ERGNMESS
0096 etc...

```

### III. CODE MATLAB

#### III.1. Module principal mfso.m

```

% Module Matlab principal mfso.m
% Lecture d'un fichier binaire format mfso (Cetis)
% Ecriture au format texte compatible avec le module Tfhydr de CARAIBES

clear all;
format long;

disp(' ')
disp(' *****')
disp(' *          MODULE DE CONVERSION DE FORMAT          *')
disp(' *          CETIS(.mfso)->CARAIBES                  *')
disp(' *          POUR LES DONNEES HYDROSWEEEP DE SO87      *')
disp(' *****')
disp('                               Bienvenue!');
disp('                               Réalisation JFOehler - déc2003 ')

% Ouverture du fichier de données Hydrosweep format mfso
fid=fopen('so87_corr.mfso','rb','b');

% Entete de 64 octets
fseek(fid,64,-1);

% Ouverture du fichier de sortie format Tfhydr de CARAIBES
fich_out=input('Nom du fichier de sortie (entre quotes)?_');
disp(' ');
fich_out=[num2str(fich_out),'.asc'];
fid2=fopen(fich_out,'wt');

% Ecriture de l'entête du fichier de sortie format Tfhydr de CARAIBES
fprintf(fid2,'%010d \n',12000001);
fprintf(fid2,'%12s \n','0014MEABPDAT');
fprintf(fid2,'%28s','0044S0 100      Ausl. Suva  ');
fprintf(fid2,'%04d',1993);
fprintf(fid2,'%02d',6);
fprintf(fid2,'%02d',2);
fprintf(fid2,'%02d',12);
fprintf(fid2,'%02d',48);
fprintf(fid2,'%02d \n',25);
fprintf(fid2,'%12s \n','0014MEABHYDI');
fprintf(fid2,'%04d \n',126);
fprintf(fid2,'%12s \n','0014MEABCOMM');
fprintf(fid2,'%04d \n',42);
fprintf(fid2,'%12s \n','0014ERGNPARA');
fprintf(fid2,'%88d \n',0);

% Lecture du fichier de données Hydrosweep format mfso
% Taille du fichier 16881084 octets soit 64927 cycles
% Problèmes sur temps de 16005144 (3/7/93 12h39:7.0) à 16565704 (3/7/93 23h12:47.0)
% On a choisit de générer 7 fichiers en sortie pour gérer des tailles plus petites

% 0->2600064 --> sonne1.asc
while(ftell(fid)~=2600064);

% 2600064->5200064 --> sonne2.asc
% fseek(fid,2600064,-1)
% while(ftell(fid)~=5200064);

% 5200064->7800064 --> sonne3.asc
% fseek(fid,5200064,-1)
% while(ftell(fid)~=7800064);

% 7800064->10400064 --> sonne4.asc

```

```

% fseek(fid,7800064,-1)
% while(ftell(fid)~=10400064);

% 10400064->13000064 --> sonne5.asc
% fseek(fid,10400064,-1)
% while(ftell(fid)~=13000064);

% 13000064->16004884--> sonne6.asc
% fseek(fid,13000064,-1)
% while(ftell(fid)~=16004884);

% 16565964->16881084--> sonne7.asc
% fseek(fid,16565964,-1)
% while(ftell(fid)~=16881084);

% ***** 1 cycle multifaisceau *****

clear clat lon tem fla cap sea dis;

% clat est la colatitude * 1000000 (4 octets)
clat=fread(fid,1,'int32');

% colatitude=90°-latitude
lat=(90000000-clat)/1000000;

% lon est la longitude * 1000000 (4 octets)
lon=fread(fid,1,'int32');
lon=lon/1000000;

% tem est le temps UNIX (4 octets)
tem=fread(fid,1,'int32');
% unix_time est la fonction de conversion temps UNIX temps "classique"
[year,month,day,hour,min,sec]=unix_time(tem);

% fla est inutile pour nous (2 octets)
fla=fread(fid,1,'int16');

% cap est le cap du bateau en 1/10 de degrés (2 octets)
cap=fread(fid,1,'int16');
cap=cap/10;

% Lecture des informations de 61 faisceaux
for i=1:61
    % sea est la matrice des 61 profondeurs (61 x 2 octets)
    % dis est la matrice des 61 distances (61 x 2 octets)
    dis(i)=fread(fid,1,'int16');
    sea(i)=fread(fid,1,'int16');
end
% *****

% Le faisceau central est rangé sous l'indice 31 des matrices sea et dis
% profvert est la profondeur à la verticale du bateau
clear profvert;
profvert=-1*sea(31);

% Je transforme les matrices sea et dis en 4 matrices
% profb et proftr sont les matrices des profondeurs babord et tribord
% distb et distt sont les matrices des distances babord et tribord
clear distb distt profb proftr;

distt=dis(1:30);
distb=dis(32:61);
proftr=sea(1:30);
profb=sea(32:61);

% Suppression des 0 et des 32767 : valeurs non définies
clear test1 test2;
test1=find((distb)&(distb~=32767));

```

```
distb=distb(test1);
profb=profb(test1);
test2=find((distt)&(distt~=32767));
distt=distt(test2);
proft=proft(test2);

% Les distances tribord sont negatives, je les veux positives
distt=-1*distt;

% Je classe les distances tribord de la plus petite à la plus grande
% Le même classement est réalisé pour les profondeurs
distt=fliplr(distt);
proft=fliplr(proft);

% Les profondeurs sont negatives, je les veux positives
profb=-1*profb;
proft=-1*proft;

% Je complète les matrices à 29 échantillons en ajoutant des zéros
while length(distb)~=29
    distb=[distb 0];
    profb=[profb 0];
end
while length(distt)~=29
    distt=[distt 0];
    proft=[proft 0];
end

% Lancement du module Matlab annexe write_cycle.m
% Ecriture du cycle multifaisceau dans fichier sortie format Tfhydr
write_cycle;

end

fclose(fid);
fclose(fid2);
disp('Ok!')
```

## III.2. Modules annexes

### III.2.1. Module annexe write\_cycle.m

```
% Module write_cycle.m annexe au module principal mfso.m
% Ecriture d'un cycle multifaisceau au format Tfhidr de CARAIBES

% Ecriture d'un ERGNMESS, seuls les ERGNMESS sont lus par CARAIBES
fprintf(fid2,'%12s \n','0014ERGNMESS');

fprintf(fid2,'%04d',96);
fprintf(fid2,'%12.7f',lon);
fprintf(fid2,'%12.7f',lat);
fprintf(fid2,'%4d',year);
fprintf(fid2,'%02d',month);
fprintf(fid2,'%02d',day);
fprintf(fid2,'%02d',hour);
fprintf(fid2,'%02d',min);
fprintf(fid2,'%02d',sec);
fprintf(fid2,'%7d',0);
fprintf(fid2,'%5.1f',cap);
fprintf(fid2,'%27d',0);
fprintf(fid2,'%7.1f',profvert);
fprintf(fid2,'%4.2f \n',1);

fprintf(fid2,'%04d',124);
fprintf(fid2,'%2d',29);
fprintf(fid2,'%4d',distt);
fprintf(fid2,'\n');

fprintf(fid2,'%04d',124);
fprintf(fid2,'%2d',29);
fprintf(fid2,'%4d',proft);
fprintf(fid2,'\n');

fprintf(fid2,'%04d',124);
fprintf(fid2,'%2d',29);
fprintf(fid2,'%4d',distb);
fprintf(fid2,'\n');

fprintf(fid2,'%04d',124);
fprintf(fid2,'%2d',29);
fprintf(fid2,'%4d',profb);
fprintf(fid2,'\n');

% Ecriture d'un ERGNSLZT
fprintf(fid2,'%12s \n','0014ERGNSLZT');
fprintf(fid2,'%88d \n',0);
fprintf(fid2,'%122d \n',0);
fprintf(fid2,'%122d \n',0);
fprintf(fid2,'%59d \n',0);

% Ecriture d'un ERGNAMPL
fprintf(fid2,'%12s \n','0014ERGNAMPL');
fprintf(fid2,'%94d \n',0);
fprintf(fid2,'%101d \n',0);
fprintf(fid2,'%101d \n',0);
fprintf(fid2,'%101d \n',0);
```

### III.2.2. Module annexe unix\_time.m

```

% Module unix_time.m annexe au module principal mfso.m
% Fonction de conversion entre temps Unix en entrée
% et temps classique (year,month,day,hour,min,sec) en sortie

function [year,month,day,hour,min,sec]=unix_time(X)

format long

% Temps écoulé depuis le 1/1/1970 (temps origine UNIX) 0h00.0
% jusqu'au 1/6/1993 0h00.0 : 738892800 sec
    tem=X-738892800;
    year=1993;
    month=6;
    day=1;
    hour=0;
    min=0;
    sec=0;

% Temps pour le mois de juillet
    a=5270400;
% Temps pour le mois de juin
    b=2592000;

if tem >= a;
    % On est en août 1993 - ne nous concerne pas!
    year=0;
    month=0;
    day=0;
    hour=0;
    min=0;
    sec=0;
elseif tem >= b & tem < a; % On est en juillet 1993, ok!
    tem=tem-b;
    %1 juillet 1993
    month=7;
    day=day+fix(tem/86400);
    tem=tem-((day-1)*86400);
    hour=fix(tem/3600);
    tem=tem-hour*3600;
    min=fix(tem/60);
    sec=tem-min*60;
else tem < b; % On est en juin 1993, ok!
    day=day+fix(tem/86400);
    tem=tem-((day-1)*86400);
    hour=fix(tem/3600);
    tem=tem-hour*3600;
    min=fix(tem/60);
    sec=tem-min*60;
end

if day < 0;
    year=0;
    month=0;
    day=0;
    hour=0;
    min=0;
    sec=0;
end

```



## **Annexe IV**

*Module Matlab 3colXYZ.m*

Gestion des fichiers ascii 3 colonnes

## I. PRESENTATION DU MODULE

Le module *3colXYZ.m* est un utilitaire de gestion des fichiers ascii 3 colonnes XYZ. Dans notre cas, il s'agit essentiellement de fichiers latitude, longitude, altitude, mais le module peut être utilisé, de façon générale, quelque soit le type de variables.

Le module *3colXYZ.m* réalise 5 opérations sur les fichiers, soit autant de modules annexes:

- Réorganisation d'un fichier XYZ en un fichier YXZ (*reorganise.m*)
- Concaténation de plusieurs fichiers XYZ (*concatene.m*)
- Translation des valeurs d'un fichier XYZ (*translate.m*)
- Suppression des lignes d'un fichier XYZ où z=NaN surfer (*suppr\_NaN.m*)
- Transformation d'un fichier XYZ en un fichier 1 colonne Z (NaN Surfer=9999) (*colz.m*)

Ces opérations ont été programmées en fonction des besoins. D'autres modules peuvent être greffés facilement.

Pour le bon fonctionnement du module *3colXYZ.m*:

-les fichiers \*.m de codes Matlab doivent être placés sous un répertoire /logiciel (remplacer *D:\Thèse\Caraibes\MatlabpourCaraibes\Utilitaire\_fichier\_3colonnes* du code par le chemin du répertoire /logiciel)

-les fichiers de données à traiter doivent être placés sous un répertoire /data (remplacer *D:\Thèse\Caraibes\MatlabpourCaraibes\A\_traiter* du code par le chemin du répertoire /data).

## II. CODE MATLAB

### II.1. Module principal 3colXYZ.m

```

% Module Matlab principal 3colXYZ.m
% Utilitaire de gestion de fichiers ascii 3 colonnes XYZ
% 1. Réorganisation d'un fichier XYZ en un fichier YXZ
% 2. Concaténation de plusieurs fichiers XYZ
% 3. Translation des valeurs d'un fichier XYZ
% 4. Suppression des lignes d'un fichier XYZ où z=NaN surfer
% 5. Transformation d'un fichier XYZ en un fichier 1 colonne Z (NaN Surfer=9999)

disp(' ')
disp(' *****')
disp(' * Utilitaire de gestion de fichier ascii *')
disp(' *           3 colonnes XYZ           *')
disp(' *****')
disp(' Bienvenue!');
disp(' Réalisation JFOehler - déc2003 ')
disp(' ')

format long
clear all;

% Initialisation des variables
data=[];
continu=1;
men=0;

% Menu
disp(' ');
disp('-----Menu-----');
disp('Réorganiser 1 fichier XYZ en YXZ.....1');
disp('Concaténer n fichiers.....2');
disp('Traduire les données d'1 fichier.....3');
disp('Supprimer les NaN Surfer (1.701E+38).....4');
disp('Transformer un fichier XYZ en un fichier 1 col Z (NaN Surfer=9999) 5');
disp('-----');
men=input('Quel traitement voulez-vous effectuer?_');
disp(' ');

if men==1
    reorganise;
elseif men==2
    concatene;
elseif men==3
    translate;
elseif men==4
    suppr_NaN;
elseif men==5
    colz;
end

disp(' ');
disp('Un autre traitement?');
disp('1. oui ');
disp('2. non ');
again=input('_');

if again==1
    3colXYZ;
else
    disp('Bye...');
    clear all;
    fclose('all');
end

```

## II.2. Modules annexes

### II.2.1. Module annexe reorganise.m

```
% Module reorganise.m annexe au module principal 3colXYZ.m
% Module de réorganisation d'un fichier XYZ en un fichier YXZ

% Fichier input
disp(' ');
fich_in=input('Nom du fichier à traiter (entre quotes)?_');
disp(' ');

% Lecture du fichier input
clear listpt;

% On se place dans le répertoire des données
cd D:\Thèse\Caraibes\MatlabpourCaraibes\A_traiter

% Ouverture du fichier input
fid=fopen(fich_in,'rt');
listpt=fscanf(fid,'%f %f %f',[3,Inf]);

% Réorganisation
bid=listpt(1,:);
listpt(1,:)=listpt(2,:);
listpt(2,:)=bid;
clear bid;

data=listpt;

% Fichier output
disp(' ');
fich_out=input('Nom du fichier en sortie (entre quotes)?_');
disp(' ');

% Ouverture du fichier output et écriture
fid2=fopen(fich_out,'wt');
fprintf(fid2,'% .12f % .12f % .12f\n',data);

disp('Ok!');

% On retourne dans le répertoire logiciel
cd D:\Thèse\Caraibes\MatlabpourCaraibes\Utilitaire_fichier_3colonnes

clear all;
fclose('all');
```

### II.2.2 Module annexe concatene.m

```
% Module concatene.m annexe au module principal 3colXYZ.m
% Module de concaténation de plusieurs fichiers XYZ

% Fichier output
disp(' ');
fich_out=input('Le fichier en sortie sera (entre quotes)?_');
disp(' ');

% On se place dans le répertoire des données
cd D:\Thèse\Caraibes\MatlabpourCaraibes\A_traiter

% Ouverture du fichier output
fid2=fopen(fich_out,'wt');

% Concaténation
while continu==1

    % Fichier input
    disp(' ');
    fich_in=input('Nom du fichier à traiter (entre quotes)?_');
    disp(' ');

    % Lecture du fichier input
    clear listpt;
    fid=fopen(fich_in,'rt');
    listpt=fscanf(fid,'%f %f %f',[3,Inf]);

    data=listpt;

    % Ecriture du fichier output
    fprintf(fid2,'% .12f % .12f % .12f\n',data);

    disp('Voulez-vous ajouter un autre fichier de données?');
    disp('1. oui ');
    disp('2. non ');
    continu=input('_');
    disp(' ');
end

disp('Ok!');

% On retourne dans le répertoire logiciel
cd D:\Thèse\Caraibes\MatlabpourCaraibes\Utilitaire_fichier_3colonnes

clear all;
fclose('all');
```

### II.2.3. Module annexe translate.m

```
% Module translate.m annexe au module principal 3colXYZ.m
% Module de translation des valeurs d'un fichier XYZ

% Fichier input
disp(' ');
fich_in=input('Nom du fichier à traiter (entre quotes)?_');
disp(' ');

% Paramètres de translation
disp('Paramètres de la translation...');
deltaX=input('en X (col1)?_');
deltaY=input('en Y (col2)?_');
deltaZ=input('en Z (col3)?_');
disp(' ');

% Lecture du fichier input
clear listpt;

% On se place dans le répertoire des données
cd D:\Thèse\Caraibes\MatlabpourCaraibes\A_traiter

fid=fopen(fich_in,'rt');
listpt=fscanf(fid,'%f %f %f',[3,Inf]);

% Translation
listpt(3,:)=listpt(3,)+deltaZ;
listpt(2,:)=listpt(2,)+deltaY;
listpt(1,:)=listpt(1,)+deltaX;

data=listpt;

% Fichier output
disp(' ');
fich_out=input('Nom du fichier en sortie (entre quotes)?_');
disp(' ');

% Ouverture du fichier output et écriture
fid2=fopen(fich_out,'wt');
fprintf(fid2,'% .12f % .12f % .12f\n',data);

disp('Ok!');

% On retourne dans le répertoire logiciel
cd D:\Thèse\Caraibes\MatlabpourCaraibes\Utilitaire_fichier_3colonnes

clear all;
fclose('all');
```

### *II.2.4. Module annexe supppr NaN.m*

```
% Module suppr_NaN.m annexe au module principal 3colXYZ.m
% Module de suppression des lignes d'un fichier XYZ où z=NaN surfer

% Fichier input
disp(' ');
fich_in=input('Nom du fichier à traiter (entre quotes)?_');
disp(' ');

% Lecture du fichier input
clear listpt;

% On se place dans le répertoire des données
cd D:\Thèse\Caraibes\MatlabpourCaraibes\A_traiter

fid=fopen(fich_in,'rt');
listpt=fscanf(fid,'%f %f %f',[3,Inf]);

% Suppression NaN Surfer
listpt=listpt(:,find(listpt(3,:)<1.7014e+038));

data=listpt;

% Fichier output
disp(' ');
fich_out=input('Nom du fichier en sortie (entre quotes)?_');
disp(' ');

% Ouverture du fichier output et écriture
fid2=fopen(fich_out,'wt');
fprintf(fid2,'% .12f % .12f % .12f\n',data);

disp('Ok!');

% On retourne dans le répertoire logiciel
cd D:\Thèse\Caraibes\MatlabpourCaraibes\Utilitaire_fichier_3colonnes

clear all;
fclose('all');
```

### II.2.5. Module annexe colz.m

```
% Module colz.m annexe au module principal 3colXYZ.m
% Module de transformation d'un fichier XYZ en un fichier 1 col Z (NaN Surfer=9999)

% Fichier input
disp(' ');
fich_in=input('Nom du fichier à traiter (entre quotes)?_');
disp(' ');

% Lecture du fichier input
clear listpt;

% On se place dans le répertoire des données
cd D:\Thèse\Caraibes\MatlabpourCaraibes\A_traiter

fid=fopen(fich_in,'rt');
listpt=fscanf(fid,'%f %f %f',[3,Inf]);

% Transformation
listpt=listpt(3,:);
listpt(find(listpt>1e+038))=9999;
data=listpt;

% Fichier output
disp(' ');
fich_out=input('Nom du fichier en sortie (entre quotes)?_');
disp(' ');

% Ouverture du fichier output
fid2=fopen(fich_out,'wt');
fprintf(fid2,'% .12f\n',data);

disp('Ok!');

% On retourne dans le répertoire logiciel
cd D:\Thèse\Caraibes\MatlabpourCaraibes\Utilitaire_fichier_3colonnes

clear all;
fclose('all');
```

## **Annexe V**

*Présentation des forages et logs  
de la région de Sainte-Suzanne*

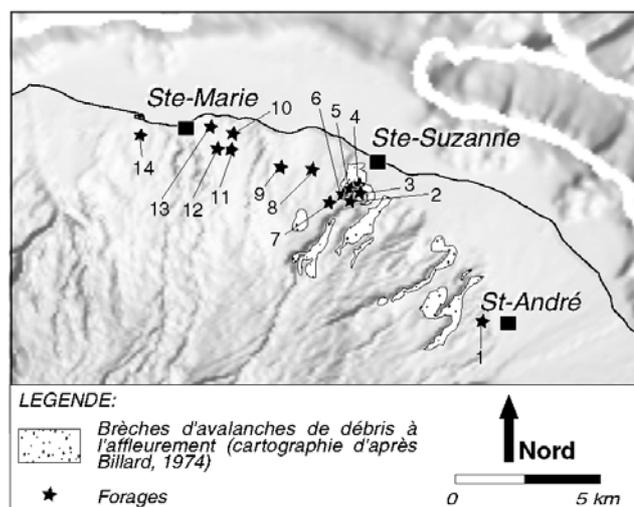
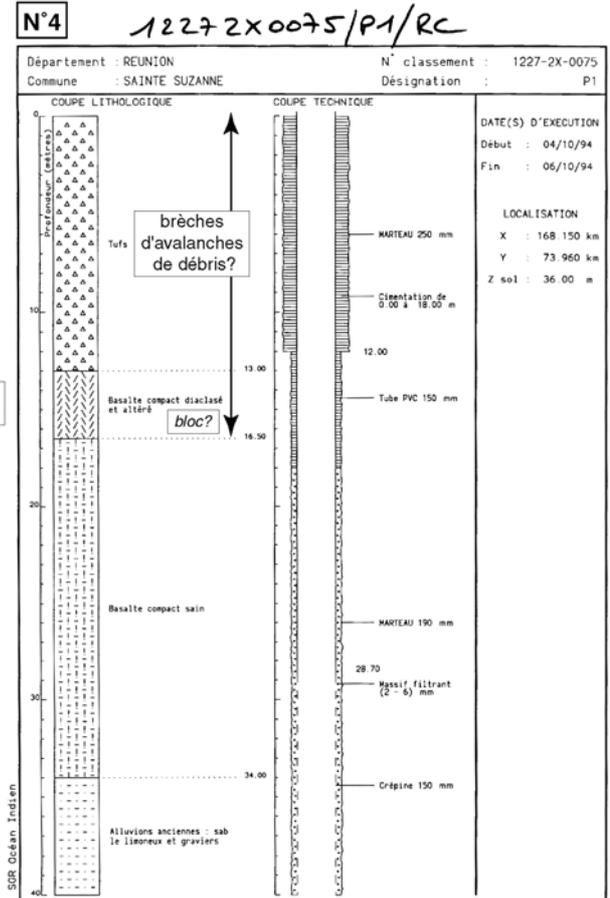
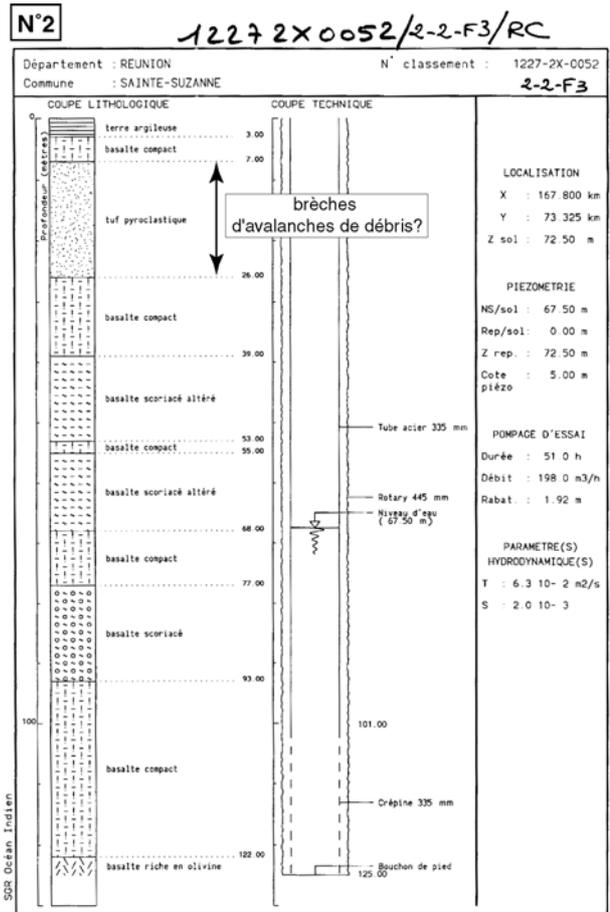
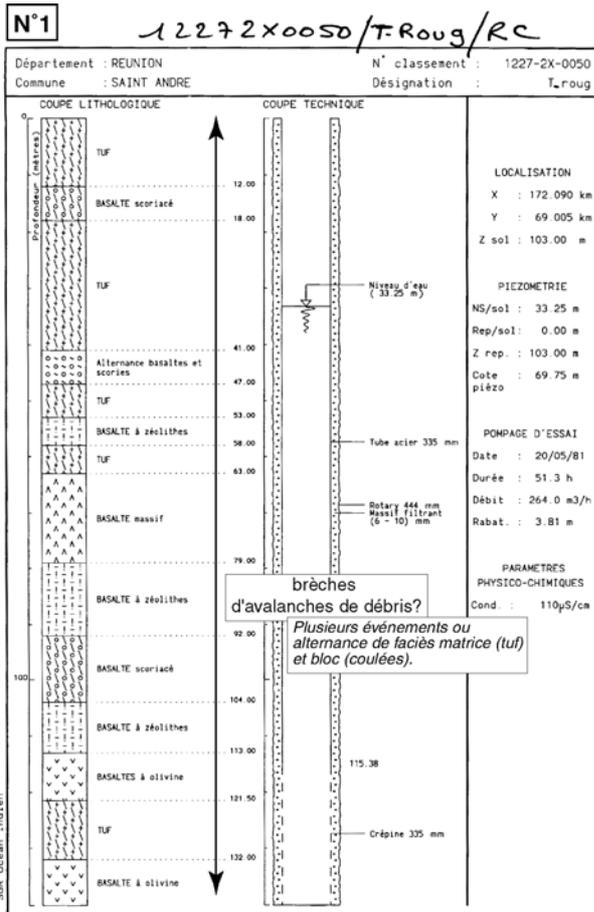


Figure An.V-1: Localisation des forages réalisés dans la région de Sainte-Suzanne et mettant en évidence des brèches pouvant être interprétées comme des dépôts d'avalanches de débris.

Numéro	Dénomination BSS <sup>1</sup>	Commune	Profondeur (m)	Coordonnées Gauss-Laborde (m)		
				X	Y	Z
1	12272X0050/TROUG	ST-ANDRE	140	172090	69005	103
2	12272X0052/2-2-F3	STE-SUZANNE	125	167800	73325	72.5
3	12272X0102/S2	STE-SUZANNE	36	168066	73734	51.42
4	12272X0075/P1	STE-SUZANNE	40,3	168150	73960	36
5	12272X0107/S7	STE-SUZANNE	32	167736	73727	66.23
6	12272X0109/S9	STE-SUZANNE	40	167650	73546	77.4
7	12272X0072/FORAGE	STE-SUZANNE	157,4	167220	73390	119.67
8	12272X0096/F	STE-SUZANNE	161	166650	74409	84.89
9	12272X0137/F	STE-SUZANNE	130	165673	74480	83.1
10	12271X0064/F	STE-MARIE	110	164129	75653	53.36
11	12271X0065/F	STE-MARIE	135,8	164012	75093	73.33
12	12271X0034/2-1-S7	STE-MARIE	204	163650	75040	58.35
13	12271X0031/2-1-S6	STE-MARIE	60,6	163400	75820	36
14	12271X0066/P22	STE-MARIE	100	161037	75606	35.32

**Tableau An.V-1: Caractéristiques des forages présentés.** Chaque ouvrage est numéroté et localisé sur la figure An.V-1. <sup>1</sup>Dénomination officielle Banque du Sous-Sol (Base de données BRGM consultable sur le site <http://infoterre.brgm.fr>).



**N°3**  
Numéro National : 12272X0102/S2

De	à	
0 m	9 m	TUFS CENDREUX
9 m	32.5 m	TUFS BRECHIQUES
32.5 m	36 m	BASALTE COMPACT

brèches d'avalanches de débris?

Figure An.V-2: Logs des forages numérotés de 1 à 4

N°5

Numéro National : 12272X0107/S7

De	à	
0 m	12 m	TUFS CENDREUX
12 m	28 m	TUFS BRECHIQUES
28 m	32 m	BASALTE COMPACT

brèches  
d'avalanches de débris?

N°6

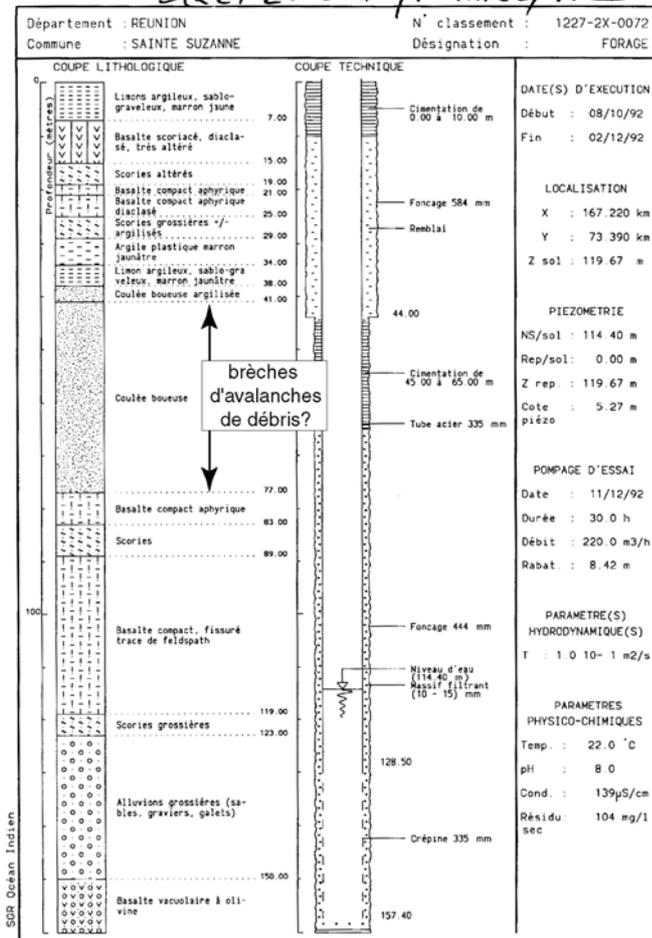
Numéro National : 12272X0109/S9

De	à	
0 m	14 m	TUFS CENDREUX
14 m	40 m	TUFS BRECHIQUES

brèches  
d'avalanches de débris?

N°7

12272X0072/FORAGE/RC



N°8

12272X0096/F/RC

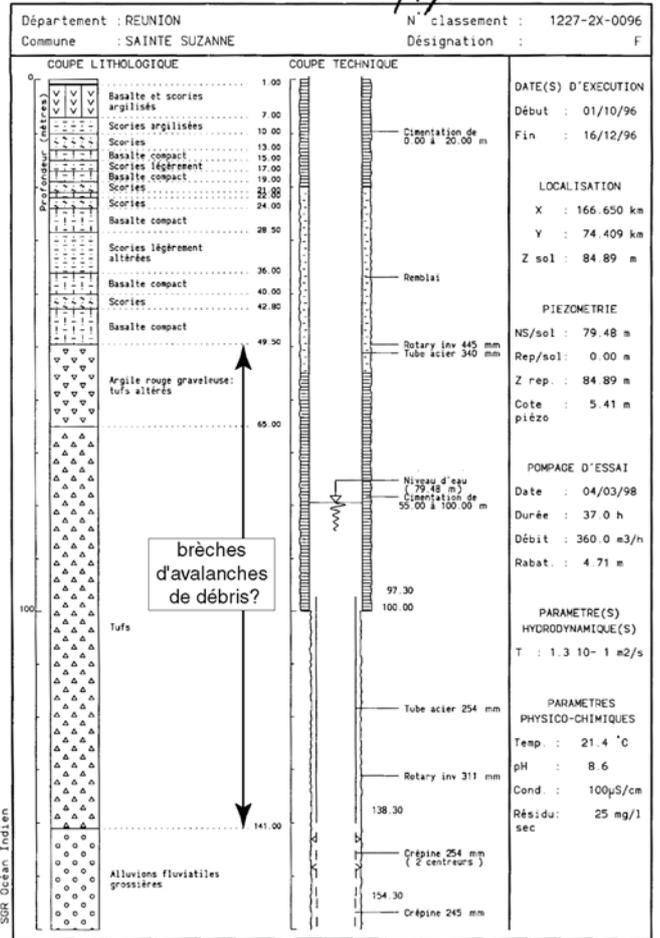


Figure An.V-3: Logs des forages numérotés de 5 à 8

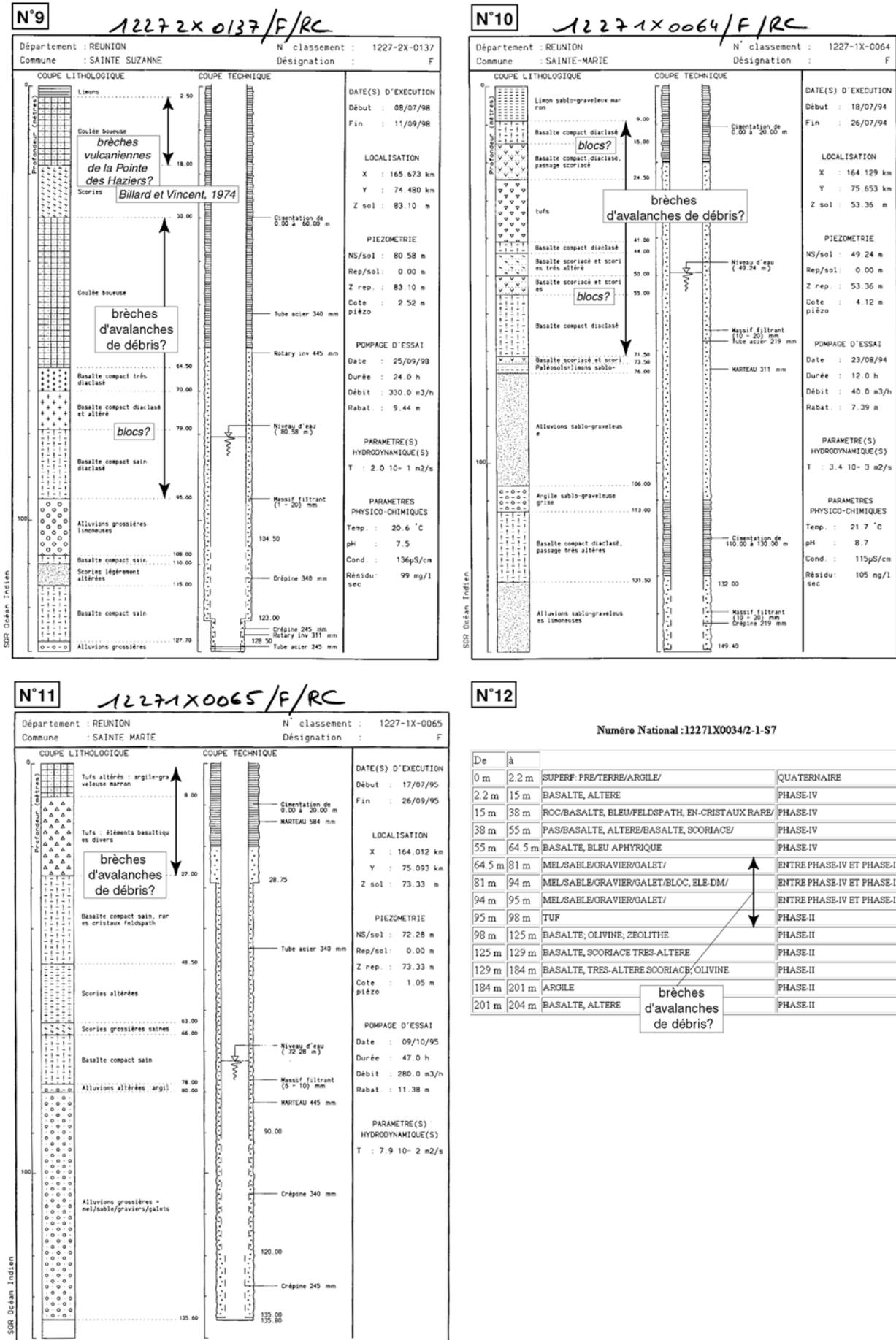


Figure An.V-4: Logs des forages numérotés de 9 à 12

N°13

Numéro National : 12271X0031/2-1-S6

De	à		
0 m	8 m	BASALTE, ALTERE (EN BOULE)	PHASE-IV
8 m	27 m	BASALTE, SCORIACE ALTERE ARGILEUX	PHASE-IV
27 m	48 m	TUF	PHASE-IV
48 m	60 m	BASALTE, APHYRIQUE COMPACT	PHASE-IV
60 m	60.6 m	PRE/BASALTE, SCORIACE/LAPILLI/	PHASE-IV

brèches  
d'avalanches  
de débris?

N°14

12271X0066/P22/RC

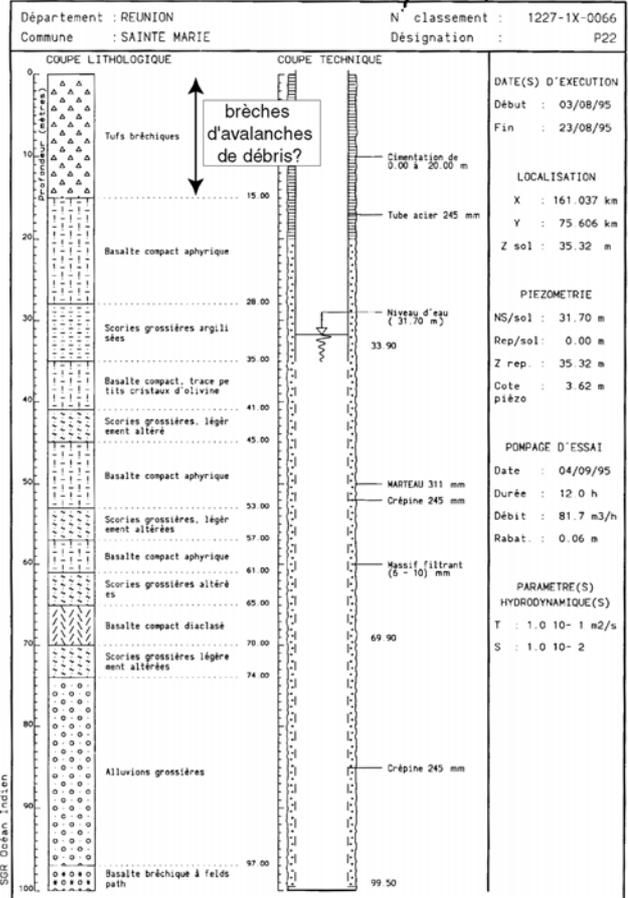


Figure An.V-5: Logs des forages numérotés de 13 à 14